La variabilité climatique rapide dans l'Atlantique Nord depuis 128 000 ans: relations entre les calottes de glace et l'océan de surface

Elsa Cortijo

▶ **To cite this version:**

Elsa Cortijo. La variabilité climatique rapide dans l'Atlantique Nord depuis 128 000 ans: relations entre les calottes de glace et l'océan de surface. Océan, Atmosphère. Université Paris XI - Orsay, 1995. Français. NNT : . tel-03008862

HAL Id: tel-03008862
https://hal.science/tel-03008862

Submitted on 17 Nov 2020

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

ORSAY

N° d'ordre: 3863

UNIVERSITE DE PARIS-SUD

U.F.R. SCIENTIFIQUE D'ORSAY

THESE

présentée

pour obtenir

Le GRADE de DOCTEUR EN SCIENCES

DE L'UNIVERSITE PARIS XI ORSAY

par

Elsa CORTIJO

SUJET: **La variabilité climatique rapide dans l'Atlantique Nord depuis 128 000 ans: relations entre les calottes de glace et l'océan de surface**

Soutenue le 3 octobre 1995 devant la commission d'examen composée de:

MM.	Michel STEINBERG	Président
	Francis GROUSSET	Rapporteur
	Michael SARNTHEIN	Rapporteur
	Jean-Claude DUPLESSY	
	Jean JOUZEL	
	Laurent LABEYRIE	

Avant-propos

Je suis très reconnaissante à Monsieur Michel Steinberg d'avoir accepté de présider le jury de ma thèse.

Je remercie vivement Messieurs Francis Grousset et Michael Sarnthein d'avoir accepté de faire partie de ce jury et d'avoir examiné ce travail. Leurs commentaires m'ont été fort utiles pour l'amélioration du manuscrit.

Je remercie sincèrement Jean-Claude Duplessy qui m'a accueillie au Centre des Faibles Radioactivités, pour l'intérêt qu'il a porté à mon travail et les nombreuses et fructueuses discussions que nous avons eues.

Jean Jouzel a accepté d'examiner ce travail avec l'œil du glaciologue. Je le remercie de ses encouragements constants et de ses conseils.

Laurent Labeyrie, membre du jury et directeur scientifique de cette thèse, m'a suivie dans mon travail au cours de ces trois années et m'a fait bénéficier, outre de son enthousiasme légendaire, de sa grande culture en matière de géochimie isotopique. Qu'il en soit vivement remercié.

Je voudrais exprimer ma gratitude à Carlo Laj, Catherine Kissel et l'équipe de paléomagnétisme pour les intéressantes collaborations que nous avons eues.

Ce travail doit beaucoup aux divers programmes existants entre le Centre des Faibles Radioactivités et d'autres laboratoires. Je tiens notamment à remercier Monique Labracherie et Josette Duprat du Département de Géologie et Océanographie de Bordeaux pour leurs précieux conseils et leur constante disponibilité. Certaines des données présentées dans ce travail ont été acquises dans le cadre des thèses de Sabine Becquey, Marie Revel, Jean Sinko et Maryline Vautravers, effectuées à Bordeaux et je tiens à leur exprimer ma gratitude. Uwe Pflaumann de l'université de Kiel a largement contribué à la constitution de notre base de données paléoclimatiques et je l'en remercie. Mark Chapman de Cambridge m'a gentiment communiqué les résultats isotopiques et micropaléontologiques de la carotte SU90-03 et je l'en remercie. Joël Guiot m'a initiée aux traitements statistiques nécessaires à l'interprétation de ces données. Je lui suis reconnaissante du temps qu'il m'a consacré. Tjeerd van Weering et Tine Rasmussen du Netherland Institut of Sea Research m'ont été d'une aide précieuse pour l'obtention de sédiment marin et je les en remercie.

Au sein du laboratoire, je tiens à exprimer ma très grande gratitude à Jeannette Antignac, Danielle Dole, Brigitte Le Coat et Jérôme Tessier qui ont non seulement été le noyau essentiel pour l'acquisition des données isotopiques présentées dans ce travail mais m'ont également fait partagé d'excellents moments. Héloïse Leclaire m'a tout appris ou presque en matière de foraminifères. Je la remercie vivement du temps et de l'énergie qu'elle y a consacré. De grands mercis aussi à Claude Lalou pour sa remarquable efficacité dans la relecture de ce manuscrit.

Pascal Yiou m'a fait découvrir le monde des analyses spectrales. Je le remercie vivement de sa patience et du temps qu'il y a passé.

Je suis reconnaissante à Franck Bassinot, Michel Fontugne, François Guichard, Anne Juillet-Leclerc, Elisabeth Michel et Martine Paterne pour les diverses discussions (scientifiques ou non) qui ont émaillé ces trois années.

Dominique Baisnée et Alain Jegou ont toujours été présents pour résoudre les petits déboires informatiques et je leur en suis reconnaissante.

Mes remerciements vont également à toute l'équipe du secrétariat, Thérèse Chétail, Sylvie Cales et Maryse Mouveroux mais aussi à Marika Spyridakis pour sa gentillesse et ses conseils avisés.

Merci aussi à toutes les personnes rencontrées au cours de ces trois ans et notamment à Laurence Vidal, Benoit Lehman, Viviane Bout, Marie-Eve Salvignac, Laurence Froget, Asmae Raïs, Jérôme Gayraud, Philippe Robion, Fabio Speranza, Irène Lefèvre, Jérôme Surmont, Marie-Hélène Perthuisot, Viviane Leboucher, Muriel Boiseau, Mary Elliot, Giuseppe Siani, Flavien Lemoine, Suzanne Fretzdorff, Stephan Mulitza, Duddy Arifin, Eun-Yun Nho, Catherine Organo, Christophe Colin, Sabine Schmidt, Françoise Legeleux, Pascale Braconnot.

Enfin, cette thèse n'aurait probablement jamais vu le jour sans le soutien quotidien de Didier et de toute ma famille et je leur en suis très reconnaissante.

Cette thèse a été financée par le Commissariat à l'Energie Atomique sous la forme d'une Contrat de Formation à la Recherche. Les analyses isotopiques des foraminifères ont été réalisées grâce au financement de base du laboratoire (CNRS et CEA), aux contrats européens EPOCH et « Environnement » (contrat EV5VCT920117) et aux programmes nationaux « Géosciences Marines », DYTEC et PNEDC.

Table des Matières

INTRODUCTION **9**

CHAPITRE 1

I. MISE EN EVIDENCE DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES RAPIDES DANS LES SEDIMENTS DE L'OCEAN ATLANTIQUE NORD. **15**

I. 1. INTRODUCTION 15

I. 2. ACQUISITION DES DONNEES DE REFLECTANCE ET CALIBRATION 18

I. 2.1. Acquisition *18*

I. 2.2. Calibration *24*

I. 3. COMPARAISON ENTRE LES ENREGISTREMENTS GLACIAIRES ET MARINS 27

I. 4. ENREGISTREMENT CLIMATIQUE HAUTE FREQUENCE DANS DES SEDIMENTS MARINS. 31

I. 5. CONCLUSION 32

I. 6. ARTICLES 35

I. 6.1. Cortijo et al, 1995 a. *35*
I. 6.2. Cortijo et al, 1995 b. *44*

CHAPITRE 2

II. LES NIVEAUX DE HEINRICH: ETUDE SPATIO-TEMPORELLE **63**

II. 1. INTRODUCTION 63

II. 2. CAROTTES ETUDIEES 64

II. 3. L'ENREGISTREMENT DES NIVEAUX DE HEINRICH DANS LES SEDIMENTS DE L'ATLANTIQUE NORD 66

II. 3.1. Etendue et dynamique des calottes de glace *66*
II. 3.2. Caractérisation sédimentaire des niveaux de Heinrich. *67*

II. 4. CHRONOSTRATIGRAPHIE 79

II. 4.1. Méthodes de datation *82*
II. 4.1.1. Les datations par le carbone 14 82
II. 4.1.2. La stratigraphie isotopique 83
II. 4.1.3. Les niveaux de cendres 1 et 2 83
II. 4.2. Détermination de l'âge moyen d'un des niveaux de Heinrich *84*
II. 4.3. Chronostratigraphie de référence *85*
II. 4.4. Etablissement de l'échelle d'âge pour d'autres carottes *89*

II. 5. CONCLUSION 101

CHAPITRE 3

III. CARTOGRAPHIE DES ANOMALIES DE TEMPERATURE ET DE SALINITE ASSOCIEES A UN EPISODE DE DEBACLE D'ICEBERGS. **107**

III. 1. INTRODUCTION 107

III. 2. LES DONNEES DISPONIBLES POUR L'ETUDE DU NIVEAU DE HEINRICH 4 108

III. 3. EVOLUTION DES MASSES D'EAU POLAIRE ENTRE 30 ET 40 KA 111

III. 4. EVOLUTION DE L'HYDROLOGIE DE SURFACE 114

III. 4.1. Paramètres utilisés *114*
III. 4.2. Discussion *117*

III. 5. EVOLUTION HYDROLOGIQUE A L'ECHELLE DE L'ATLANTIQUE NORD PENDANT LE NIVEAU DE HEINRICH 4 121

III. 5.1. Anomalies isotopiques *122*
III. 5.2. Températures d'août *127*

III. 6. CONCLUSION 128

CHAPITRE 4

IV. VARIABILITE DE L'HYDROLOGIE DU BASSIN NORD ATLANTIQUE ENTRE 60 ET 10 KA ET RELATION AVEC LES EVENEMENTS DE HEINRICH 131

IV. 1. INTRODUCTION 131

IV. 2. IMPACT DES DECHARGES D'ICEBERGS SUR LES EAUX DE SURFACE DEPUIS 60 KA. 132

IV. 2.1. Les enregistrements isotopiques depuis 60 ka *132*
IV. 2.2. Paléotempératures et paléosalinités *136*

IV. 3. RELATIONS GLACE-OCEAN DANS L'HEMISPHERE NORD 139

IV. 4. MECANISMES DE MISE EN PLACE DES NIVEAUX DE HEINRICH ET DE DANSGAARD-OESCHGER. 143

CHAPITRE 5

V. LE CLIMAT PENDANT LA DERNIERE PERIODE INTERGLACIAIRE ETAIT-IL STABLE OU INSTABLE? 149

V. 1. INTRODUCTION 149

V. 2. L'EEMIEN EN ATLANTIQUE NORD ET EN MER DE NORVEGE 152

V. 2.1. Echelles d'âge *152*
V. 2.2. Résultats *153*
V. 3. DISCUSSION ET CONCLUSION 161
V. 4. ARTICLE CORTIJO *ET AL.*, 1994. 162
CONCLUSIONS GENERALES **167**
BIBLIOGRAPHIE **171**
ANNEXES **181**
- Annexe 1: calcul de la teneur en eau. 181
- Annexe 2: compléments sur les méthodes de datation. 183
- Annexe 3: tableaux de données de datations ^{14}C. 187
- Annexe 4: reconstitutions de paléotempératures. 189
- Annexe 5: calculs des paléosalinités. 195
- Annexe 6: articles Grousset *et al.*, 1993 et Labeyrie *et al.*, 1995. 199
LISTE DES FIGURES **229**
LISTES DES TABLEAUX **235**

Introduction

Le climat de la Terre au cours du Quaternaire, depuis environ deux millions d'années, est caractérisé par une succession de longues périodes glaciaires interrompues par de courtes périodes interglaciaires semblables à celle qui prédomine depuis environ 10 ka (1 ka = 1000 ans). Le climat de la Terre a donc oscillé entre des périodes froides pendant lesquelles les glaciers continentaux étaient très développés et des périodes chaudes pendant lesquelles ils n'avaient qu'une extension limitée. C'est la découverte, à la fin du XIX^{ème} siècle par L. Agassiz, des traces laissées par ces glaciers continentaux qui a conduit l'astronome serbe Milankovitch à formuler au début du XX^{ième} siècle la théorie astronomique des paléoclimats. Selon celle-ci, les variations du climat à des échelles de temps de l'ordre de plusieurs dizaines ou centaines de milliers d'années seraient gouvernées par les variations lentes des paramètres orbitaux de la Terre autour du Soleil. Ces paramètres sont :

- l'excentricité de l'écliptique qui représente le degré d'« aplatissement » de l'ellipse de l'orbite terrestre. Les variations de ce paramètre jouent sur la quantité d'énergie solaire reçue par la planète avec une périodicité de l'ordre de 400 ka. Une période d'environ 100 ka y est également associée.
- l'obliquité représente l'angle de l'axe de la Terre avec la perpendiculaire au plan de l'écliptique. Ses variations, en diminuant le contraste thermique entre

été et hiver, favorisent l'entrée dans les glaciations. La périodicité associée est d'environ 41 ka.

- la précession des équinoxes représente la lente dérive de la position des équinoxes par rapport au périhélie et a pour effet de modifier la répartition saisonnière de l'insolation en jouant sur la distance Terre-Soleil. Les périodes principales associées à ce paramètre sont de 19 et 23 ka.

Cette théorie a été vérifiée par Hays *et al*. (1976) grâce à l'étude de marqueurs paléoclimatiques dans les sédiments marins. Les variations lentes du climat de notre planète à l'échelle des derniers milliers d'années sont ainsi essentiellement dues à des causes externes au système climatique terrestre. Cependant, les échelles de temps impliquées dans cette théorie dite astronomique ne peuvent pas rendre compte directement des changements climatiques rapides tels que le Dryas récent (refroidissement brusque, il y a 12 ka, au cours de la dernière déglaciation (Iversen, 1954; Duplessy *et al*., 1981; Mangerud, 1985)). Des mécanismes plus complexes, faisant probablement intervenir des interactions entre atmosphère, biosphère, océan et calotte de glace doivent alors être invoqués.

Depuis cette mise en évidence, les analyses faites dans les carottes de glace du Groenland ont révélé l'existence, entre 60 et 10 ka, d'une succession d'événements climatiques de large amplitude et d'une durée suffisamment courte pour ne pas être engendrés par les variations des paramètres orbitaux (Dansgaard *et al*., 1982). Ces oscillations pendant la période glaciaire, qui témoignent d'excursions climatiques plus chaudes au-dessus du Groenland, ont été confirmées dans les forages plus récents de GRIP (Dansgaard *et al*., 1993) et GISP2 (Grootes *et al*., 1993).

Les premières études conduites par Ruddiman en Atlantique Nord ont montré que la quantité de matériel détritique relâché par les icebergs dans le sédiment était étroitement liée à la taille des grandes calottes de glace de l'hémisphère nord (Ruddiman, 1977). Bien que la résolution temporelle de l'échantillonnage n'excédait pas quelques milliers d'années (environ 3000

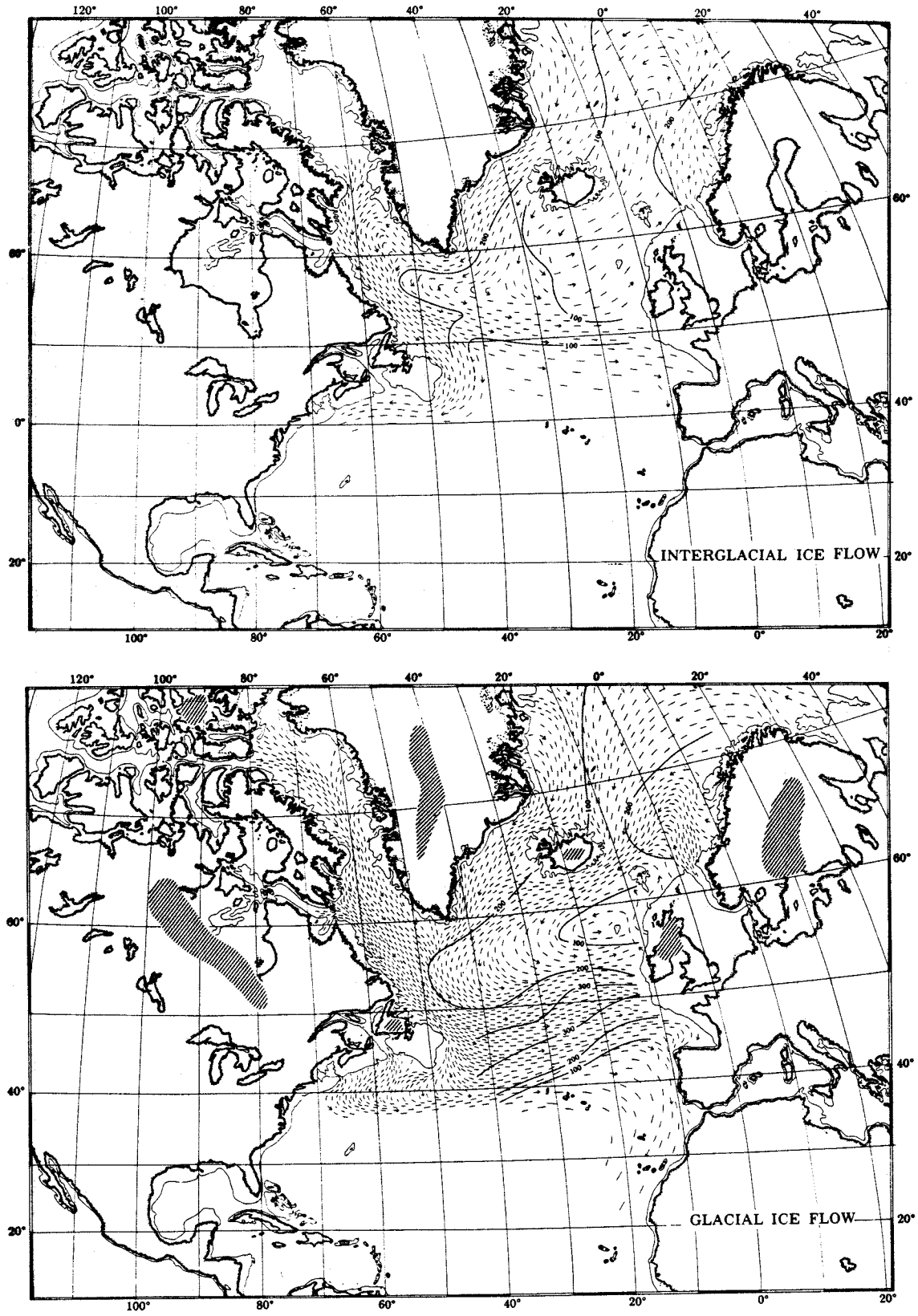


Figure: Trajet des éléments détritiques transportés par les glaces. En haut: pendant une période interglaciaire, en bas: pendant une période glaciaire. Les isolignes matérialisent des flux de matériel détritique en $mg/cm^2/ka$ (Ruddiman, 1977).

ans) ce travail a néanmoins permis d'établir des relations entre la nature de la sédimentation et les stades climatiques définis par la stratigraphie isotopique (Emiliani, 1955). Selon Ruddiman, il existe dans l'Atlantique Nord deux modes de dépôt de matériel détritique: i- l'un interglaciaire dans lequel les icebergs fondent au nord, au contact de la dérive nord-Atlantique le long des côtes groenlandaises; ii- l'autre glaciaire au cours duquel les icebergs sont transportés plus loin vers le sud avant de fondre, là encore, au contact des eaux plus chaudes du Gulf-Stream, entre 40° et 55°N (figure). La conclusion essentielle du travail de Ruddiman a été de suggérer que les flux de matériel détritique d'origine continentale dans l'océan Atlantique Nord sont directement proportionnels à la taille des calottes donnant naissance à des icebergs et que la zone de fonte des icebergs varie avec la position du front polaire. Les études paléoclimatiques plus récentes (Heinrich, 1988; Bond *et al*., 1992b) ont bénéficié de l'augmentation de la résolution temporelle des analyses des sédiments marins. Ceci a permis de mettre en évidence qu'il existait au cours de la dernière période glaciaire (entre 60 et 10 ka) des variations brutales de la quantité de matériel détritique transporté par les icebergs, et ce, indépendamment des fluctuations à long terme de la taille des calottes de glace. Le climat de la Terre apparaît donc de plus en plus comme un système complexe caractérisé par des variations lentes forcées par les changements d'insolation et des variations plus rapides sans doute dues à des oscillations internes du système climatique. La compréhension de ces changements abrupts et le rôle joué par les calottes de glace font l'objet de ce travail.

Le premier chapitre montre que les sédiments peuvent enregistrer la variabilité rapide du climat. Pour cela, une méthode d'analyse en continu des sédiments marins a été développée et appliquée à l'étude des changements climatiques abrupts dans l'Atlantique Nord pendant la dernière période glaciaire.

Dans un deuxième chapitre, j'aborde plus précisément l'étude des variations climatiques rapides enregistrées dans les sédiments de l'océan

Atlantique Nord. Après avoir procédé à une description sédimentologique de ces niveaux, une chronologie précise sur l'ensemble des carottes étudiées est construite.

Le troisième chapitre est consacré à l'étude détaillée d'une période précise autour de 35 ka de façon à analyser les mécanismes et la chronologie des différents processus affectant l'océan de surface. Cette étude m'a permis de proposer une cartographie des anomalies de température et de salinité au cours d'un événement climatique précis de la dernière période glaciaire.

Le quatrième chapitre est centré sur la variabilité hydrologique associée à ces changements climatiques. Les relations avec des événements mis en évidence dans les calottes de glace du Groenland y sont examinées.

Enfin, le cinquième chapitre concerne la variabilité climatique rapide au cours du dernier interglaciaire (entre 128 et 113 ka) en l'absence de grandes calottes de glace continentale sur l'hémisphère nord.

CHAPITRE 1

I. Mise en évidence des changements climatiques rapides dans les sédiments de l'océan Atlantique Nord.

I. 1. Introduction

Les études des changements climatiques au cours des époques glaciaire et interglaciaire et leurs relations avec les variations de l'insolation ont pour la plupart été à partir de séries marines dans lesquelles la résolution temporelle n'excédait pas 1500 à 2000 ans. Cela correspond à un (échantillonnage d'un point tous les 10 cm dans une carotte dont le taux de sédimentation est d'environ 5 cm/ka). Il était généralement estimé que les processus de bioturbation affectant les sédiments marins étaient suffisamment intenses pour dégrader l'information climatique plus fine. Cette résolution est insuffisante pour permettre une étude détaillée des phénomènes rapides résultant des

interactions entre la circulation océanique, la dynamique de l'atmosphère et l'évolution des calottes de glace.

Les enregistrements obtenus par l'analyse des carottes de glace prélevées dans les calottes polaires ont démontré la nécessité d'obtenir des enregistrements marins dont la résolution serait proche de la centaine d'années. Au centre du Groenland, le taux d'accumulation de la glace est de l'ordre de 20 cm par an en surface. Il diminue avec le tassement dû à l'enfouissement et à l'écoulement pour atteindre des valeurs de 0.4 cm par an à 2800 m de profondeur (Johnsen *et al*., 1995). La résolution temporelle pouvant être obtenue dans les carottes de glace est inférieure à l'année près de la surface à une dizaine d'années plus en profondeur. Le signal isotopique est peu affecté par des problèmes de bioturbation. De façon à faire des comparaisons précises avec les enregistrements obtenus dans les carottes de glace, il est nécessaire d'améliorer la résolution temporelle des enregistrements paléoclimatiques obtenus sur des carottes de sédiment marin en augmentant la densité des mesures. Il faut, en particulier, utiliser des méthodes d'analyses en continu des sédiments.

Dans l'Atlantique Nord, la sédimentation abyssale est essentiellement composée de deux constituants: le carbonate biogène (nanno- et microplancton) et les éléments détritiques d'origine continentale (argiles et minéraux grossiers). Dans certaines zones autour de l'Islande et des Açores, les cendres volcaniques peuvent devenir un constituant significatif (Ruddiman et Glover, 1972; Smythe *et al*., 1985). Les variations de couleur sont donc surtout contrôlées par les fluctuations de la quantité de carbonate biogène dont la teneur dans le sédiment dépend du climat (Crowley, 1983). Plus il fait chaud, plus la microfaune et surtout la nannofaune carbonatée (respectivement les foraminifères et les coccolithes) se développent. Le sédiment qui se dépose pendant les périodes chaudes est donc riche en carbonate biogène et de teinte claire. Au contraire, pendant les périodes froides, le matériel qui arrive à l'océan est essentiellement détritique, que ce soit du détritique fin (transporté par le

vent ou sous forme de néphéloïdes par les courants) ou plus grossier (transporté par les icebergs, la glace de mer...). Le sédiment est alors plus foncé (figure 1-1). Lors de la dernière période glaciaire, en Atlantique Nord entre 40 et 55°N, le contraste climatique est élevé entre époques chaudes et froides. Le front polaire qui sépare des masses d'eau de température très différente (plus de 8°C d'un côté et moins de 4°C de l'autre pour les températures de surface en été) a subi en effet de fortes oscillations nord-sud (Ruddiman, 1977). Le sédiment enregistre donc des changements de couleur importants.

L'analyse de la réflectance des sédiments marins qui correspond à l'intensité lumineuse réfléchie par la surface du sédiment dans différentes bandes spectrales, permet d'étudier de façon précise le message sédimentaire associé aux changements de couleur. Bond *et al*. (1992a) ont montré dans une carotte de cette zone (ODP609 50°N, 24°W, 3900 m) qu'il existait une corrélation entre les variations de couleur du sédiment et les variations du pourcentage d'une espèce de foraminifères polaires (*Neogloboquadrina pachyderma* à enroulement senestre). Cette espèce est très sensible aux conditions de température des eaux de surface qui sont particulièrement favorables à son développement entre 0 et 9°C (Bé et Tolderlund, 1971). Ce marqueur des périodes froides a servi de base à Bond *et al*. (1992a) pour interpréter les variations de réflectance de sédiment en terme climatique. Ces auteurs ont établi que la réflectance pouvait être utilisée comme un premier outil stratigraphique. Cette analyse permet d'obtenir une excellente résolution temporelle (de l'ordre d'un point pour 10 à 50 ans dépendant du taux de sédimentation dans la carotte et de la résolution de l'image numérisée).

La méthode et ses limites seront rapidement exposées dans le paragraphe suivant. En effet, l'obtention d'une telle résolution temporelle dans des sédiments marins soulève immédiatement le problème des dégradations des signaux climatiques et géochimiques provoquées par la bioturbation benthique. Nous avons ensuite étudié plusieurs carottes prélevées au cours des missions Paleocinat 1 et 2 dans l'Atlantique Nord afin de constituer une base

pour le travail sur les variations climatiques rapides en période glaciaire (entre 70 et 15 ka). Les résultats obtenus sur ces carottes ont permis de confirmer la signification climatique des variations de réflectance par corrélation avec les variations du pourcentage de carbonate, puis d'établir des comparaisons avec les enregistrements obtenus par l'analyse des carottes de glace polaire. Dans un deuxième temps, des méthodes d'analyses spectrales ont été utilisées pour analyser certains des phénomènes mis en jeu lors des variations climatiques abruptes.

I. 2. Acquisition des données de réflectance et calibration

I. 2.1. Acquisition

Les analyses de la réflectance du sédiment sont effectuées sur un banc de mesure construit au laboratoire (figure 1-2). Les images vidéo des carottes sont digitalisées par une caméra tri-CCD (acronyme de Charged Coupled Device) qui permet d'enregistrer indépendamment les trois bandes spectrales associées aux couleurs, rouge, verte et bleue.

Le problème majeur posé par les sédiments marins pour obtenir des reconstitutions paléoclimatiques précises est dû à la bioturbation. En effet, le fond des océans est occupé par des organismes vivant sur et dans le sédiment (organismes benthiques). Ces organismes perturbent le sédiment de deux façons (figure 1-3). Ils se manifestent d'une part par un « labourage » constant, sur quelques centimètres de profondeur, qui a pour effet de lisser les signaux paléoclimatiques. L'intensité de ce processus dépend de la quantité d'éléments nutritifs parvenant au fond depuis la surface (Guinasso et Schink, 1975; Legeleux, 1994). Ils agissent aussi en déplaçant du sédiment jusqu'à 10 cm de profondeur ou plus, par exemple par le biais de terriers.

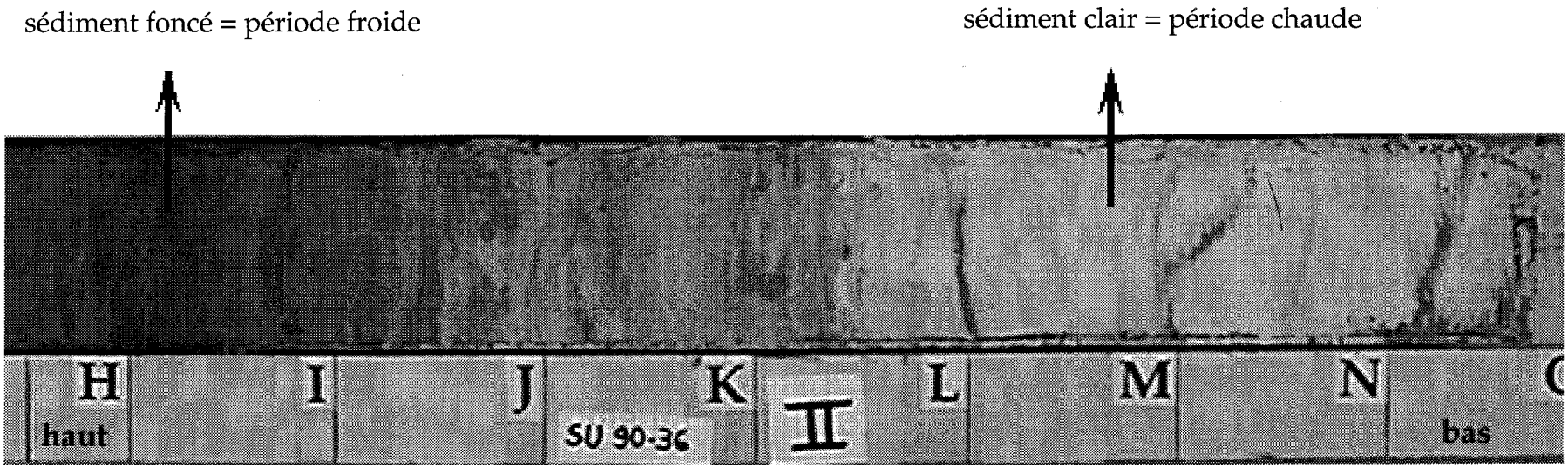


Figure 1-1: Carotte de sédiment marin dans l'Atlantique Nord (SU90-36, 55°36'N 20°18'W)

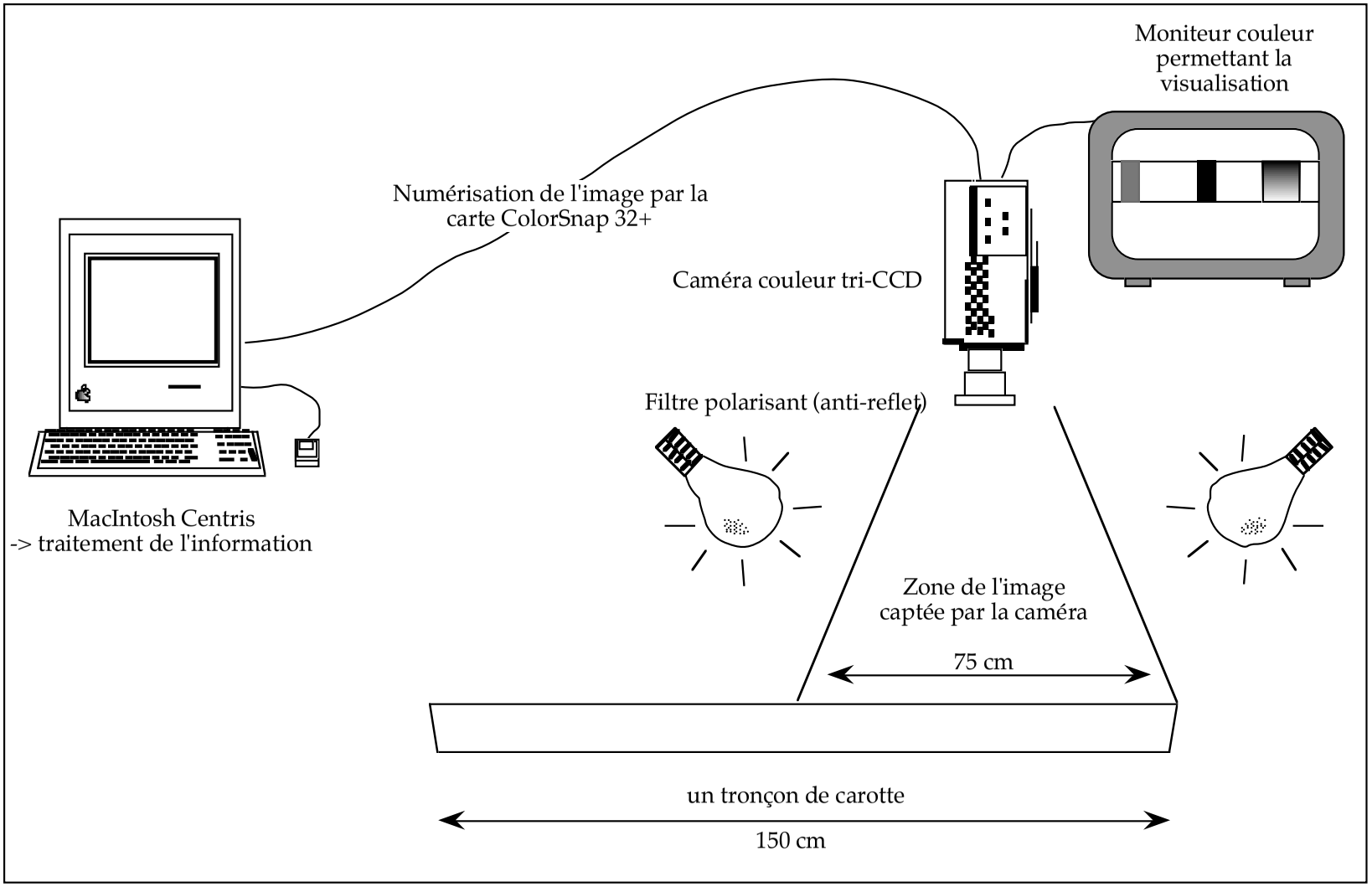


Figure 1-2: Banc d'acquisition des images de carottes

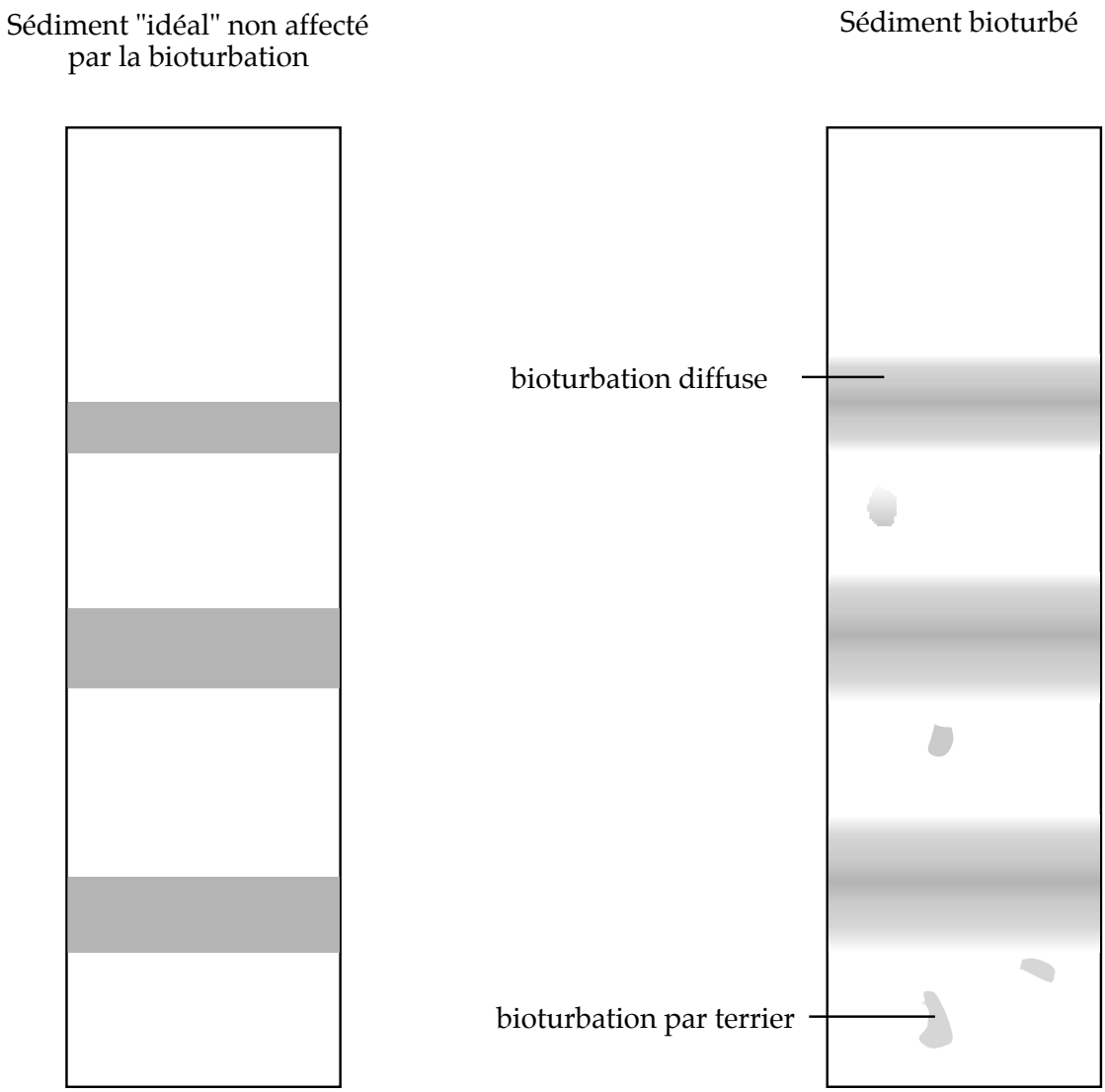


Figure 1-3: Schématisation de la bioturbation.
- à gauche: carotte « idéale » de sédiment marin. L'information climatique n'est affectée par aucun processus de bioturbation.
- à droite: carotte de sédiment marin après bioturbation. L'information climatique est lissée par la bioturbation diffuse qui est difficile à supprimer. Le message climatique ne disparaît cependant pas complètement. La bioturbation due aux terriers en revanche est facile à identifier et à exclure.

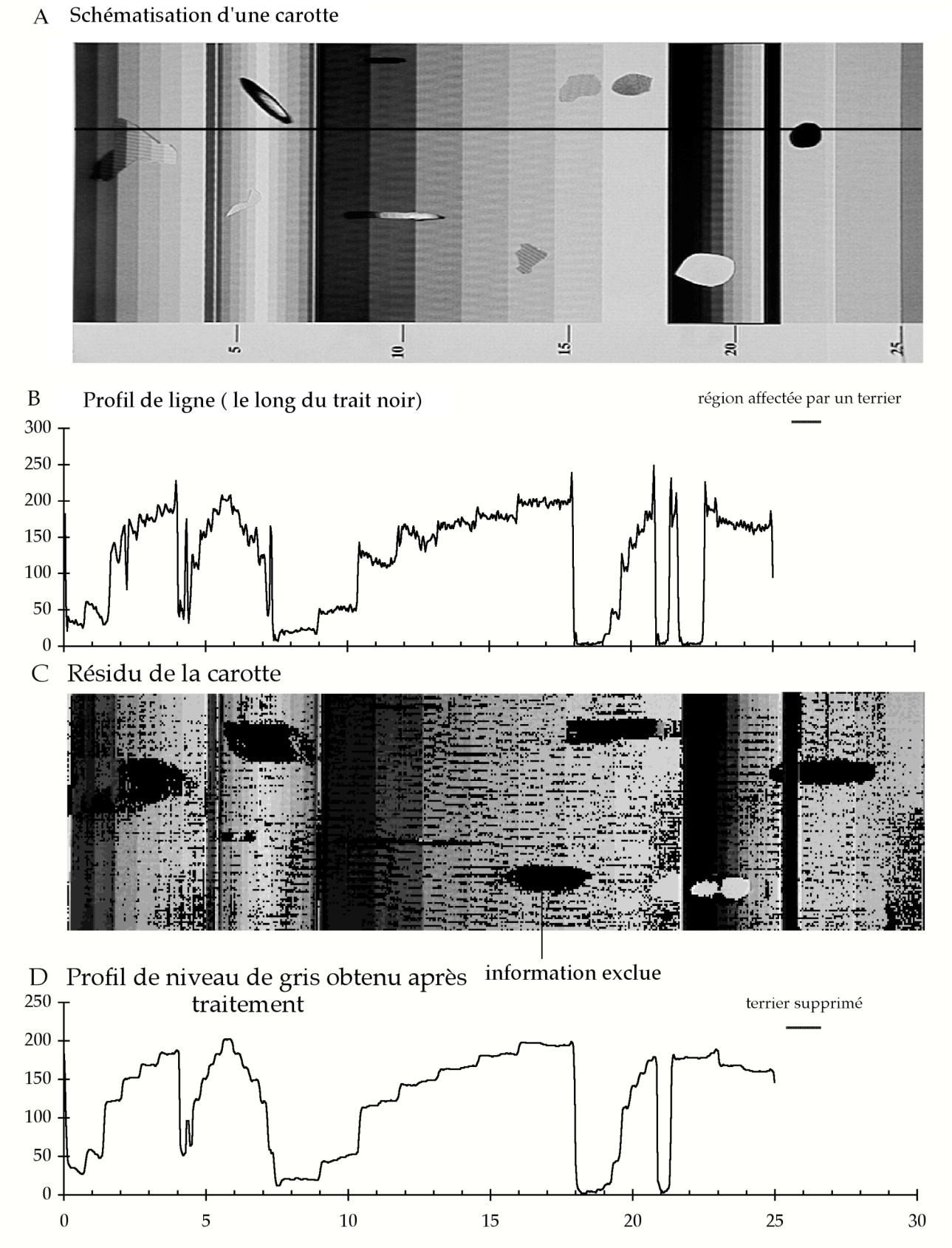


Figure 1-4: A- image initiale d'une carotte type; B- variations de la réflectance le long du trait noir; C- image obtenue après le traitement par la tranformée de Wigner-Ville, les zones noires représentent tous les pixels qui ont été exclus; D- profil obtenu après traitement par la transformée de Wigner-Ville.

Dans le premier cas, la bioturbation est diffuse et ne peut pas être facilement éliminée alors que dans le second, il suffit d'étudier le sédiment en dehors des zones affectées par des terriers pour obtenir le meilleur signal possible (figure 1-3, Trauth, 1995). Un traitement mathématique a donc été mis au point pour supprimer automatiquement sur les images numérisées les perturbations provoquées par les terriers (Le Coat et Le Grand des Cloizeaux, 1993).

Ce filtre appliqué aux images numérisées repose sur la transformée de Wigner-Ville qui est une méthode d'analyse des composantes fréquentielles dérivée de l'analyse vocale. Les perturbations dans les carottes sont généralement localisées et ne sont pas parallèles à la stratification. Le principe de cette méthode est de réaliser une analyse spectrale continue dans le sens longitudinal de la carotte et de comparer dans le sens transversal chacun des spectres ainsi obtenus. On obtient ainsi une image du contenu fréquentiel du signal. Une perturbation engendre des pics fréquentiels importants et localisés, elle peut être alors facilement détectée et exclue. En utilisant la totalité de la largeur de la carotte, ce filtre enlève la plupart des perturbations locales telles que les terriers qui ne sont pas conformes à la sédimentation et permet d'obtenir un profil en fonction de la profondeur (une dimension) à partir d'une image en deux dimensions. La figure 1-4 illustre le traitement appliqué à une carotte modèle, construite avec une succession de bandes sombres et claires et perturbée par des taches représentant les terriers. Le traitement permet d'obtenir un profil de variations des teintes de gris non perturbé par les terriers et nettoyé de certains parasites optiques qui peuvent être créés à la prise de vue (reflets,...). Après ce traitement, nous obtenons une information sur les variations de réflectance du sédiment dont la résolution est liée à la taille de l'élément de discrétisation de l'image, le pixel. Dans les conditions expérimentales qui ont été choisies pour étudier les carottes de sédiment de l'Atlantique Nord, un pixel correspond a environ 1.3 mm de sédiment. La résolution temporelle correspondante est d'environ 10 à 50 ans (pour des

sédiments dont le taux de sédimentation varie entre 3 et 15 cm par 1000 ans environ). Une fois les terriers éliminés par le traitement de l'image, il subsiste cependant la biotubation « diffuse » qui diminue cette résolution théorique.

I. 2.2. Calibration

Les variations de réflectance ont été comparées à celles du contenu en carbonate du sédiment de quatre carottes de l'Atlantique Nord (tableau 1-1 et figure 1-5). Ces carottes sont constituées d'une alternance de boue ou de vase carbonatée (à foraminifères et à coccolithes) et de vases silteuses. Elles sont situées hors des zones de sédimentation du matériel d'origine volcanique qui pourrait perturber l'interprétation des enregistrements de réflectance.

Carotte	Latitude	Longitude	Profondeur (m)
SU90-08	43°31'N	30°24'W	3080
SU90-11	44°43'N	40°15'W	3645
SU90-33	60°34'N	22°05'W	2400
SU90-39	52°34'N	21°56'W	3955

Tableau 1-1: Localisation des carottes utilisées pour la corrélation entre les enregistrements de réflectance et les teneurs en carbonate

Les coefficients de corrélation calculés entre le pourcentage en carbonate et chacun des canaux de couleur sont voisins, avec des valeurs de 0.86±0.01 pour les trois canaux (figure 1-6). Ceux-ci sont améliorés si on ne prend pas en compte les quelques premiers décimètres de sédiment et prennent alors des valeurs de 0.88±0.01. En effet, les sédiments de surface sont colorés en sombre par des oxydes de fer et de manganèse, ce qui tend à perturber l'information obtenue dans les trois canaux de couleur.

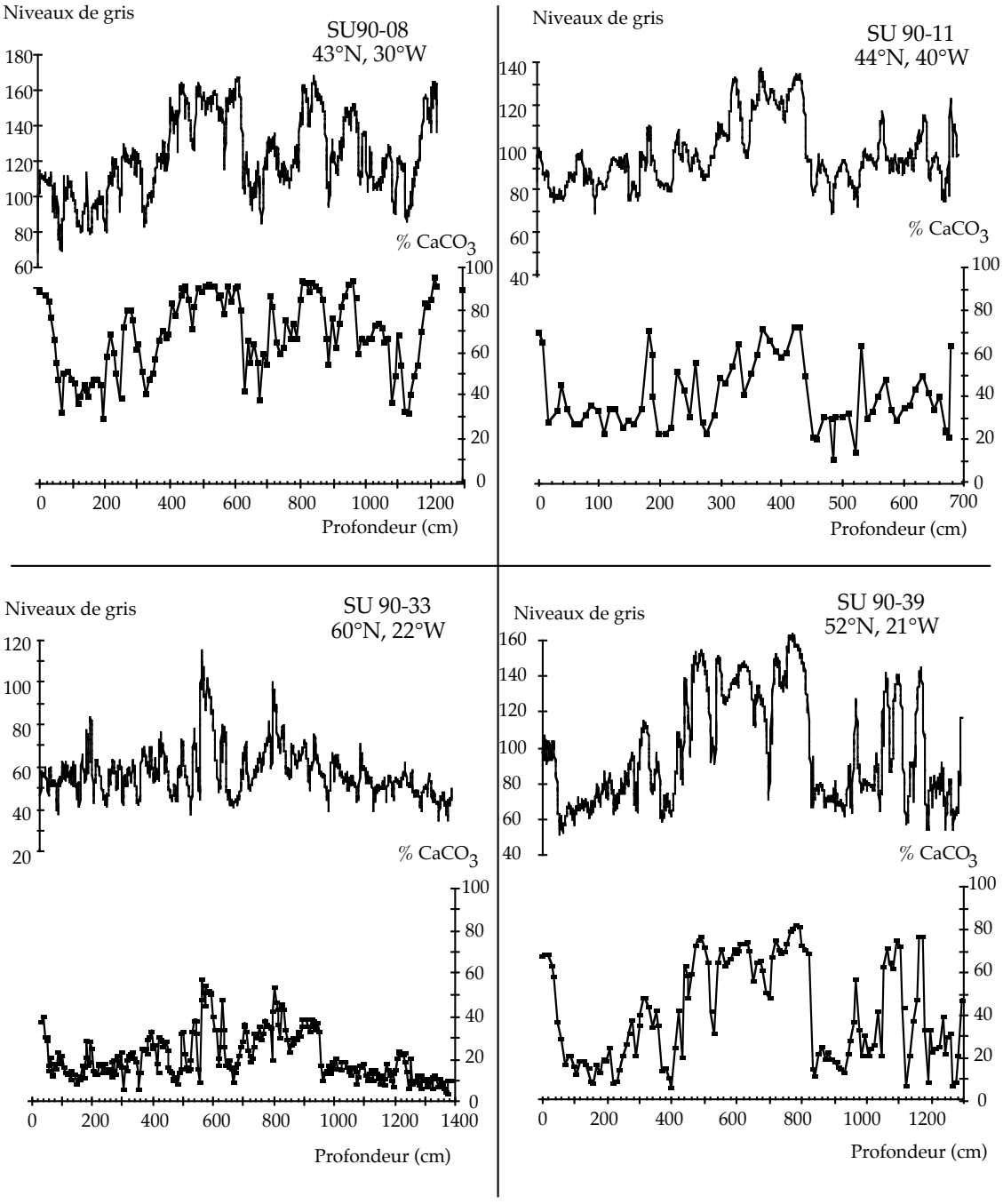


Figure 1-5: Enregistrements des variations de réflectance des sédiments et du pourcentage de carbonate dans les quatre carottes qui ont servi à la corrélation (SU90-08; SU90-11; SU90-33; SU90-39).

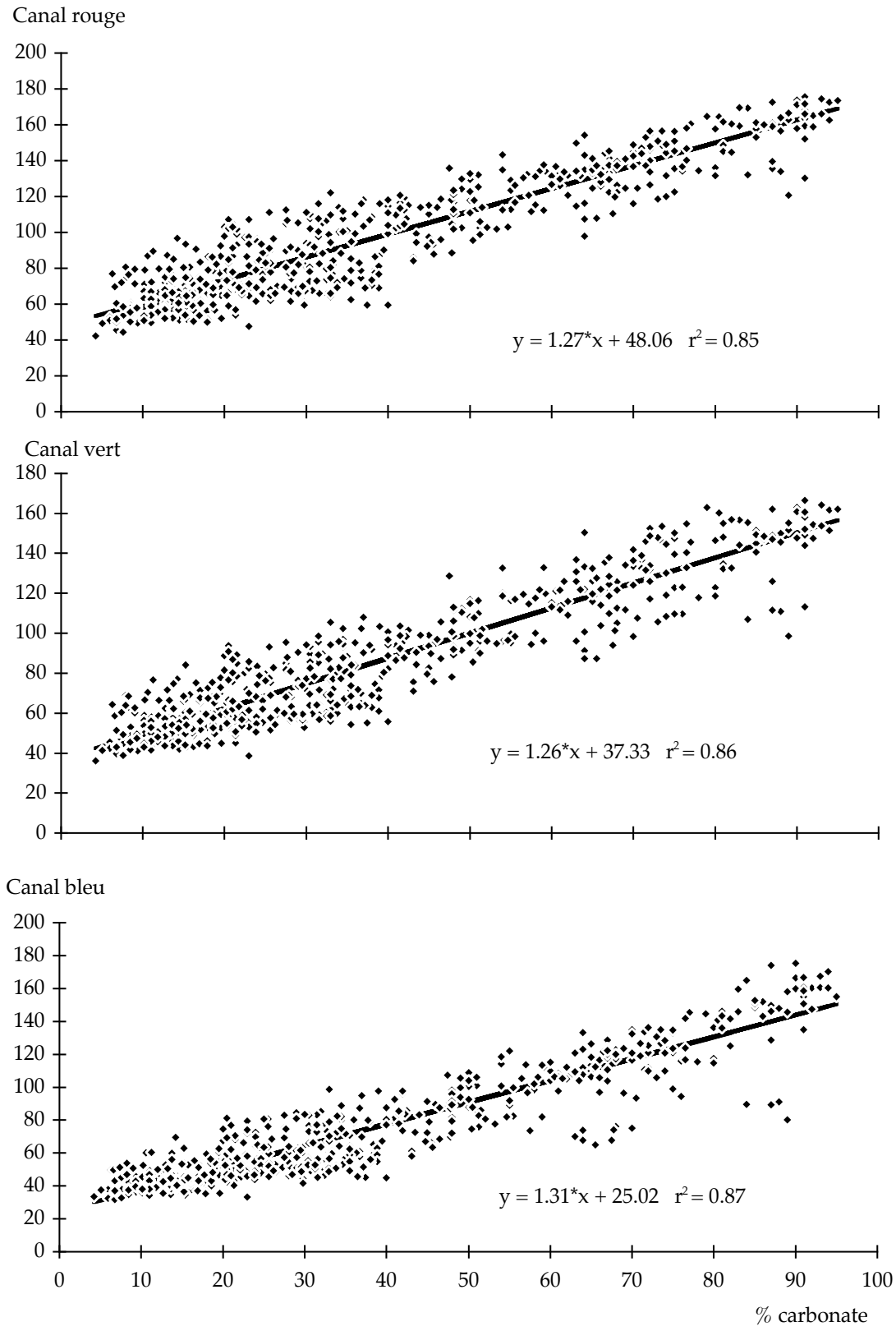


Figure 1-6: Variations de la réflectance des sédiments dans les quatre carottes SU90-08, SU90-11, SU90-33, SU90-39, dans les trois canaux de couleur en fonction de la quantité de carbonate.

Dans la suite de ce travail, ce sont les variations de réflectance dans le canal vert qui ont été utilisées et seront désignées par le terme de « niveaux de gris ».

La corrélation entre la réflectance et le pourcentage de carbonate permet d'étalonner l'échelle de niveaux de gris. Une valeur de 60 unités de niveaux de gris correspond donc à une teneur en carbonate de 25% ± 10 % et 150 unités de niveaux de gris correspond à environ 90% ± 5 % de carbonate.

I. 3. Comparaison entre les enregistrements glaciaires et marins

Les enregistrements de réflectance obtenus dans les sédiments marins de l'Atlantique Nord ont été comparés aux enregistrements des variations de la composition isotopique en oxygène de la glace au Groenland (site GRIP).

Au Groenland, les variations de la composition isotopique en oxygène dépendent essentiellement de la température de condensation des précipitations. Les variations du rapport $^{18}O/^{16}O$ de la glace des forages GRIP et GISP2 ont confirmé l'existence au cours de la dernière période glaciaire, de changements climatiques abrupts déjà mis en évidence dans d'autres carottes groenlandaises (Camp Century et Dye 3, (Dansgaard *et al*., 1982)). Ces variations, appelées événements de Dansgaard/Oeschger par Broecker et Denton (1989), se manifestent en quelques centaines d'années par des réchauffements rapides suivis de refroidissements lents (figure 1-7). Ces cycles, au nombre de 20 environ au cours de la dernière période glaciaire, ont une durée variant de 500 à 2000 ans (Dansgaard *et al*., 1993).

Les enregistrements de réflectance des sédiments marins de la carotte SU90-39 (tableau 1-1) ont été utilisés pour étudier le message sédimentaire associé aux changements climatiques rapides observés au Groenland. Cette carotte est située à la limite nord de la zone de fluctuations du front polaire

(Cortijo *et al*., 1995a). La majorité des événements de Dansgaard-Oeschger de la glace sont clairement identifiés par une succession d'oscillations dans la réflectance des sédiments marins (figure 1-8). Bond *et al*. (1993) ont également montré que l'allure de ces oscillations groenlandaises est semblable à celle des variations observées dans les enregistrements du pourcentage de *N. pachyderma* s. dans les carottes nord-atlantiques ODP609 (50°N, 24°W, 3900 m) et V23-81 (54°N, 16°W, 2393 m).

Cependant, les deux enregistrements ne peuvent être présentés sur la même échelle de temps. En effet, l'établissement d'une échelle d'âge commune aux enregistrements marins et glaciaires n'est pour l'instant pas possible faute d'éléments de comparaison absolus entre les deux. L'échelle d'âge d'une carotte de glace est établie d'une part en comptant les lamines de glace tant qu'elles sont bien identifiables puis, en utilisant un modèle d'âge qui fait intervenir l'écoulement de la glace et le taux d'accumulation de la neige. L'échelle d'âge des enregistrements de réflectance dans les carottes de sédiment marin en revanche, est construite à partir de la chronologie de référence SPECMAP (Imbrie *et al*., 1984; Pisias *et al*., 1984). Celle-ci est établie en calant les variations isotopiques de l'oxygène des foraminifères planctoniques par rapport au forçage astronomique (périodes liées respectivement à la précession des équinoxes (19 et 23 ka) et à l'obliquité de l'ellipse terrestre (41 ka)). Bien que cette échelle soit maintenant bien définie pour les enregistrements isotopiques du Pleistocène, la précision sur les âges obtenus ne dépasse pas 3 à 5 ka. Il existe donc de nombreuses incertitudes sur le calage temporel entre ces deux types de séries.

Les variations rapides enregistrées dans les carottes de glace du Groenland sont, dans leur grande majorité, identifiables dans le nord de l'Atlantique entre 50°N et 60°N, mais l'amplitude et la pente des changements apparaissent plus faibles. Si on admet que la finesse des variations climatiques enregistrées dans les sédiments marins en l'absence de bioturbation devrait être équivalente à celle des variations climatiques

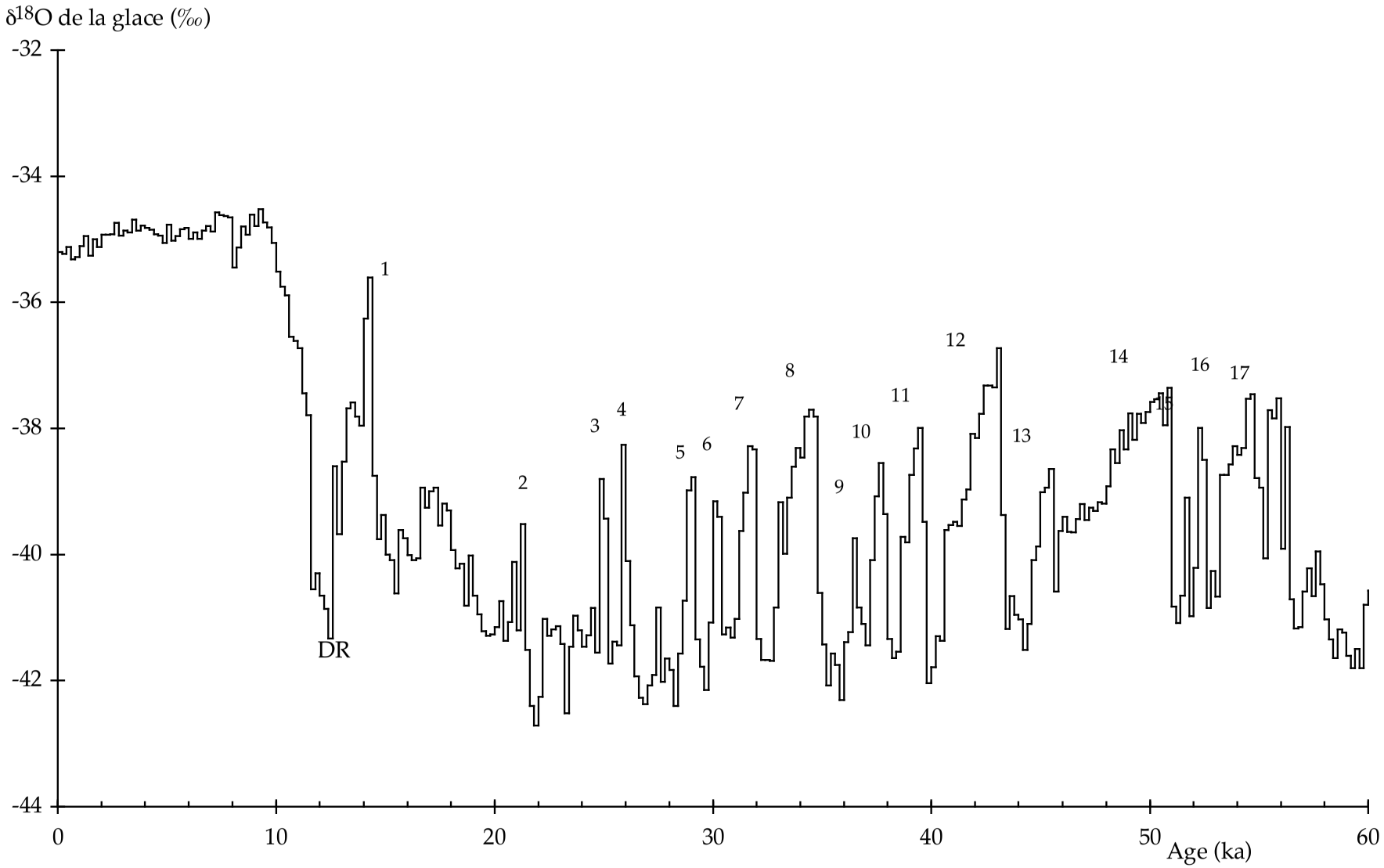


Figure 1-7: Variations de la composition isotopique de l'oxygène de la glace de GRIP au cours des 60 000 dernières années. Les nombres identifient les événements de Dansgaard-Oeschger et le DR, le Dryas Récent.

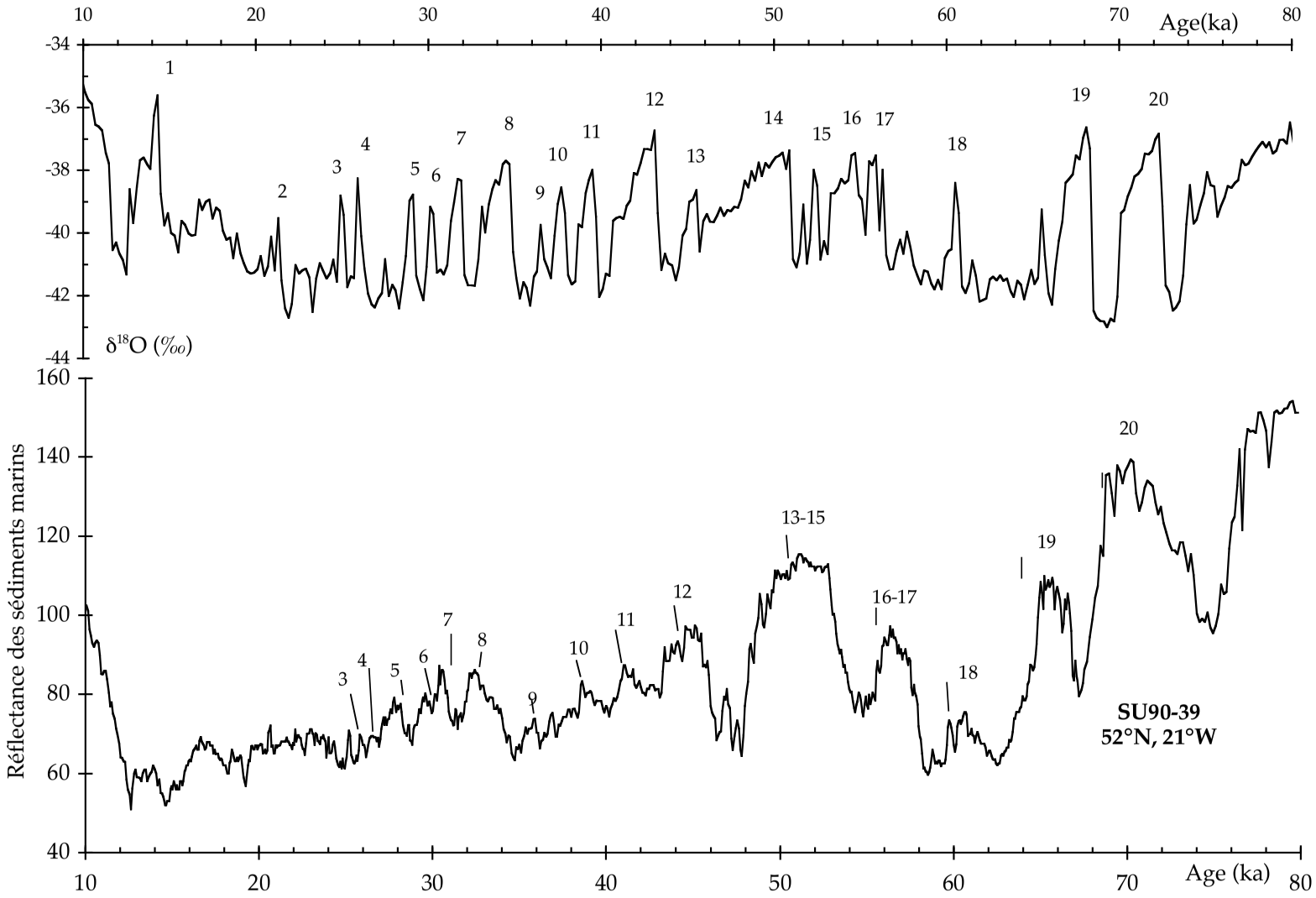


Figure 1-8: Comparaison entre les variations de composition isotopique en oxygène de la glace au site GRIP (en haut) et l'enregistrement de réflectance dans la carotte SU90-39 (en bas) de 10 à 80 ka. Les interstades identifiables dans la carotte marine ont été reportés selon la numérotation adoptée pour les carottes de glace (Dansgaard et al, 1993).

enregistrées dans la glace polaire, l'enregistrement de la réflectance des sédiments marins devrait permettre d'obtenir une information sur la période de temps affectée par la bioturbation benthique résiduelle (diffuse). En effet, ce type de bioturbation peut être, dans une première approche, assimilé à un filtre passe-bas lissant l'information climatique. L'enregistrement isotopique de GRIP, lissé avec des fenêtres de taille croissante, va progressivement être soumis à des conditions proches de ce qui peut se passer dans le sédiment. Ce signal de GRIP lissé va être comparé à l'enregistrement de la réflectance de la carotte SU90-39, permettant ainsi une estimation de la profondeur de bioturbation affectant cette carotte.

Pour cela, l'enregistrement isotopique de GRIP a été placé sur l'échelle d'âge de la carotte SU90-39 de façon à pouvoir comparer les résultats obtenus pour les différents lissages. Le lissage a été fait selon la méthode des moindres carrés (Savitzky et Golay, 1964), avec une fenêtre de taille croissante égale à 800 ans, 1200 ans et 1600 ans. Les résultats sont présentés sur la figure 1-9. Les événements les plus longs sont les moins affectés par les différents lissages et il apparaît très clairement que les oscillations du signal isotopique de GRIP gardent une grande amplitude malgré le lissage. C'est la fenêtre d'une durée de 1200 ans qui conserve le mieux les différents événements tout en atténuant leurs amplitudes. Au delà, les plus petites oscillations disparaissent. La carotte SU90-39 ayant un taux de sédimentation moyen de 6 cm/ ka entre 20 et 80 ka, la profondeur de sédiment affectée par la bioturbation diffuse est estimée à environ 7 cm.

I. 4. Enregistrement climatique haute fréquence dans des sédiments marins.

Nous avons procédé à une étude des enregistrements de réflectance de cette même carotte SU90-39 en mettant en œuvre différentes méthodes d'analyse spectrale pour tenter de dégager les mécanismes responsables des fluctuations climatiques abruptes (Cortijo *et al*., 1995b). Il apparaît clairement

que le sédiment enregistre, outre les périodicités liées au forçage orbital (autour de 100 ka, 41 ka, et 20 ka), des périodicités aussi courtes que 1000 ans avec un test de confiance élevé (entre 97% et 99%) (figure 1-10). Ces résultats confirment que la bioturbation n'efface pas complètement les traces des changements climatiques rapides qui ont pu être enregistrées dans les sédiments. Ces analyses spectrales du signal de réflectance du sédiment montrent également que, comme dans de nombreux enregistrements paléoclimatiques, aucune des fréquences observées (tant dans le domaine des fréquences orbitales que dans le domaine des hautes fréquences) n'a un comportement stationnaire au cours du temps. Cela implique que les phénomènes climatiques mis en jeu sont complexes et ne peuvent en aucun cas être assimilés à un oscillateur simple (qui serait stationnaire).

I. 5. Conclusion

Les enregistrements de niveaux de gris montrent que, dans les sédiments marins, les processus de bioturbation ne masquent pas la variabilité climatique rapide, dont les échelles de temps sont de l'ordre de 1000 ans, tout comme dans les carottes de glace. L'Atlantique Nord, au nord de 50°N, enregistre la majorité des événements de Dansgaard-Oeschger en identifiés dans les séries groenlandaises.

Ceci va nous permettre d'entreprendre la quantification de l'impact sur l'océan des événements climatiques les plus importants à partir d'un échantillonnage plus précis étudié par les méthodes géochimiques et sédimentologiques plus classiques.

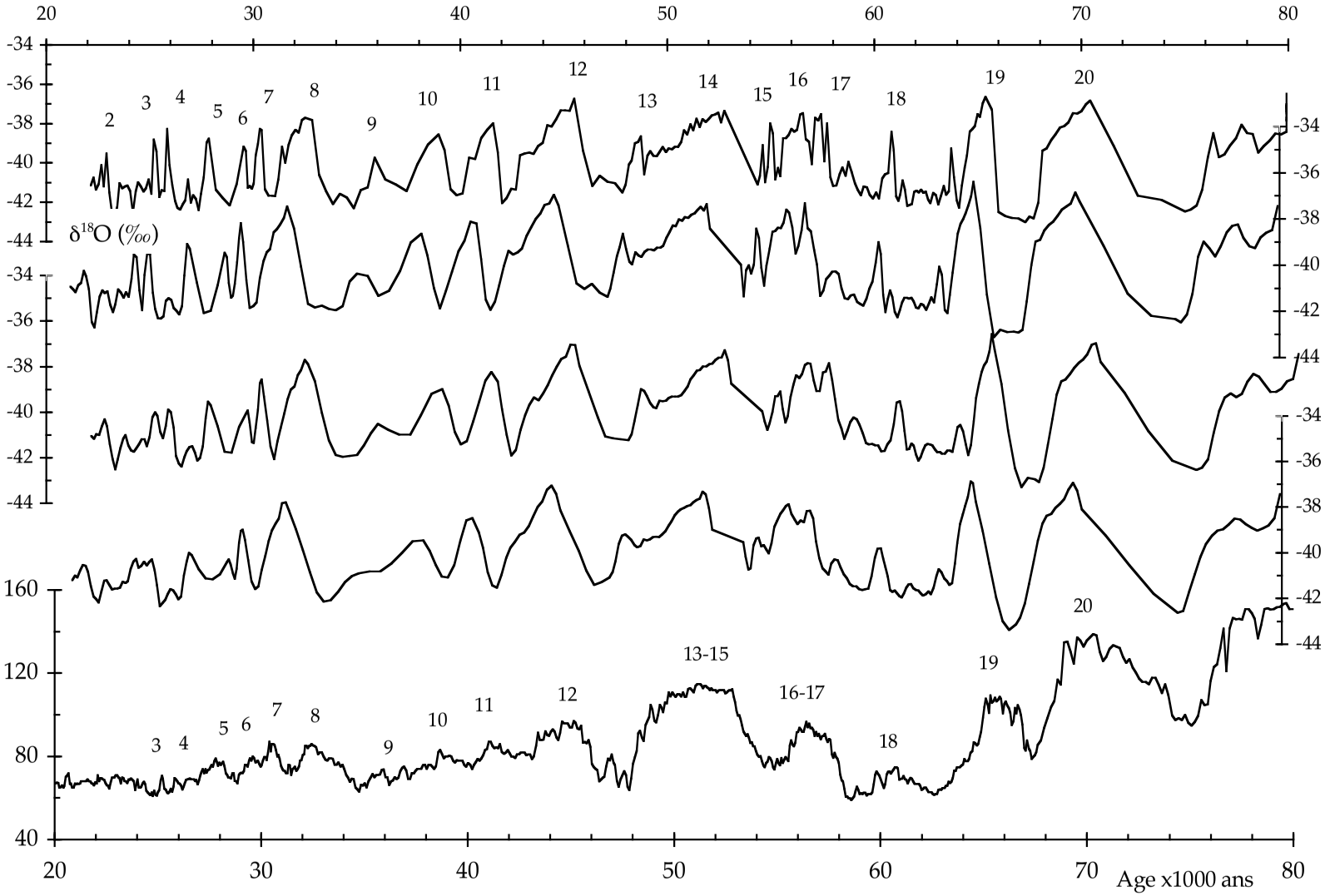


Figure 1-9: Lissage progressif de la courbe de variations isotopiques de l'oxygène de la glace à GRIP. A: signal d'origine, B: signal lissé à 800 ans, C: signal lissé à 1200 ans, D: signal lissé à 1600 ans, E: enregistrement de réflectance de la carotte SU90-39.

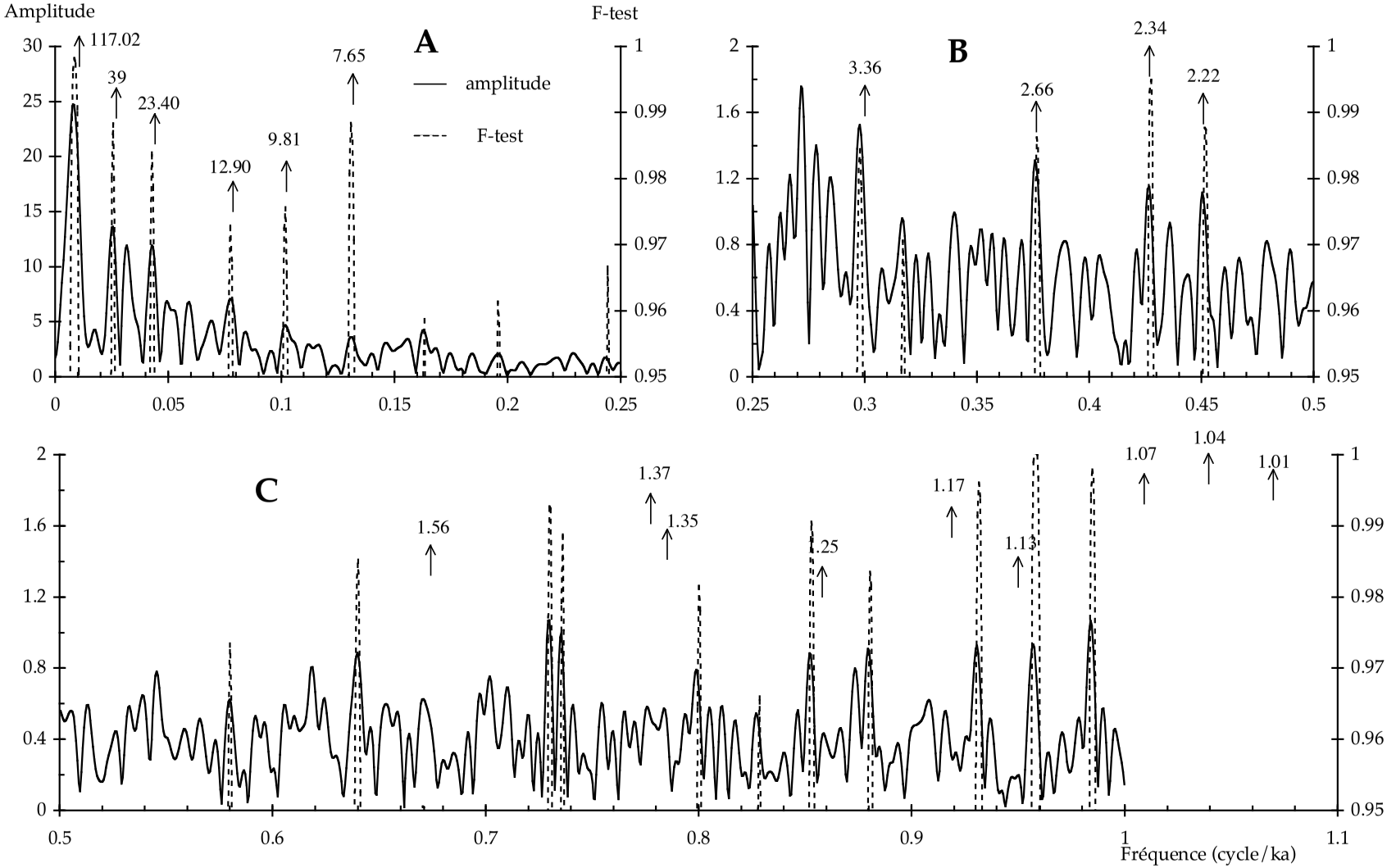


Figure 1-10: Analyse spectrale par la méthode "Multi Taper" de l'enregistrement de réflectance de la carotte SU90-39. A: Amplitude et test de confiance sur les pics détectés (F-test) pour une gamme de fréquence allant de 0 à 0.25 cycle/ka. La légende est valable pour les graphiques B et C. B: gamme de fréquence de 0.25 à 0.5 cycle/ka. C: gamme de fréquence de 0.5 à 1 cycle/ka. Les pics dont le F-test est significatif son repérés et la période correpondante est indiquée.

I. 6. Articles

I. 6.1. Cortijo *et al.*, 1995 a.

C.R. Acad. Sci. Paris,
t. 321, série II a,
p. 231 à 238,
1995

Étude de la variabilité climatique à haute résolution dans des sédiments de l'Atlantique Nord

Elsa Cortijo, Jean-Yves Reynaud, Laurent Labeyrie, Didier Paillard, Benoît Lehman, Michel Cremer et Francis Grousset

E. C., L. L. et B. L. :
Centre des Faibles Radioactivités,
Laboratoire Mixte CNRS-CEA,
Domaine du CNRS,
avenue de la Terrasse,
91198 Gif-sur-Yvette Cedex, France ;
e-mail: Elsa.Cortijo@cfr.cnrs-gif.fr

J.-Y. R. : UFR des Sciences de la Terre,
UA CNRS 719, Laboratoire de
Dynamique Sédimentaire
et Structurale,
59655 Villeneuve d'Ascq Cedex,
France ;

D. P. : Laboratoire de Modélisation
du Climat et de l'Environnement,
Laboratoire CEA, L'Orme des Merisiers,
91190 Gif-sur-Yvette Cedex, France ;

M. C. et F. G. : Département Géologie
et Océanographie, UA CNRS 197,
Université Bordeaux-I,
avenue des Facultés,
33405 Talence Cedex, France.

L. L. : Département des Sciences
de la Terre, Université Paris-Sud-Orsay,
Bat. 504, 91104 Orsay Cedex, France.

Résumé L'étude de la réflectance des sédiments de l'Atlantique Nord permet une approche rapide et de haute précision de leur stratigraphie. Nous avons utilisé cette méthode associée à des analyses isotopiques pour étudier une série de carottes situées entre 40 et 55° N dans l'Atlantique Nord au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire (les 150 000 dernières années environ). Nos résultats confirment que le climat de la dernière période glaciaire est l'objet d'une variabilité rapide et de grande amplitude, initiée aux hautes latitudes de l'hémisphère nord, et observable dans les sédiments de l'Atlantique entre 50 et 55° N. Toutes ces oscillations sont aisément corrélables à celles observées dans les glaces du Groenland (GRIP), alors que uniquement les plus importantes existent dans les glaces de l'Antarctique (Vostok) : seules les variations climatiques majeures sont transmises vers l'hémisphère sud.

Mots-clés : Atlantique Nord, Réflectance des sédiments, Paléoclimat.

Abstract **Study of the high resolution climatic variability in North Atlantic sediments**

The study of sediment reflectance permits an efficient and accurate determination of stratigraphy. We used this method in conjunction with isotopic analyses to study a set of cores located between 40 and 55° N in the North Atlantic Ocean during the last climatic cycle (the last 150,000 years). Our results confirm that the last glacial period is subject to rapid climatic variability initiated in high northern latitudes. These oscillations are easily linked to the ones observed in Greenland ice cores (GRIP) whereas they are rare in Antarctica (Vostok). We conclude that only the largest climatic fluctuations are transmitted to the southern hemisphere.

Keywords: North Atlantic, Sediment reflectance, Palaeoclimate.

Abridged English Version

ANALYSIS of deep-sea sediment cores in the North Atlantic Ocean shows that, during the last glacial interval, rapid climatic events occur at approximately 7,000 to 10,000 years intervals. It is generally admitted that instabilities of the Laurentide ice sheet are responsible for these Heinrich events (Brœcker *et al.*, 1992). These instabilities induce the calving of a great quantity of ice into the North Atlantic. Their subsequent melting disrupts the oceanic circulation (Heinrich, 1988; Bond *et al.*, 1992 *b*; Bond *et al.*, 1993; Paillard and Labeyrie, 1994). Isotopic analyses made on Greenland ice cores have shown rapid climatic events lasting between 500 and 2,000 years (Johnsen *et al.*, 1992; Grootes *et al.*, 1993). The events that lasted longer than 2,000 years in the ice cores correspond to the Heinrich events in marine sediments. In this paper, we establish relationships between the results obtained in Greenland and Antarctic ice cores and in North Atlantic sediments.

We studied 8 cores in North Atlantic Ocean north of 40° N (**fig. 1 and table**). In these cores, we measured the sediment reflectance following the method of Bond *et al.*

Note

présentée par
Claude Lorius.

remise le 10 mars 1995,
acceptée après révision le 2 mai 1995

1250-8050/95/03210231 • $ 2.00 © **Académie des Sciences**

(1992 *a*), which permits one to study the variations of sediment colour. In the North Atlantic, the sediment contains three principal components: biogenic carbonate, detrital material, and volcanic ash. The most important colour variations are due to carbonate content and are thus highly correlated with climatic variations (Crowley, 1983). When the water temperature is warm, Coccolithophorideas are abundant and the sediment colour is pale. During a cold period, the sediment is dark because of detrital particles originating from the continent. The grey level fluctuations are well correlated with carbonate variations in areas of polar and subpolar front fluctuations (Cortijo *et al.*, submitted). Figure 2 shows records of sediment reflectance, carbonate content, and isotopic composition in two cores (SU90-08 and SU90-39). In these three records, glacial-interglacial fluctuations at orbital frequencies are evident (Emiliani, 1955; Berger, 1978) but high-frequency variability (time-scale between 1,500 and 7,000 years) is also recorded. The Heinrich events already mentioned in the first paragraph are characterized in the sediment by levels poor in foraminifera and rich in detrital particles (Heinrich, 1988; Broecker *et al.*, 1992). These anomalies in the marine sedimentation are due to a large number of icebergs which carry large amounts of detrital particles and fresh water (Bond *et al.*, 1992 *b*). The isotopic composition of foraminifera records a light peak of oxygen correlated with a dark level in grey reflectance and with a low carbonate content level. Comparisons between reflectance records obtained from several cores (**fig. 3**) show that large climatic variations, as well as smaller ones, are easily identified from core to core through the North Atlantic Ocean.

An important question is how the millenial-scale oscillations in reflectance in the North Atlantic relate to other evidence for high-frequency climate change. We have compared marine results with isotopic records obtained in Greenland and Antarctica during the time interval between 10,000 and 70,000 years. Isotopic analyses in the ice show that air temperature above the ice sheet presents a large variability during this time (Dansgaard *et al.*, 1993; Jouzel *et al.*, 1994). In figure 4, we have drawn reflectance and magnetic susceptibility records of core SU90-39 and an isotopic record from the GRIP ice core (panel A) and the same records from the SU90-08 marine core and the Vostok ice core (panel B). These six records are plotted on independent timescale because of uncertainties in the temporal wedging (Sowers *et al.*, 1993; Bender *et al.*, 1994). At the beginning of isotopic stage 4 (between 60,000 and 75,000 years), the marine and ice records underwent rapid fluctuations numbered interstadials 19 and 20 in the two ice cores. These two events, also called Ognon I and II, exist in the palynological continental record of the Grande Pile (Vosges, France) and express a temperature rise with forest expansion (Woillard, 1978). The start of glacial isotopic stage 4 occurs in several steps apparent in all records (continental, marine and ice) thus confirming the global character of this phenomenon. The majority of the interstadials defined in the GRIP ice core, the so-called Dansgaard-Oeschger events, are identified in the reflectance record of core SU90-39. The most intense of these events are associated with Heinrich events. In contrast, core SU90-08 does not record as high a variability and only the Heinrich events (and the associated interstadials) are clearly identifiable here or in the Vostok record. The absence of rapid climatic events in core SU90-08 and in Vostok shows that the climatic system smooths the events initiated in high northern latitudes as one proceeds towards the south.

INTRODUCTION

Les analyses de sédiment marin provenant de l'Atlantique Nord montrent qu'il existe, au cours de la dernière période glaciaire, des événements climatiques rapides appelés « événements de Heinrich » (Broecker *et al.*, 1992) qui se succèdent en moyenne tous les 7 000 à 10 000 ans. Les hypothèses avancées pour expliquer ces événements impliquent des instabilités de la calotte glaciaire Laurentide qui auraient

pour conséquence une débâcle d'icebergs sur l'Atlantique Nord perturbant la circulation océanique (Heinrich, 1988 ; Bond *et al.*, 1992 *b* ; Bond *et al.*, 1993 ; Paillard et Labeyrie, 1994). Parallèlement, les analyses isotopiques effectuées sur les carottes de glace au Groenland (forages GRIP et GISP2) ont mis en évidence une succession d'événements rapides dont la durée varie entre 500 et 2 000 ans (Dansgaard *et al.*, 1982 ; Johnsen *et al.*, 1992 ; Grootes *et al.*, 1993). Les plus longs de ces événements dans les glaces (environ 2 000 ans) correspondent aux événements de Heinrich dans l'Atlantique Nord. L'objectif de cette Note est de mettre en relation les résultats obtenus dans les glaces du Groenland et de l'Antarctique avec ceux obtenus dans les sédiments marins de l'Atlantique Nord sur une base plus large que celle réalisée par Bond *et al.* (1992 *b*) et Bond *et al.* (1993), de façon à mieux comprendre les connexions entre le système océanique et le système atmosphérique à l'échelle globale.

MATÉRIEL ET MÉTHODE

Nous avons étudié huit carottes dans l'Atlantique Nord au Nord de 40°N (**fig. 1 et tableau**). Ces carottes sont situées au-dessus de la profondeur de compensation des carbonates, de part et d'autre de la ride médio-océanique et ne sont donc pas affectées par des phénomènes de dissolution importants. Dans chacune d'elle, la réflectance des sédiments a été mesurée selon la méthode initialement développée par Bond *et al.* (1992 *a*).

Les carottes ont été digitalisées par sections de 75 cm à l'aide d'une caméra couleur tri-CCD (acronyme de « charge coupled device »). L'éclairage est constitué de deux lampes type néon qui diffusent une lumière la plus proche possible du spectre naturel. Pour chaque carotte, nous obtenons une image finale reconstituée en mettant bout à bout chaque section de 75 cm. La résolution de l'image finale est d'environ un pixel pour 1,3 mm de sédiment, ce qui représente une résolution temporelle de 20 à 100 ans, dépendant du taux de sédimentation.

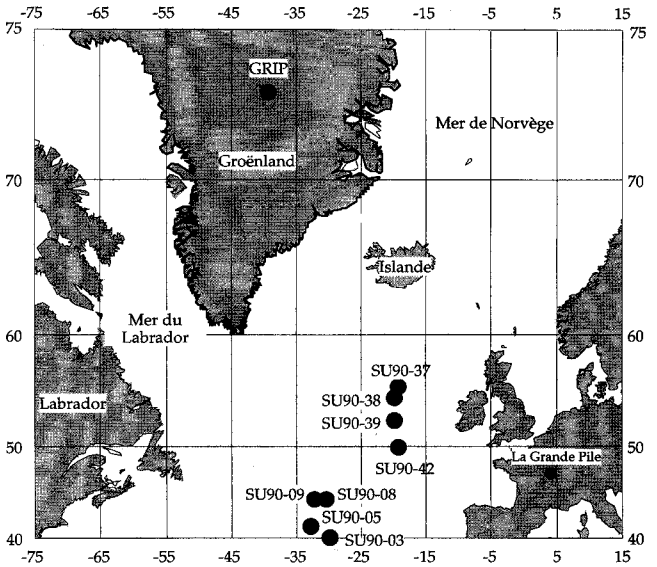


Figure 1 Carte de localisation des carottes.

Location of cores used in this study.

L'intensité de la lumière réfléchie est exprimée dans une échelle conventionnelle variant de 0 à 255 pour les trois canaux de couleur rouge, vert et bleu. Dans la suite de ce travail, nous avons utilisé les variations d'intensité dans le canal vert pour étudier la réflectance (appelée aussi niveaux de gris), canal pour lequel le signal est le plus étroitement corrélé aux variations de carbonates. L'élimination du bruit lié au matériel optique, à l'acquisition et aux bioturbations dans le sédiment est faite par l'utilisation d'une méthode d'analyse des composantes fréquentielles, dérivée de l'analyse vocale : la transformée de Wigner Ville.

Tableau Coordonnées des carottes utilisées.
Coordinates of cores used in this study.

GRIP	**72°58' N**	**37°64' W**	
Vostok	**78°28' S**	**106°48' E**	
SU90-03	40°30' N	32°03' W	2 475 m
SU90-05	41°38' N	32°15' W	3 285 m
SU90-08	43°31' N	30°24' W	3 080 m
SU90-09	43°31' N	31°44' W	3 375 m
SU90-42	50°38' N	21°44' W	3 450 m
SU90-39	52°34' N	21°56' W	3 955 m
SU90-39	54°05' N	21°04' W	2 900 m
SU90-37	55°06' N	20°44' W	2 676 m

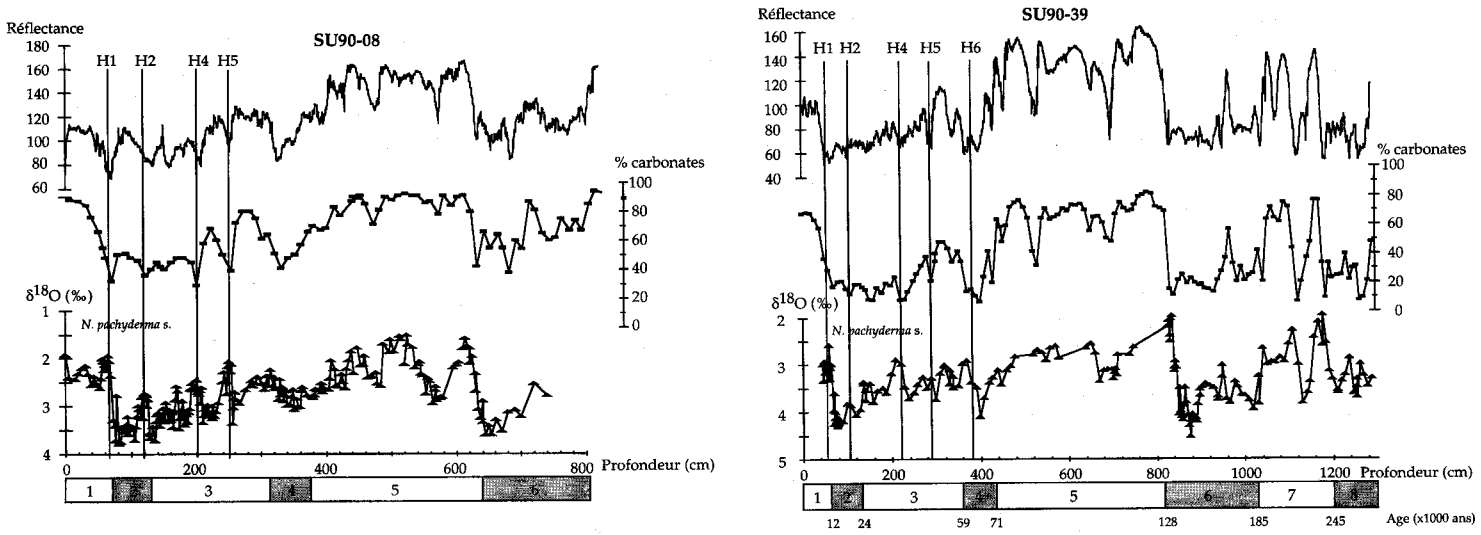


Figure 2

Fig. 2 Comparaisons entre niveaux de gris, teneur en carbonates et $\delta^{18}O$ des foraminifères planctoniques pour les carottes SU90-08 et SU80-39. Les événements de Heinrich sont identifiés par un trait épais et les stades isotopiques glaciaires sont dessinés en grisé.

Comparisons between grey level, carbonate content and isotopic analyses in cores SU90-08 and SU90-39. Heinrich levels are marked by a dark line and glacial isotopic stages are shaded.

Fig. 3 Stratigraphie entre toutes les carottes : il est aisé de corréler les différentes courbes de niveaux de gris pour les grandes structures comme pour les petites. On remarque en allant vers le Sud que les petites structures s'estompent. Sur le premier mètre, le sédiment est coloré en rouge par des oxydes de fer, ce qui perturbe le signal de réflectance en le rendant plus sombre qu'il n'est.

Common stratigraphy of the cores: it is easy to correlate the different curves of grey level for both large and small features. The first metre of sediment is coloured red by iron oxides, thus perturbing the reflectance signal toward a darker hue.

SIGNIFICATION SÉDIMENTAIRE DE LA RÉFLECTANCE

Dans l'Atlantique Nord, les sédiments sont formés de trois composantes essentielles : du carbonate biogène (microfaune et nannofaune), du matériel détritique d'origine continentale et des cendres volcaniques. Les niveaux de cendres (niveaux noirs) issues des explosions volcaniques et de l'érosion d'aires basaltiques telle que l'Islande peuvent perturber le signal enregistré par les variations de réflectance. Nous avons donc évité d'utiliser les carottes situées dans ces zones géographiques. Les variations de couleur les plus marquées sont corrélées aux variations de la quantité de carbonate dans les sédiments (Cortijo *et al.*, soumis), elles-mêmes liées aux variations climatiques (Crowley, 1983). En effet, le nannoplancton calcaire, essentiellement des Coccolithophoridés, est abondant quand les eaux de surface sont chaudes. Le sédiment déposé pendant ces périodes est plus clair. Pendant les périodes glaciaires, le sédiment est plus sombre parce que riche en particules détritiques issues du continent (apports par les glaces et les vents). Les changements de couleur reflètent donc surtout des changements de conditions climatiques. Dans l'Atlantique Nord, entre 40 et 55° N, le contraste climatique entre périodes chaudes et froides est important et bien visible dans le sédiment grâce aux fluctuations des fronts polaire et subpolaire.

La figure 2 montre, dans les carottes SU90-08 et SU90-39, les enregistrements de niveaux de gris (réflectance), pourcentage en carbonate et composition isotopique en oxygène ($\delta^{18}O$) en fonction de la profondeur. La composition isotopique en oxygène des tests de foraminifères planctoniques est fonction des variations de volume de glace, de température et de salinité des eaux de surface (modifications du bilan évaporation-précipitation...) (Shackleton et Opdyke, 1973). Les stades isotopiques définis par Emiliani (1955) sont visibles sur les trois enregistrements de chacune des deux carottes. La courbe de réflectance présente, outre les variations climatiques dues aux modifications des paramètres orbitaux [stades isotopiques glaciaires et interglaciaires, Berger, (1978)], une variabilité à plus haute fréquence dont les événements de Heinrich forment une des composantes. Ils se caractérisent dans le sédiment par des niveaux exceptionnellement pauvres en tests de foraminifères, en nannofossiles et riches en matériel détritique continental (Heinrich, 1988 ; Brœcker *et al.*, 1992). Ces anomalies dans la sédimentation marine

sont attribuées à de brusques débâcles de la calotte Laurentide [et, dans une moindre mesure, des calottes groenlandaise et fenno-scandinave (Grousset *et al.*, 1993)] qui déverserait en très peu de temps de grandes quantités d'icebergs sur l'océan Atlantique Nord. Ces icebergs représentent un apport d'eau douce (à très faible rapport isotopique, de l'ordre de –35 ‰) qui s'enregistre dans le carbonate des squelettes de foraminifères par des pics isotopiques légers (Bond *et al.*, 1992 *b* ; Labeyrie *et al.*, sous presse). La diminution du pourcentage de carbonate se traduit par des niveaux plus foncés dans l'enregistrement de réflectance, synchrones avec les pics isotopiques (Bond *et al.*, 1993).

La figure 3 montre la comparaison des enregistrements de réflectance obtenus sur différentes carottes à travers l'Atlantique Nord. L'échelle d'âge de ces enregistrements a été obtenue en utilisant le logiciel « AnalySeries » développé au CFR, par corrélation avec la référence SPECMAP, échelle de temps définie pour les enregistrements isotopiques du Pleistocène à partir des relations entre le contrôle astronomique de l'insolation et la réponse climatique (Pisias *et al.*, 1984 ; Imbrie *et al.*, 1984). Les grandes variations climatiques glaciaire-interglaciaire comme les sous-structures sont facilement identifiées d'une carotte à l'autre à travers l'Atlantique. La réflectance des sédiments marins peut donc être utilisée dans l'Atlantique Nord comme un premier outil stratigraphique.

COMPARAISON ENTRE LES CAROTTES DE SÉDIMENTS MARINS ET LES CAROTTES DE GLACE

Nous avons comparé ces résultats océaniques aux enregistrements isotopiques obtenus dans les glaces du Groenland et de l'Antarctique au cours d'une période allant de 10 000 à 70 000 ans. En effet, les analyses des teneurs isotopiques de la glace (oxygène et deutérium) qui permettent d'accéder aux variations de température de l'air au-dessus de la calotte, font état d'une variabilité importante du système au cours de cette époque (Dansgaard *et al.*, 1993 ; Jouzel *et al.*, 1994). La comparaison entre le signal de réflectance des sédiments marins pour les carottes SU90-08 et SU90-39 et les enregistrements isotopiques des deux carottes de glace GRIP et Vostok sont présentés en figure 4. Compte tenu des incertitudes existantes sur le calage temporel entre les enregistrements océaniques et glaciaires (Sowers *et al.*, 1993 ; Bender *et al.*, 1994), les différents résultats sont présentés sur des échelles d'âge indépendantes.

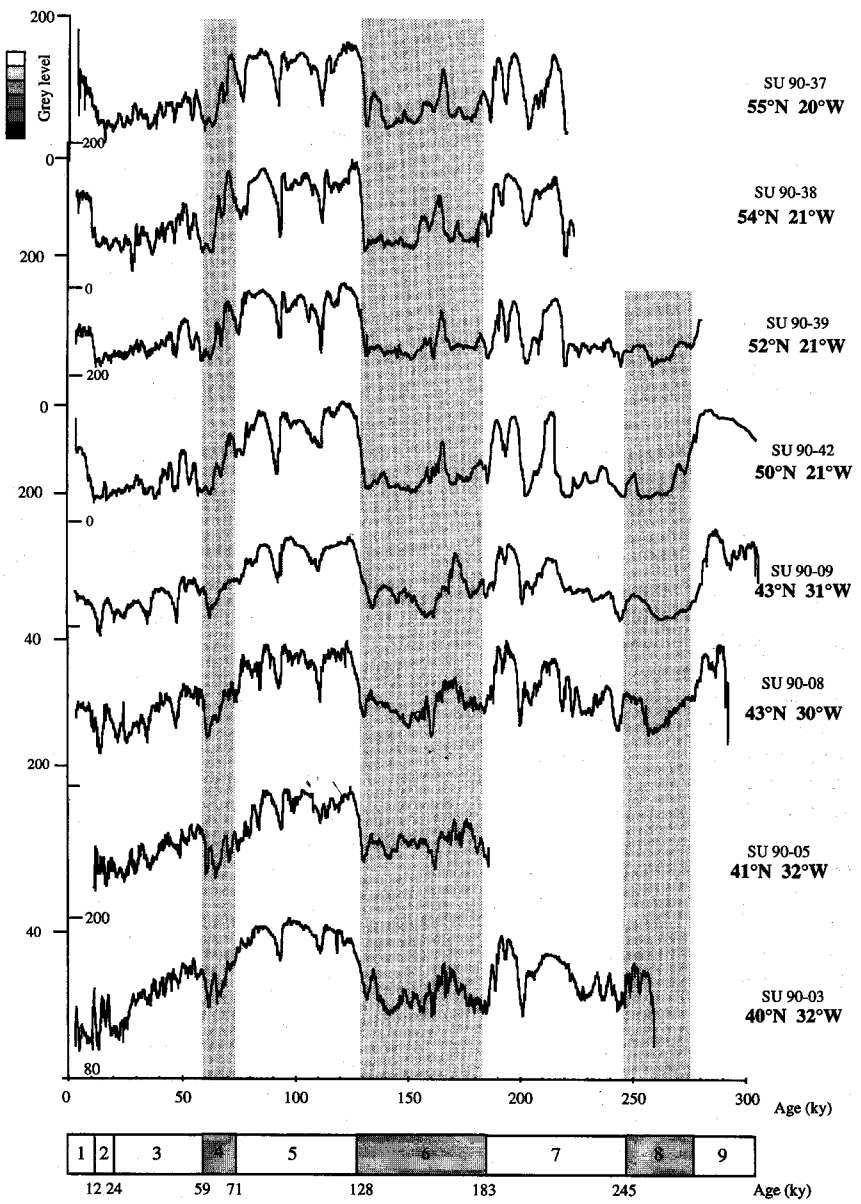


Fig. 3 Légende page précédente.

Caption on previous page.

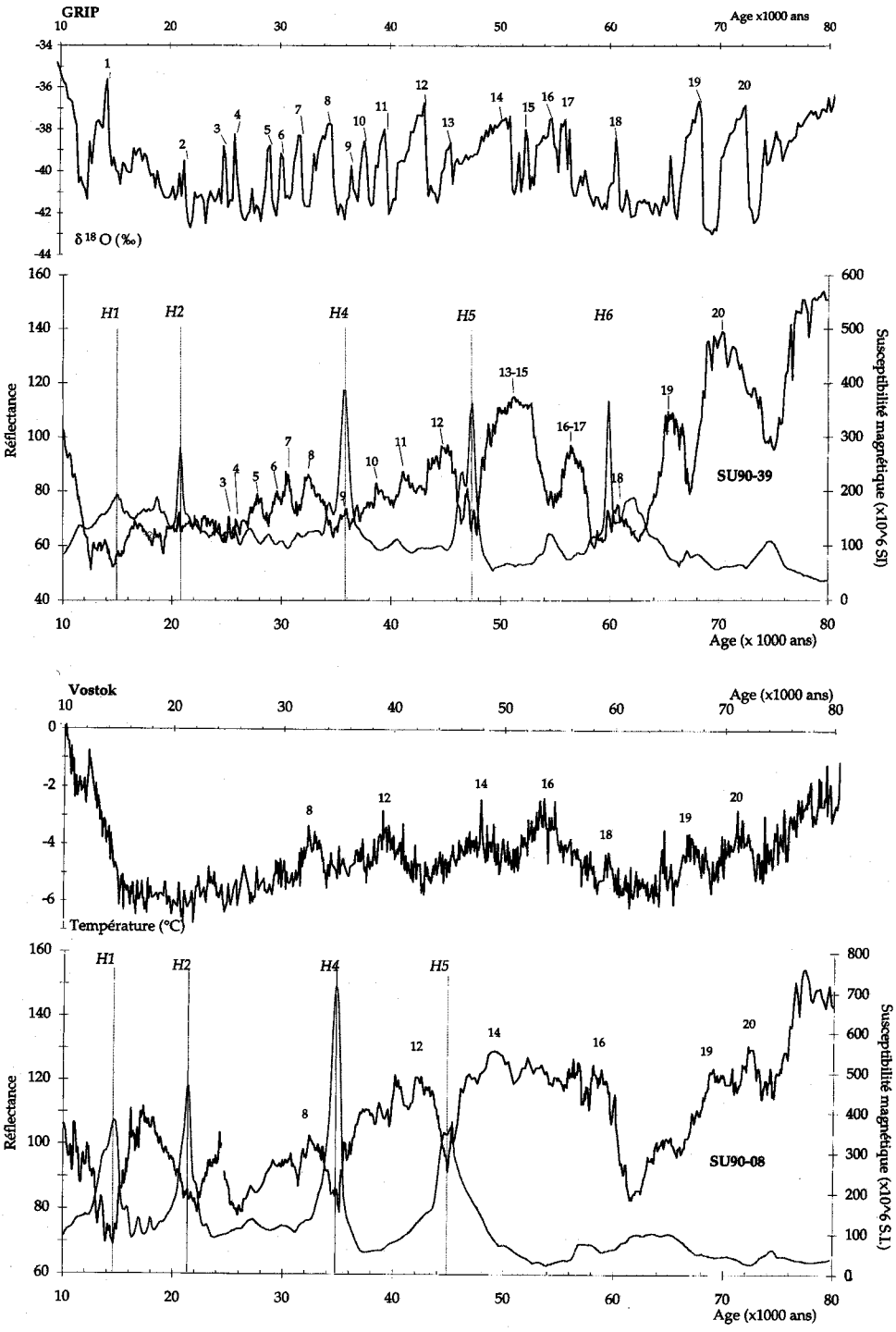


Fig. 4 A : Comparaison entre les analyses de $\delta^{18}O$ dans la glace de GRIP (en haut) et les enregistrements de réflectance (en bas, échelle de gauche, courbe noire) et susceptibilité magnétique (en bas, échelle de droite, courbe en grisé) dans la carotte SU90-39 entre 10 000 et 70 000 ans. Les mesures du $\delta^{18}O$ de la glace de GRIP dépendent de la température de condensation des précipitations, les valeurs les plus basses correspondant à des températures plus froides. La susceptibilité magnétique enregistre les arrivées de matériel magnétique, le plus souvent d'origine continentale (Bouclier canadien, Grousset *et al.*, 1993) et permet d'identifier les arrivées de matériel détritique liées aux événements de Heinrich.
B : Comparaison entre les températures enregistrées à Vostok (en haut) et les enregistrements de réflectance (en bas, échelle de gauche, courbe noire) et susceptibilité magnétique (en bas, échelle de droite, courbe en grisé) dans la carotte SU90-08.

A: Comparison between $\delta^{18}O$ analyses in the GRIP ice core (top curve) and both reflectance (bottom, left scale, black curve) and magnetic susceptibility (bottom, right scale, shaded curve) records in core SU90-39 (between 10,000 and 70,000 years). GRIP $\delta^{18}O$ values depend on condensation temperatures of precipitation: low values correspond to cold temperatures. Magnetic susceptibility records input of continental magnetic material (Canadian shield, Grousset *et al.*, 1993) and permits the identification of the detrital material associated with Heinrich events. B: Comparisons between temperatures recorded in Vostok (top) and both reflectance (bottom, left scale, black curve) and magnetic susceptibility (bottom, right scale, shadow curve) records in core SU90-08.

L'entrée dans le stade glaciaire 4, entre 60 000 et 75 000 ans, se fait en plusieurs étapes tant dans les enregistrements marins que glaciaires (interstades 19 et 20). Ces deux interstades dénommés Ognon I et II dans les enregistrements polliniques continentaux de la Grande Pile (Vosges, France), correspondent à un retour de conditions tempérées permettant l'extension des forêts et la régression des steppes (Woillard, 1978).

Keigwin et Jones (1994) ont fait une semblable constatation, mais dans les enregistrements de carbonate de deux carottes situées dans l'Atlantique Nord entre 30 et 35°N à plus de 4 000 m de profondeur. Les carottes présentées en figure 4, situées au-dessus de la profondeur de compensation des carbonates, ont l'avantage d'être exemptes de tout processus de dissolution important et corroborent ce résultat en l'étendant à toutes les eaux de surface de l'Atlantique Nord (**figure 3**). L'entrée dans le stade isotopique glaciaire 4 se fait donc selon une succession d'événements dont le caractère global est mis en évidence par leur présence dans les enregistrements continentaux de la Grande Pile et dans les glaces de Vostok et de GRIP.

Dans l'analyse isotopique de GRIP, on compte une vingtaine d'interstades au cours de la dernière période glaciaire, appelés événements de Dansgaard-Oeschger et définis comme des réchauffements rapides suivis de refroidissements plus lents (Dansgaard *et al.*, 1982 ; Johnsen *et al.*, 1992). La quasi-totalité des événements de Dansgaard-Oeschger définis dans GRIP a été identifiée dans l'enregistrement de réflectance de la carotte SU90-39 située à 52° N. Dans cette carotte, les événements de Dansgaard-Oeschger les plus marqués peuvent être associés aux événements de Heinrich (interstades 8, 12 et 18 associés respectivement aux événements 4, 5 et 6). Ces résultats sont comparables à ceux obtenus par Bond *et al.*, 1993 sur les carottes V23-81 (54° N) et ODP 609 (50°N), dans lesquelles les fluctuations du pourcentage d'une espèce polaire de foraminifères (*Neogloboquadrina pachyderma* lévogyre) traduisent des successions réchauffement-refroidissement dans la température des eaux de surface. Par contre, l'enregistrement de la réflectance dans la carotte SU90-08 à 43° N ne permet pas de telles corrélations avec l'analyse isotopique de GRIP. En effet, alors que les niveaux de Henrich sont très clairement identifiés (entre autre par la susceptibilité magnétique), les seuls événements de Dansgaard-Oeschger bien visibles sont les interstades 8, 12 et 18, comme dans l'enregistrement de Vostok. Pour expliquer ces différences, le manque de résolution des enregistrements glaciaire et marin ne peut pas être invoqué. En effet, la vitesse de sédimentation de la carotte SU90-08 dans la période glaciaire est très proche de celle de la carotte SU90-39 (environ 6 cm par 1 000 ans) et la résolution obtenue sur l'enregistrement isotopique de la glace à Vostok est suffisante pour obtenir de telles variations climatiques (Bender *et al.*, 1994). Par conséquent, l'absence d'événements rapides bien marqués dans la carotte SU90-08 n'est pas imputable à une moins bonne résolution temporelle, mais à sa position géographique moins septentrionale. Ces événements rapides initiés au Nord s'atténuent donc rapidement vers le Sud, les mécanismes climatiques impliqués (circulation océanique, ou niveau marin) ayant des constantes de temps supérieures au millier d'années (Bender *et al.*, 1994). On constate alors que seuls les événements de Heinrich sont enregistrés dans la carotte SU90-08 et que seuls quelques interstades (8, 12, 14 et 18) sont présents dans Vostok.

CONCLUSION

Les sédiments marins de l'Atlantique Nord enregistrent la variabilité climatique observée dans les enregistrements de glace au cours de la période 70 000-10 000 ans, avec des amplitudes importantes et des échelles de temps rapides de l'ordre de 1 000 ans. Cette information est préservée malgré les processus de bioturbation. De plus, les carottes situées au Nord de 50° N montrent que les eaux de surface évoluent au même rythme que les changements de température enregistrés dans la calotte de glace groenlandaise, alors que dans les carottes situées à des latitudes moyennes (autour de 43°N), les eaux de surface connaissent des variations climatiques plus lissées. Les événements initiés au Nord sont rapidement atténués en se propageant vers le Sud.

Remerciements : Les analyses de réflectance ont bénéficié du soutien de l'ATP Géosciences Marines et du contrat CEE « Environment ». La mission Paleocinat 1 était soutenue par l'INSU et l'IFREMER. Les auteurs remercient M. Ghil et J. Jouzel pour leurs commentaires. Ce travail a été réalisé avec le support du CNRS et du CEA. Contribution CFR n° 1696.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BENDER, M., SOWERS, T., DICKSON, M.-L., ORCHARDO, J., GROOTES, P., MAYEWSKI, P. A. et MEESE, D. A., 1994. Climate correlations between Greenland and Antarctica during the past 100,000 years, *Nature*, 372, p. 663-666.

BERGER, A. L., 1978. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35, p. 2362-2367.

BOND, G., BRŒCKER, W., LOTTI, R. et McMANUS, J., 1992 *a.* Abrupt color changes in isotope stage 5 in North Atlantic deep sea cores: implications for rapid change of climate-driven events, in *Start of a glacial*, NATO ASI Series, 3, p. 185-205.

BOND, G., BROECKER, W., JOHNSEN, S., McMANUS, J., LABEYRIE, L. JOUZEL, J. et BONANI, G., 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice, *Nature*, 365, p. 143-147.

BOND, G., HEINRICH, H., BRŒCKER, W., LABEYRIE, L., McMANUS, J., ANDREWS, J., HUON, S., JANTSCHIK, R., CLASEN, S., SIMET, C., TEDESCO, K., KLAS, M., BONANI, G. et IVY, S., 1992 *b.* Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period, *Nature*, 360, p. 245-251.

BRŒCKER, W., BOND, G., KLAS, M., CLARK, E. et McMANUS, J., 1992. Origin of the northern Atlantic's Heinrich events, *Climate Dynamics*, 6, p. 265-273.

CORTIJO, E., YIOU, P., LABEYRIE, L. et CREMER, M. Sedimentary record of rapid climatic variability in the North Atlantic Ocean during the last glacial cycle, *Paleoceanography* (soumis).

CROWLEY, T. J., 1983. Calcium-carbonate preservation patterns in the Central North Atlantic during the last 150,000 years, *Marine Geology*, 51, p. 1-14.

DANSGAARD, W., CLAUSEN, H. B.,GUNDESTRUP, N., HAMMER, C. U., JOHNSEN, S. F., KRISTINSDOTTIR, P. M. et REEH, N., 1982. A new Greenland deep ice core, *Science*, 218, p. 1273-1277.

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. et BOND, G., 1993. Evidence for general instablity of past climate from a 250-kyr ice-core record, *Nature*, 364, p. 218-220.

EMILIANI, C., 1955. Pleistocene temperatures, *Journal of Geology*, 63, 538-578.

GROOTES, P. M., STUIVER, M., WHITE, J. W. C., JOHNSEN, S. et JOUZEL, J., 1993. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores, *Nature*, 366, p. 552-554.

GROUSSET, F. E., LABEYRIE, L., SINKO, J. A., CREMER, M., BOND, G., DUPRAT, J., CORTIJO, E. et HUON, S., 1993. Patterns of ice-rafted detritus in the glacial North Atlantic (40-55°N), *Paleoceanography*, 8, p. 175-211.

HEINRICH, H., 1988. Origin and consequences of cyclic ice-rafting in the Northeast Atlantic ocean during the past 130,000 years, *Quaternary Research*, 29, p. 142-152.

IMBRIE, J., HAYS, J. D., MARTINSON, D. G., McINTYRE, A., MIX, A. C., MORLEY, J. J., PISIAS, N. G., PRELL, W. L. et SHACKLETON, N. J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record, in *Milankovitch and climate*, NATO ASI Series, BERGER, A. *et al.*, p. 269-305, Reidel Publishing Company.

JOHNSEN, S. J., CLAUSEN, H. B., DANSGAARD, W., FUHRER, K., GUNDESTRUP, N., HAMMER, C. U., IVERSEN, P., JOUZEL, J., STAUFFER, B. et STEFFENSEN, J. P., 1992. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core, *Nature*, 359, p. 311-313.

JOUZEL, J., LORIUS, C., JOHNSEN, S. et GROOTES, P., 1994. Climate instabilities: Greenland and Antarctic records, *C.R. Acad. Sci. Paris*, série II, 319, p. 65-77.

KEIGWIN, L. D. et JONES, G. A., 1994. Western North Atlantic evidence for millenial-scale changes in ocean circulation and climate, *Journal of Geophysical Research*, 99, C6, p. 12397-12410.

LABEYRIE, L., VIDAL, L., CORTIJO, E., PATERNE, M., ARNOLD, M., DUPLESSY, J. C., VAUTRAVERS, M., LABRACHERIE, M., DUPRAT, J., TURON, J. L. et GROUSSET, F., 1995. Surface and deep hydrology of the Northern Atlantic Ocean during the last 150 ka., *Philosophical Transactions of Royal Society of London* (sous presse).

PAILLARD, D. et LABEYRIE, L., 1994. Role of the thermohaline circulation in the abrupt warming after Heinrich events, *Nature*, 372, p. 162-164.

PISIAS, N. G., MARTINSON, D. G., MOORE, T. C., SHACKLETON, N. J., PRELL, W., HAYS, J. et BODEN, G., 1984. High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300,000 years, *Marine Geology*, 56, p. 119-136.

SHACKLETON, N. J. et OPDYKE , N. D., 1973. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperature and ice volume on a 10^5 year and 10^6 year scale, *Quaternary Research*, 3, p. 39-55.

SOWERS, T., BENDER, M., LABEYRIE, L., MARTINSON, D., JOUZEL, J., RAYNAUD, D., PICHON, J. J. et KOROTKEVICH, Y. S., 1993. A 135,000-year Vostok-Specmap common temporal framework, *Paleoceanography*, 8, p. 737-766.

WOILLARD, G. M., 1978. Grande Pile Peat Bog: a continuous pollen record for the last 140,000 years, *Quaternary Research*, 9, p. 1-21.

I. 6.2. Cortijo *et al.,* 1995 b.

PALEOCEANOGRAPHY, VOL. 10, NO. 5, PAGES 911-926 , OCTOBER 1995

Sedimentary record of rapid climatic variability in the North Atlantic Ocean during the last glacial cycle

Elsa Cortijo,[1] Pascal Yiou,[2] Laurent Labeyrie,[1,3] and Michel Cremer[4]

Abstract. Comparisons between a Greenland ice core isotopic record and marine sediment grey level records of the North Atlantic Ocean show that rapid temperature variations witnessed by the ice core (Dansgaard-Oeschger events) during the last glacial period can also be detected in marine sediments. This shows that the resolution obtained in marine cores can be sufficiently high to record rapid climatic fluctuations. Several spectral analyses of those grey level marine records consistently indicate that significative fluctuations of the climatic response exist with periodicities of 5 to 1 kyr in addition to orbital forcing. These high frequencies are close to those predicted by various dynamic ocean models.

Introduction

The climatic system is clearly recognized to be continually variable, on all timescales [*Mitchell*, 1976]. Many different physical processes can contribute to climatic variability on one or another timescale. Climatic variance on the orbital timescale [*Hays et al.*, 1976] is centered around periodicities of 100, 40, and 20 kyr (100 kyr corresponds to the dominant periodicity of middle-late Quaternary glaciations; 40 and 20 kyr are associated with variations of obliquity and precession of the Earth, respectively). Orbital changes in insolation were gradual and occurred over several thousand years. However, there is now abundant evidence for climatic changes on millenial timescales which cannot be accounted for only by orbital variations and must be explained also by internal oscillations of the system or interactions between the orbital forcing and internal mechanisms. Ice core records obtained in central Greenland reveal that the last glacial period was extremely unstable [*Dansgaard et al.*, 1982; *Greenland Ice core Project (GRIP) Members*, 1993]. Those large and abrupt climatic transitions, the Dansgaard-Oeschger events, lasted a few decades. Such high-frequency oscillations were also detected in the deuterium isotope profile (δD) of the Vostok ice core [*Yiou et al.*, 1994]. The oceanic signal has usually been considered to be too rough to detect such variability because of the bioturbation effects. The postdepositional mixing of sediment layers by biological activity, the bioturbation effect, tends to smooth the rapid climatic events but does not completely remove them as shown here. In North Atlantic cores above 40°N, the continual mixing of the sediment by benthic activity is estimated to be less than 5 cm [*Griggs et al.*, 1969]. Another modification in the sediment can be due to occasional large burrows which transport sediment into lower levels. This kind of bioturbation can easily be identified during the treatment of the core. Hence the purpose of our paper is to determine the high-frequency part of the climatic variability contained in marine sediments. First, we compare marine sediment and ice core records. Second, we conduct spectral analyses of marine sediment records. We show that marine sediments can detect rapid variations of the climatic system down to periods of 1.5 kyr. Some of these variations may be global, but others are specific to the North Atlantic in relation with Greenland.

Material and Method for Measurements of Sedimentary Reflectance

We selected cores from 10 sites in the North Atlantic Ocean located between 41° and 60° N and between 20° and 30° W (Table 1 and Figure 1). Cores were taken from various depths of each side of the Mid-Atlantic Ridge above the carbonate compensation depth. In all cores, the grey reflectance of surface sediment was measured following the method developed by *Bond et al.* [1992a].

The cores were digitized by sections of 75 cm in length with a tri-CCD (Charged Coupled Device) color camera. The lighting is constituted by two neon glow lamps. For each core, we obtain an image by concatenation of all of the 75-cm sections. In this image, one pixel represents approximately 1.3 mm of sediment. The theoretical temporal resolution lies between 20 and 100 years (depending on the sedimentation rate). The intensity of reflected light is expressed as a color level: red, green, or blue level. The signal thus obtained is expressed in a conventional scale varying between 0 (black) and 255 (red, green, or blue). To reduce the initial length of the data series (close to 16,000 points), the raw color level reflectance data were smoothed by a least squares method and interpolated every 5 mm. The new series contains

[1]Centre des Faibles Radioactivités, Laboratoire mixte CNRS/CEA, Gif-sur-Yvette, France.
[2]Laboratoire de Modélisation du Climat et de l'Environnement, CEA, Gif-sur-Yvette, France.
[3]Also at Département des Sciences de la Terre, Université de Paris-Sud/Orsay, Orsay, France.
[4]Département de Géologie et d'Océanographie, Université de Bordeaux 1, Talence, France.

Copyright 1995 by the American Geophysical Union.

Paper number 95PA02021.
0883-8305/95/95PA-02021$10.00

Table 1. Location of Cores Used in This Work and Available Analyses

Name of Core	Latitude	Longitude	Water Depth, m	Core Length, cm	Other Analyses
SU90-03	40°30'N	32°03'W	2475	1100	
SU 90-05	41°38'N	32°15'W	3285	1193	
SU 90-08	43°31'N	30°24'W	3080	1227	% $CaCO_3$, $\delta^{18}O$ (*N. pachyderma* s.)
SU90-09	43°47'N	31°44'W	3375	930	
SU 90-11		40°15'W	3645	697	% $CaCO_3$, $\delta^{18}O$ (*N. pachyderma* s.)
SU 90-33	60°34'N	22°05'W	2400	1353	% $CaCO_3$, $\delta^{18}O$ (*G. bulloides*)
SU 90-37	55°06'N	20°44'W	2676	1250	
SU 90-38	54°05'N	21°04'W	2900	1142	
SU 90-39	52°34'N	21°56'W	3955	1295	% $CaCO_3$, $\delta^{18}O$ (*G. bulloides*)
SU 90-42	50°38'N	21°44'W	3450	1000	

approximately 2500 data points. The difference between raw and smoothed interpolated reflectance curves is smaller than 2%. Thus this process has hardly any effect on the original signal. Lighting conditions are homogeneous from top to bottom for a section of a core and from core to core. There is negligible illumination distortion in the digitized image: the reference curve (a white ruler) has a distortion of about 1% of the total scale which corresponds to about 3-4% of the mean signal in the North Atlantic (Figure 2).

Validity of the Reflectance Signal for Paleoclimatic Reconstructions

In order to document the paleoclimatic validity of this method, we examined the sedimentological parameters of the cores. Marine sediments in the North Atlantic contain three principal components: biogenical carbonate, detrital elements, and, in some areas, volcanic ash [*Ruddiman and Glover*, 1972; *Smythe et al.*, 1985]. The most important color variations are due to variations in the biogenic carbonate content, which is highly correlated with climatic variations [*Crowley*, 1983], because their development is seasonal and driven by annual fluctuations of surface water temperature. The Coccolithophoridae (carbonated nannoplankton) and foraminifera are abundant when the water temperature is warm. Consequently, the sediment deposited during those periods is white. During glacial times, the sediment deposited is rich in detrital particles (clay minerals or coarse particles) originating from the continent and transported by bottom currents or ice

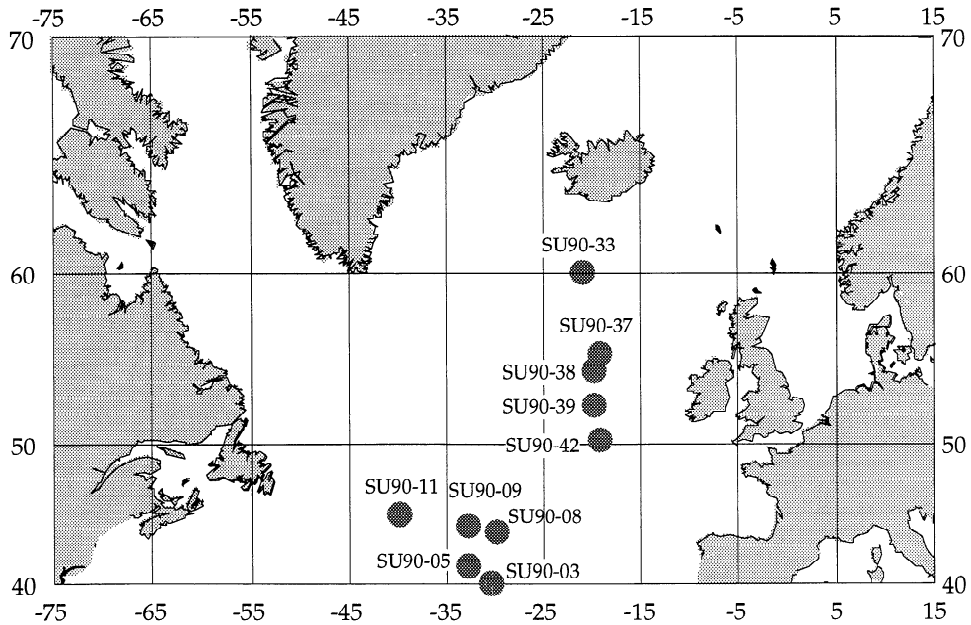


Figure 1. Locations of cores used in this study.

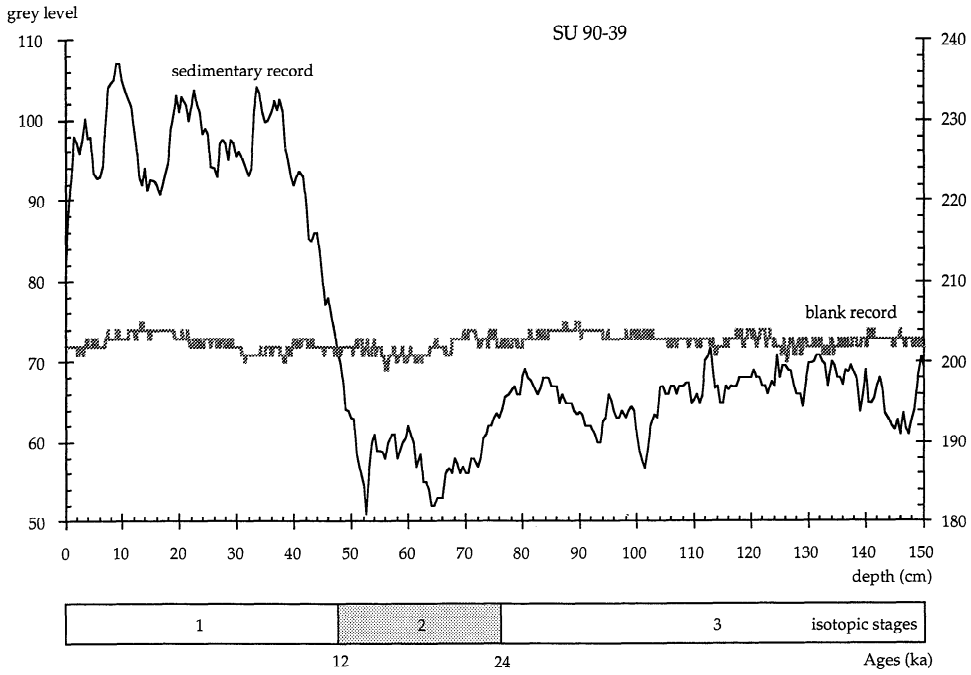


Figure 2. Grey level record of the first section of core SU90-39 compared to the blank record. The thick curve is the blank record with the right scale, and the thin curve is the reflectance profile with the left scale. Isotopic stages are indicated with the transition ages.

rafting. The sediment is therefore dark. *Bond et al.* [1992a] have shown that the sediment reflectance is well correlated with fluctuations of *Neogloboquadrina pachyderma* s. (polar foraminifera) and confirm that reflectance is a good indicator of climatic variations. Ash layers are characterized by dark level (about 80 in our conventional scale) which is not related to glacial periods. Around volcanic areas, the climatic signal is altered by the layers left by volcanic eruptions. Thus we did not use cores located around the Azores or Iceland for this study. In the cores we used for this study, the sediment is made up of foraminifera and clays. We selected cores not perturbated by turbiditic processes.

We made regressions between carbonate content (measured by a gasometric technique with a precision of 1%) and reflectance on four of the cores (Table 1). The reflectance, carbonate content, and isotope data are shown in Figure 3, and the correlations between each colour channel and the carbonate percentage are shown in Figure 4. The correlation coefficients are 0.864 for the red channel, 0.881 for the green channel, and 0.905 for the blue channel after removing the upper few ten of centimeters of the core which are noticeably offset from the correlation lines. This is due to red coloration of the sediment by iron and manganese oxides. This represents a limit of this method because the most recent part of the sediment is always too dark. The best correlation with $CaCO_3$ is obtained with the green and blue channels. We chose to use the green channel because the blue signal is more affected by the polarizing filter used to decrease direct reflection. In this paper, we will use the term "grey level" to indicate the green channel variations.

The oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera expressed as relative $\delta^{18}O$ (permil versus peedee belemnite (PDB) standard) was measured in the four cores (Table 1 and Figure 3). This signal depends directly on changes in ice volume, surface water temperature, and salinity [*Emiliani*, 1955; *Shackleton and Opdyke*, 1973]. The sampling was made every 5 cm on average. The species analyzed are *Globigerina bulloides* and/or *N. pachyderma* left coiling. We compared planktonic isotopic data with sediment reflectance in the same cores. Figure 5 shows this comparison in core SU 90-08. During most of the record, the sedimentary reflectance exhibits the well-known large glacial-interglacial variations. For large timescales, the two signals are in agreement except during rapid events of the last glacial period. The rapid variability during this time is now clearly identified as Heinrich events [*Heinrich*, 1988; *Broecker et al.*, 1992]. They correspond to the melting of great quantities of icebergs, bringing freshwater (isotopically light) into the surface of the North Atlantic and lithic particles into the sediment. Isotopically, they appear as light peaks of $\delta^{18}O$, and they are characterized by a globally synchronous dark level in the reflectance data [*Bond et al.*, 1993], but this dark level is interspersed with light shifts perhaps due to the occurence of detrital carbonate levels [*Bond et al.*, 1992b].

In the North Atlantic Ocean, outside the volcanic areas, we can therefore use grey level values as a first-order stratigraphic tool (Figure 6) when the variations in the carbonate contents are large (oscillation areas of the polar and subtropical front).

Comparison Between Grey Level Measurements and Ice Core Records

Foraminiferal abundance and $\delta^{18}O$ changes reflect, at least in part, the rapid temperature changes of the air above Greenland during the Dansgaard/Oeschger events [*Bond et al.*, 1993].

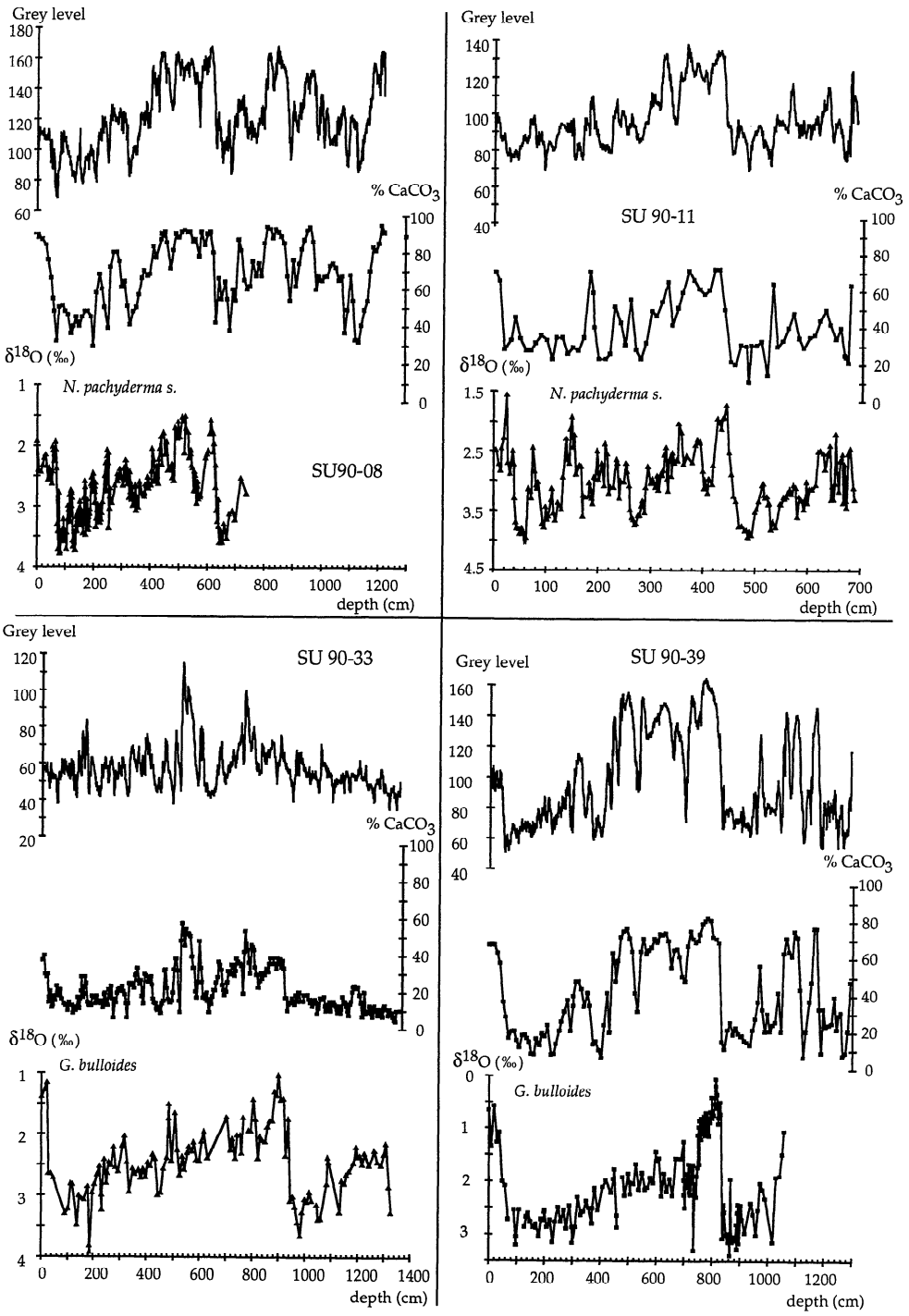


Figure 3. Comparison between grey level, carbonate content, and isotopic $\delta^{18}O$ on four cores versus depth in the core.

This confirms the strong coupling of the northern Atlantic Ocean with the atmosphere-ice system predicted by various dynamical models [*Peltier*, 1992]. Because the ice core isotopic records indicate large variability in the 0.5 - 2 kyr range of duration [*Johnsen et al.*, 1992], we test the validity of the sedimentary reflectance signal by direct comparison between the Greenland ice core (GRIP) and sedimentary records. Measurements of $\delta^{18}O$ in the GRIP core provide a proxy for the variations of air temperature over the ice cap with a very high temporal resolution [*Dansgaard et al.*, 1993].

The comparison between the grey level and the GRIP ice core records is shown in Figure 7. The changes between dark and light levels are separated by sharp boundaries and probably do not result from bioturbation mechanisms, which

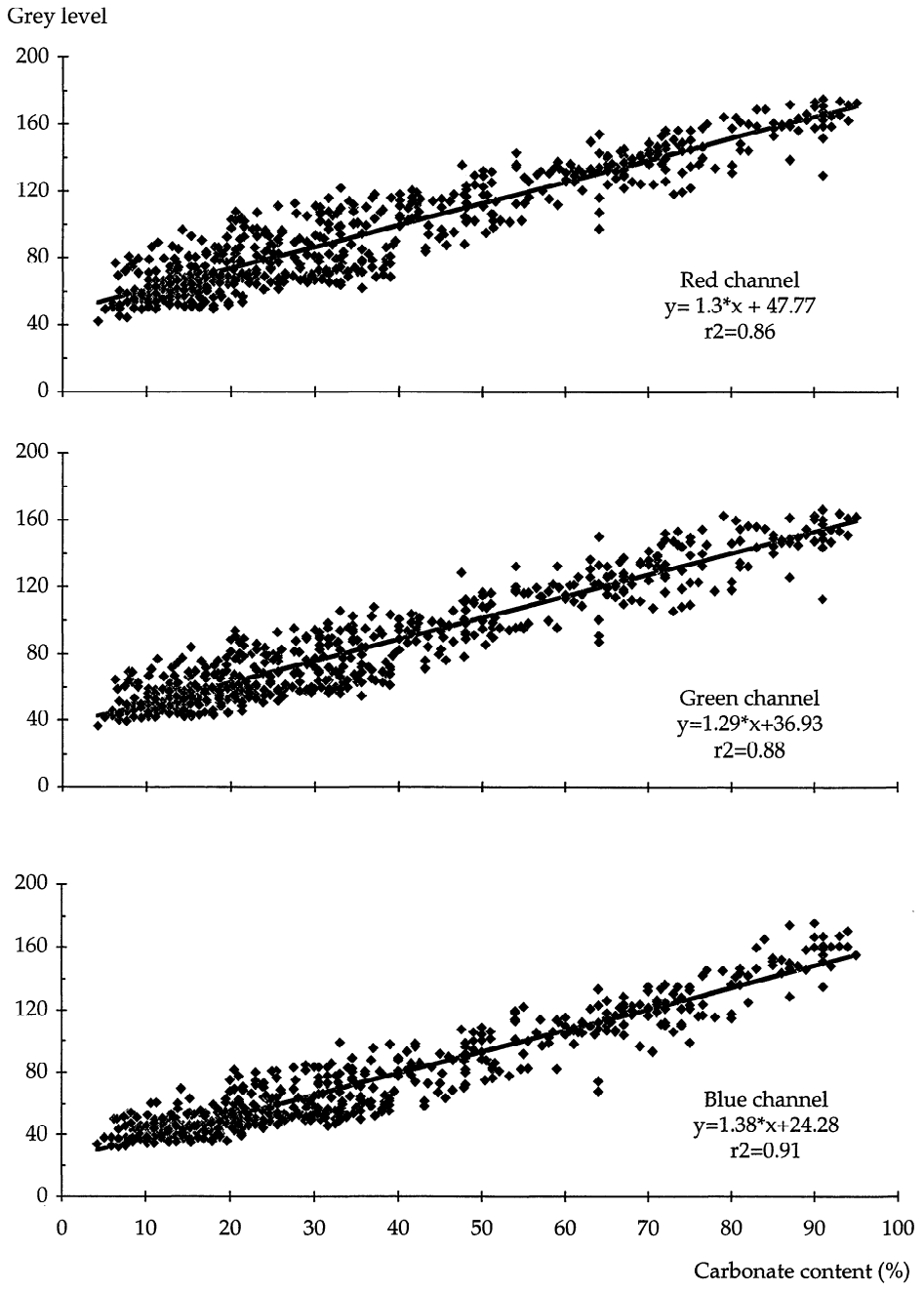


Figure 4. Regression between grey level and $CaCO_3$ measurements in four cores for the red, green, and blue channels. Equations of correlation lines and correlation coefficients are indicated for each color channel. The significance level of this correlation coefficient is 95%.

would, on the contrary, smooth the signal. In addition, in order to remove most of the perturbations from the record, we use an algorithm based on pattern recognition. The digitized color image of the core is, at each depth, about 64 pixels wide, corresponding to the 10-cm width of the core. A rough solution would be to simply choose a "good" profile among these 64 possibilities or to take the mean. Alternatively, the algorithm used here, derived from vocal analyses, tries to find coherent patterns along the core depth and rejects all other pixels. Using the whole width of the core, this filter thus removes most of the local perturbations, such as burrows, provided that they are smaller than the core width. Unlike classical time series filters, this method preserves high frequencies by using most of the information contained in the original two-dimensional color image.

We used the numbering of the interstadial events of the GRIP ice core [*GRIP Members*, 1993; *Dansgaard et al.*, 1993; *Grootes et al.*, 1993] between 20 and 110 ka. The duration of interstadials lies between 0.5 and 2 kyr [*Johnsen et al.*, 1992]. Cores located between 50° and 60° N and 25° and 15° W (SU90-38, SU90-39) show a good correlation with the GRIP record except for the controversial variability during the last

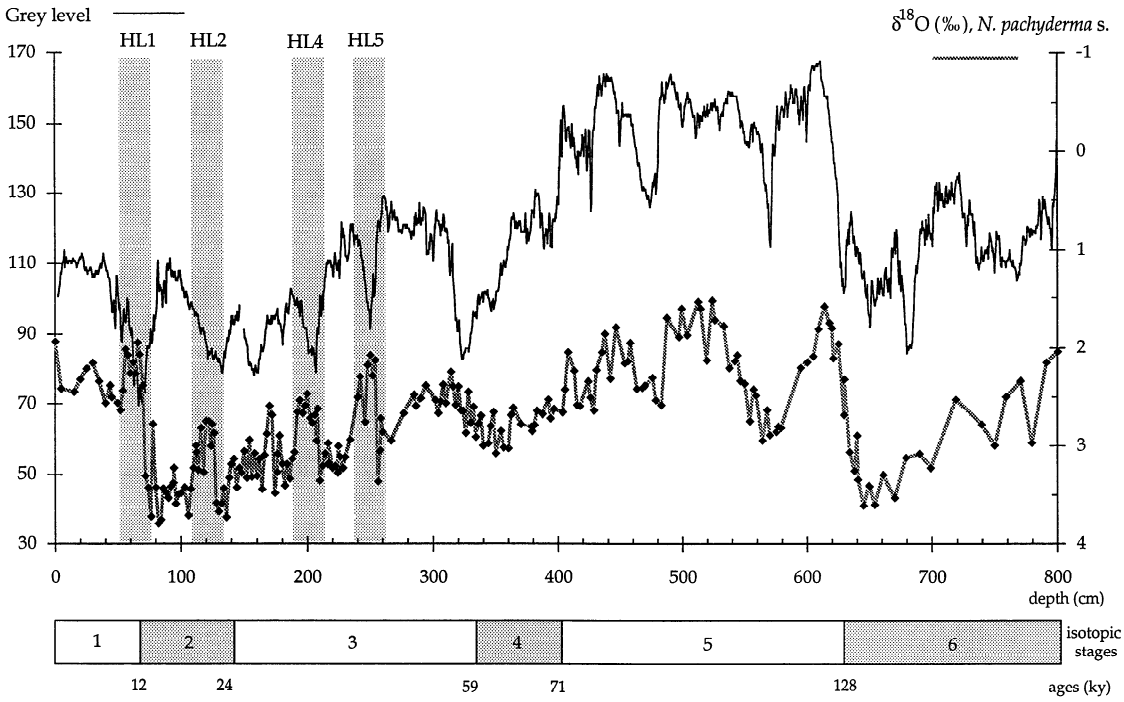


Figure 5. Comparison between isotopic $\delta^{18}O$ record of *N. pachyderma* s. (diamonds) and the grey level record of core SU90-08. Heinrich layers have been underlined. We can see that the Heinrich layers are characterized by dark levels and light isotopic peaks. This corresponds to the discharge of a great quantity of icebergs which give freshwater melting and dark detrital material.

interglacial [*Dansgaard et al.*, 1993; *McManus et al.*, 1994; *Cortijo et al.*, 1994]. During glacial periods, the Dansgaard-Oeschger events found in the ice may also be clearly observed in marine sediments as small reflectance changes with an amplitude of 10 units or more. These small variations, which last about 1.5 - 2.0 kyr, are indeed very often common to marine sediments and the ice core. During the transition between isotopic stages 5 and 4, all records (marine and ice) have the same pattern. There is an excellent agreement between proxy data for high-latitude temperatures and the marine sediment record. This transition (isotopic stages 5-4) is achieved in several steps, suggesting abrupt changes in atmospheric and thermohaline circulations. These cores are sensitive to Gulf Stream variations and to the associated heat transport. These results are in agreement with those of *Keigwin and Jones* [1994].

On the other hand, the cores located between 35° and 45° N and 30° and 40° W (SU90-08, SU90-05) do not show as good a correlation with the Greenland record for rapid variability, although we easily recognize the successions of glacial-interglacial periods. This can be due to some smoothing effect of the climatic system which weakens the effects of the events initiated in the North Atlantic as they are transported toward the south. Another possibility is that the rapid oscillations are due to Gulf Stream variations which are well marked only in area of climatic front oscillations (polar or subpolar front).

Variability of the Grey Level Records in the Frequency Domain

Several sediment core studies have identified significant high frequencies in paleoclimate proxy data [*Pisias et al.*, 1973; *Pestiaux et al.*, 1988]. Due to their very fine temporal resolution, reflectance records are appropriate to test the periodicities of the suborbital timescale. We chose two specific cores to perform several detailed spectral analyses. Each of them is representative of an area of the North Atlantic (Table 2). Core SU90-08 (Figure 1) is located in the southern boundary of the polar front oscillation [*Climate: Long-Range Investigation, Mapping, and Prediction (CLIMAP) Project Members*, 1984]. Core SU90-39 (Figure 1) is located in the northern boundary of this area (area of maximum of oscillation).

Chronology

We developed a timescale for each site based on accelerator mass spectrometry (AMS) ^{14}C dates (until 30 ka), benthic and planktonic $\delta^{18}O$, and the Spectral Mapping (SPECMAP) stack [*Pisias et al.*, 1984]. In core SU90-08, the sampling resolution of benthic and planktonic foraminifera signals is 2 cm for 0-128 kyr and 5 cm for 128-285 kyr (for planctonic foraminifera only). In the uppermost portion of the record, the ^{14}C available data were included. The SPECMAP chronology was applied using

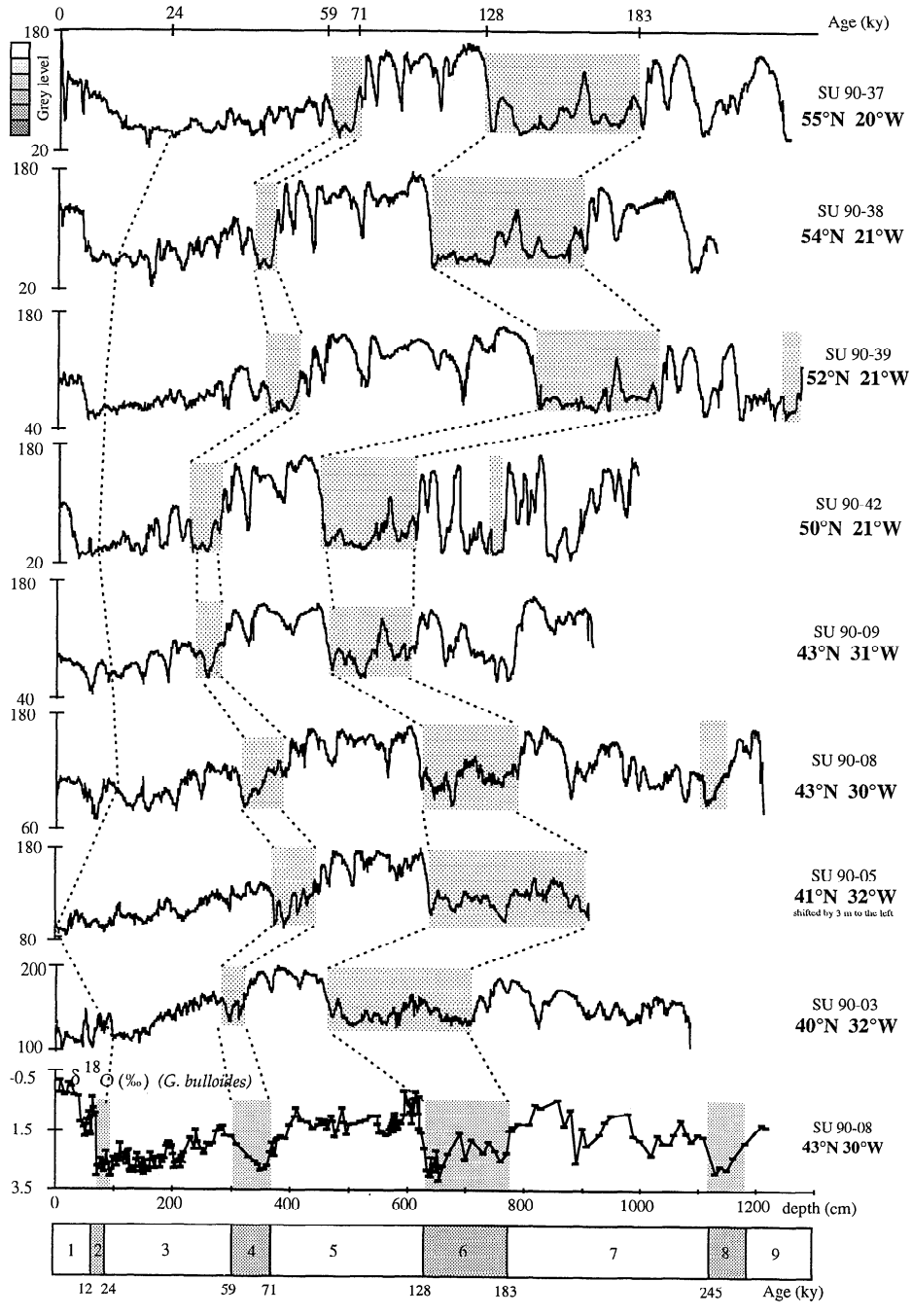


Figure 6. Correlation between several cores in the North Atlantic Ocean and the $\delta^{18}O$ record of *Globigerina bulloides* in core SU90-08 (age scale at bottom). Glacial periods are dashed. The age scale at the top corresponds to core SU90-37.

the software AnalySeries [*Paillard*, 1995a]. Between the stratigraphic correlation levels, the sedimentation rate is assumed to be constant and a linear interpolation was applied. In core SU90-39, the sampling resolution is more irregular, varying between 2 cm and 10 cm. The SPECMAP chronology was applied in this case too. The age-depth relation for the two cores is shown in Figure 8. We make no claim that our stratigraphies are the most accurate, but they are built using all available classical stratigraphic signals. The theoretical sampling lies between 20 and 50 years. The corresponding mean Nyquist period (the theoretically shortest period) and the mean sedimentation rate for each core are indicated in Table 2.

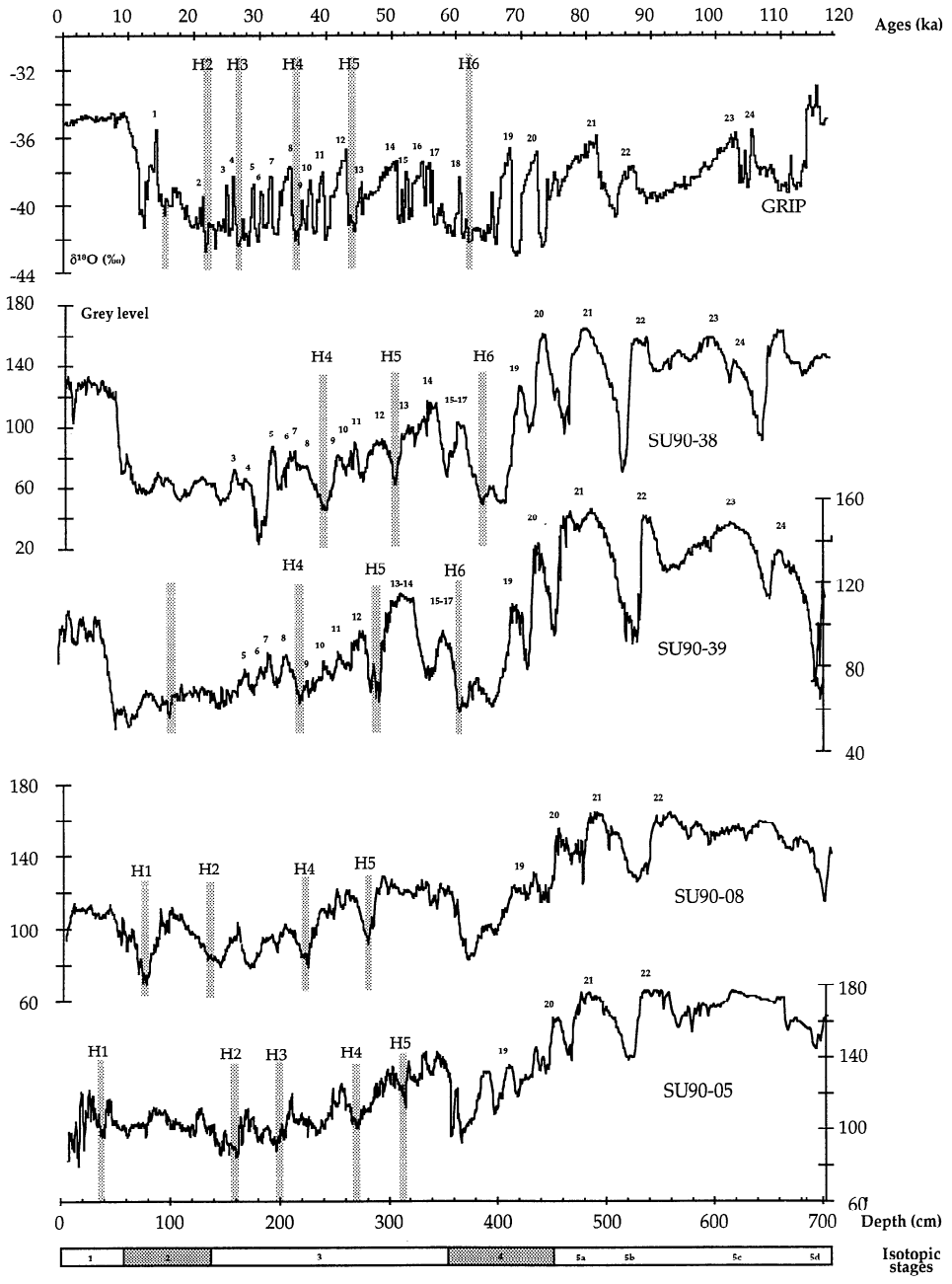


Figure 7. Correlation between the GRIP (Greenland Ice core Project) record versus age [*Dansgaard et al.*, 1993] and the sedimentary grey level of the North Atlantic cores. These grey level records are obtained using a filter which removes all pertubations in the stratigraphy. All North Atlantic cores were put on the same depth scale. The numbering corresponds to the interstadial events of the ice and has been used for marine cores as well.

However, the sedimentation rate is not constant along a given core; this implies a variable time step and a variable Nyquist period.

Spectral Methods

The study of the orbital components and the high-frequency variability on those time series was made with several spectral methods. Each of them examines a particular feature in a time series, and combining those different spectral analyses permits avoiding spurious results and thus enhances the confidence of our estimates. The techniques used are multitaper method and wavelet transform. We also use singular spectrum analysis in order to separate the signal and the noise. Then we can analyze the high-frequency variations.

Multitaper method. The purpose of this nonparametric spectral method [*Thomson*, 1982] is to compute a set of independent and significant estimates of the power spectrum, in order to obtain a better and more reliable estimate than with

Table 2. Sedimentation Rate and Nyquist Frequency of Cores Used in the Spectral Analysis

Name of Core	Mean Sedimentation Rate, cm/kyr	Age at Bottom, kyr	Time Sampling, years	Nyquist Period, years
SU 90-08	3.8	303	34	68
SU 90-39	5.2	244	25	50

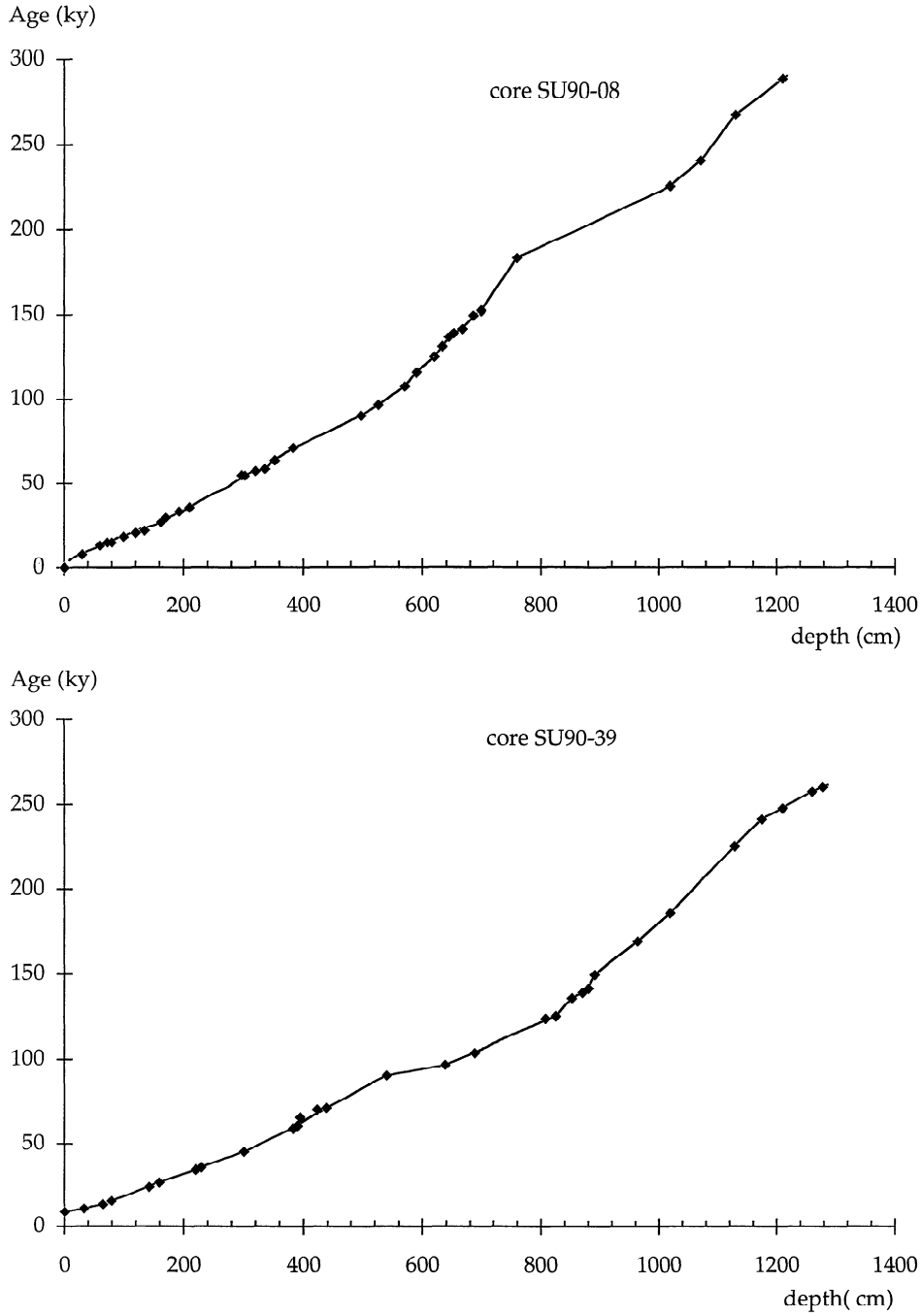


Figure 8. Age-depth relation for the two studied cores: (top) core SU90-08 and (bottom) core SU90-39. The sedimentation rate is relatively regular in the two cores except during stage 6 (around 160 kyr) of core SU90-08.

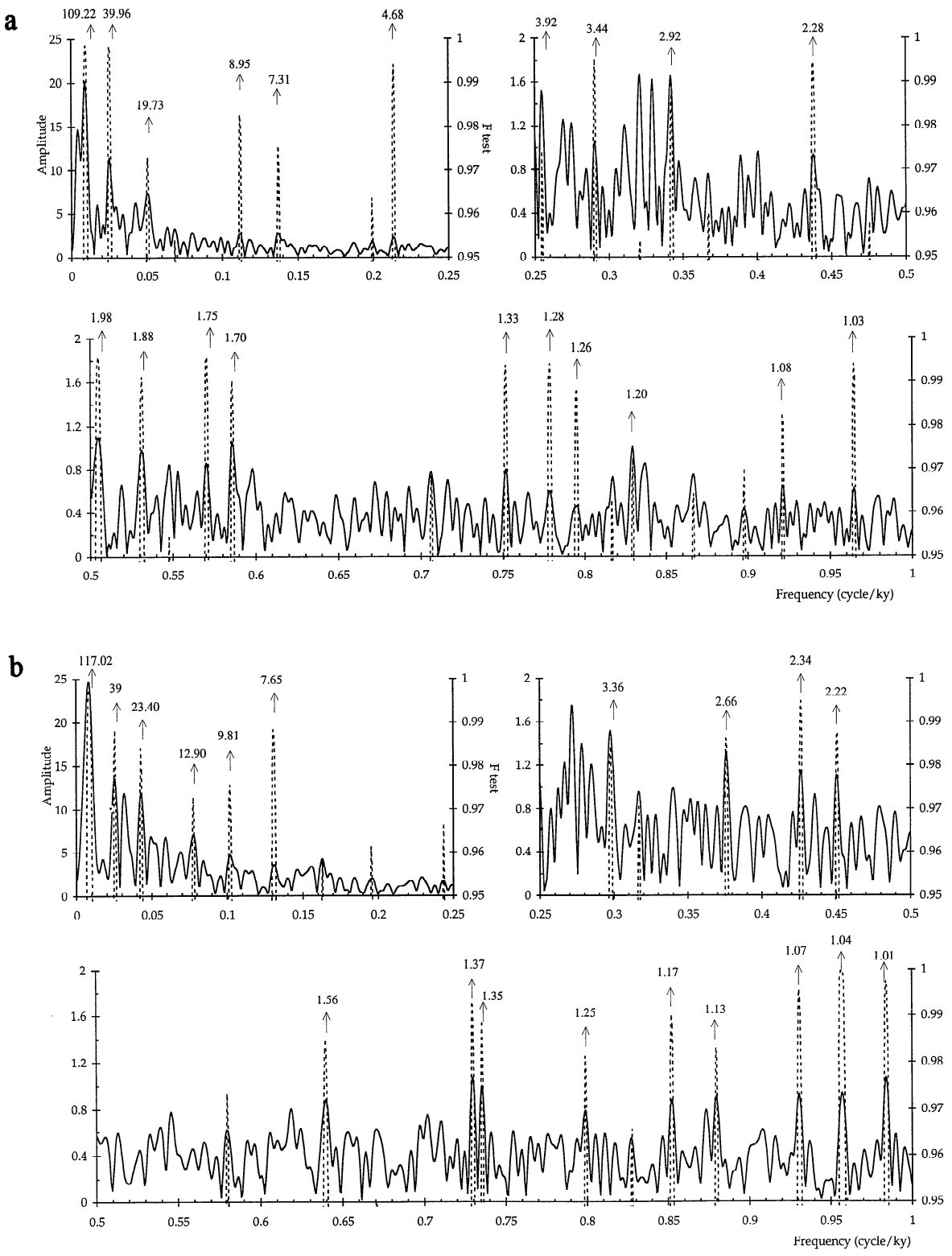


Figure 9. MTM (multitaper method) spectra of raw grey level on cores (a) SU90-08 and (b) SU90-39. The solid line represents the line amplitudes, and the dotted line represents the F test of estimate confidence. For a better representation, the frequency range 0-1 has been divided into three panels. The significative periodicities have been indicated.

single-taper methods given a finite and possibly short time series. A set of optimal tapers is calculated so that this approach to spectral estimation is less heuristic than traditional (e.g., Blackman-Tukey) techniques. The tapers are calculated to optimize the spectral leakage due (to the data finiteness) outside a prescribed bandwidth W, for a periodic signal [*Thomson*, 1982]. The number of relevant tapers is then proportional to the bandwidth [*Slepian*, 1978], so that a tradeoff between resolution (small W) and confidence (large number of tapers) has to be found, by trial and error or other heuristic criteria [*Thomson*, 1982].

Thus, with a set of K tapers with a given bandwidth W, K independent spectral estimates can be computed for a time series X, from the product of X and each taper. An average over these spectra gives a multitaper spectral estimate which possesses good statistical properties [*Thomson*, 1982].

Multitaper methods (MTM hereafter) are also useful to compute the harmonic analysis of a time series, i.e., to determine the amplitude and frequency of its line components. This is done through a least squares regression in the frequency domain. Under white noise hypotheses, the amplitude and line frequency estimates are unbiased [*Lindberg*, 1986], and they are robust to such hypotheses when a red noise is used [*Vautard et al.*, 1992]. The harmonic analysis estimates provide a statistical test (Fisher or F test) for the amplitude spectrum. High values of this test allow rejection of the null hypothesis of a nonperiodic component at some frequency.

One of the main assumptions of this technique of harmonic analysis is that the signal must yield periodic and separated components. If not, a continuous spectrum (in the case of a colored noise or a chaotic system) will be broken down to spurious lines with arbitrary frequencies and possibly high F values. This is a danger of the method, which can be partially avoided if the raw power spectrum is computed and hints for lines are detected; it is also very important to vary the bandwidth parameter W and the number of tapers to ensure the stability of the frequency and module estimates.

Singular Spectrum Analysis. Singular spectrum analysis (SSA hereafter) takes its roots in digital signal processing and nonlinear dynamics [*Broomhead and King*, 1986; *Vautard and Ghil*, 1989]. It is designed to extract information from short and noisy time series, without prior knowledge of the dynamics of the underlying system that generated the series. The starting point of the method is to embed a time series of observables $X(t)$, $t = 1 \ldots N$ in a vector space of dimension M. The embedding procedure consists of constructing a sequence

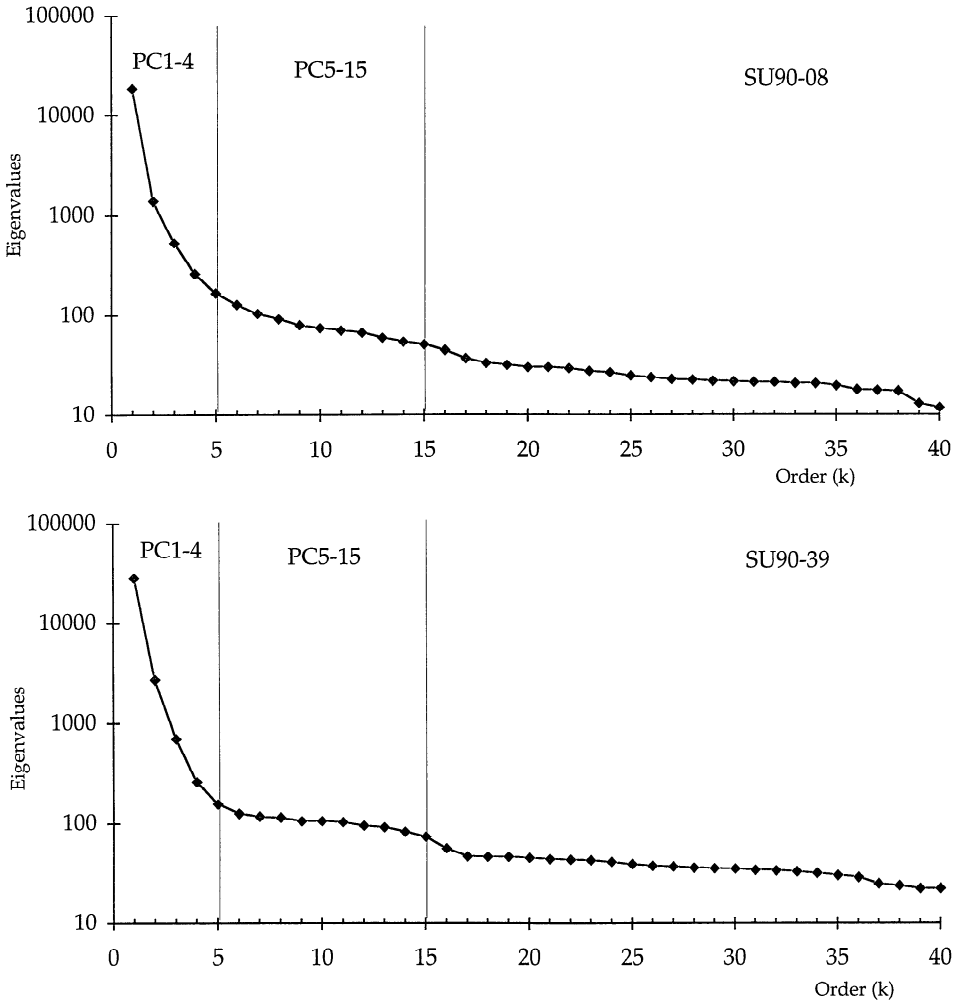


Figure 10. Singular spectrum analysis (SSA) eigenvalues of grey level of cores SU90-08 and SU90-39. The vertical lines divide the different zones of the spectra between principal components (PC) 1 to 4 and PC5-15.

Ξ of M-dimensional vectors of delayed coordinates from the time series X

$$\Xi(t) = (X(t), X(t+1), \ldots, X(t+M-1)), \; t = 1 \ldots N - M + 1.$$

If the system dimension d is relatively small ($d < 3$), such a procedure can give a stunning reconstruction of the system attractor [*Gershenfeld*, 1988]. On the other hand, if d is larger than four, a raw application of this technique fills any two-dimensional projection in a dense way so that no visual information can be retrieved. SSA allows unravelling of the information entangled in the delayed-coordinate phase space by decomposing the sequence of vectors Ξ into elementary oscillation patterns. Hence this method generates data-adaptative filters for the separation of the time series into independent components, like trend, deterministic oscillations, and noise.

The directions of extension of the sequence of augmented vectors $\Xi(t)$ are determined. An $M \times M$ covariance matrix of X, C_X, is computed, as well as its eigen elements (λ_k, ρ_k), $k = 1, \ldots, M$

$$C_X \rho_k = \lambda_k \rho_k.$$

The eigenvalues λ_k give the extension of the time series in the direction given by the (orthogonal) eigenvectors ρ_k: the λ_k are associated to the variance of the oscillating pattern detected by the ρ_k. Therefore plots of the sorted eigenvalues allow discrimination between high variance oscillations with steep slope and noise characterized by low values and a flat floor [*Vautard and Ghil*, 1989]. Projections of the time series onto the eigenvectors yield the principal components (PCs) a_k

$$a_k(t) = \sum_{i=1}^{M} X(t+i)\rho_k(i).$$

A time series associated to a single or several eigenvectors ρ_k can be reconstructed by combining the associated principal components

$$r_\Lambda(t) = \frac{1}{M_t} \sum_{k \in \Lambda} \sum_{i=1}^{M} a_k(t-i)\rho_k(i),$$

where Λ is the set of empirical orthogonal functions (EOFs) on which the reconstruction is based and M_t is a normalization factor [*Vautard et al.*, 1992]. This reconstruction process preserves the phase of the time series, so that X and r_Λ can be superimposed on the same timescale. Once the noise and trend components are identified by SSA decomposition, a clean signal can be reconstructed and analyzed, pattern-wise or with other mathematical tools.

Wavelets. Most observational signals are not stationary and contain transient components which excite a wide range of frequency in a limited amount of time. This motivates the use of time-frequency representations and wavelet transforms. Applications of wavelet transforms have been extensively reviewed by *Grossmann et al.* [1989] and *Farge* [1992].

The main property of a wavelet decomposition is that the analyzing functions (the wavelet functions) are localized both in time and frequency, i.e., they oscillate in a finite amount of time and vanish, as well as their Fourier transform. On the opposite, the sine and cosine functions (of Fourier transforms) are perfectly localized in frequency but oscillate endlessly in time. Hence a classic Fourier analysis spreads the singularities of a time series over the entire power spectrum, creating spurious peaks or concealing real ones, unless an ad hoc time-frequency analysis is performed, such as by *Yiou et al.* [1991] or *Birchfield and Ghil* [1993]. As a wavelet decomposition only uses dilatations and translations of a unique function, it is optimal in the sense of the so-called time-frequency

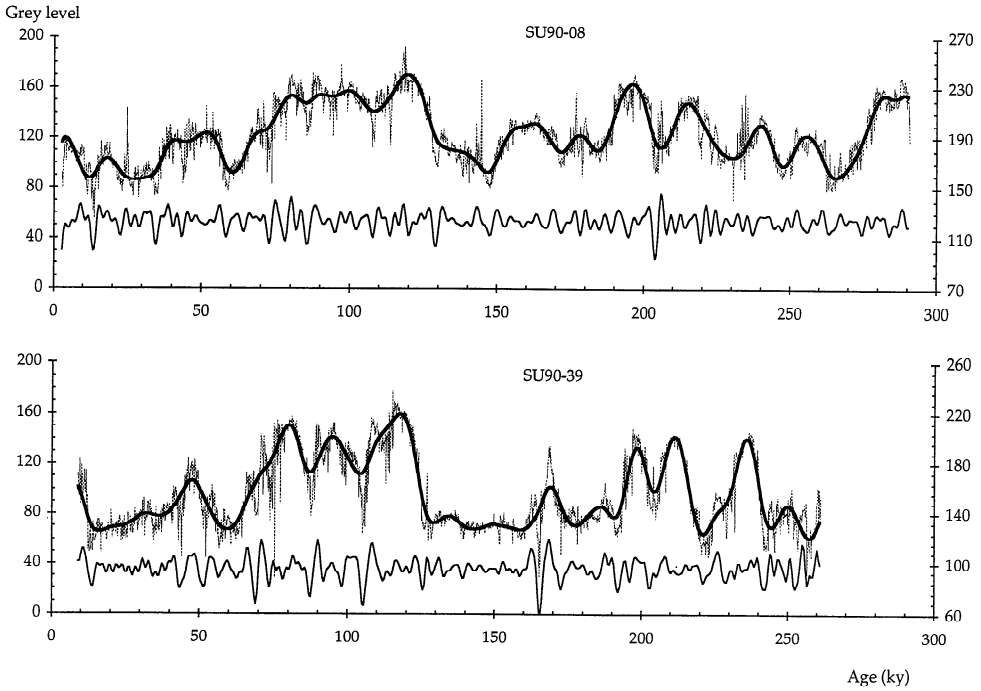


Figure 11. Raw grey level of cores (top) SU90-08 and (bottom) SU90-39 with the corresponding reconstructions. For the two cores, the raw grey level is the thin dotted curve, PC1-4 is the solid thick curve (both with left scale), and the thin solid curve is the PC5-15 (with right scale).

uncertainty principle [*Farge*, 1992], in that the correlation between duration and average frequency is respected.

A wavelet analysis decomposes a time series into scale components, hence allowing a discrimination between oscillations occurring at fast (time) scales and others at slow scales. More precisely, for some signal X and a given wavelet function ψ, the ψ wavelet transform of X, at a scale a and a time b, is given by

$$W_\psi X(a,b) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{\infty} \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) X(t)dt.$$

This integral expresses an analysis of X, localized around b and scaled by the parameter a. The wavelet decomposition is represented in a dilatation (scale)-translation (time) plane. A logarithmic scale axis allows for a better resolution of small-scale components, i.e., high frequencies.

In the case of a purely monochromatic signal $X(t) = A \exp(i \omega_0 t)$, the wavelet transform is

$$W_\psi X(a,b) = A \frac{a}{2\pi} \hat{\psi}(a\omega_0) e^{i\omega_0 b},$$

where $\hat{\psi}$ is the Fourier transform of ψ. From this relation, the modulus of $W_\psi X$ does not depend on the translation time b, and the phase of the wavelet transform at a scale a directly gives ω_0. This means that in such a representation, the wavelet transform of a purely periodic signal is a ridge at a constant scale [*Farge*, 1992].

In this paper, we use the complex Morlet wavelet

$$\psi(t) = \exp(2\, i\, p\, \omega_0\, t) \exp(-t^2/2) + \text{negligible correction terms},$$

i.e., a complex exponential modulated by a Gaussian function. We truncated the sides of the wavelet transforms to avoid spurious side effects.

Results of Spectral Analyses and Discussion

In the two cores (SU90-08 and SU90-39), the grey level records are investigated with MTM harmonic analysis. MTM results are shown in Figures 9a (core SU90-08) and 9b (core SU90-39). In the following discussion, we will only consider peaks with confidence tests (normalized statistical F test) greater than 0.97.

Frequencies associated with orbital parameters (precession and obliquity) are well defined in both cores with high values of amplitude (between 8 and 25). High frequencies have much smaller values of amplitude. Some of these periodicities were detected in other works: *Hagelberg et al.* [1994] and *Yiou et al.* [1994] have observed "submilankovitch" periodicities between 10 and 12 kyr. They correspond to variability which can be attributed to internal climatic system, nonlinearly coupled to precession forcing [*Hagelberg et al.*, 1994]. The periodicities between 1/5 and 1/8 cycle per kyr exist in the two cores and could be related to Heinrich events. They have also been found in ice core records [*Yiou et al.*, 1995], and it can be speculated that these oscillations are symptomatic of the succession of rapid oscillations during the glacial period. SSA analyses allow us to determine which is the part of the noise in the grey level signal. Singular spectra are obtained by taking an embedding dimension of 40 (time sampling is 0.5 kyr and the window size represents 20 kyr) and are presented in Figure 10. In both cores, the spectra can be separated in three disctinct regions: the first part (PC1-4) with a steep slope dominated by the large glacial-interglacial variations (linked to orbital frequencies), an intermediate region with a more gentle slope (PC5-15) which contains high-frequency variations, and the final noisy region. The reconstruction of the principal components is shown in Figure 11. Spectral analyses made on these reconstructions show that the frequencies detected by the MTM method are real and not linked to noise.

Because of its temporal resolution, sedimentary reflectance provides detailed information in the higher frequencies. Between 1/4 and 1/1 cycle per kyr, both cores present significative periodicities although they are not exactly the same. These results confirm that marine sediments can record high-frequency climatic oscillations.

We could identify some oscillations with MTM analyses, but this method does not give information about the stationariness of the features we find. In order to study how those different periodicities evolve in time, we use a wavelet analysis on both cores. However, the low and high frequencies determined by MTM analysis in the two cores are not stationary, and no perfectly stationary components are detected. This is also the case for ice core records [*Yiou et al.*, 1995] which do not show any stationary frequency.

However, the wavelet representation of core SU90-39 shows many similarities with the ones obtained for the GRIP record, although it is relatively different from the ones obtained in core SU90-08 (Figure 12). This is in agreement with the qualitative observation made by direct comparison between the SU90-39 grey level and the GRIP $\delta^{18}O$ record.

The two cores show nonstationary suborbital periodicities between 5 and 1 kyr. Several simple climatic models [*Welander*, 1982], and also some more complex models, like two-dimensional ones [*Hovine*, 1993], have shown oscillations. The conceptual salt oscillator climate model [*Broecker et al.*, 1990; *Birchfield and Broecker*, 1990] fluctuates between an "on" (the northern hemisphere is relatively warm because of the large transport of heat to high latitudes) and "off" mode (the northern hemisphere is cold, a consequence of the greatly reduced thermohaline circulation) with a period of the order of 1 kyr. But those oscillations are not spontaneous; they are forced by external freshwater input. This model emphasizes the role of salt fluxes and their control of density gradient. Other simple models present spontaneous oscillations in the millennium timescale because of ice-sheet oscillations [*Birchfield et al.*, 1994; *Paillard*, 1995b]. *Hovine* [1993] shows in a two-dimensional model that the salinity fluxes in high latitudes of the northern hemisphere play a determining role. He finds oscillations with a periodicity of 1.5 kyr. These model results are in accordance with the results of our grey level spectral analyses.

Conclusion

Sediment records in the North Atlantic contain exceptional archives of paleoclimates. The comparison between grey level records of marine cores and isotopic ice core records has revealed that rapid climatic variability can be distributed in two areas.

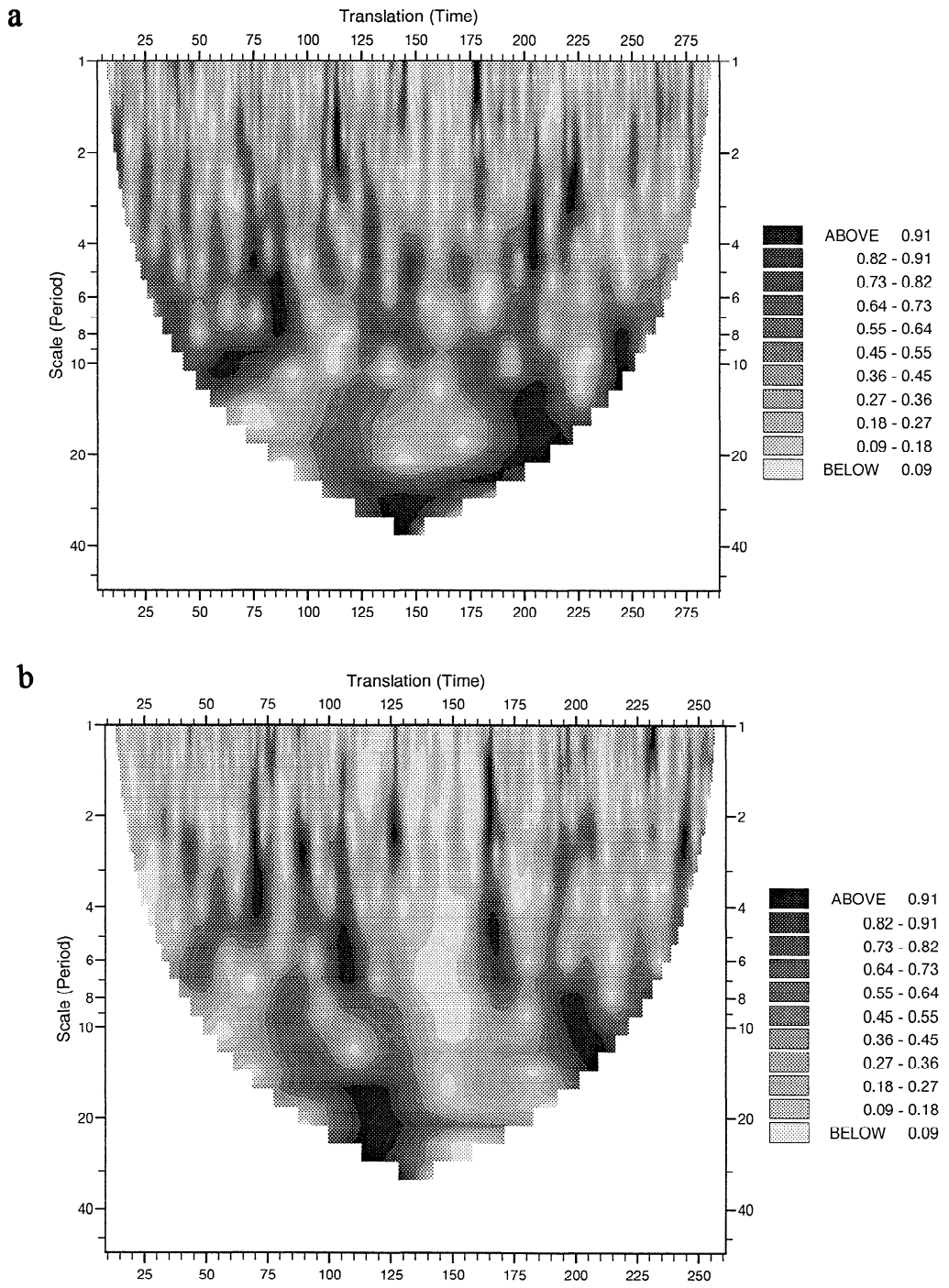


Figure 12. Modulus plots of the wavelet analysis of raw grey level of cores (a) SU90-08 and (b) SU90-39. The horizontal axes represent time translations, and the vertical axes represent scale dilatations (analogous to period). Plots were truncated in order to avoid spurious frequencies.

Northern cores (around the core SU90-39) have a good similarity with GRIP (except for the last interglacial period, which is controversed in the Summit record [*Grootes et al.*, 1993]). The "Dansgaard-Oeschger" events (numbered from 1 to 24) existing in the ice core are easily identified in marine records down to 110 ka. This reinforces the hypothesis of *Bond et al.* [1993] that the sea surface temperatures at the latitude of cores located between 50 and 55°N in the Northeastern Atlantic are in phase with the air temperature above Greenland.

In the southern area (around core SU90-08), the details of the reflectance signal appear less comparable with the Greenland record. Although similar in shape, this core does not show the same high-frequency variability as the Greenland record. *Keigwin and Jones* [1994] have detected a high

variability in cores between 30-35°N and 60-70°W. We can explain this difference with our results by the geographical location of their cores on an important area of sedimentation at great depth (4900 m).

Results of spectral analyses make possible the detection of various nonstationary climatic oscillations. The periodicities between 5 and 7 kyr can be related to the Heinrich event glacial oscillations. The higher-frequency variability is in agreement with different model results of the general circulation of the ocean.

Sedimentary reflectance records provide a high temporal resolution proxy documenting displacements of the polar front. We show in this work that periodicities as low as 1.5 kyr can be detected with high confidence in marine sediment cores. This corresponds to a thickness of 5-10 cm of sediment, given the mean sedimentation rate. Hence we can conclude that bioturbation does not completely smooth out the fast variations of paleoclimate. Our study therefore strongly supports the necessity of increasing sampling resolution from the traditionnal 5-10 cm to around 2 cm to record the climatic variability stored in deep ocean sediments. This will provide a 0.2 to 0.4 kyr resolution in areas with 5-10 cm/kyr of sedimentation rates.

Acknowledgments. The work on grey reflectance analysis was started in CFR, Gif with G. Bond's (LDEO, USA) guidance both for hardware and software, and we greatly appreciated his help. Improved software has been developed by F. Le Coat and N. des Cloiseaux for the sediment reflectance study. It is a pleasure to thank D. Paillard, E. Michel, J. Jouzel, F. Grousset, and J. C. Duplessy for useful discussions. G. Bond, T. Hagelberg, K. Miller, and N. Pisias are to be greatly thanked for their constructive reviews. We are grateful to M. Arnold for AMS ^{14}C analyses; J. Antignac, B. Le Coat, and J. Tessier for isotopic analyses; and J. Tessier for technical assistance. The coring cruise Paleocinat I of the French R/V *Le Suroit* was supported by Genavir and IFREMER. This work was initiated as a master's thesis in association with J. Y Reynaud. Basic support from CEA and CNRS to the CFR, program Geosciences Marines, and PNEDC from INSU is acknowledged. The isotopic analyses received support from the EU Environment program EV5VCT920117. This is CFR contribution n°1722.

References

Birchfield, G. E., and W. S. Broecker, A salt oscillator in the glacial Atlantic, 2, A "scale analysis" model, *Paleoceanography, 5,* 835-843, 1990.

Birchfield, G. E., and M. Ghil, Climate evolution in the Pliocene-Pleistocene as seen in deep sea $\delta^{18}O$ records and in simulations: Internal variability versus orbital forcing, *J. Geophys. Res., 98*(D6), 10,385-10,399, 1993.

Birchfield, G. E., H. Wang, and J. J. Rich, Century/millenium internal climate oscillations in an ocean-atmosphere-continental ice sheet model, *J. Geophys. Res., 99*(C6), 12,459-12,470, 1994.

Bond, G., W. Broecker, R. Lotti, and J. MacManus, Abrupt color changes in isotope stage 5 in North Atlantic deep sea cores: Implications for rapid change of climate-driven events, in *Start of a Glacial*, edited by G.J. Kukla and E. Went, *NATO ASI Ser.I3,* pp. 185-205, 1992a.

Bond, G., et al., Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period, *Nature, 360,* 245-251, 1992b.

Bond, G., W. Broecker, S. Johnsen, J. McManus, L. Labeyrie, J. Jouzel, and G. Bonani, Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice, *Nature, 365,* 143-147, 1993.

Broecker, W. S., G. Bond, and M. Klas, A salt oscillator in the glacial Atlantic?, 1, The concept, *Paleoceanography, 5,* 469-477, 1990.

Broecker, W. S., G. Bond, M. Klas, E. Clark, and J. McManus, Origin of the northern Atlantic's Heinrich events, *Clim. Dyn., 6,* 265-273, 1992.

Broomhead, D.S., and G.P. King, Extracting qualitative dynamics from experimental data, *Physica D, 20,* 217-236, 1986.

Climate: Long-Range Investigation, Mapping, and Prediction (CLIMAP) Project Members, The last interglacial ocean, *Quat. Res., 21,* 123-224, 1984.

Cortijo, E., J. C. Duplessy, L. Labeyrie, H. Leclaire, J. Duprat, and T. C. E. van Weering, Eemian cooling in the Norwegian Sea and North Atlantic Ocean preceding continental ice-sheet growth, *Nature, 372,* 446-449, 1994.

Crowley, T. J., Calcium-carbonate preservation patterns in the Central North Atlantic during the last 150000 years, *Mar. Geol., 51,* 1-14, 1983.

Dansgaard, W., H. B. Clausen, N. Gundestrup, C. U. Hammer, S. F. Johnsen, P. M. Kristinsdottir, and N. Reeh, A new Greenland deep ice core, *Science, 218,* 1278-1277, 1982.

Dansgaard, W., et al., Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice core record, *Nature, 364,* 218-220, 1993.

Emiliani, C., Pleistocene temperatures, *J. Geol., 63,* 538-578, 1955.

Farge, M., Wavelet transforms and their applications to turbulence, *Annu. Rev. Fluid Mech., 24,* 395-457, 1992.

Gershenfeld, N. A., An experimentalist's introduction to the observation of dynamical systems, in *Directions in Chaos*, vol. 2, edited by H. Bailin, World Sci., River Edge, N.J., 1988.

Griggs, G. B., A. G. Carey, and L. D. Kulm, Deep-sea sedimentation and sediment fauna interaction in Cascadia Channel and on Cascadia Abyssal plain, *Deep Sea Res., 16,* 157-170, 1969.

Greenland Ice core Project (GRIP) Members, Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core, *Nature, 364,* 203-207, 1993.

Grootes, P.M., M. Stuiver, J.W.C. White, S. Johnsen, and J. Jouzel, Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores, *Nature, 366,* 552-554, 1993.

Grossmann, A., R. Kronland-Martinet, and J. Morlet, Reading and understanding continuous wavelet transforms, in *Wavelets: Time-Frequency Methods and Phase Space*, edited by J. M. Combes and P. Tchamitchian, pp. 2-20, Springer-Verlag, New-York, 1989.

Hagelberg, T. K., G. Bond, and P. de Menocal, Milankovitch band forcing of sub-Milankovitch climate variability during the Pleistocene, *Paleoceanography, 9,* 545-558, 1994.

Hays, J. D., J. Imbrie, and N. J. Shackleton, Variations in the Eath's orbit: Pacemaker of the ice ages, *Science, 194,* 1121-1132, 1976.

Heinrich, H., Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130 000 years, *Quat. Res., 29,* 142-152, 1988.

Hovine, S., Variabilité à long terme de la circulation océanique mondiale: une étude à l'aide d'un modèle en équations primitives à deux dimensions, Ph.D. thesis, 112 pp., Univ. Catholique de Louvain-la-Neuve, Belgium, 1993.

Johnsen, S. J., H. B. Clausen, W. Dansgaard, K. Fuhrer, N. Gundestrup, C. U. Hammer, P. Iversen, J. Jouzel, B. Stauffer, and J. P. Steffensen, Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core, *Nature, 359,* 311-313, 1992.

Keigwin, L. D., and G. A. Jones, Western North Atlantic evidence for millenial-scale changes in ocean circulation and climate, *J. Geophys. Res., 99,* 12,397-12,410, 1994.

Lindberg, C. R., Multiple taper spectral analysis of terrestrial free oscillations, Ph.D. thesis, 182 pp., Univ. of Calif., San Diego, 1986.

McManus, J. F., G. C. Bond, W. S. Broecker, S. Johnsen, L. Labeyrie, and S. Higgins, High resolution climate records from the North Atlantic during the last interglacial, *Nature, 371,* 326-329, 1994.

Mitchell, J.M., An overview of climatic variability and its causal mechanisms, *Quat. Res., 6,* 481-493, 1976.

Paillard, D., Modèles simplifiés pour l'étude de la variabilité de la circulation thermohaline au cours des cycles glaciaire-interglaciaire, Ph.D. thesis, 255 pp., Univ. de Paris-Sud, France, 1995a.

Paillard, D., The hierarchical structure of glacial climatic oscillations: Interactions between ice-sheet dynamics and climate, *Clim. dyn., 11,* 162-177, 1995b.

Peltier, W. R., *Ice in the Climate System, NATO ASI Ser. I, 12,* 653 pp., 1992.

Pestiaux, P., I. van der Mersch, and A. Berger, Paleoclimatic variability at frequencies ranging from 1 cycle per 10 000 years to 1 cycle per 1000 years: Evidence for nonlinear behaviour of the climate system, *Clim. Change, 12,* 9-37, 1988.

Pisias, N.G., J.P. Dauphin, and C. Sancetta, Spectral analysis of late Pleistocene-Holocene sediments, *Quat. Res.*, *3*, 3-9, 1973.

Pisias, N.G., D.G. Martinson, T.C. Moore, N.J. Shackleton, W. Prell, J. Hays, and G. Boden, High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300 000 years, *Mar. Geol.*, *56*, 119-136, 1984.

Ruddiman, W.F., and L.K. Glover, Vertical mixing of ice-rafted volcanic ash in North Atlantic sediments, Geol. Soc. Am. Bull, *83*, 2817-2836, 1972.

Shackleton, N. J., and N.D. Opdyke, Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotopes temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale, *Quat. Res.*, *3*, 39-55, 1973.

Slepian, S., Prolate spheroidal wave functions, Fourier analysis and uncertainty-V: The discrete case, *Bell. Syst. Tech. J.*, *57*, 1371-1430, 1978.

Smythe, F.W., W.F. Ruddiman, and D.N. Lumsden, Ice-rafted evidence of long term North Atlantic circulation, *Mar. Geol.*, *64*, 131-141, 1985.

Thomson, D. J., Spectrum estimation and harmonic analysis, *Proc. IEEE*, *70*, 1055-1096, 1982.

Vautard, R., and M. Ghil, Singular spectrum analysis in nonlinear dynamics, with applications to paleoclimatic time series, *Physica D*, *35*, 395-424, 1989.

Vautard, R., P. Yiou, and M. Ghil, Singular spectrum analysis a toolkit for short noisy chaotic signals, *Physica D*, *58*, 95-126, 1992.

Welander, P., A simple heat salt oscillator, *Dyn. Atmos. Oceans*, *6*, 233-242, 1982.

Yiou, P., C. Genthon, J. Jouzel, M. Ghil, H. Le Treut, J. M. Barnola, C. Lorius, Y. N. Korotkevitch, High-frequency paleovariability in climate and in CO_2 levels from Vostok ice core records, *J. Geophys. Res.*, *96*(B12), 20,365-20,378, 1991.

Yiou, P., M. Ghil, J. Jouzel, D. Paillard, and R. Vautard, Nonlinear variability of the climatic system from singular and power spectra of Late Quaternary records, *Clim. Dyn.*, *9*, 371-389, 1994.

Yiou, P., J. Jouzel, S. Johnsen, and Ö. E. Rögnvaldsson, Rapid oscillations in Vostok and GRIP ice cores, *Geophys. Res. Lett.*, in press, 1995.

E. Cortijo, Centre des Faibles Radioactivités (CFR), Laboratoire mixte CNRS/CEA, Avenue de la Terrasse, 91198 Gif-sur-Yvette, France. (e-mail: Elsa.Cortijo@cfr.cnrs-gif.fr)

M. Cremer, Département de Géologie et d'Océanographie, Université Bordeaux I, Avenue des Facultés, 33405 Talence, France.

L. Labeyrie, Centre des Faibles Radioactivités and also Département des Sciences de la Terre, bât.504, Univ. Paris-Sud/Orsay, 91405 Orsay, France.

P. Yiou, Laboratoire de Modélisation du Climat et de l'Environnement, Département des Sciences de la Matière (DSM), CEA, L'Orme des Merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette, France.

(Received December 12, 1994; revised June 20, 1995;
accepted June 29, 1995)

CHAPITRE 2

II. Les niveaux de Heinrich: étude spatio-temporelle

II. 1. Introduction

Pastouret *et al*. (1975), Fillon (1985) et Heinrich (1988) ont découvert dans des carottes de sédiment prélevées respectivement sur la ride de Terre-Neuve (carotte CH69-K09, 41°N et 47°W), au sud-ouest du Groenland (carotte HU75-58, 62°N et 59°W) et au centre de l'Atlantique Nord (carotte Me69-17, 47°N et 19°W) des niveaux riches en matériel détritique limités à des périodes bien distinctes au cours de la dernière période glaciaire (entre 70 et 15 ka) et qui présentaient une certaine périodicité.

La mise en place de ces dépôts, nommés depuis les « niveaux de Heinrich » par Broecker *et al*. (1992), est expliquée par des débâcles massives d'icebergs depuis le détroit d'Hudson et la mer du Labrador (Pastouret *et al*., 1975; Heinrich, 1988; Bond *et al*., 1992b), mais aussi depuis la mer de Norvège (Grousset *et al*., 1993). Les icebergs qui arrivent dans l'Atlantique Nord ont entraîné les débris minéraux des moraines prises par les glaces. Lorsque les

masses de glace fondent en s'approchant des eaux chaudes, les éléments détritiques qu'elles contiennent sont relâchés à l'océan et sédimentent.

Nous allons étudier la composition minéralogique de ces niveaux et la chronologie des événements à partir de plusieurs carottes de sédiments marins.

II. 2. Carottes étudiées

Les caractéristiques des carottes utilisées dans ce chapitre et dans le suivant sont présentées dans le tableau 2-1 et leurs positions sont reportées sur la figure 2-1.

Carotte	Latitude	Longitude	Prof. (m)	Paramètres utilisés
SU90-33	60°34'N	22°05'W	2400	S. M.
NA87-22	55°30'N	14°42'W	2161	^{14}C, $\delta^{18}O$
V23-81	54°2'N	16°8'W	2393	^{14}C, $\delta^{18}O$
SU90-39	52°34'N	21°56'W	3955	S. M.
ODP 609	50°N	24°W	3900	^{14}C, $\delta^{18}O$
SU90-44	50°06'N	17°54'W	4255	S. M.
SU92-09	44°59'N	23°38'W	3280	S. M.
SU90-11	44°04'N	40°01'W	3645	S. M., % détrit.
SU90-08	43°31'N	30°24'W	3080	^{14}C, S. M., $\delta^{18}O$, % détrit.
CH69-K09	41°45'N	47°21'W	4090	^{14}C, $\delta^{18}O$
SU90-03	40°03'N	32°00'W	2475	S. M.

Tableau 2-1: Localisation des carottes étudiées et paramètres utilisés ($\delta^{18}O$ = variations de la composition isotopique en oxygène; ^{14}C = datations au carbone 14; S.M. = susceptibilité magnétique; % détrit. = variations de la quantité d'éléments détritiques dans la fraction supérieure à 150 μm).

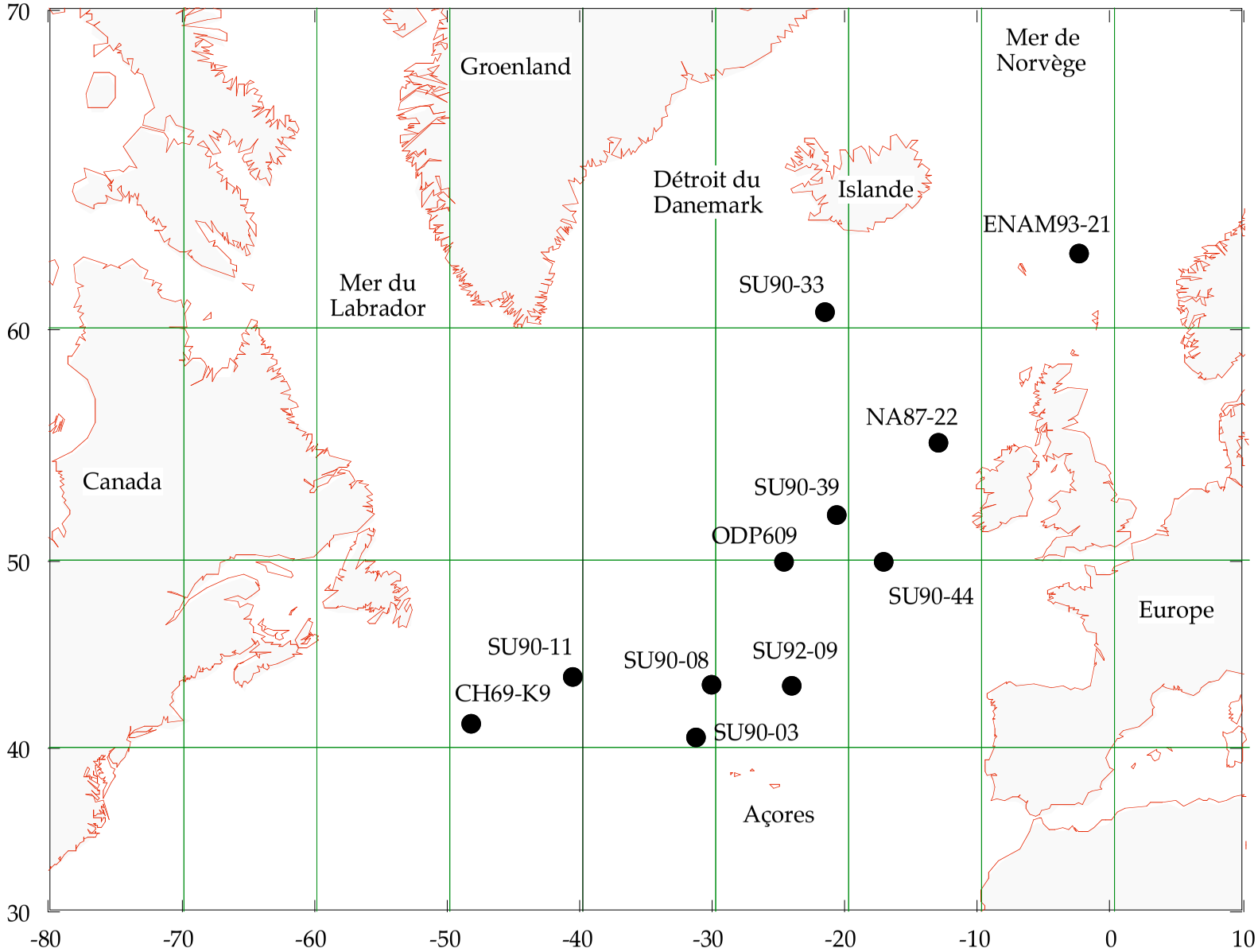


Figure 2-1: Localisation des carottes étudiées

Ces carottes ont été essentiellement prélevées au cours des campagnes Paleocinat 1 (préfixe SU90-) et Paleocinat 2 (préfixe SU92-) et ont été analysées dans le cadre de programmes d'études réalisés en collaboration avec le Département d'Océanographie de l'Université de Bordeaux. Les autres carottes ont été étudiées dans le cadre de collaborations entre le CFR et d'autres laboratoires : NA87-22 est fournie par le NIOZ (Netherlands Institute for Sea Research, Pays-Bas), ODP609 et V23-81 par le LDEO (Lamont Doherty Earth Observatory, Etats-Unis) et CH69-K09 provient de la lithothèque nationale (BRGM et IFREMER).

Toutes ces carottes sont situées dans l'Atlantique au nord de 40°N, à des profondeurs variables et ont enregistré les niveaux de Heinrich. Le tableau 2-1 énumère, pour chaque carotte, les paramètres utilisés pour la compréhension des mécanismes liés aux variations climatiques rapides.

II. 3. L'enregistrement des niveaux de Heinrich dans les sédiments de l'Atlantique Nord

II. 3.1. Etendue et dynamique des calottes de glace

Il est important de connaître comment se comporte un glacier pour établir les lieux de débâcles d'icebergs. Diverses études ont montré que les glaciers de montagne connaissent des périodes de débâcle catastrophique (« surge » pour les anglo-saxons) au cours desquelles, pendant une période de temps relativement courte, la vitesse d'écoulement de la glace peut augmenter d'un facteur cent (Kamb *et al.*, 1985). Par ailleurs, les calottes de glace ne s'écoulent pas uniformément sur toute leur périphérie mais plutôt en des endroits bien précis selon la topographie du socle, dans les zones d'accès directs à la mer. Les décharges préférentielles pour le Groenland ont lieu à l'ouest dans le détroit de Davis où la topographie ne forme pas de verrou qui empêcherait

l'écoulement et où la glace est soumise également à la fluctuation des marées. Ainsi, à l'ouest, le Groenland perd actuellement par le seul glacier « Jakobshavns » un volume de glace correspondant à 6 % en moyenne de ce qui s'accumule sur la calotte (Clarke, 1987).

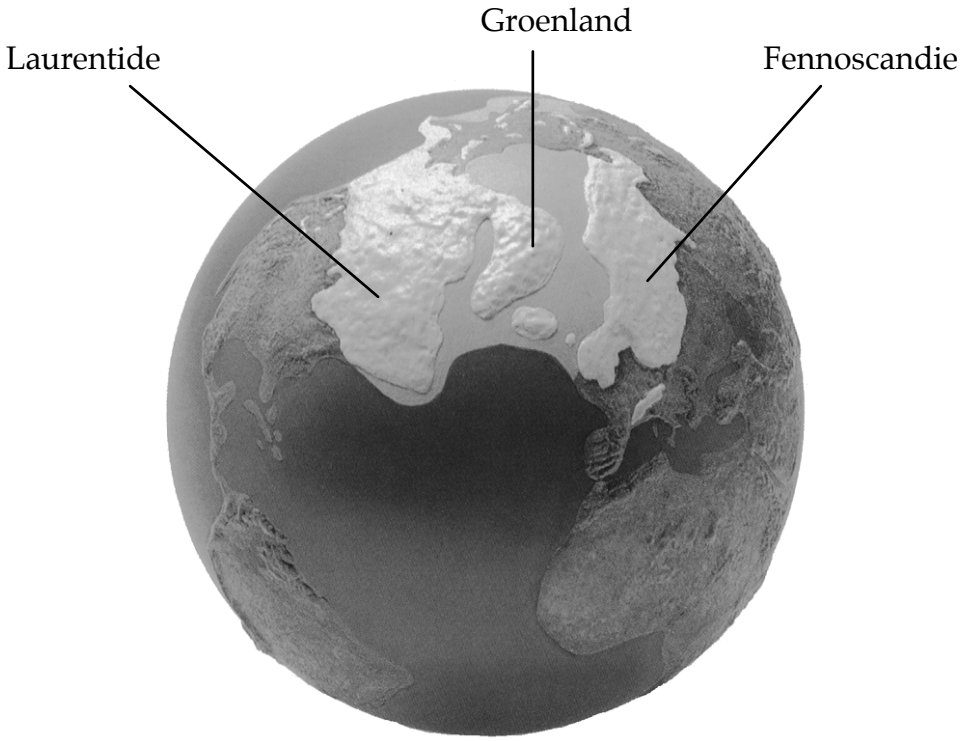
Les niveaux de Heinrich observés dans les sédiments du nord de l'Océan Atlantique apparaissent surtout comme une conséquence de processus affectant la Laurentide. Cette calotte connaissait une extension très importante au cours de la dernière période glaciaire (figure 2-2). Or, compte-tenu du relief, la Laurentide ne pouvait s'écouler au nord/nord-est que par la baie d'Hudson et au sud-est par la zone où se trouve actuellement l'estuaire du Saint-Laurent. Des enregistrements géologiques sur le continent montrent des traces claires d'avancées de la calotte au cours de la dernière période glaciaire (Clark, 1994). Ces épisodes qui affectent essentiellement les parties sud (zone des grands lacs) et nord (baie d'Hudson) de la Laurentide ont été datés au ^{14}C à 14 ka et 21 ka et coïncident avec les niveaux de Heinrich 1 et 2 (Clark, 1994). Les zones privilégiées de débâcle catastrophique pour la calotte fennoscandinave sont moins connues mais il semble que l'actuelle mer du Nord ait pu être un passage privilégié.

Dans tous les cas, les processus de débâcles ayant donné lieu aux niveaux de Heinrich sont initiés par des modifications rhéologiques de la glace et du socle sous-jacent. Ils correspondent à des instabilités importantes de la masse de glace mais sont canalisés par la topographie.

II. 3.2. Caractérisation sédimentaire des niveaux de Heinrich.

Les travaux de Heinrich (1988) puis ceux de Bond *et al*. (1992b) et Broecker *et al*. (1992) ont montré que les sédiments de la dernière période glaciaire en Atlantique Nord étaient caractérisés par une alternance de sédiment argileux et/ou carbonaté et de niveaux très riches en minéraux

Dernier maximum glaciaire



Epoque Actuelle

Figure 2-2: Etendue des glaces continentales sur l'Hémisphère Nord, en haut au dernier maximum glaciaire, la calotte de glace de la Laurentide est très développée; en bas à l'actuel, seule subsiste une calotte de glace sur le Groenland.

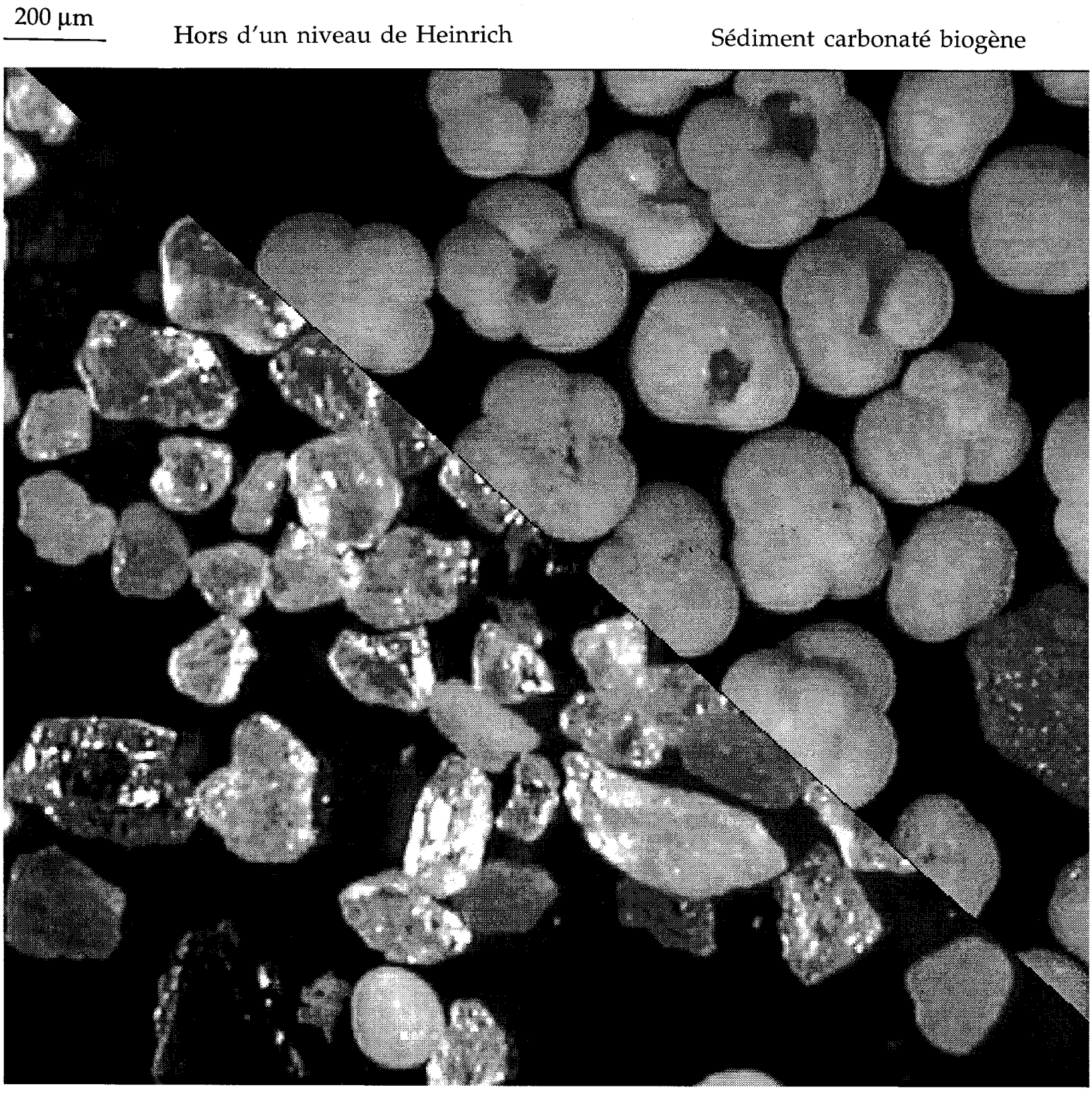


Figure 2-3: Observation à la loupe binoculaire du sédiment constituant les niveaux de Heinrich et d'un sédiment carbonaté classique.

détritiques grossiers et presque totalement dépourvus de foraminifères (figure 2-3). Les rares espèces présentes sont de type polaire (eau froide comprise entre 0 et 7°C) mais aussi sub-polaires à transitionnelles (température de l'eau variant entre 7 et 27°C), traduisant une certaine variabilité dans l'hydrologie de surface. Les résultats sédimentologiques et magnétiques permettent une bonne caractérisation de ces niveaux, surtout entre 40 et 55°N. En effet, c'est dans cette zone de l'Atlantique Nord que les valeurs maximales des flux de matériel détritique dans les sédiments sont atteintes en période glaciaire (Ruddiman, 1977).

La susceptibilité magnétique dépend de la nature du sédiment. Les carbonates et certains autres minéraux, en particulier les quartz, sont diamagnétiques. Ils présentent une susceptibilité magnétique faible. En revanche, beaucoup d'autres minéraux d'origine continentale, comme les argiles et les minéraux ferromagnésiens (dont les magnétites), sont para- et ferromagnétiques. Ils présentent une forte susceptibilité magnétique. Ainsi les sédiments dérivés de l'érosion du sud du bouclier canadien sont très riches en dépôts de fer. Des valeurs de susceptibilité magnétique élevées peuvent donc être un bon moyen pour caractériser les niveaux de Heinrich. Les mesures de susceptibilité magnétique ont été effectuées soit sur les carottes entières, avec une résolution d'environ 10 cm, soit sur un sous-échantillonnage en continu par « U-Channel[1] », avec une résolution de l'ordre du centimètre.

Les éléments terrigènes présents dans les sédiments marins peuvent avoir été apportés par différents vecteurs tels que les vents, les courants marins, la glace de mer ou les icebergs. Néanmoins, seuls les icebergs sont susceptibles de transporter les grosses particules retrouvées dans les niveaux de Heinrich dont la taille est comprise entre 150 μm et plusieurs millimètres et ce, jusqu'à une distance très éloignée de leur zone source (Gilbert, 1990). La distribution de la fraction détritique supérieure à 150 μm est donc un indicateur important pour la localisation des niveaux de Heinrich.

[1] les U-Channels sont des gouttières en forme de U qui permettent de faire un prélèvement en continu de 2 cm de largeur par 2 cm de profondeur dans les carottes de sédiment.

Ces deux outils sont de première importance pour une étude de la distribution géographique de ces événements.

Composition minéralogique des HL

La composition minéralogique des événements de Heinrich a été étudiée afin d'identifier d'éventuelles variations dans les sources des icebergs d'un niveau à un autre. Ces niveaux ont donc été analysés à la fois par diffractométrie aux rayons X et en microscopie optique. Ces analyses ont été faites sur les carottes SU90-08, SU90-39 et SU90-11 mais c'est sur cette dernière qu'ont eu lieu la majorité des observations car les couches de détritiques peuvent y mesurer jusqu'à 30 cm d'épaisseur.

La composition minéralogique des cinq premiers niveaux de Heinrich de la carotte SU90-11 a été analysée finement au diffractomètre à rayons X et comparée à celle du sédiment « encaissant ». Le sédiment dans et hors des niveaux de Heinrich, légèrement décarbonaté pour supprimer le carbonate biogène, a été étudié après séparation magnétique de façon à identifier les fractions magnétique et non magnétique. Dans les niveaux numérotés H1, H2, H4 et H5, la fraction magnétique est essentiellement constituée de magnétite et de titanomagnétite de taille variant entre quelques microns et quelques dizaines de microns. Le niveau H3 n'est pas dépourvu de matériel magnétique mais celui-ci n'apparaît qu'en quantité environ deux fois moins abondante que pour les autres événements. Cette composition minéralogique a été confirmée par l'observation d'autres carottes de l'Atlantique Nord (Lehman, thèse en préparation).

Les éléments magnétiques ne sont pas présents uniquement dans les niveaux de Heinrich. Ils existent aussi dans le reste du sédiment mais en moins grande quantité. Des études de minéralogie magnétique ont montré que la différence essentielle entre le sédiment des niveaux de Heinrich et le

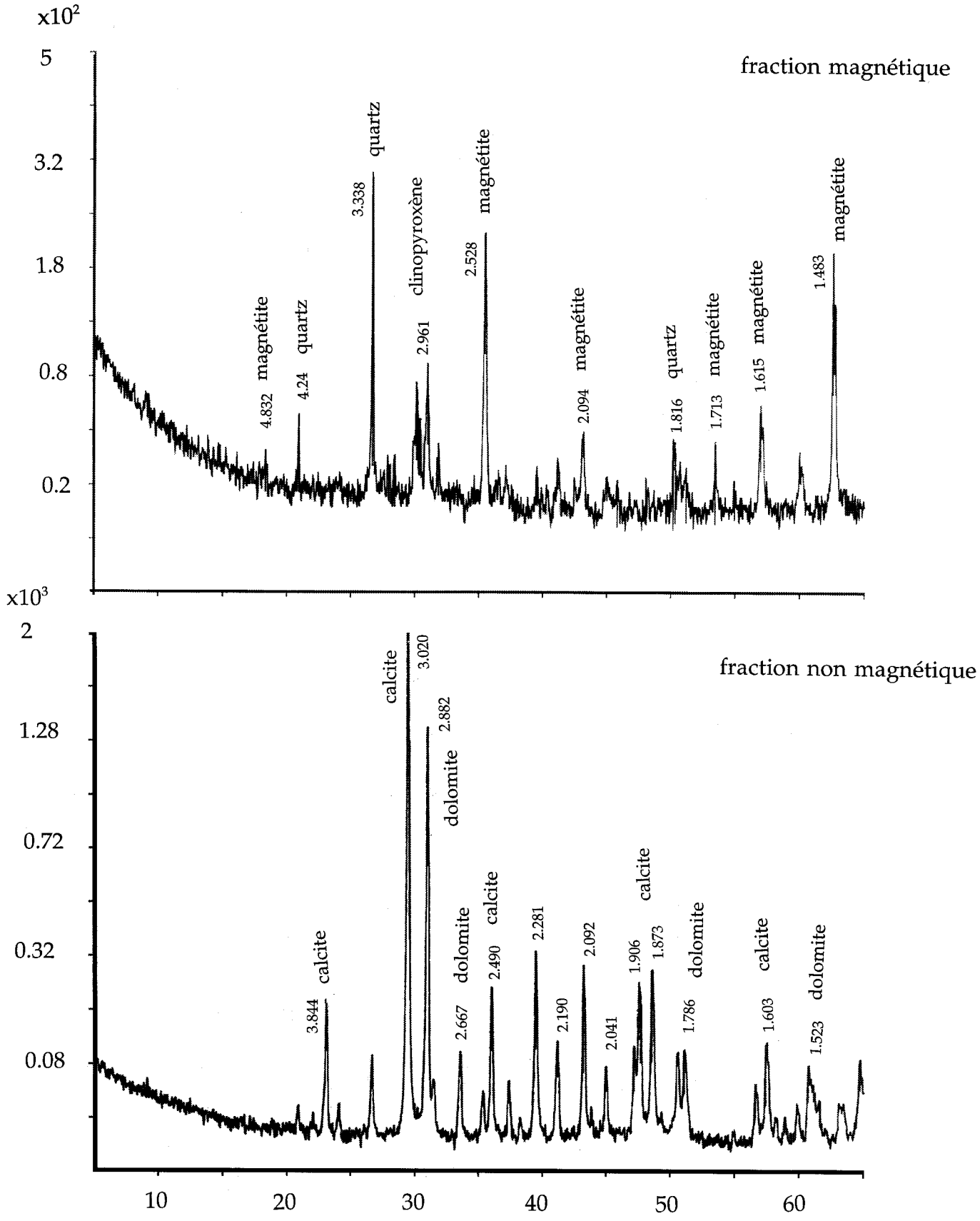


Figure 2-4: Résultats d'analyses par diffractométrie aux rayons X. En haut: résultat obtenu dans la fraction magnétique du sédiment du niveau de Heinrich 4 dans la carotte SU90-11, le minéral essentiel est la magnétite; en bas: résultat dans la fraction non magnétique du sédiment du même niveau, le minéral essentiel est du carbonate plus ou moins dolomitique.

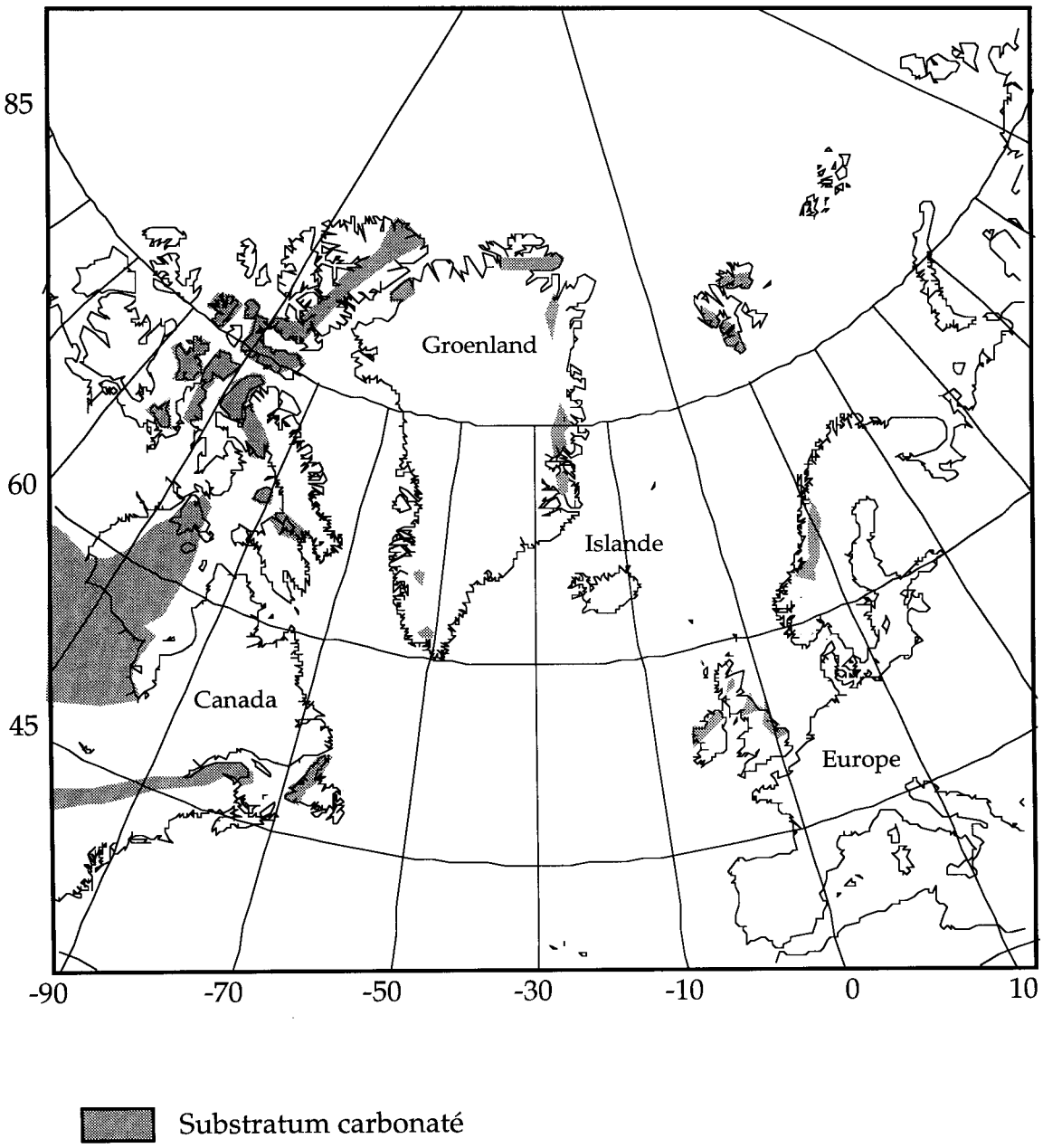


Figure 2-5: Provinces sources des carbonates détritiques (Bond *et al.*, 1992).

sédiment en dehors de ces niveaux réside dans la taille des magnétites, celles-ci étant, dans la majorité des cas, plus grosses dans les niveaux (Weeks *et al*., 1994). Dans la plupart des niveaux de Heinrich, c'est ce paramètre de taille qui est responsable des fortes valeurs de susceptibilité magnétique. Dans tous les niveaux de Heinrich de la carotte SU90-11, la fraction non magnétique est très riche en quartz, feldspath, et minéraux ferromagnésiens (amphiboles et pyroxènes) aussi bien dans la fraction supérieure à 150 μm que dans la fraction 40-150 μm, (figure 2-4). Ces éléments détritiques sont accompagnés de quelques esquilles de verre volcanique et de carbonates détritiques en plus ou moins grande quantité. Dans les niveaux de Heinrich des carottes SU90-08 et SU90-39, la proportion de ces carbonates détritiques peut atteindre 20% (Grousset *et al*., 1993). Des estimations similaires ont été faites par Bond *et al* (1993) sur les carottes ODP609 (50°N, 24°W) et V23-81 (54°N, 16°W). Lorsque la quantité de carbonates détritiques devient très importante, les valeurs de susceptibilité magnétique pendant les Heinrich en sont affectées. (Andrews et Tedesco, 1992) ont montré dans des carottes situées à la sortie de la mer du Labrador que les valeurs de susceptibilité magnétique diminuaient dans les niveaux de Heinrich alors que le pourcentage de carbonates détritiques atteignait 50% du sédiment total. En effet, le nord du bouclier canadien, et dans une moindre mesure la Scandinavie, sont constitués de vieux plateaux de calcaires métamorphisés (figure 2-5) qui forment une des sources d'éléments détritiques identifiés dans les niveaux de Heinrich (Bond *et al*., 1992b).

L'étude de la composition minéralogique des niveaux de Heinrich montre que les minéraux qui les composent sont assez homogènes à l'intérieur d'une même carotte et essentiellement constitués de matériel d'origine continentale dans la fraction supérieure à 150 μm.

La susceptibilité magnétique

D'une carotte à l'autre, les fluctuations de différentes sources de matériel détritique peuvent provoquer des modifications dans l'enregistrement de la susceptibilité magnétique. On met en évidence trois types de signatures dans les niveaux de sédiments transportés par les glaces (figure 2-6).

Dans la carotte SU90-03, au sud de 41°N, les valeurs de susceptibilité sont faibles et l'enregistrement ne présente aucune structure facilement identifiable. L'arrivée de matériel magnétique dans cette zone est faible.

Dans les carottes situées entre 43°N et 55°N, les enregistrements montrent une grande similitude. De façon générale, dans cette bande de latitude, la susceptibilité magnétique est plus élevée en période glaciaire (valeur moyenne: 150 à 200 unités S.I.) qu'en période interglaciaire (entre 20 et 50 unités S.I.). Les niveaux de Heinrich sont, dans leur majorité, identifiés par un pic de susceptibilité magnétique qui peut atteindre des valeurs de 800 à 1500 unités S.I. Néanmoins, le niveau H3 n'a pas de signature magnétique marquée. Les pics sont parfaitement corrélables d'une carotte à l'autre et indiquent donc une certaine homogénéité de la susceptibilité magnétique dans cette bande de latitude.

Enfin, dans les carottes SU90-33 et ENAM93-21, au nord de 55°N, les valeurs du bruit de fond de la susceptibilité magnétique se situent autour de 500 unités S.I. et l'enregistrement montre que les périodes chaudes (l'Holocène par exemple) ont des valeurs élevées entre 800 et 1200 unités S.I. Les événements de Heinrich et les périodes froides sont par contre identifiables par des creux dans le signal (figure 2-6). A ces latitudes, la susceptibilité magnétique montre donc un signal opposé à celui que l'on observe entre 40 et 55°N. L'étude de la fraction minéralogique fine dans la carotte SU90-33 montre que l'apport en smectite varie dans le même sens que l'enregistrement de susceptibilité magnétique suggérant que les

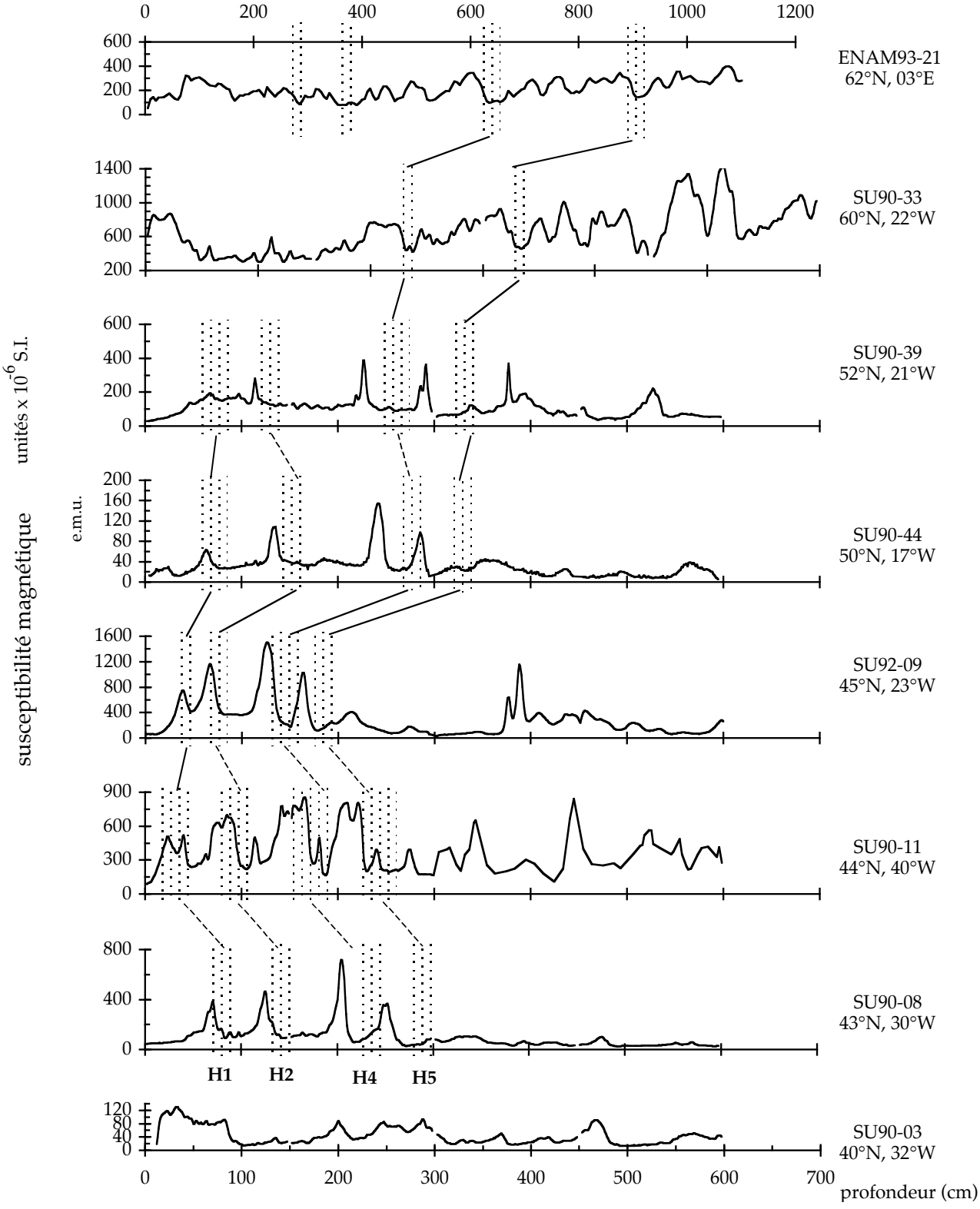


Figure 2-6: Enregistrements de la susceptibilité magnétique dans différentes carottes (en unités S.I., sauf dans la carotte SU90-44 qui est en unité électro-magnétique). Les zones grisées matérialisent les niveaux de Heinrich numérotés de H1 à H5. Toutes les carottes sont dessinées en fonction de l'échelle de profondeur de la carotte SU90-03 sauf la carotte ENAM93-21.

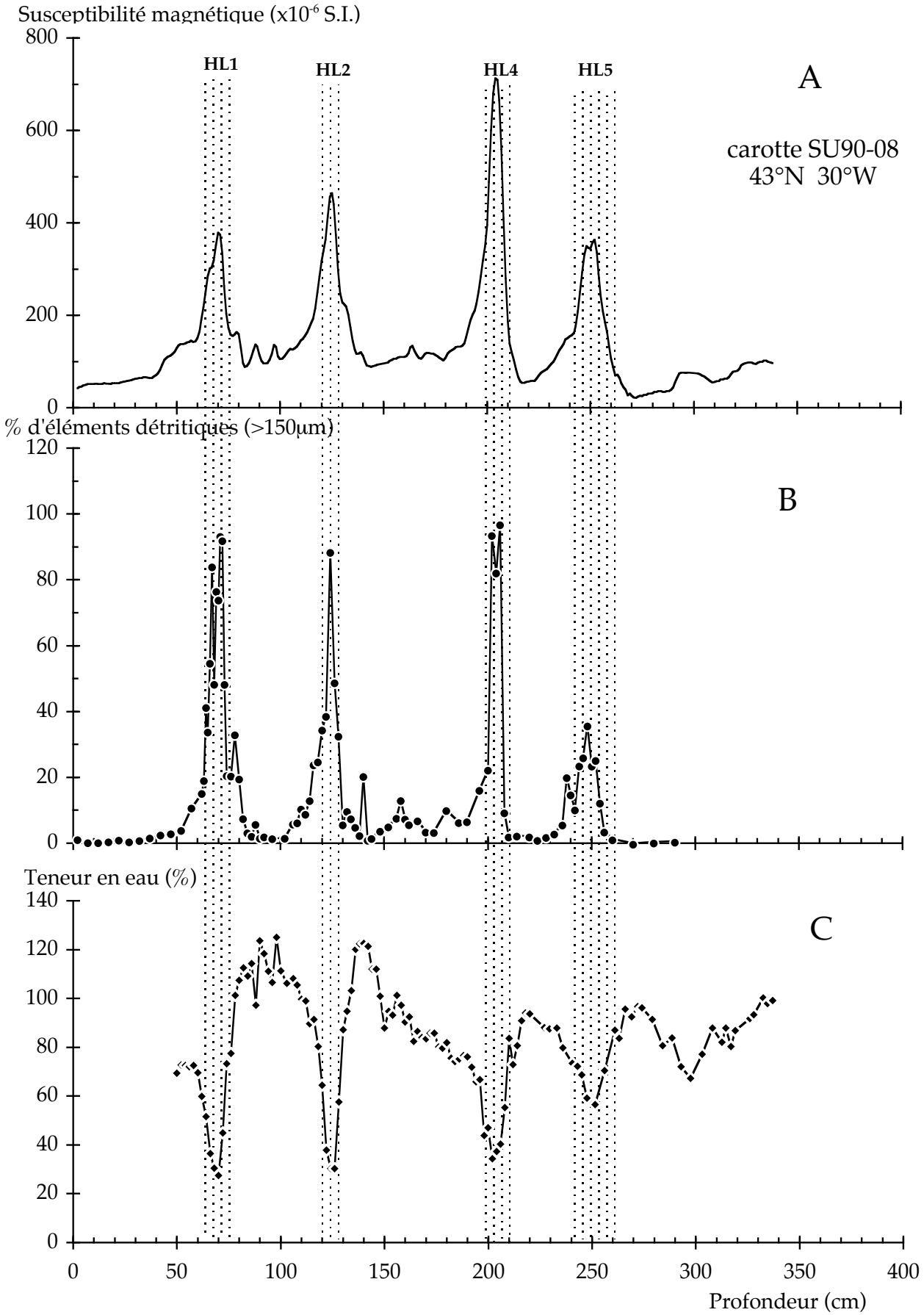


Figure 2-7: Enregistrement des niveaux de Heinrich en susceptibilité magnétique (A), pourcentage de minéraux détritiques >150 µm (B), et teneur en eau par rapport au poids sec (C). La méthode de calcul de la teneur en eau est exposée en Annexe 1.

fluctuations de ce minéral argileux sont responsables du signal de susceptibilité magnétique dans cette carotte (Bout, 1995; Poutiers *et al.*, 1978).

Par ailleurs, la grande diversité de taille du matériel détritique apporté par les icebergs confère à ces niveaux une granulométrie très mal définie (Gilbert, 1990). Les tailles des particules détritiques qui composent les niveaux de Heinrich varient entre quelques microns et plusieurs millimètres (Revel, 1995). Cette importante dispersion dans la granulométrie a une influence sur la susceptibilité magnétique. En effet, elle provoque une modification de la porosité et, par conséquent, une diminution de la teneur en eau des sédiments correspondants. Ainsi, dans la carotte SU90-08 utilisée comme exemple sur la figure 2-7, ces niveaux présentent une susceptibilité magnétique élevée due à la fois à la forte teneur en minéraux para- et surtout ferromagnétiques mais aussi à la faible quantité de carbonate biogène et d'eau interstitielle. En effet, ces deux composants ont une susceptibilité magnétique négative (environ -10^{-11} S.I.) et ont donc tendance, dans les niveaux riches en foraminifères, à diluer le signal de susceptibilité magnétique.

« L'originalité » du niveau de Heinrich 3

Les pourcentages d'éléments détritiques et l'épaisseur des niveaux de Heinrich dans le sédiment doivent permettre de préciser leur répartition sur l'ensemble de l'Atlantique. Pour cela, nous avons mesuré ces paramètres dans trois carottes situées le long de la limite sud de la zone d'oscillation du front polaire avec à l'ouest, la carotte SU90-11 au large des grands bancs de Terre-Neuve, au milieu de l'Atlantique, la carotte SU90-08, et sur la ride de Fenni, côté est-atlantique, la carotte NA87-22 (figure 2-1). Dans la carotte SU90-11, les niveaux de Heinrich H1, H2, H4 et H5 peuvent mesurer jusqu'à 40 cm d'épaisseur et contenir 100 % d'éléments détritiques (figure 2-8). En revanche, dans les carottes SU90-08 et NA87-22, ces niveaux ne mesurent plus que 10 à 20 cm d'épaisseur. Dans cette dernière, les proportions de grains détritiques sont plus faibles (environ 40% pour le niveau H4) et seul le niveau de Heinrich 3

semble devenir plus apparent en allant vers l'est. Il semblerait donc que l'événement correspondant ait été issu de l'est de l'Atlantique plutôt que de l'ouest comme les autres niveaux.

Par une étude plus précise utilisant les mesures de susceptibilité magnétique dans de nombreuses carottes de l'Atlantique Nord, associées à des mesures de la composition isotopique en néodyme et strontium du sédiment brut décarbonaté, Grousset *et al*. (1993) ont proposé des cartes de trajectoires pour les icebergs. Elles suggérent une provenance plutôt fennoscandienne pour le niveau H3 et une provenance plutôt canadienne pour les niveaux H1, H2, H4 et H5 (figure 2-9). Cependant, Bond et Lotti (1995) en utilisant les variations du pourcentage en carbonate détritique de la fraction supérieure à 150 μm montrent qu'au débouché de la mer du Labrador, le niveau H3 est présent dans les sédiments. Ces différents arguments semblent donc montrer que la principale différence du niveau H3 par rapport aux autres est liée à des variations dans la composition minéralogique du sédiment fin. Ces dernières seraient responsables de l'absence de pic dans l'enregistrement de susceptibilité magnétique d'une part, et du signal plutôt d'origine européenne dans la composition isotopique en néodyme strontium d'autre part.

II. 4. Chronostratigraphie

Est-ce que les niveaux de Heinrich enregistrés dans les sédiments lors de la dernière période glaciaire correspondent à des phénomènes synchrones à l'échelle de l'Atlantique Nord? L'établissement d'une chronologie précise est bien sûr nécessaire pour cette étude. Les méthodes utilisées sont, par ordre de priorité:

- les datations radiocarbone disponibles pour les âges postérieurs à 40 ka.

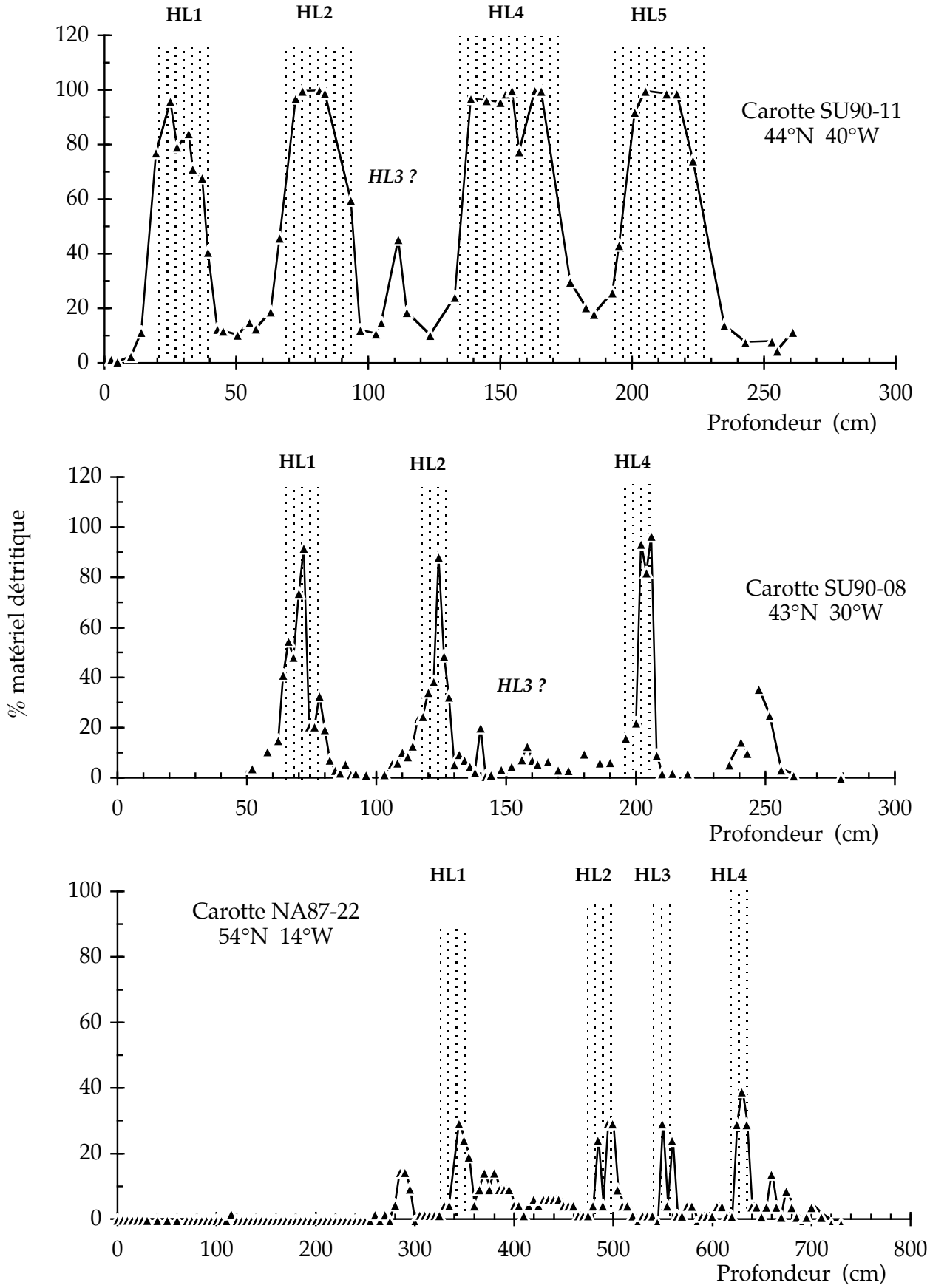


Figure 2-8: Pourcentages de grains détritiques en fonction de la profondeur, mesurés dans trois carottes depuis la sortie de la mer du Labrador (SU90-11) jusqu'à la ride de Fenni (NA87-22).

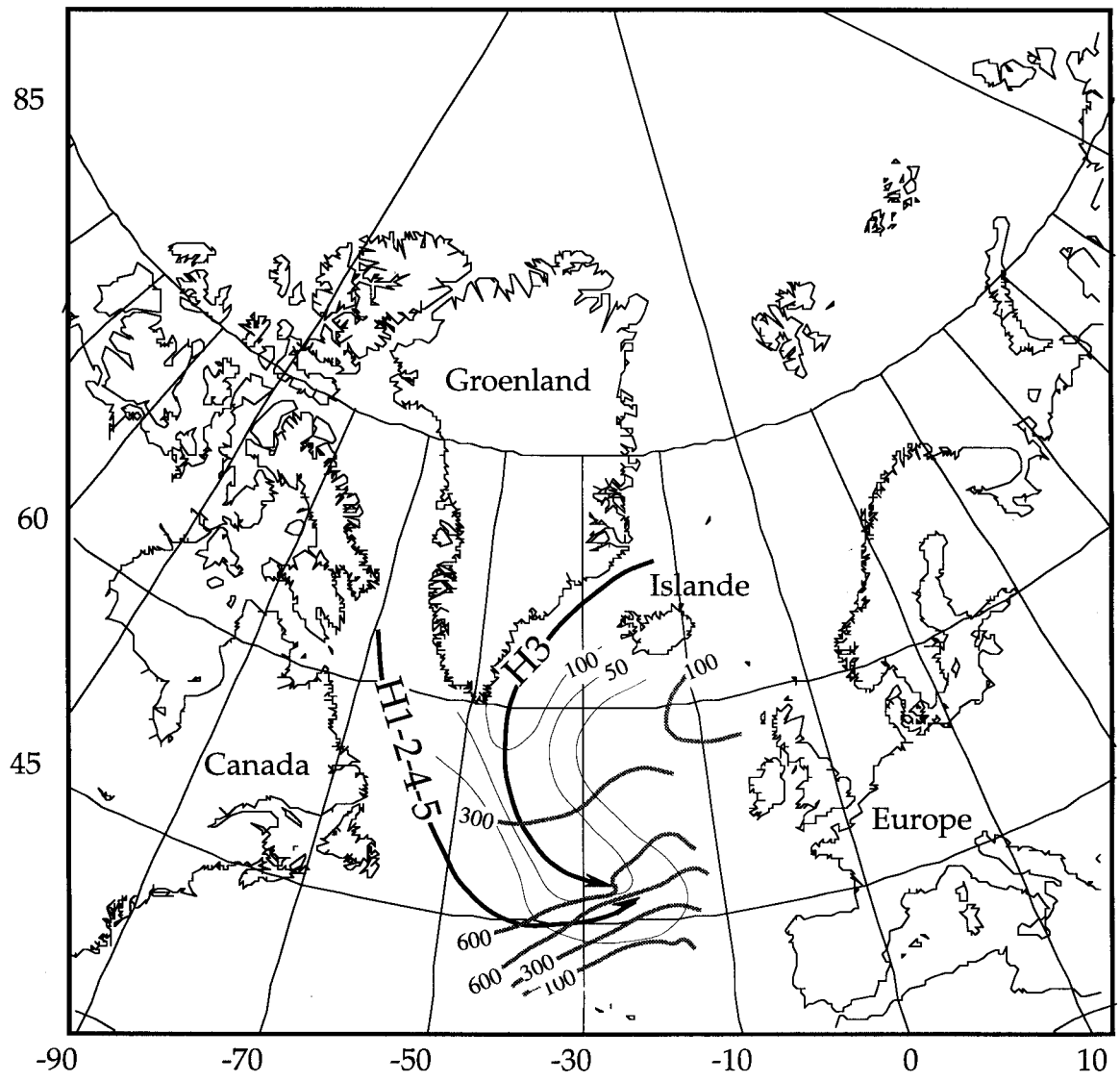


Figure 2-9: Trajets suivis par les icebergs lors des débâcles associées aux niveaux de Heinrich 1 à 5 reconstruits à partir des données de susceptibilité magnétique et des résultats des analyses néodyme-strontium (Grousset *et al.*, 1993).

- la stratigraphie isotopique de l'oxygène des foraminifères benthiques et les âges adoptés par le groupe SPECMAP pour les périodes antérieures à 60 ka (Pisias *et al*., 1984).
- les niveaux de cendres datés et reconnus dans l'Atlantique Nord.

II. 4.1. Méthodes de datation

II. 4.1.1. Les datations par le carbone 14

Les datations au ^{14}C sont obtenues sur un milligramme de carbone par la mesure du rapport $^{14}C/^{12}C$ d'échantillons de foraminifères planctoniques monospécifiques, en spectrométrie de masse par accélérateur (AMS) au Tandetron à Gif sur Yvette (Annexe 2).

Tous les âges présentés dans ce chapitre sont des âges conventionnels « ^{14}C ». En effet, il existe une différence entre la période dite conventionnelle du ^{14}C à partir de laquelle nous travaillons (égale à 5580 ans) et la période réelle (5730 ans). L'âge réel des objet datés est donc sous-estimé. De plus, la production de ^{14}C dans l'atmosphère n'est pas restée constante au cours du temps ce qui complique la détermination d'un âge réel. Cette différence entre les âges vrais et les âges ^{14}C a été mise en évidence grâce à la dendrochronologie à partir de laquelle l'échelle d'âge ^{14}C a été calibrée jusqu'à environ 11 ka (Stuiver et Reimer, 1993). Au delà, il n'existe plus de série dendrochronologique continue et quelques repères de calibration ont été réalisés à partir de datations U/Th sur des coraux (Bard *et al*., 1990). La différence entre âges ^{230}Th et âges ^{14}C atteint 17% à 20 ka, les âges ^{14}C étant les plus jeunes (Bard *et al*., 1990). Cependant, cette calibration de l'échelle ^{14}C en âge calendaire n'est pas encore assez bien définie entre 25 et 40 ka pour pouvoir être appliquée.

II. 4.1.2. La stratigraphie isotopique

Le rapport isotopique $^{18}O/^{16}O$ mesuré dans les coquilles des foraminifères enregistre simultanément une information climatique globale (le rapport $^{18}O/^{16}O$ de l'eau dans laquelle ils se sont développés) et une information climatique plus locale (la température de l'eau dans laquelle le carbonate a précipité mais aussi les variations locales de salinité). Cependant, les tests des foraminifères qui vivent à grande profondeur (organismes benthiques), enregistrent principalement les variations climatiques globales liées aux fluctuations du volume de glace sur les continents parce que les fluctuations locales (température...) sont beaucoup plus faibles au fond des océans. Ils constituent donc un enregistrement précieux pour la chronologie et la reconstitution des variations climatiques passées en permettant la caractérisation des stades isotopiques définis par (Emiliani, 1955) (Annexe 2).

II. 4.1.3. Les niveaux de cendres 1 et 2

Les niveaux de cendres volcaniques peuvent constituer des marqueurs stratigraphiques importants. Dans l'Atlantique Nord, deux niveaux ont été identifiés et datés: le niveau de cendres 1 est daté au ^{14}C à 11-11.1 ka dans l'océan à partir de dépôts d'origine continentale et de foraminifères entourant le dépôt de cendres (Bard *et al*., 1994). Le niveau de cendres 2 est daté par stratigraphie isotopique à 55 ka (Ruddiman et Glover, 1972). Les cendres présentes dans ces deux niveaux que l'on trouve dans les sédiments marins ont essentiellement été transportées par la glace de mer (Ruddiman et Glover, 1972). Elles peuvent donc être utilisées comme un marqueur temporel géologiquement instantané. Cependant, ces marqueurs n'ont pu être repérés dans la totalité des carottes que nous avons étudiées.

II. 4.2. Détermination de l'âge moyen d'un des niveaux de Heinrich

Les enregistrements sédimentologiques (variations du pourcentage des minéraux détritiques et de la susceptibilité magnétique) présentent une grande similitude entre 40 et 55°N. Or, la constante de temps de circulation des eaux à la surface de l'Atlantique Nord à ces latitudes est actuellement inférieure à 100 ans ce qui permet de penser que les événements ayant donné lieu aux dépôts de matériel détritique, se sont produits de manière synchrone dans l'océan Atlantique Nord. Le niveau de Heinrich 4 est celui qui est le mieux défini par les pourcentages d'éléments détritiques dans toutes les carottes que nous avons étudiées. Ce niveau a été choisi pour tester l'hypothèse de synchronisme d'un événement.

Des datations ^{14}C ont été effectuées autour du maximum de matériel détritique correspondant au niveau de Heinrich 4 dans cinq carottes (tableau 2-2 et figure 2-10). Les niveaux datés correspondent aux pics d'abondance de faune (*N. pachyderma* s. ou *G. bulloides*) de part et d'autre du pic d'éléments détritiques pour limiter l'influence de la bioturbation (Bard *et al*., 1987) (Annexe 2). Dans les carottes SU90-05 et SU90-12, seul le début de l'événement a pu être daté car il n'existe pas de pic d'abondance de *G. bulloides* (ni d'aucune autre espèce habituellement datée) après l'événement. Les âges radiocarbone obtenus sur ces différentes carottes, nous ont permis de déterminer un âge moyen de début (35.1 ± 1.1 ka) et de fin du niveau de Heinrich 4 (33.2 ± 0.24 ka). L'erreur estimée pour chacun de ces deux âges moyens correspond à l'écart-type entre les différents âges mesurés. La durée du niveau de Heinrich 4 est ainsi estimée à environ 2 ka. Ces âges sont comparables à ceux obtenus par Bond *et al*. (1993). Ce niveau apparaît donc synchrone dans l'ensemble des carottes étudiées. Les âges moyens ainsi déterminés seront utilisés comme âges

repères pour toutes les carottes dans lesquelles le pic d'éléments détritiques permettra de reconnaître le niveau de Heinrich H4.

Il faut cependant noter que, pendant une débâcle massive d'icebergs, la vitesse de sédimentation des particules change à cause du largage à l'océan d'une grande quantité de sédiment détritique. Nous n'avons aucun moyen pour estimer cette modification de la vitesse de sédimentation.

	début du HL4			fin du HL4		
Carotte	(prof.cm)	âge (ka)	erreur (1σ)	(prof.cm)	âge (ka)	erreur (1σ)
SU90-33	(240)	35.22	±0.52	(228)	32.96	±0.44
SU90-12	(109)	36.35	±0.58			
SU90-08	(210)	35.73	±0.88	(192)	33.45	±0.66
CH69-K09	(490)	34.41	±0.52	(475)	33.18	±0.43
SU90-05	(493)	33.8	±0.47			
Age moyen	**35.10 ± 1.01**			**33.2 ± 0.24**		

Tableau 2-2: Calcul de l'âge moyen du niveau H4 à partir des datations effectuées au Tandetron à Gif-sur-Yvette sur diverses carottes. L'erreur sur l'âge moyen correspond au calcul de l'écart-type.

II. 4.3. Chronostratigraphie de référence

Les datations ^{14}C par AMS nécessitent un milligramme de carbone ce qui représente environ 10 mg de foraminifères monospécifiques (soit 2000 à 3000 individus). Elles n'ont pu être effectuées sur toutes les carottes étudiées. Notre stratégie a donc été de multiplier les datations sur une carotte qui servira de référence en stratigraphie isotopique pour l'ensemble des autres. C'est la carotte NA87-22 (figure 2-11) qui présente les meilleures contraintes temporelles à la fois grâce à la quantité des datations ^{14}C effectuées mais

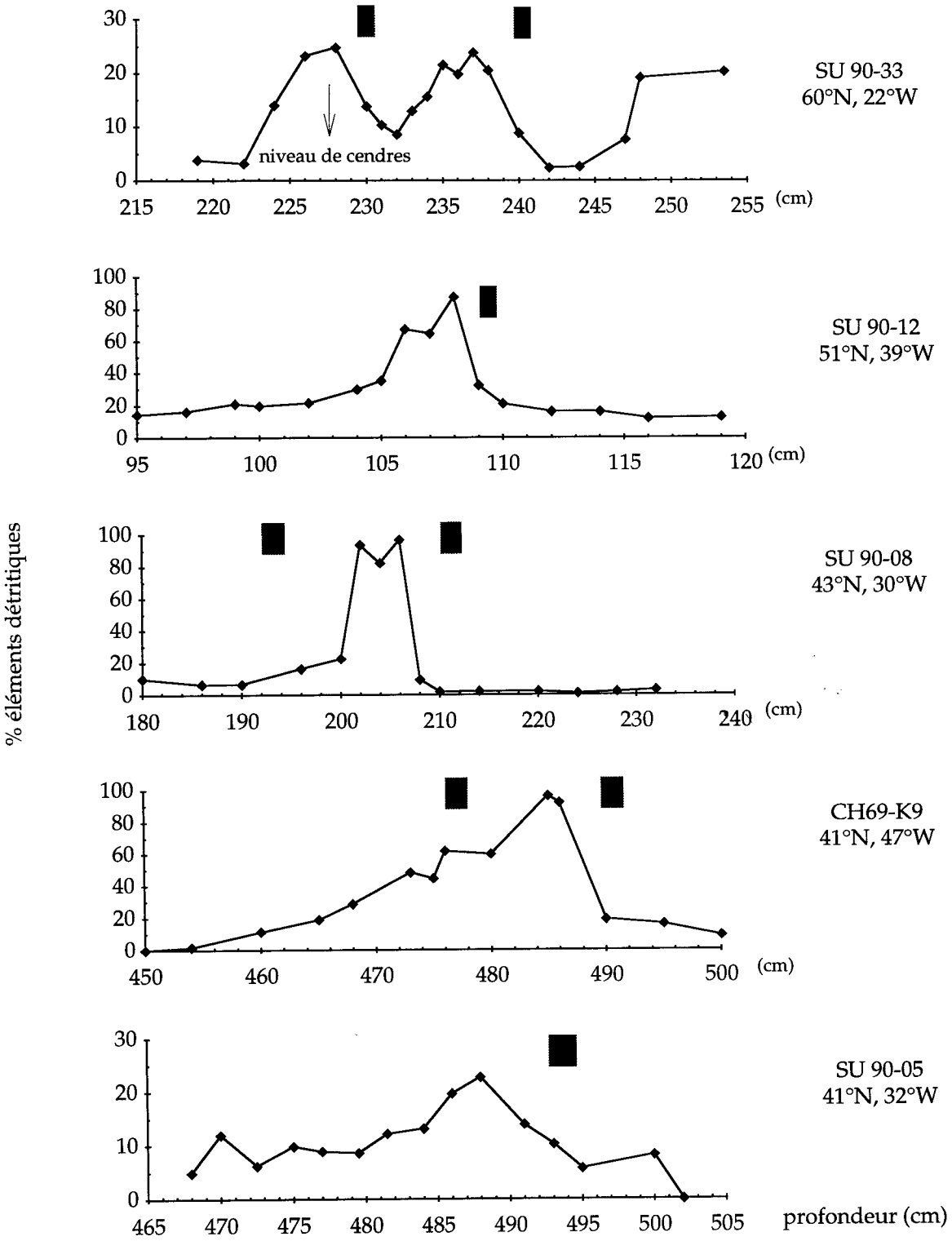


Figure 2-10: Variations des pourcentages d'éléments détritiques dans les différentes carottes utilisées pour déterminer l'âge moyen du niveau de Heinrich 4. La profondeur de ce niveau dans les différentes carottes a été déterminée à l'aide des enregistrements de susceptibilité magnétique. Les rectangles représentent les niveaux qui ont été datés au carbone 14 et leur épaisseur indique la largeur de l'échantillon utilisé.

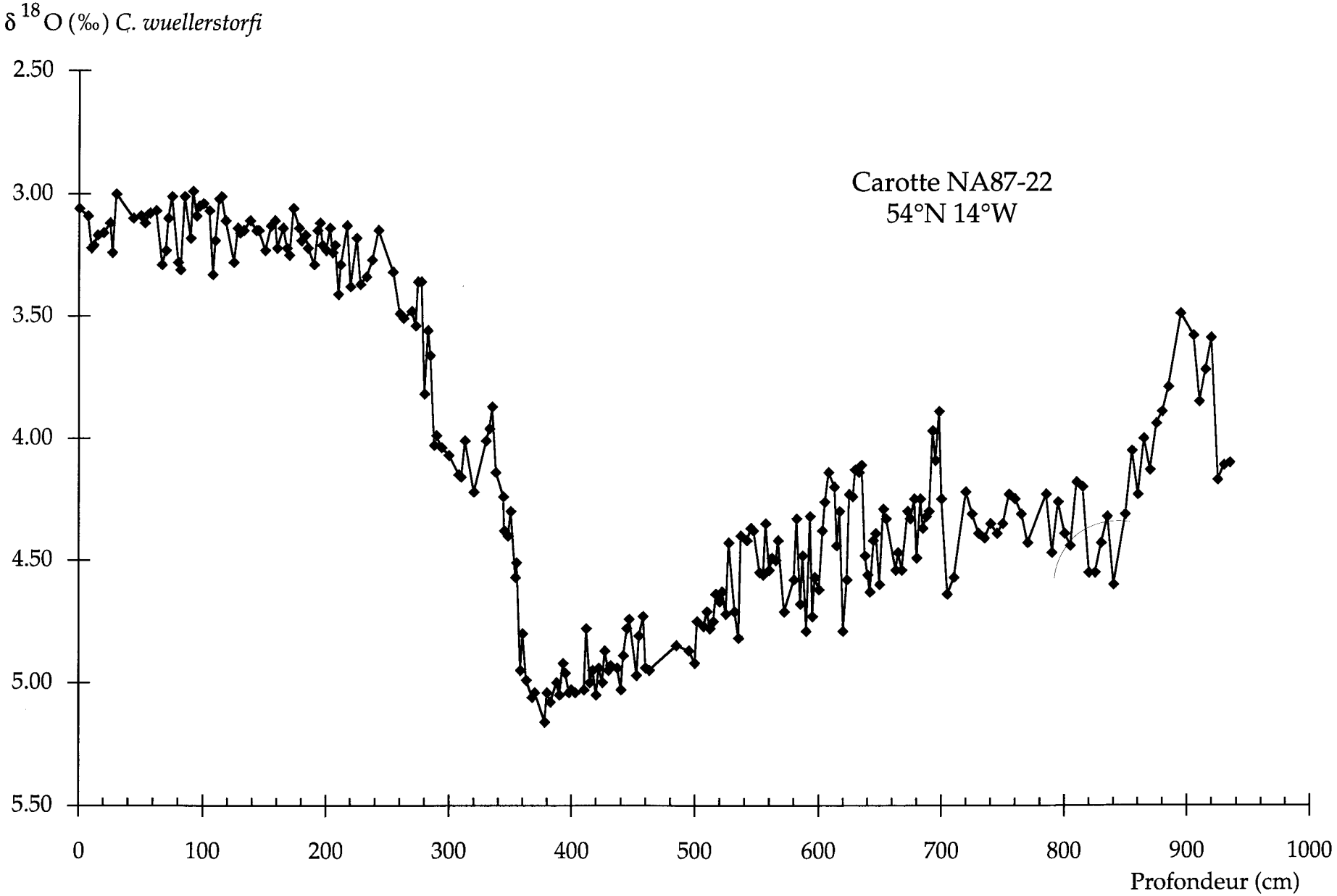


Figure 2-11: Variations de la composition isotopique de l'oxygène des foraminifères benthiques (*Cibicides wuellerstorfi*) en fonction de la profondeur dans la carotte NA87-22.

aussi grâce à la forte vitesse de sédimentation (environ 21 cm/ka entre 0 et 20 ka et 10 cm/ka entre 20 et 50 ka) et à la résolution de l'échantillonnage pour les mesures isotopiques obtenues sur les foraminifères qui est de l'ordre de 2 cm en moyenne tant sur les espèces planctoniques que benthiques.

Pour construire l'échelle d'âge, nous avons dans un premier temps utilisé les différentes datations ^{14}C disponibles (tableau 2-3).

Niveau (cm)	Age - 0.4 (ka)	1 sigma	Espèce analysée
95	3.12	0.09	*N. pachyderma* r.
200	7.88	0.11	*G. bulloides*
200	7.9	0.09	*N. pachyderma* r.
250	9.61	0.09	*G. bulloides*
270	10.47	0.14	*G. bulloides*
285	10.92	0.09	*N. pachyderma* s.
305	11.29	0.12	*G. bulloides*
315	12.52	0.12	*G. bulloides*
325	11.98	0.12	*G. bulloides*
345	14.18	0.13	*N. pachyderma* s.
355	15.26	0.12	*N. pachyderma* s.
370	15.4	0.14	*N. pachyderma* s.
380	16.3	0.14	*N. pachyderma* s.
400	17.19	0.14	*N. pachyderma* s.
420	17.71	0.18	*N. pachyderma* s.
440	18.91	0.27	*N. pachyderma* s.
455	19.76	0.23	*N. pachyderma* s.
485	20.37	0.21	*N. pachyderma* s.
495	21.02	0.23	*N. pachyderma* s.
510	23.38	0.27	*N. pachyderma* s.
520	24.33	0.31	*G. bulloides*
530	25.95	0.33	*G. bulloides*
560	28.28	0.44	*N. pachyderma* s.
585	30	0.52	*G. bulloides*
595	31.24	0.64	*G. bulloides*
622.5	**33.2**	**0.24**	**fin du H4**
637.5	**35.1**	**1.1**	**début du H4**
660	39.7	1.7	*G. bulloides*
700	43.6	2.8	*G. bulloides*
765	55		Niveau de cendre 2
817.5	59		Transition 3/4

Tableau 2-3: Niveaux stratigraphiques utilisés pour la construction de l'échelle d'âge de la carotte NA87-22. Les deux lignes écrites en gras signalent le niveau de Heinrich 4.

Cependant, les âges ^{14}C ne couvrent que les 43 000 dernières années et ceci de façon discontinue. Les dates sont relativement abondantes de l'Actuel à 30 ka, avec en moyenne un point tous les 1 à 1.5 ka alors que deux mesures seulement sont disponibles au delà (à 39.7 et 43.6 ka).

Pour mieux contraindre la période antérieure à 30 ka, nous avons donc imposé d'autres marqueurs stratigraphiques. Outre l'âge du lit de cendres 2 (55 ka) et l'âge de la transition entre les stades isotopiques 4 et 3 (59 ka, (Imbrie *et al.*, 1984)), nous avons ajouté l'âge moyen du niveau de Heinrich 4 déterminé au paragraphe précédent.

Les différents points ainsi obtenus servent de base à une régression polynomiale d'ordre 5 qui permet d'interpoler les âges entre chacun des marqueurs stratigraphiques (Figure 2-12). Le polynôme choisi est celui qui s'ajuste le mieux aux marqueurs stratigraphiques imposés tout en restant strictement croissant. Cependant, ce polynôme ne s'ajuste pas toujours parfaitement à chacun des marqueurs. L'échelle d'âge construite par cette méthode appliquée à l'enregistrement des variations du $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques de la carotte NA87-22 est présenté dans la Figure 2-13.

II. 4.4. Etablissement de l'échelle d'âge pour d'autres carottes

L'échelle d'âge obtenue sur l'enregistrement des variations de $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques de la carotte NA87-22 va servir de référence chronostratigraphique pour les autres carottes utilisées dans ce travail et dans lesquelles les contraintes temporelles sont insuffisantes (soit en raison du manque de datations ^{14}C, soit en raison de la mauvaise résolution de l'enregistrement des variations isotopiques de l'oxygène des foraminifères benthiques). Les corrélations entre les différents enregistrements de $\delta^{18}O$ des

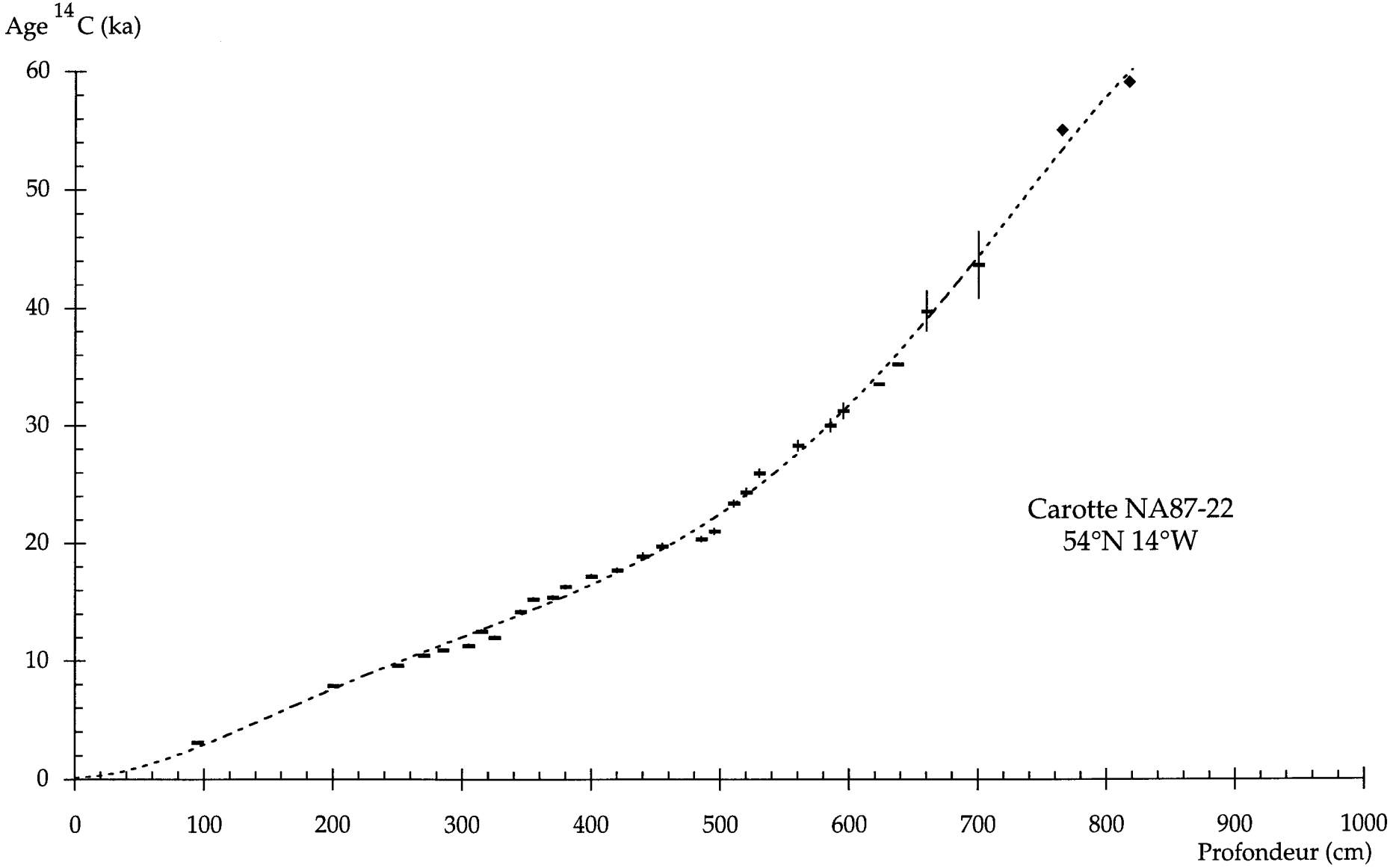


Figure 2-12: Ages ^{14}C et leurs barres d'erreur obtenus sur la carotte NA87-22 à partir de différentes espèces (*N. pachyderma* s., *G bulloides*) . Les âges du niveau de cendre 2, de la transition 4-3 et du niveau de Heinrich 4 ont été ajoutés (losanges) pour parfaire la relation âge profondeur. La relation âge-profondeur est indiquée en pointillés et correspond à un polynôme d'ordre 5.

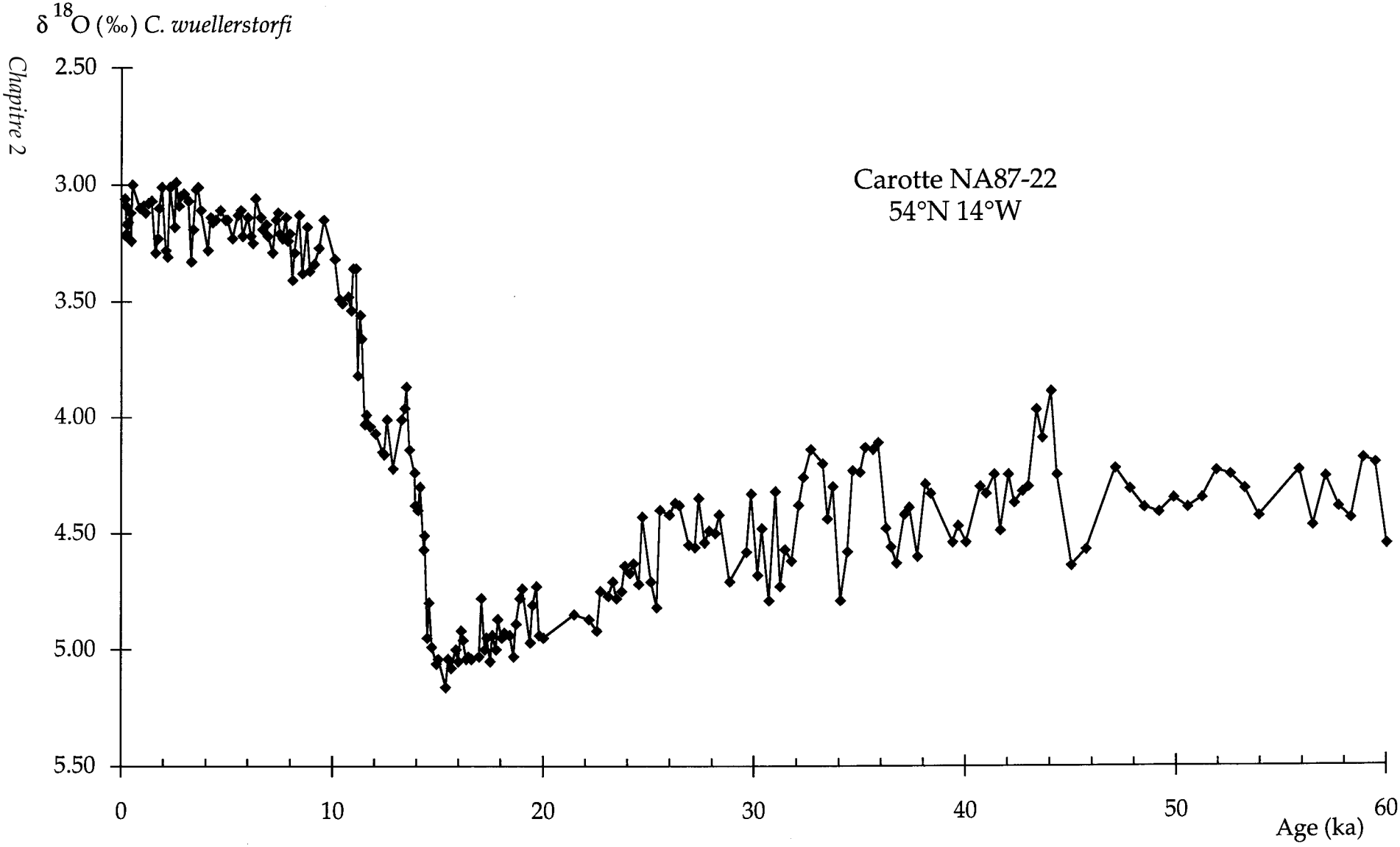


Figure 2-13: Variations de la composition isotopique en oxygène des foraminifères benthiques (*C. wuellerstorfi*) de la carotte NA87-22 en fonction de l'âge sur les derniers 60 ka

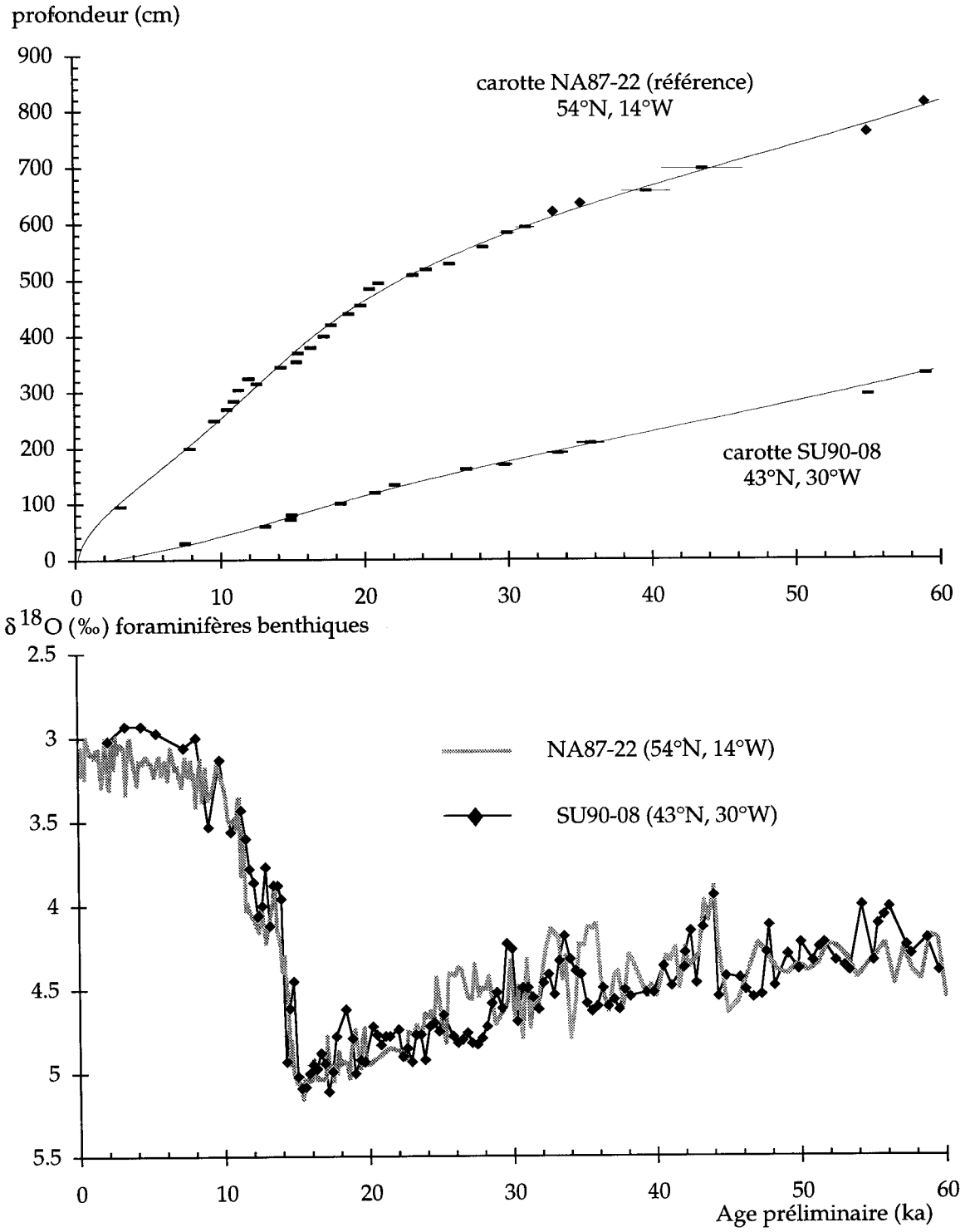


Figure 2-14: en haut: relation âge-profondeur obtenue sur la carotte SU90-08 par rapport à celle de la NA87-22 à partir d'un polynôme d'ordre 5. Les points de contrôle ont été indiqués et la barre d'erreur des datations carbone 14 est dessinée. en bas: comparaison des échelles d'âge obtenues sur les variations de la composition isotopique en oxygène des foraminifères benthiques à partir des polynômes de degré 5 dans les carottes NA87-22 (*C. wuellerstorfi*) et SU90-08 (*C. wuellerstorfi* + *Uvigerina peregrina*).

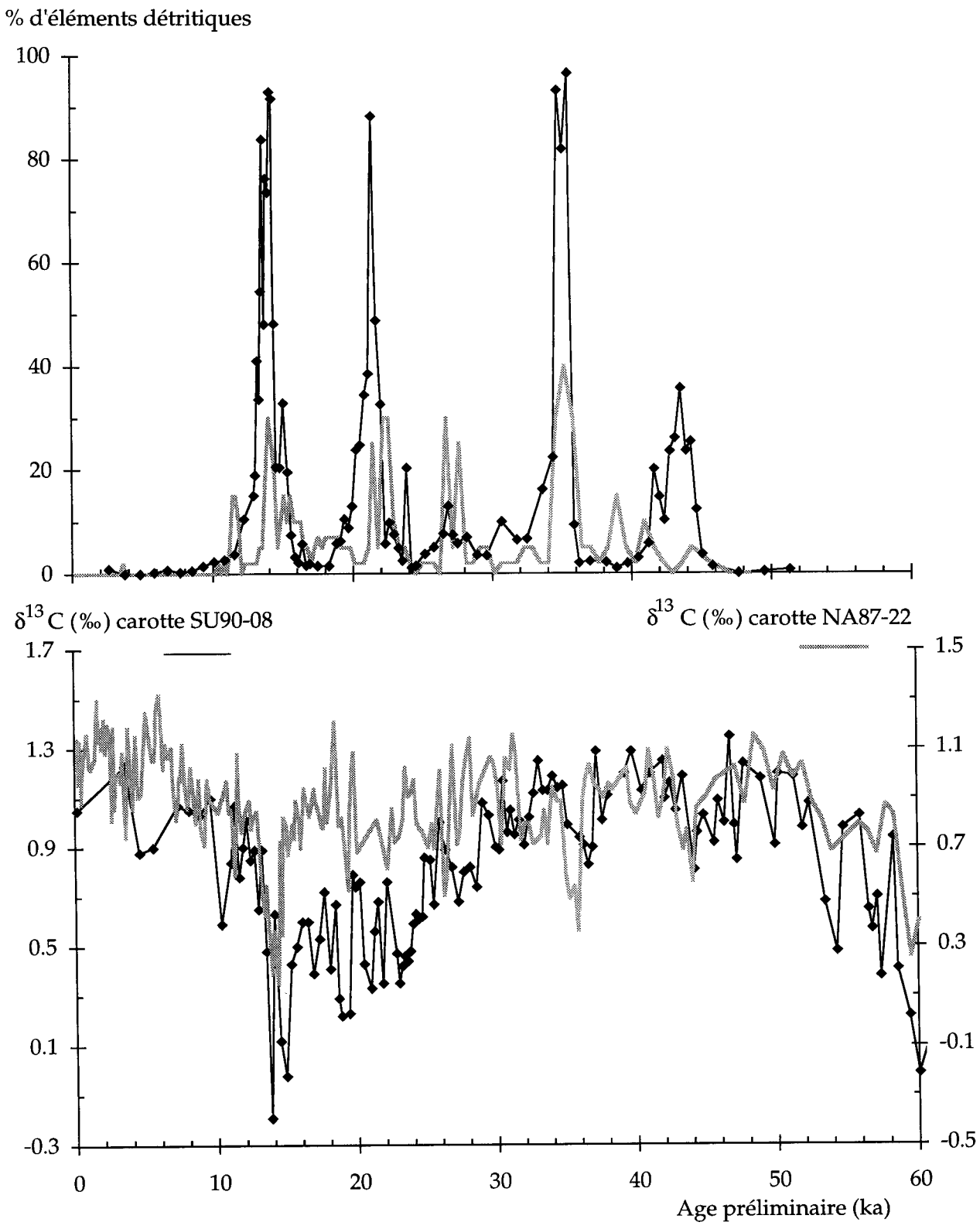


Figure 2-15: Enregistrements du pourcentage d'éléments détritiques (en haut) et du $\delta^{13}C$ de *C. wuellerstorfi* (en bas) dans les carottes SU90-08 (trait fin avec losange) et NA87-22 (trait épais grisé) en fonction de l'âge.

foraminifères benthiques sont faites grâce au logiciel Analyseries (Paillard, 1995a).

Des datations au ^{14}C ont été effectuées dans quatre autres carottes, les carottes SU90-08, CH69-K9 (datations effectuées au Tandetron à Gif-sur-Yvette), V23-81 et ODP609 (Bond *et al*., 1992b; 1993) pour vérifier la cohérence de l'échelle d'âge par rapport à la carotte NA87-22 et sur l'ensemble de l'Atlantique Nord.

L'échelle de temps de la carotte SU90-08 a tout d'abord été construite à partir d'une régression polynomiale d'ordre 5 calculée grâce aux datations ^{14}C, aux contraintes imposées par l'âge de la transition entre les stades isotopiques 4 et 3 et aux âges des niveaux de cendres (Annexe 3) (figure 2-14). La comparaison des variations du $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques de cette carotte avec celles de la NA87-22 (référence) montre qu'il existe des divergences allant jusqu'à 1 ka entre ces deux échelles d'âge autour de 20 ka, entre 30 et 40 ka et autour de 47 ka (figure 2-14). Lorsqu'on compare les autres paramètres disponibles dans les deux carottes, les différences d'âge peuvent être encore plus prononcées. Deux paramètres ont été étudiés en détail : les enregistrements des variations de pourcentage d'éléments détritiques et de composition isotopique en carbone des foraminifères benthiques[2] pour les deux carottes SU90-08 et NA87-22 (figure 2-15). Les deux carottes, situées dans des masses d'eau différentes enregistrent des diminutions du $\delta^{13}C$ des foraminifères benthiques au cours de la dernière période glaciaire. Ces décroissances apparaissent généralement synchrones sauf entre 30 et 40 ka, où un déphasage d'environ 1.5 ka existe entre la carotte SU90-08 et la carotte NA87-22. L'allure de ces deux courbes étant semblable pendant cette période de temps, les causes de variations du ^{13}C dans ces deux carottes semblent communes. Nous avons donc modifié l'échelle d'âge de la carotte SU90-08 de

[2] la composition isotopique en carbone de foraminifères benthiques, exprimée en $\delta^{13}C$ renseigne sur la ventilation des eaux profondes: plus le $\delta^{13}C$ est élevé mieux les eaux profondes sont oxygénées.

façon à ajuster au mieux les différents enregistrements à ceux de la carotte NA87-22 ($\delta^{18}O$, éléments détritiques, $\delta^{13}C$). Les différences introduites lors de l'ajustement entre les différentes courbes ne dépassent pas le double de l'erreur estimée sur les datations soit deux sigma. Le résultat final est présenté sur la figure 2-16.

Ce travail montre clairement qu'en utilisant au maximum les contraintes d'âge, on peut arriver à un résultat raisonnable, sans toutefois donner un accord parfait entre les différents enregistrements des deux carottes.

La démarche adoptée pour construire l'échelle d'âge de la carotte CH69-K9 a été la même que pour la carotte SU90-08, cependant la résolution des mesures isotopiques et des datations ^{14}C sur la carotte CH69-K9 est inférieure à celle des carottes SU90-08 et NA87-22 (Annexe 3). La figure 2-17 présente l'échelle d'âge obtenue sur la carotte CH69-K9 à partir des datations au carbone 14 par rapport à celle de la carotte NA87-22. Il existe des écarts entre ces deux échelles d'âge pouvant atteindre 2 ka autour de 15 ka. Les seuls paramètres disponibles pour contraindre l'échelle d'âge de la carotte CH69-K9 sont les variations de la composition isotopique en carbone et le pourcentage d'éléments détritiques autour du niveau de Heinrich 4. L'échelle d'âge finale de la carotte CH69-K9 a été modifiée en fonction de ces indicateurs (figure 2-18). D'importantes distorsions ont été introduites par rapport à l'échelle d'âge polynomiale. Elles sont en partie dues à la moins bonne résolution des analyses dans cette carotte par rapport à la carotte NA87-22.

Pour ce qui concerne les carottes ODP609 et V23-81, nous avons là encore construit une échelle de temps en faisant une régression polynomiale d'ordre 5 à partir des datations ^{14}C disponibles dans la littérature (Jansen et Veum, 1990; Bond *et al.*, 1992b). Cependant comme il

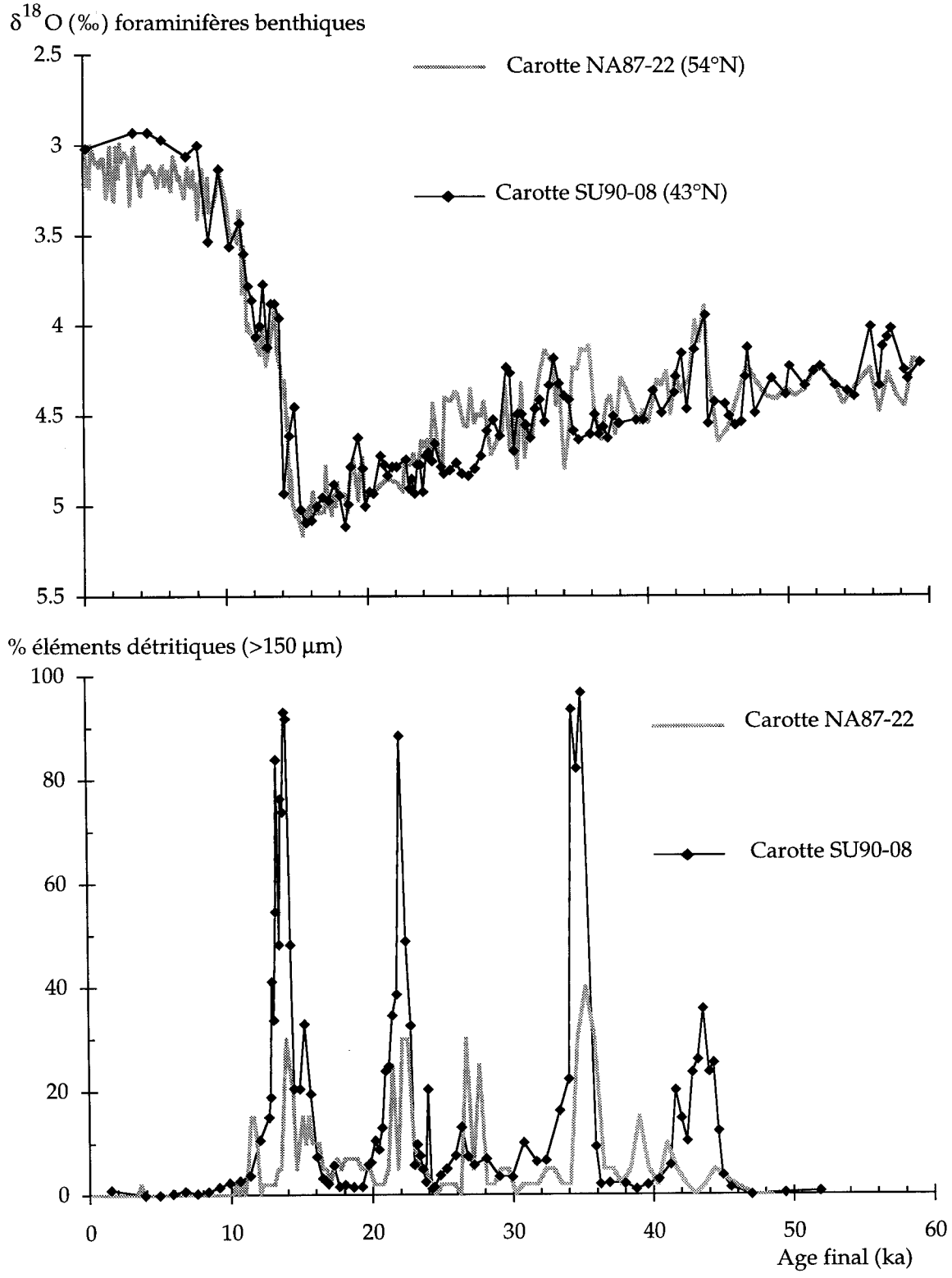


Figure 2-16: en haut: comparaison entre les enregistrements isotopiques de l'oxygène des foraminifères benthiques des carottes NA87-22 (*C. wuellerstorfi*) et SU90-08 (*C. wuellerstorfi* + *U. peregrina*). en bas: comparaison entre les pourcentages d'éléments détritiques des deux mêmes carottes.

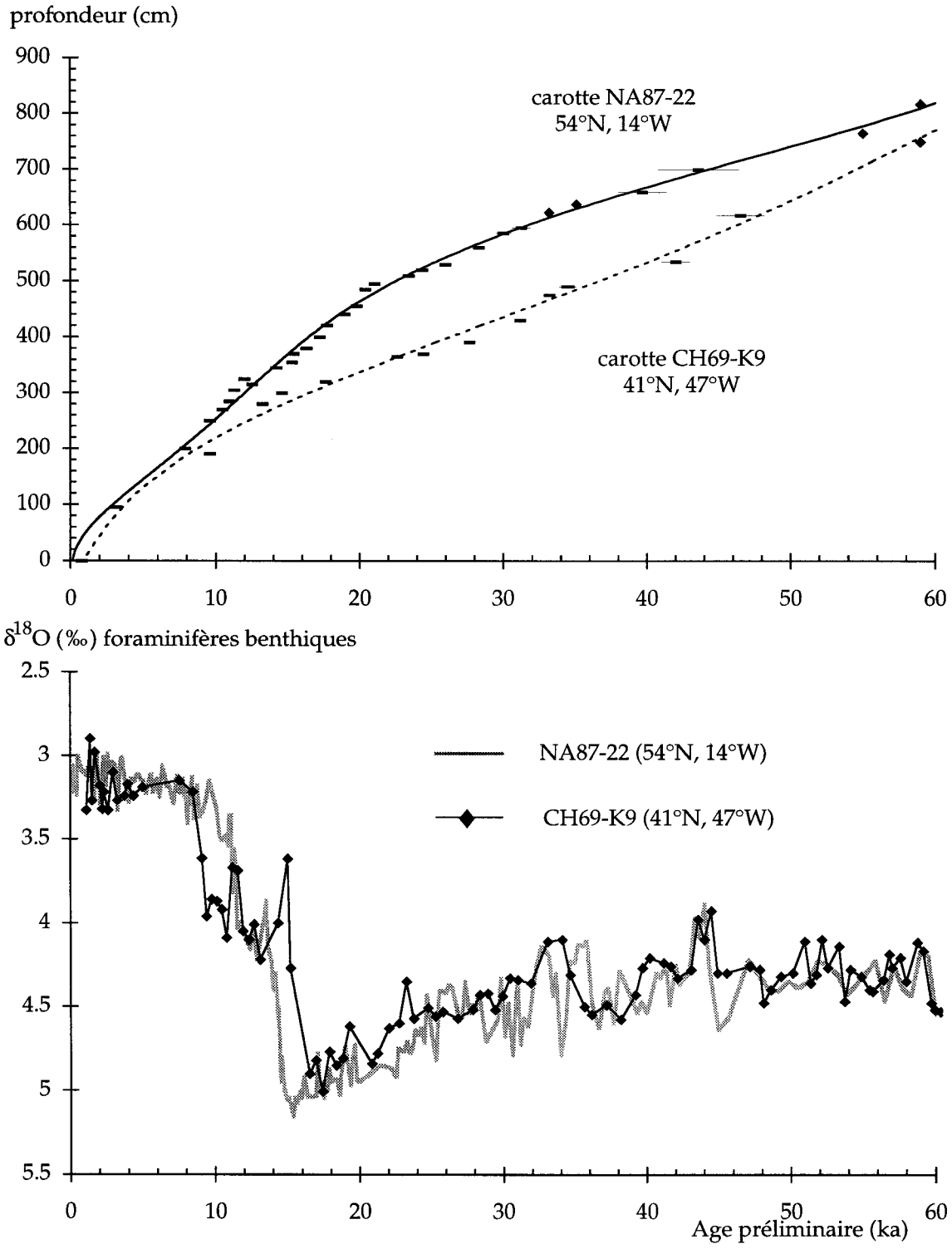


Figure 2-17: en haut: relation âge-profondeur obtenue sur la carotte CH69-K9 à partir d'un polynôme d'ordre 5 par rapport à celle de la carotte NA87-22. Les points de contrôle ont été indiqués et la barre d'erreur des datations carbone 14 est mentionnée.
en bas: comparaison des échelles d'âge obtenues sur les variations de composition isotopique en oxygène des foraminifères benthiques à partir des polynômes de degré 5 dans les carottes NA87-22 et CH69-K9.

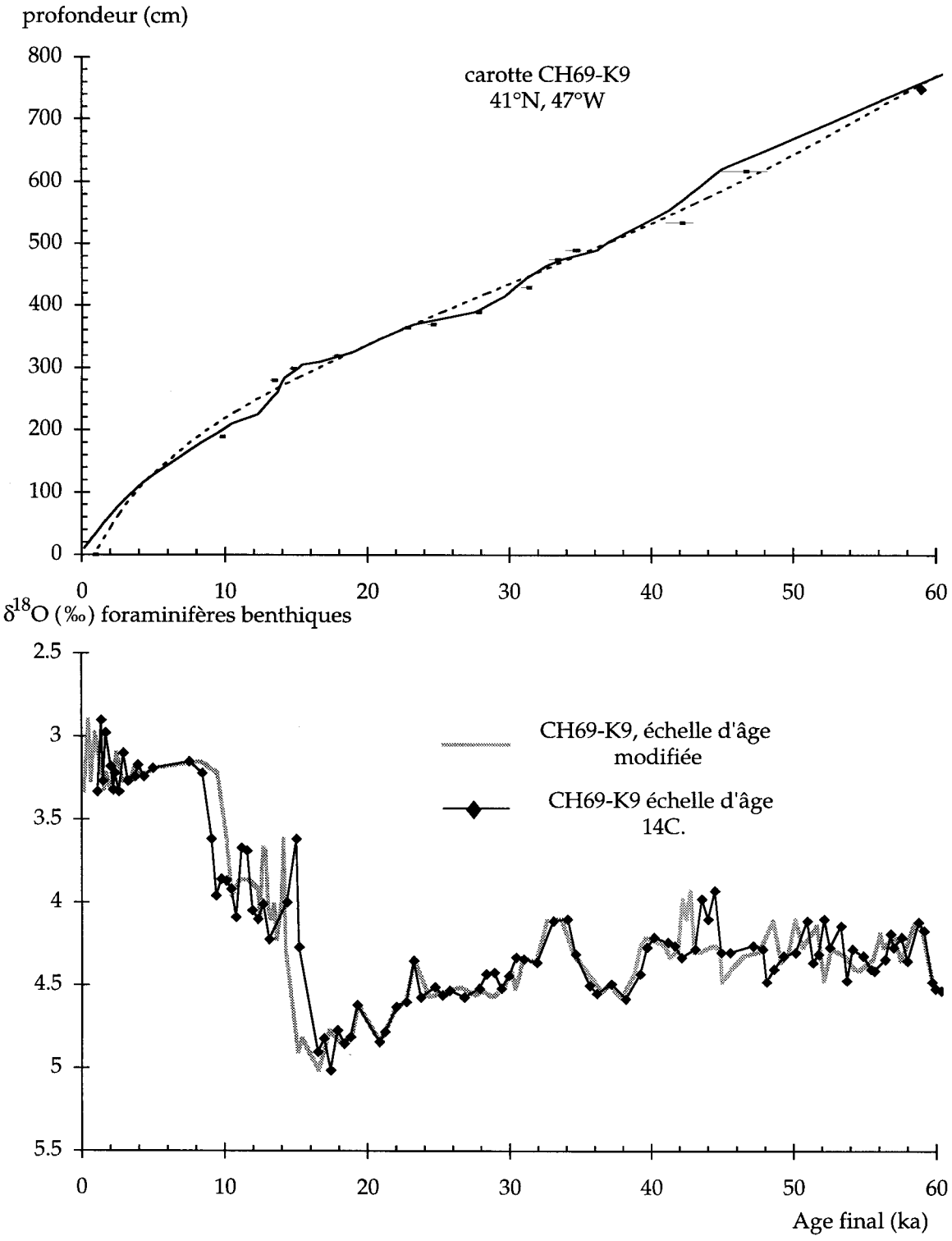


Figure 2-18: en haut: relations âge-profondeur obtenues sur la carotte CH69-K9 à partir d'un polynôme d'ordre 5 (pointillés) et après ajustement avec la carotte NA87-22 (trait plein). Les points de contrôle ont été indiqués et la barre d'erreur des datations carbone 14 est mentionnée.
en bas: comparaison des échelles d'âge obtenues sur les variations de composition isotopique en oxygène des foraminifères benthiques de la carotte CH69-K9 avec l'échelle d'âge polynomiale et après ajustement.

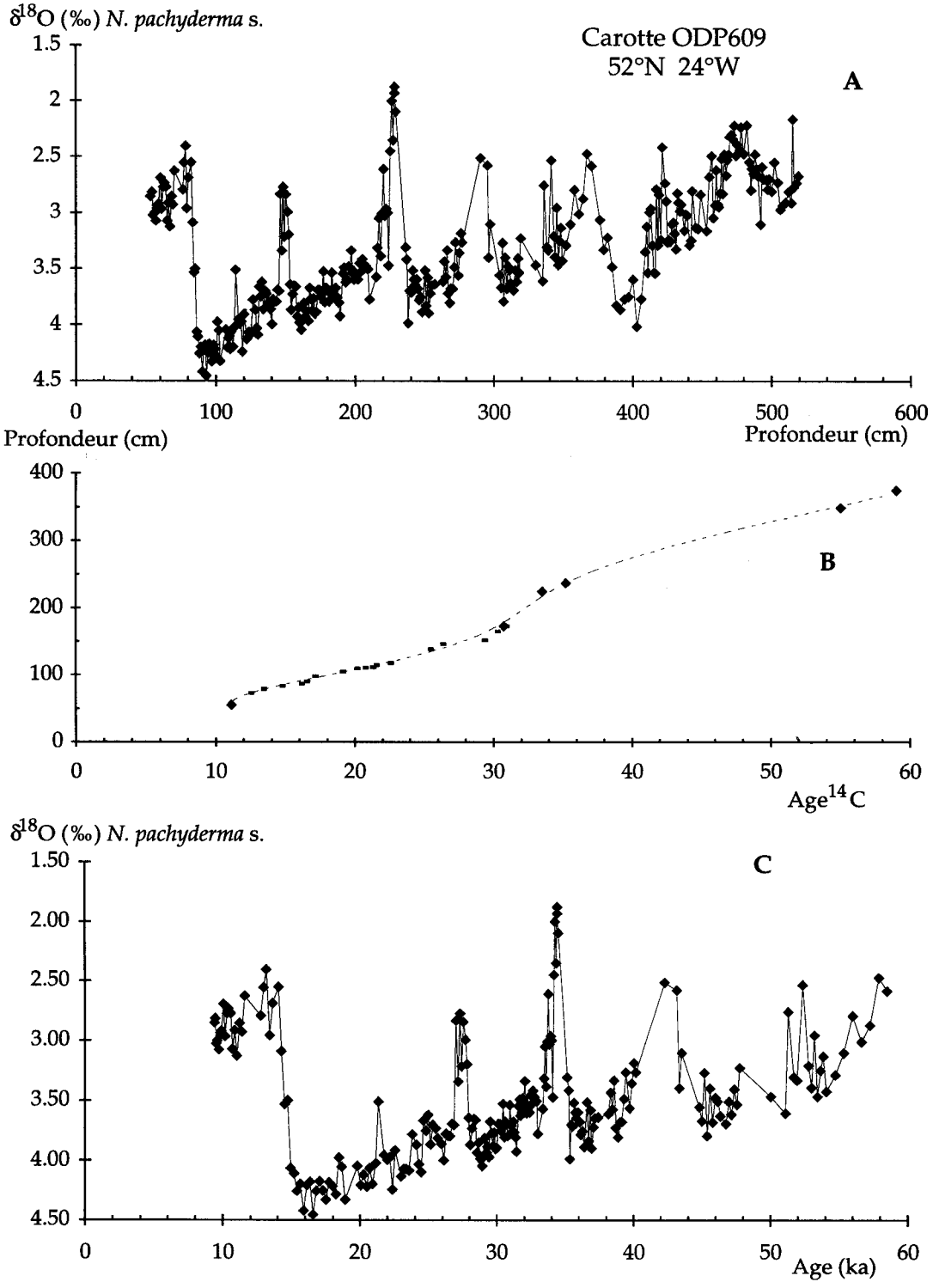


Figure 2-19: A- variations de la composition en oxygène ($\delta^{18}O$) des foraminifères planctoniques (*N. pachyderma* s.) dans la carotte ODP609 en fonction de la profondeur; B- âges ^{14}C et relation âge-profondeur obtenue par un polynôme d'ordre 5; C- variations du $\delta^{18}O$ en fonction de l'âge sur les derniers 60 ka.

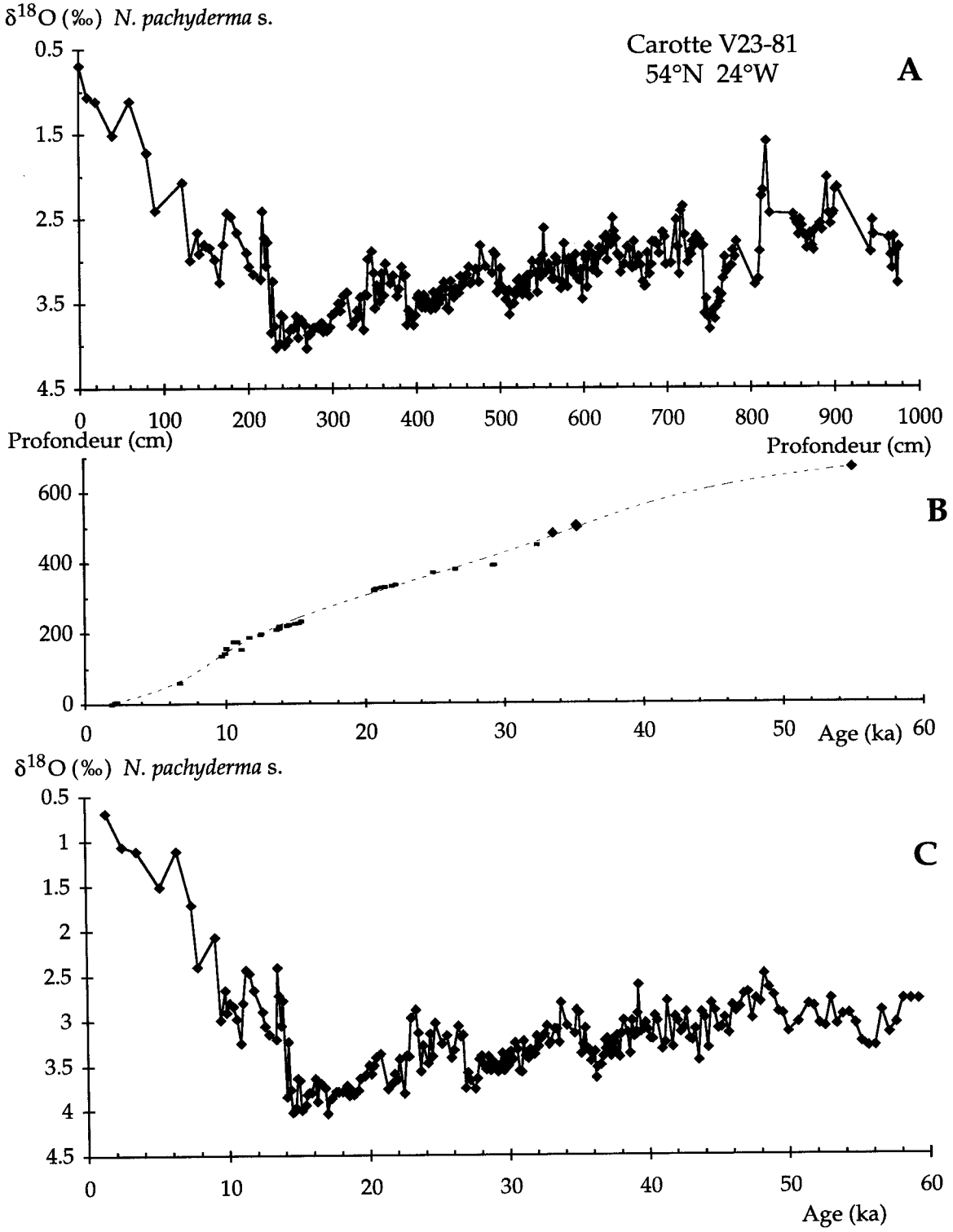


Figure 2-20: A- variations de la composition en oxygène ($\delta^{18}O$) des foraminifères planctoniques (*N. pachyderma* s.) dans la carotte V23-81 en fonction de la profondeur; B- âges ^{14}C et relation âge-profondeur obtenue par un polynôme d'ordre 5; C- variations du $\delta^{18}O$ en fonction de l'âge sur les derniers 60 ka.

n'existe pas d'enregistrement des variations du $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques dans ces deux carottes, nous avons comparé chacun des enregistrements de $\delta^{18}O$ des foraminifères planctoniques (*N. pachyderma* s.) à celui de la carotte NA87-22. Les résultats sont présentés sur les Figures 2-19 (ODP609) et 2-20 (V23-81).

Enfin, l'échelle d'âge des carottes pour lesquelles aucune datation ^{14}C n'est disponible a été construite par comparaison directe des enregistrements isotopiques de l'oxygène des foraminifères benthiques et/ou planctoniques à ceux de la carotte NA87-22 en vérifiant la cohérence des autres marqueurs disponibles (le plus souvent le pourcentage de minéraux détritiques ou à défaut la susceptibilité magnétique). C'est le cas pour toutes les autres carottes utilisées dans ce travail.

II. 5. Conclusion

Les niveaux de Heinrich sont enregistrés dans l'Océan Atlantique Nord dans une bande de latitude comprise entre 43 et 60°N. A l'intérieur de cette zone, chaque événement n'est pas enregistré partout de la même façon suggérant que les sources principales ont varié. Ainsi, le niveau H3 dont les caractéristiques sédimentologiques diffèrent grandement de celles des autres Heinrich (absence de pic de susceptibilité magnétique, répartition géographique très localisée) a sans doute une origine différente de celle des autres événements.

Les niveaux de Heinrich ont été pris en compte lors de la construction de l'échelle d'âge commune aux carottes de l'Atlantique Nord présentées dans ce travail. Les différents paramètres utilisés ont permis de justifier l'hypothèse de synchronisme de chacun des niveaux. Les âges ainsi déterminés montrent que les événements ayant donné naissance aux débâcles massives d'icebergs ne peuvent pas être expliqués par les

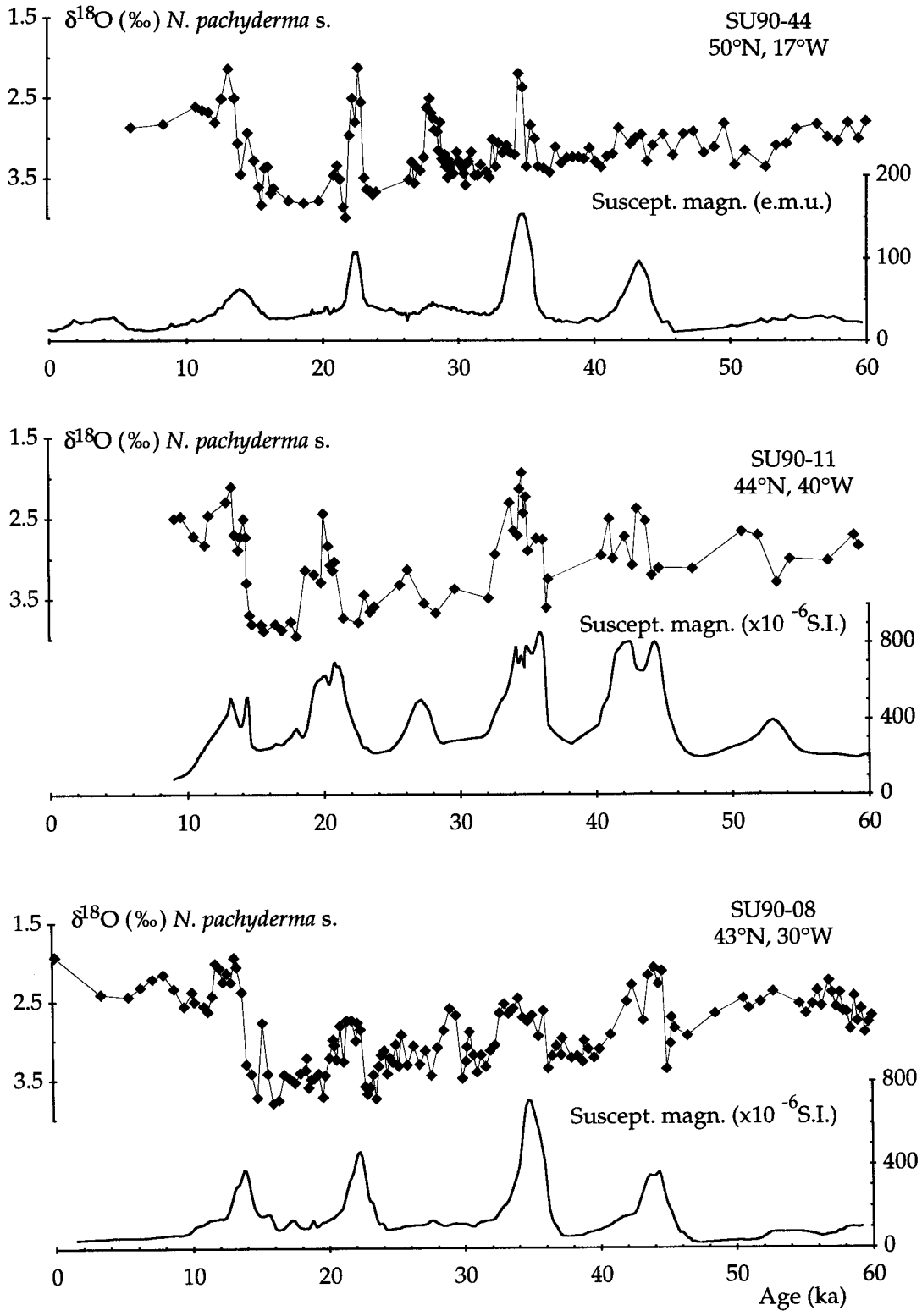


Figure 2-21: Enregistrements des variations de la susceptibilité magnétique et de la composition isotopique en oxygène des foraminifères planctoniques ($\delta^{18}O$, *N. pachyderma* s.) dans trois carottes de l'Atlantique Nord. Les échelles d'âge de chaque carotte ont été construites selon la procédure exposée dans le paragraphe II-4.

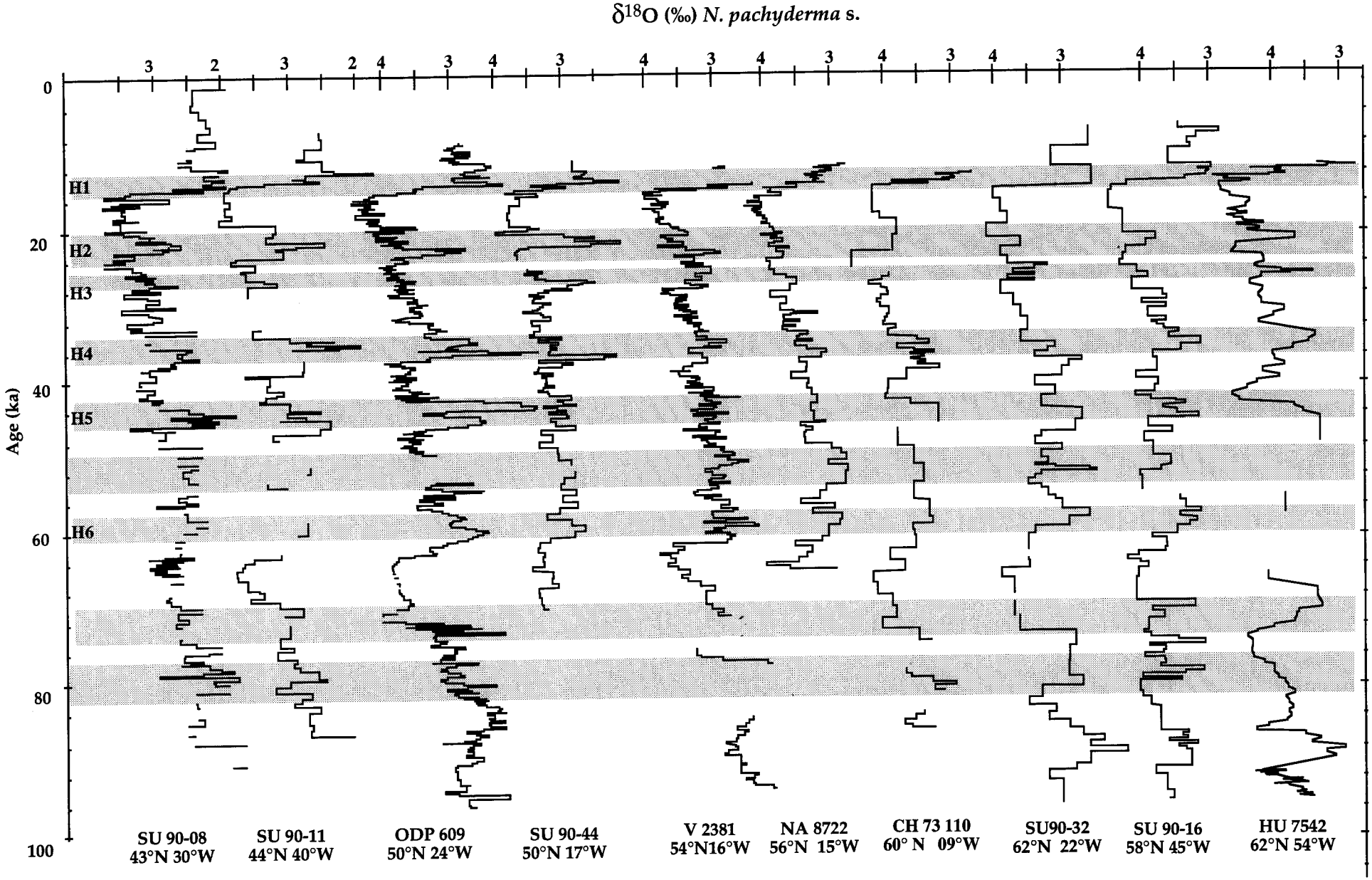


Figure 2-22: Enregistrements isotopiques de l'oxygène de *N. pachyderma* s. obtenus sur différentes carottes de l'Atlantique Nord (Labeyrie et al, 1995)

changements lents de l'insolation liés aux paramètres orbitaux (tableau 2-4). (Heinrich, 1988) avait en effet déterminé sur des carottes à faible taux de sédimentation (environ 2 cm/ka) que ces débâcles catastrophiques se produisaient avec une périodicité de l'ordre de 11 ka, correspondant à la moitié de la période de la précession des équinoxes (tableau 2-4).

Niveau de Heinrich	Ages moyens (ka) ce travail	Ages moyens (ka) (Heinrich, 1988)	Ages moyens (ka) (Bond *et al*., 1993)
H1	14	12	14
H2	21	21	21
H3	28	32	27
H4	35	48	35
H5	44	59	50

Tableau 2-4: Ages moyens des niveaux de Heinrich obtenus dans ce travail et comparés à ceux déterminés par Heinrich (1988) et Bond *et al*. (1993).

Bond *et al*. (1993) avaient déterminé, à partir de datations au carbone 14, l'âge des trois premiers niveaux de façon plus précise. L'âge des niveaux H4 et H5 avait été obtenu par interpolation linéaire entre le dernier âge ^{14}C connu et un âge imposé à 50 ka pour le niveau H5.

Les âges ^{14}C obtenus dans ce travail montrent que le niveau H5 est vraisemblablement plus récent que ce qui avait été déterminé jusqu'alors. De plus, l'intervalle de temps qui sépare deux niveaux consécutifs est plutôt de l'ordre de 7 ka. La fréquence de ces débâcles suggère donc qu'elles sont sans doute liées à une réorganisation du système climatique indépendamment du forçage orbital.

De telles décharges de glace dans l'océan s'accompagnent certes de délestage de matériel détritique mais elles provoquent aussi des grandes

décharges d'eau douce qui peuvent perturber la circulation océanique. La composition isotopique de l'oxygène des foraminifères planctoniques enregistre les variations globales de volume des glaces continentales mais aussi les variations plus locales de température et de salinité. Au cours de la dernière période glaciaire, chaque pic de susceptibilité magnétique dû à une débâcle d'icebergs est associé à un minimum dans la composition isotopique de l'espèce *N. pachyderma* s. entre 43 et 55°N (figure 2-21). Nous avons pu montrer que les faibles valeurs isotopiques sont présentes sur une grande partie de l'Atlantique Nord depuis les carottes SU90-11 et HU75-42 à l'ouest (sur cette dernière, la résolution des analyses est faible) jusqu'à la carotte SU90-44, à l'est (figure 2-22). Elles témoignent de débâcles de grande ampleur ayant affecté la totalité de l'Atlantique nord (Labeyrie *et al*., 1995).

CHAPITRE 3

III. Cartographie des anomalies de température et de salinité associées à un épisode de débâcle d'icebergs.

III. 1. Introduction

Les niveaux de Heinrich se mettent en place dans des conditions hydrologiques précises que nous allons essayer de déterminer. Pour cela, il est nécessaire de préciser l'évolution du système hydrologique et climatique associé aux niveaux de Heinrich en focalisant notre étude sur un événement représentatif, étudié à l'échelle de l'Atlantique Nord. Le niveau de Heinrich H1 est directement associé à la déglaciation et ne permet pas de mettre en évidence les caractéristiques générales propres aux débâcles d'icebergs pour les séparer des rétroactions liées à la déglaciation. Comme le Dryas récent, cet événement est associé à une forte augmentation de l'insolation sur l'hémisphère nord, à de grandes variations de volume de glace et donc à d'importantes arrivées d'eau douce à l'océan. Les niveaux de Heinrich H2 et H3 sont relativement localisés géographiquement. Le niveau H2 n'est visible que sur la bordure sud du front

polaire boréal vers 40-45°N car il se produit au milieu du stade isotopique glaciaire 2, pendant le maximum de froid. Le niveau de Heinrich H3 n'est bien mis en évidence que dans le Nord Est de l'Atlantique. En revanche, le niveau H4 possède une amplitude suffisante et une signature bien visible à travers l'Atlantique Nord. Nous avons donc choisi de focaliser notre étude sur cet événement. De plus, les variations de l'insolation pendant cette période de temps (entre 30 et 40 ka) sont quasi inexistantes de même que les grandes variations de niveau de la mer (et donc de volume de glace moyen).

Dans ce chapitre, nous nous attacherons à reconstituer les implications paléoclimatiques des débâcles d'icebergs associées aux événements de Heinrich. Pour cela, nous utiliserons les analyses isotopiques des foraminifères planctoniques, les reconstitutions de température et les calculs de salinité afin de comprendre le déroulement d'un tel événement.

III. 2. Les données disponibles pour l'étude du niveau de Heinrich 4

Les données utilisées sont de deux ordres:

• *les données issues de carottes disponibles au laboratoire et déjà largement évoquées dans ce travail:* les analyses isotopiques à haute résolution ont donc été utilisées et, dans la mesure du possible, complétées par des études micropaléontologiques pour faire des reconstitutions de paléotempératures à partir de la méthode des meilleurs analogues (Annexe 4) .

• *les données issues de la littérature:* ces carottes n'ont pas toujours fait l'objet d'études isotopiques à haute résolution et nous ne disposons pas de données micropaléontologiques permettant des reconstitutions de paléotempératures.

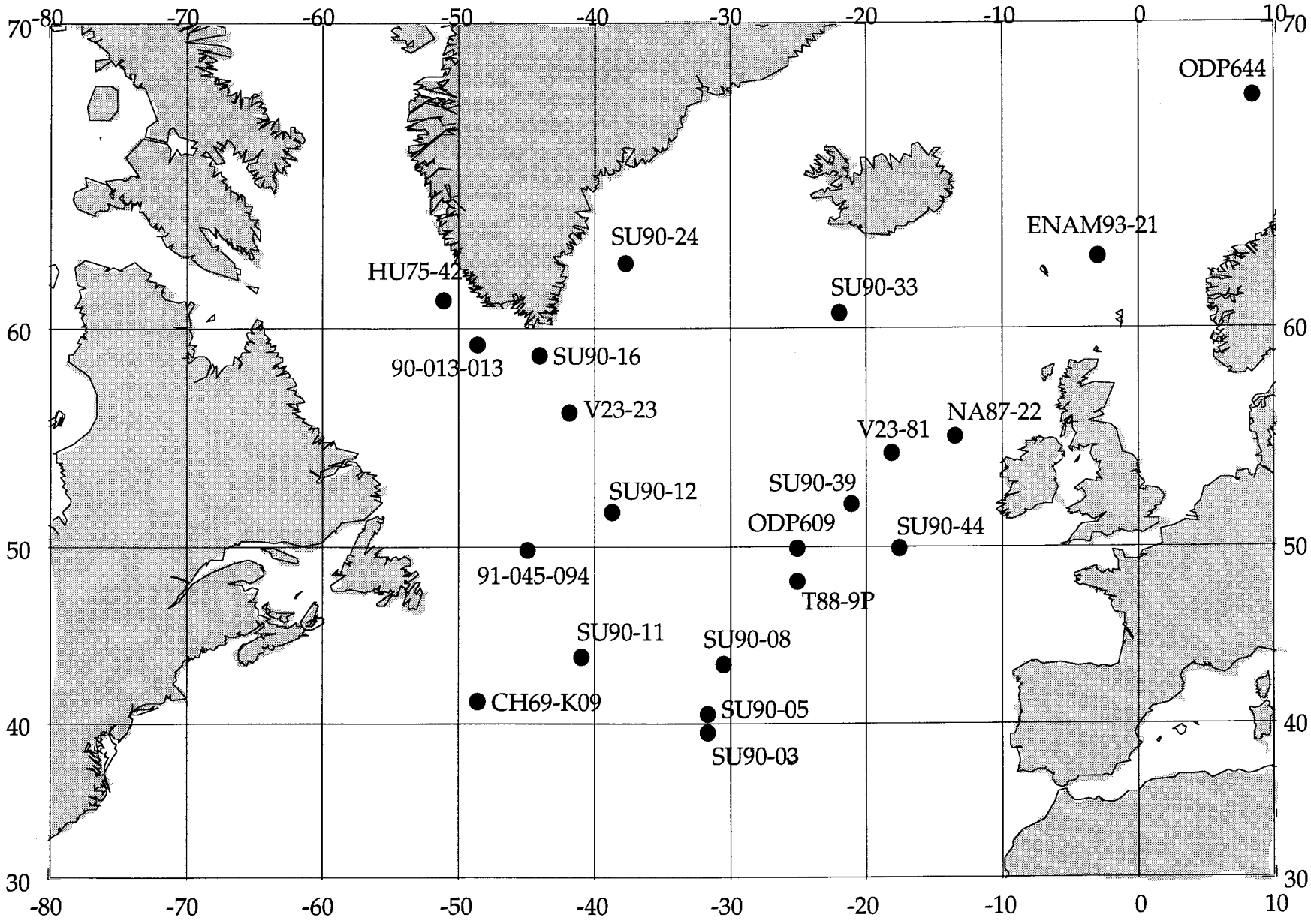


Figure 3-x: Localisation des différentes carottes

Les carottes utilisées dans ce chapitre et les sources bibliographiques sont réunies dans le tableau 3-1 et sur la figure 3-1.

Carotte	Latitude	Longitude	Prof. (m)	Données	Référence
ODP644	66°40'N	04°34'E	1227	$\delta^{18}O$	6
SU90-24	62°40'N	37°22'W	2085	$\delta^{18}O$	1
ENAM93-21	62°44'N	03°59'W	1020	$\delta^{18}O$	1; 4
HU75-42	62°39'N	53°54'W	2403	$\delta^{18}O$	9
SU90-33	60°34'N	22°05'W	2400	$\delta^{18}O$, temp.	1
90-013-013	58°12'N	48°22'W	3380	$\delta^{18}O$	7
SU90-16	58°13'N	45°10'W	2100	$\delta^{18}O$	1
BOFS17K	58°00'N	16°29'W	1150	temp.	5
V23-23	56°05'N	44°33'W	3292	$\delta^{18}O$	10
NA87-22	55°30'N	14°42'W	2161	$\delta^{18}O$, temp.	1; 4
V23-81	54°2'N	16°8'W	2393	$\delta^{18}O$, temp.	1; 3
SU90-39	52°34'N	21°56'W	3955	$\delta^{18}O$, temp.	1
SU90-12	51°52'N	39°47'W	2950	$\delta^{18}O$, temp.	1
91-045-094	50°12'N	45°41'W	3448	$\delta^{18}O$	7
ODP 609	50°N	24°W	3900	$\delta^{18}O$	1; 3
BOFS5K	50°40'N	21°52'W	2547	temp.	5
SU90-44	50°06'N	17°54'W	4255	$\delta^{18}O$	1
T88-9P	48°23'	25°05'W	3193	$\delta^{18}O$	8
SU90-11	44°04'N	40°01'W	3645	$\delta^{18}O$	1
SU90-08	43°31'N	30°24'W	3080	$\delta^{18}O$, temp.	1
CH69-K09	41°45'N	47°21'W	4090	$\delta^{18}O$, temp.	1; 2
SU90-05	41°38'N	32°15'W	3285	$\delta^{18}O$, temp.	1
SU90-03	40°30'N	32°03'W	2213	$\delta^{18}O$, temp.	5

Tableau 3-1: Carottes utilisées dans ce chapitre et références: Gif/Bordeaux=1; IFREMER=2; LDEO=3; NIOZ=4; (Cambridge, Maslin *et al*. 1995) = 5; (Fronval *et al*., 1995)=6; (Hillaire-Marcel *et al*., 1994)=7; (van Kreveld *et al*., subm.)=8; (Fillon et Duplessy, 1980)=9; (Mix et Fairbanks, 1985)=10

III. 3. Evolution des masses d'eau polaire entre 30 et 40 ka

L'espèce *N. pachyderma* s. reflète la proximité des masses d'eau polaire et devient prépondérante quand la température de l'eau est froide (comprise entre 0 et 5°C). Cette espèce peut donc être prise comme un indicateur de température, en particulier lorsque l'eau de surface devient froide. La calibration du pourcentage de *N. pachyderma* s. par rapport aux températures d'août dans 345 sommets de carottes de la période actuelle montre une relation linéaire lorsque l'abondance est comprise entre 10 et 90% du nombre total de foraminifères planctoniques (figure 3-2).

Les fluctuations du pourcentage de *N. pachyderma* s. dans la carotte ODP609 (Bond *et al*., 1993) nous permettent l'examen détaillé du niveau de Heinrich 4 et montrent que la quantité de *N. pachyderma* s. croît régulièrement de 20 à 80 % entre 38 ka et 35.5 ka, traduisant un refroidissement progressif des eaux de surface d'environ 2°C à la latitude de la carotte ODP609 (figure 3-3). Pendant le pic maximum de matériel détritique, les foraminifères disparaissent presque totalement et aucun paramètre ne peut donc être mesuré pendant le maximum de fonte des icebergs. L'absence de toute marque de dissolution sur les quelques tests restants permet de penser que l'augmentation du taux de sédimentation pendant la période de fonte d'icebergs est la cause de cette disparition (Broecker *et al*., 1992). La reprise de la sédimentation biogène carbonatée à la fin du niveau H4 se fait en deux temps, une première fois vers 34 ka de façon très brève puis une deuxième période à partir de 33.5 ka. Il semble donc que le niveau de Heinrich 4 dans cette carotte se soit mis en place en deux étapes. A 33.5 ka, le pourcentage de *N. pachyderma* s. diminue à nouveau jusqu'à 20%, indiquant des températures voisines de 11°C après la débâcle.

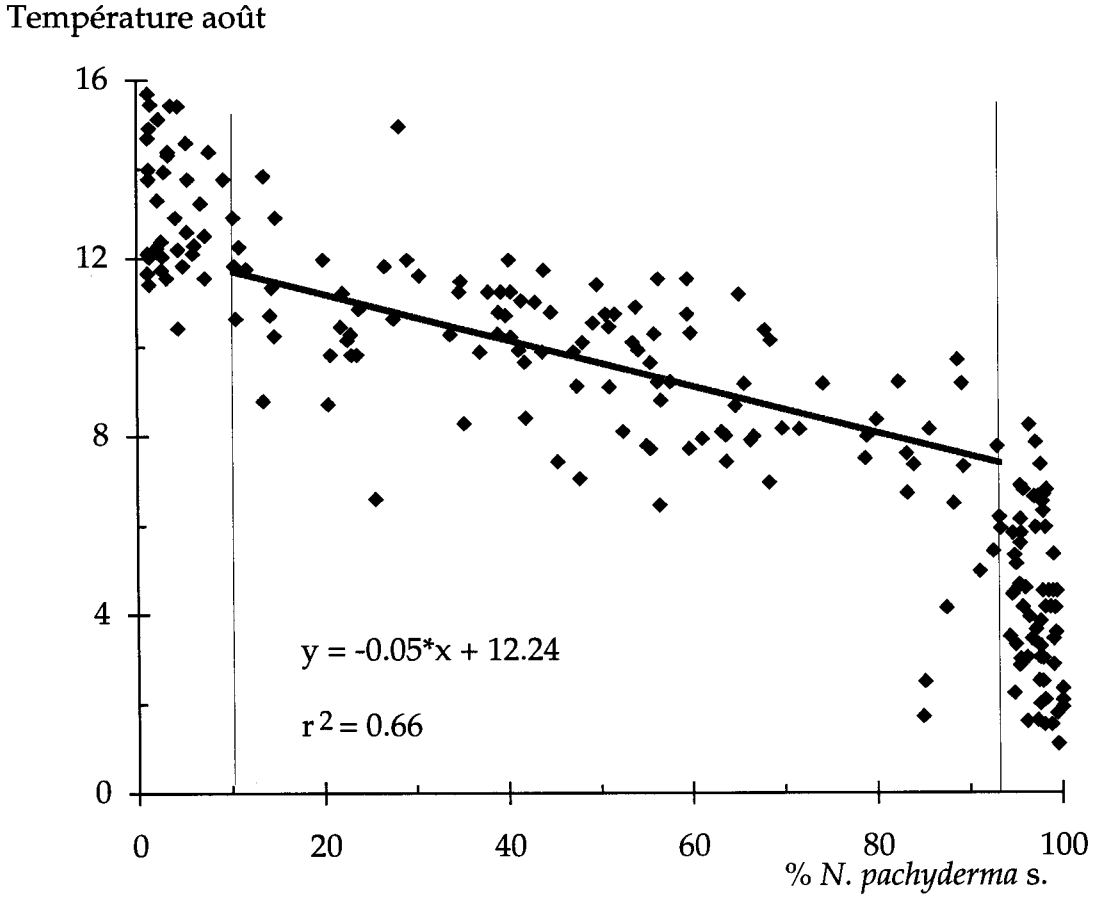


Figure 3-2: Régression entre le pourcentage de *N. pachyderma* s. et la température du mois d'août à partir de tous les sommets de carottes constituants la base de données de la méthode des analogues. La relation est linéaire entre 10 et 93% de *N. pachyderma* s.

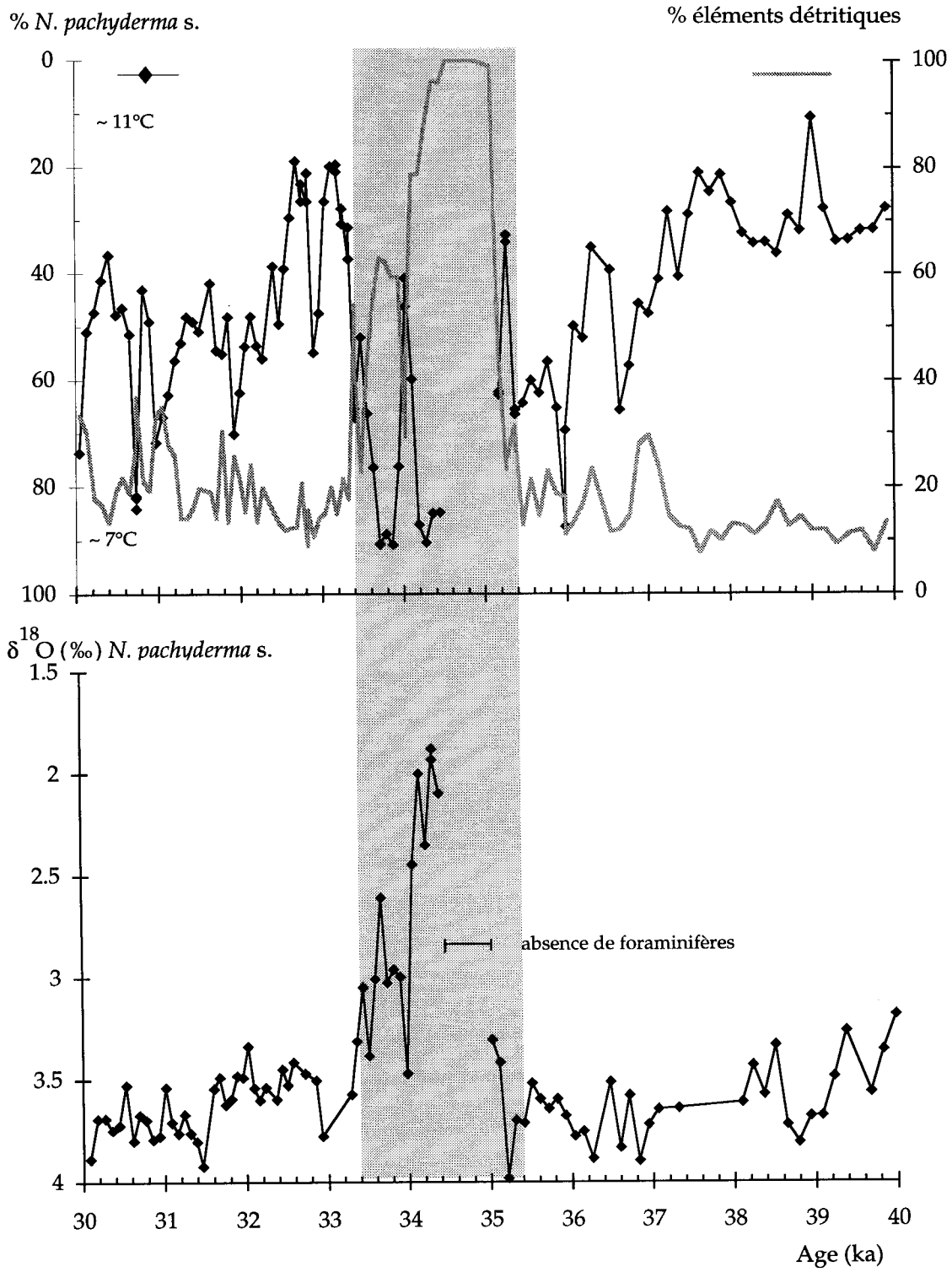


Figure 3-3: en haut: variations du pourcentage de *N. pachyderma* s. (échelle inversée) et d'éléments détritiques entre 30 et 40 ka pour la carotte ODP609 (Bond *et al.*, 1993). La calibration du pourcentage de *N. pachyderma* s. permet de donner une fourchette de température variant entre 7° et 11°C. en bas: $\delta^{18}O$ de *N. pachyderma* s.

III. 4. Evolution de l'hydrologie de surface

III. 4.1. Paramètres utilisés

Pour connaître les implications paléocéanographiques d'une débâcle d'icebergs, il est important de reconstruire de façon détaillée les conditions océaniques et climatiques qui prévalaient au cours de cette période. Pour préciser l'évolution de la température de surface et son effet sur la composition isotopique des foraminifères, il faut faire des comptages plus complets de l'ensemble de la faune de foraminifères planctoniques de façon à pouvoir reconstruire des températures à partir de la méthode des meilleurs analogues. Pour ces études, deux techniques ont été principalement utilisées: les variations de la composition isotopique de l'oxygène des foraminifères planctoniques au cours du temps (cf chapitre II-4-1-3), et les assemblages de foraminifères planctoniques.

Reconstitutions de températures

Les études micropaléontologiques permettent d'estimer les variations de températures des eaux de surface à partir soit de la méthode dite de fonctions de transfert, soit de la méthode des meilleurs analogues. Les températures d'été présentées dans ce travail sont obtenues à partir de la méthode des meilleurs analogues qui est développée en Annexe 4. La barre d'erreur de ces reconstructions est généralement comprise entre 0.8°C et 2°C. Deux carottes (SU90-05, CH69-K9) présentent des températures dont l'incertitude (1 sigma) peut atteindre 3°C (par manque d'analogues modernes) dans les niveaux qui suivent l'événement de Heinrich.

Les niveaux de Heinrich, cela a déjà été mentionné, présentent la particularité d'être pauvres en foraminifères. La présence de matériel détritique

transporté par les icebergs pourrait permettre de penser que la faune qui subsiste est plutôt une faune polaire. Or, les études micropaléontologiques montrent une relative diversité de faune à l'intérieur de ces niveaux. En effet, *N. pachyderma* s., (espèce polaire) est certes présente mais il n'est pas rare de trouver des *G. bulloides* de façon relativement abondante et d'autres espèces subpolaires ou transitionnelles du même type (*G. inflata*, *Globorotalia scitula*, ...). Ces espèces ne se développent pas dans des eaux dont la température est inférieure à 10°C (Bé et Tolderlund, 1971). Or, il devient difficile d'imaginer que des icebergs puissent encore flotter dans des eaux dont la température atteint 10°C. Dans certaines carottes, les reconstitutions de température nous indiquent en effet que celles-ci peuvent avoir des valeurs égales à 8°C pendant le maximum d'arrivée d'icebergs (c'est à dire pendant le maximum d'apport de matériel détritique) ce qui est peu réaliste. La variabilité interannuelle pendant les périodes d'instabilité de la calotte devait donc être suffisamment importante pour permettre, au cours de certains étés le développement de formes transitionnelles et subtropicales, qui côtoient dans le sédiment des formes polaires développées pendant les périodes effectives de débâcle. Le pas de temps de l'échantillonnage n'étant pas suffisamment fin pour suivre cette variabilité, le sédiment étudié à chaque niveau représente une moyenne entre des années plus ou moins chaudes ce qui se traduit par une sur-estimation des valeurs de température de l'eau de surface. Les températures reconstruites pendant un événement et présentées dans la suite du chapitre sont donc des valeurs par excès.

Calculs des variations de salinité

Pour reconstituer l'impact des débâcles glaciaires sur les eaux de surface de l'Atlantique Nord, il faut également considérer les variations de salinité. En effet, la circulation océanique est gouvernée à la fois par les champs de vent en surface de l'océan et les champs de densité de l'eau de surface. Pour obtenir une reconstruction complète de l'océan dans le passé, il faut donc estimer

conjointement les deux paramètres majeurs que sont la température et la salinité. Labeyrie *et al*. (1986) puis Duplessy *et al*. (1991) ont développé une méthode de reconstitution des salinités, à partir de la composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}O$) des tests de foraminifères planctoniques, et des estimations de température obtenues par les assemblages faunistiques. Lorsque les températures d'été sont comprises entre 0 et 10°C, les valeurs du $\delta^{18}O$ de l'eau de mer sont obtenues en résolvant l'équation des paléotempératures à partir de la composition isotopique de l'espèce *N. pachyderma* s (Shackleton, 1974; Duplessy *et al*., 1991). Lorsque les températures sont comprises entre 7 et 22°C, c'est la composition isotopique de *G. bulloides* qui est utilisée (Annexe 5). Après avoir soustrait de la composition isotopique la part due à l'effet de la température, il suffit ensuite d'utiliser la relation quasi-linéaire entre la salinité et le $\delta^{18}O$ des eaux de surface pour en déduire la salinité à l'endroit de la carotte étudiée. La pente de cette relation est de l'ordre de 0.5 dans l'océan Atlantique (GEOSECS, 1987) et résulte du fractionnement isotopique existant lors des processus d'évaporation et de précipitation à la surface de l'océan (cf. Annexe 5).

Par contre, lorsque la baisse observée du $\delta^{18}O$ de l'eau de mer résulte, non plus des processus atmosphériques, mais de la fonte massive des calottes ayant un rapport $^{18}O/^{16}O$ très négatif (de l'ordre de -35 ‰), cette relation générale n'est plus applicable. La fonte de la glace stockée dans les grandes calottes de l'hémisphère nord induit en effet une diminution de salinité voisine de 1 ‰, lorsque le $\delta^{18}O$ de l'eau de mer diminue de 1 ‰, comme c'est par exemple le cas lors des transitions glaciaire-interglaciaire. Les changements hydrologiques associés aux niveaux de Heinrich constituent probablement un cas intermédiaire avec à la fois des changements de distribution des masses d'eau et de la fonte d'icebergs. Dans ce cas, il est difficile d'appliquer une telle loi de régression. Nous nous contenterons donc de donner les valeurs d'anomalie du $\delta^{18}O$ de l'eau de mer qui, puisqu'elles évoluent dans le même sens que la

salinité, peuvent s'interpréter directement en terme de changement hydrologique.

III. 4.2. Discussion

Les résultats de température et de salinité obtenus sur les carottes SU90-08, CH69-K9, SU90-12, NA87-22, SU90-39 et SU90-33 sont présentés figure 3-4 pour la période 30-40 ka. D'une façon générale, on distingue trois types de comportement des eaux de surface pendant cette débâcle d'icebergs (figure 3-4):

• *dans les carottes CH69-K9, SU90-08 et SU90-12*, situées entre 40 et 51°N, à l'ouest de la ride médio-océanique. Le pic de détritiques (qui atteint 90%) et la diminution du $\delta^{18}O$ débutent approximativement en même temps. Parallèlement, les températures diminuent jusqu'à un minimum d'environ 8°C. Après le pic d'éléments détritiques, les valeurs isotopiques restent relativement légères alors même que la température remonte. Les icebergs atteignent la latitude de 40-50°N où ils fondent au niveau du front polaire au contact d'eaux plus chaudes. Les détritiques sont simultanément relâchés dans l'océan. La température d'été des eaux de surface aux latitudes correspondantes diminue. Lorsque les icebergs et leur eau de fonte sont résorbés, la circulation océanique antérieure redémarre, la température des eaux de surface augmente à nouveau de même que leur salinité (Paillard et Labeyrie, 1994).

• *dans la carotte NA87-22* située à 54°N et 14°W sur le flanc est du plateau de Rockall. Le pic de détritique est plus faible que dans les autres carottes, il ne dépasse pas 40% et est synchrone de la diminution de $\delta^{18}O$. Les températures ne présentent aucune tendance et oscillent autour d'une valeur de 10°C. Dans cette zone, tout se passe comme si les caractéristiques des eaux de surface n'étaient pas affectées par la débâcle. Or, au cours du stade 3, le

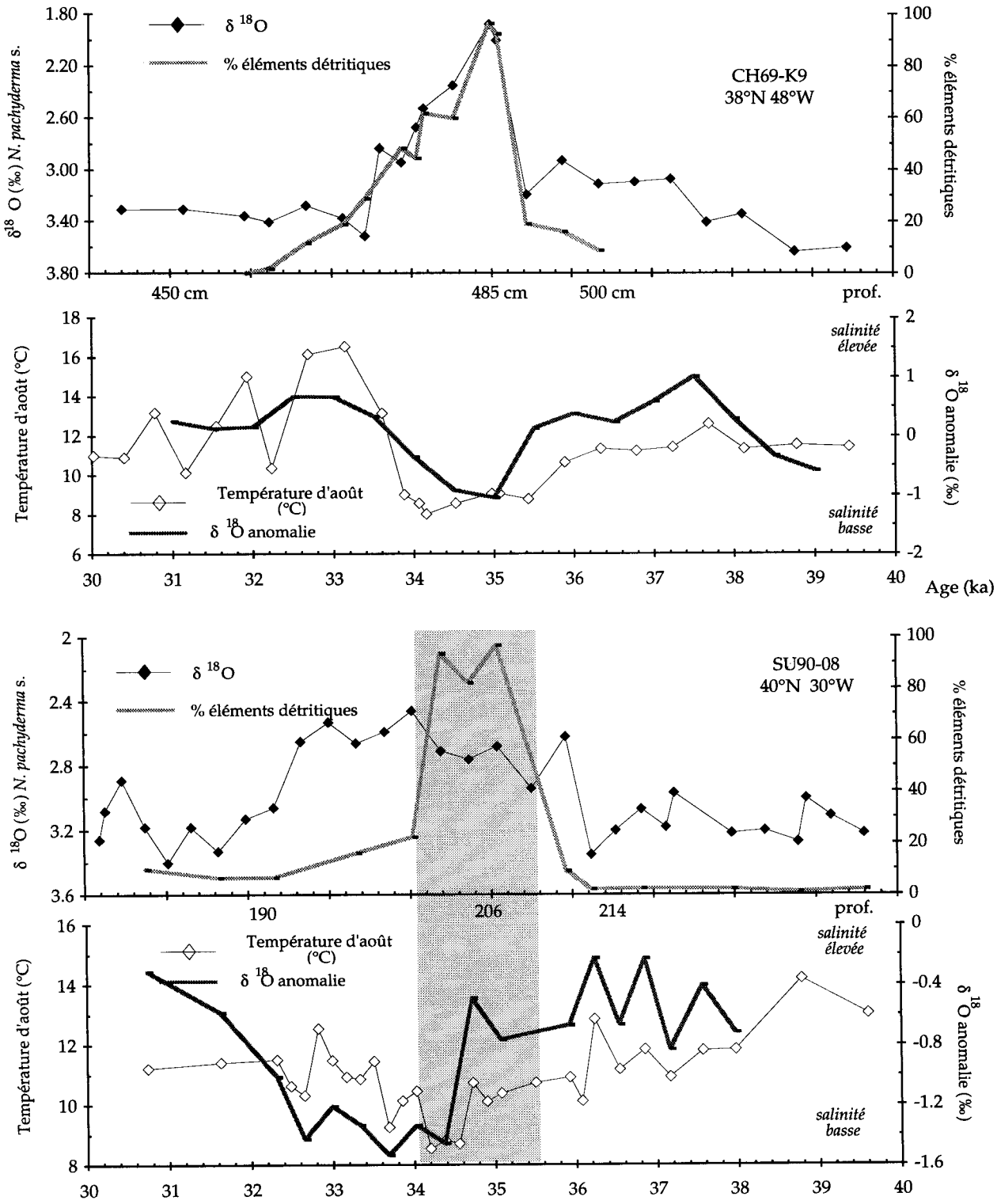


Figure 3-4: Reconstruction des températures et des anomalies de composition isotopique de l'eau de mer dans différentes carottes entre 30 et 40 ka. Pour chaque carotte, en haut: $\delta^{18}O$ des *N. pachyderma* s. et pourcentages d'éléments détritiques; en bas: température d'août et anomalie du $\delta^{18}O$ de l'eau. Quelques indications de profondeurs ont été rajoutées pour juger de la variabilité dans les taux de sédimentation. Attention, les amplitudes ne sont pas homogènes.

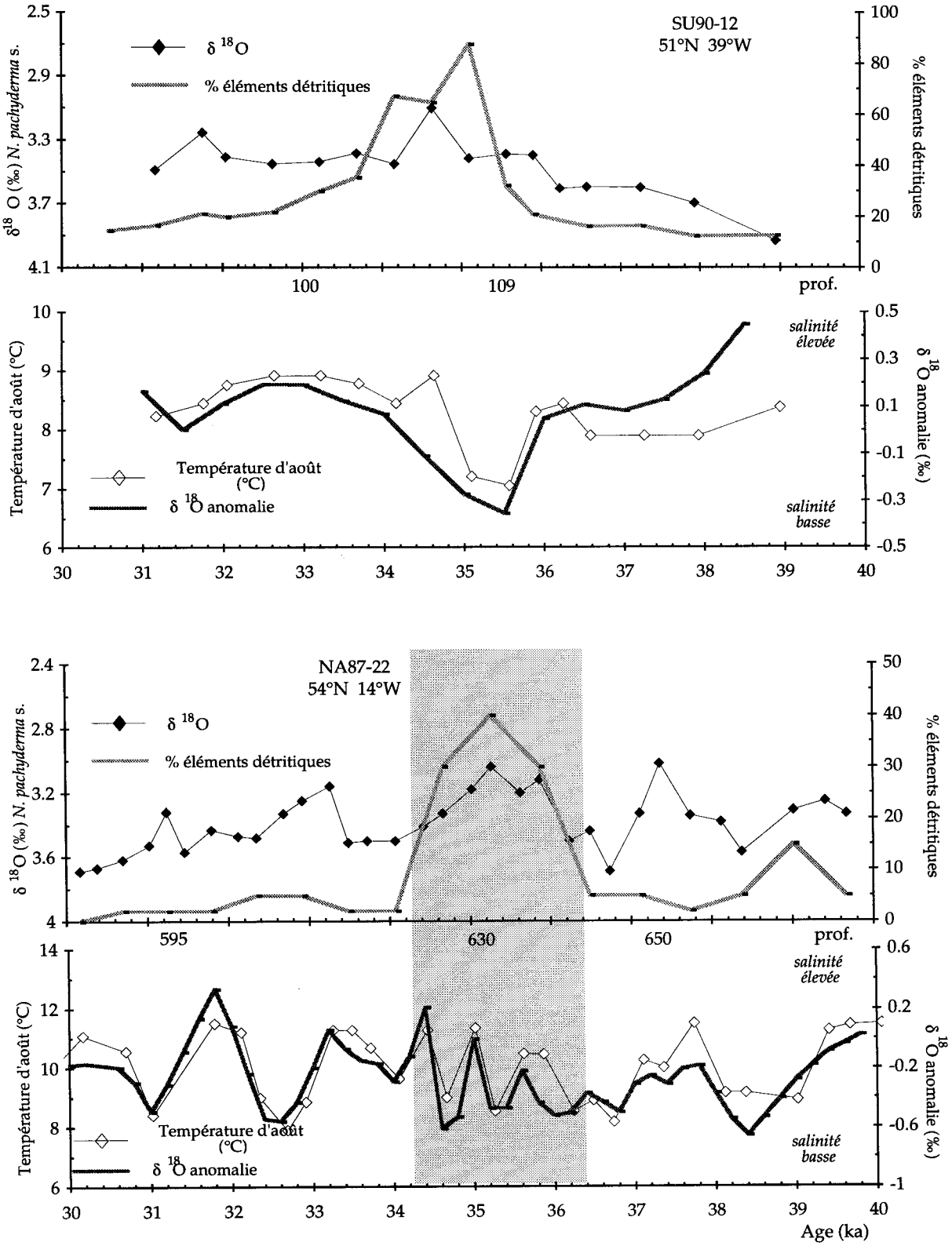


Figure 3-4 (suite)

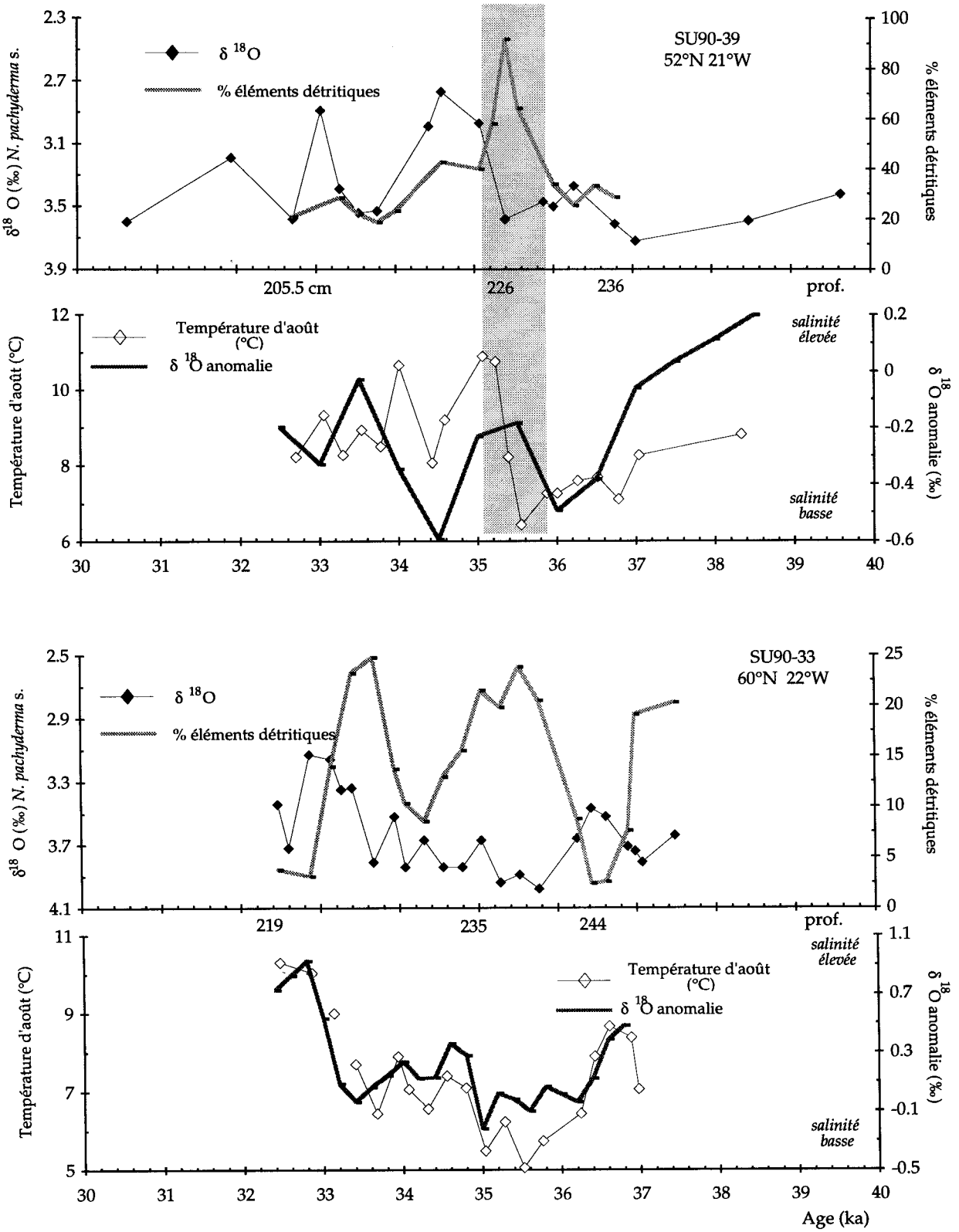


Figure 3-4 (suite et fin)

plateau de Rockall, à environ 300 m de profondeur, constituait un haut-fond marin qui n'était pas franchissable par des icebergs dont l'épaisseur peut être supérieure à 1000 m. Les carottes NA87-22 et V23-81, n'ont probablement reçu que des apports de fonte locale liés à la proximité des glaces européennes (Revel *et al.*, sous presse).

• *dans les carottes SU90-39 et SU90-33* situées entre 52 et 60°N. Le pic de détritiques (qui ne dépasse pas 25% dans la carotte SU90-33) précède la diminution des valeurs de la composition isotopique. Celle-ci est en phase avec l'augmentation de température consécutive à la disparition des glaces. Dans ces latitudes plus nord, il semble donc que le signal isotopique enregistre une période de froid liée à la modification de la circulation de surface plutôt que la fonte des masses de glace. Par contre le $\delta^{18}O$ de l'espèce *N. pachyderma* s. enregistre l'augmentation de température liée à la reprise de la circulation thermohaline après le retrait des icebergs autour de 33 ka.

III. 5. Evolution hydrologique à l'échelle de l'Atlantique Nord pendant le niveau de Heinrich 4

Les positions des différentes carottes utilisées sont données figure 3-1. Les cartes de ce paragraphe représentent les valeurs isotopiques ($\delta^{18}O$) et les températures à trois époques précises. Celles-ci ont été choisies par rapport à l'épisode de débâcle en fonction de la courbe isotopique de l'oxygène et de la courbe des pourcentages de matériel détritique lorsqu'elle existe.

- L'état « avant la débâcle » correspond à 37.5 ± 0.5 ka, c'est à dire aux valeurs isotopiques élevées avant l'arrivée maximale d'éléments détritiques Lorsque la courbe isotopique de l'oxygène des foraminifères benthiques existe, les points correspondants se situent dans un maximum du $\delta^{18}O$ à 4.55 ± 0.05 ‰.
- L'état « pendant la débâcle » est pris à 35 ± 0.5 ka c'est à dire pendant le pic d'éléments détritiques et les valeurs minimales de composition isotopique des foraminifères planctoniques entre 40 et 50°N.

- Enfin, l'état « après la débâcle » est à 33 ± 0.5 ka, après le maximum de matériel détritique. Dans la courbe isotopique benthique, les points correspondants ont des valeurs de 4.25 ± 0.05 ‰.

III. 5.1. Anomalies isotopiques

Les valeurs de la composition isotopique en oxygène au cours du niveau de Heinrich 4 (à 37.5, 35 et 33 ka) sont présentées figure 3-5 pour toutes les carottes. Le signal isotopique brut est porteur à la fois d'une information de température et d'une information de salinité, il permet donc uniquement la mise en évidence de changements hydrologiques.

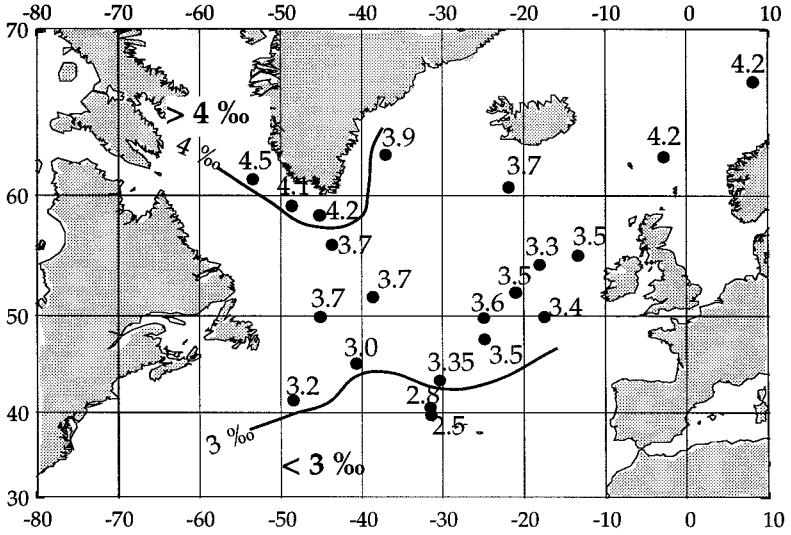
• Avant l'événement, les $\delta^{18}O$ les plus positifs (environ 4 ‰) se rencontrent autour du Groenland et de la Scandinavie puis diminuent en allant vers le sud au fur et à mesure qu'on se rapproche des eaux plus chaudes pour atteindre des valeurs d'environ 2.5 ‰.

• Les valeurs de la composition isotopique peuvent diminuer de 0.5 ‰ dans certaines carottes jusqu'à 1.7 ‰ dans d'autres, suite à la décharge d'icebergs entre 40°N et 65°N. La chute la plus importante de $\delta^{18}O$ se produit dans la zone de fluctuation du front polaire autour de 50°N. Cependant, les carottes NA87-22 et V23-81 n'enregistrent qu'une faible diminution, de l'ordre de 0.5‰. Ceci est dû à la proximité du haut fond du plateau de Rockall.

La situation hydrologique sur l'ensemble de l'Atlantique Nord est donc nettement différente à ce qu'elle était avant la débâcle. Les valeurs les plus positives sont localisées autour des continents à l'ouest et diminuent vers le centre du bassin établissant ainsi un gradient ouest-est. Pour une meilleure lecture, l'amplitude du pic isotopique est représenté figure 3-6. Cette valeur est calculée en soustrayant le $\delta^{18}O$ des *N. pachyderma* s. avant

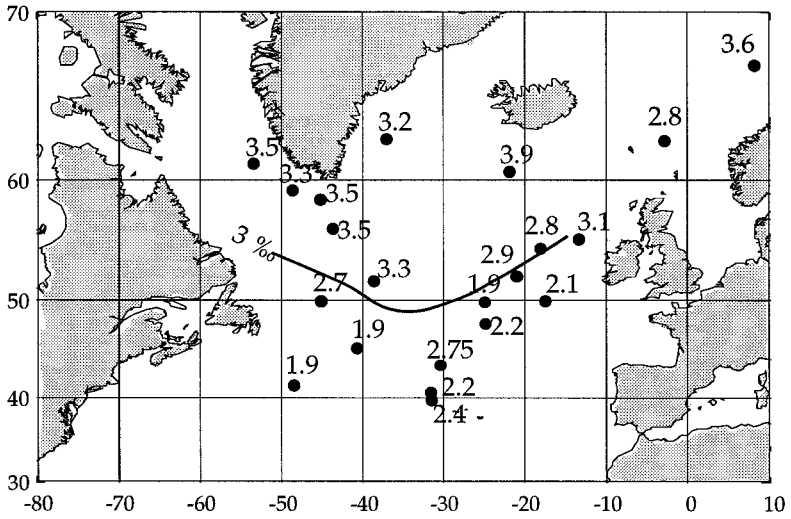
avant le niveau de Heinrich 4

37.5 ± 0.5 ka



dans le niveau

35 ± 0.5 ka



après le niveau

33 ± 0.5 ka

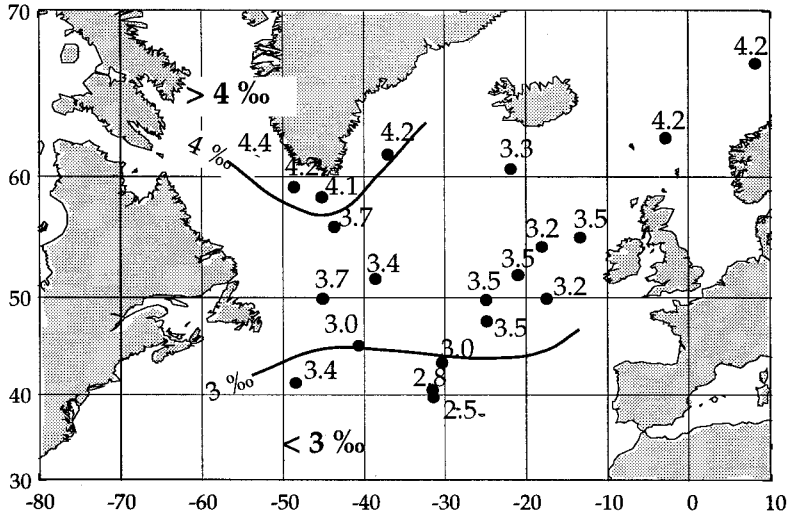


Figure 3-5: Valeurs des $\delta^{18}O$ du foraminifère planctonique *N. pachyderma* s. au cours du niveau de Heinrich 4 (à 37.5 ka, 35 ka et 33 ka).

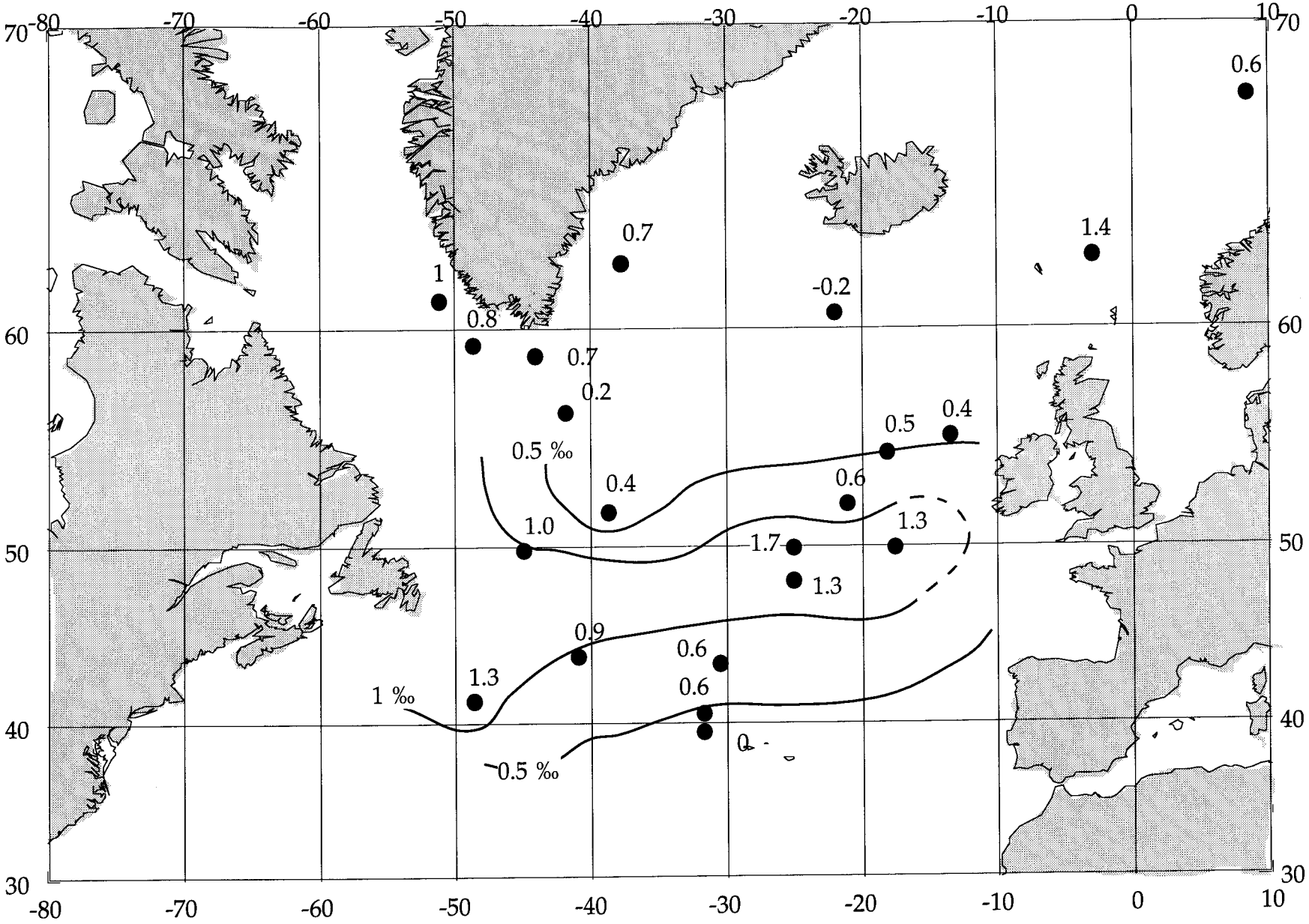


Figure 3-6: Anomalie du $\delta^{18}O$ des foraminifères planctoniques (*N. pachyderma* s.) calculée à partir des valeurs de $\delta^{18}O$ avant l'événenement moins $\delta^{18}O$ pendant l'événement. Les isovaleurs 1 et 0.5 sont tracées.

avant le niveau de Heinrich 4

37.5 ± 0.5 ka

dans le niveau

35 ± 0.5 ka

après le niveau

33 ± 0.5 ka

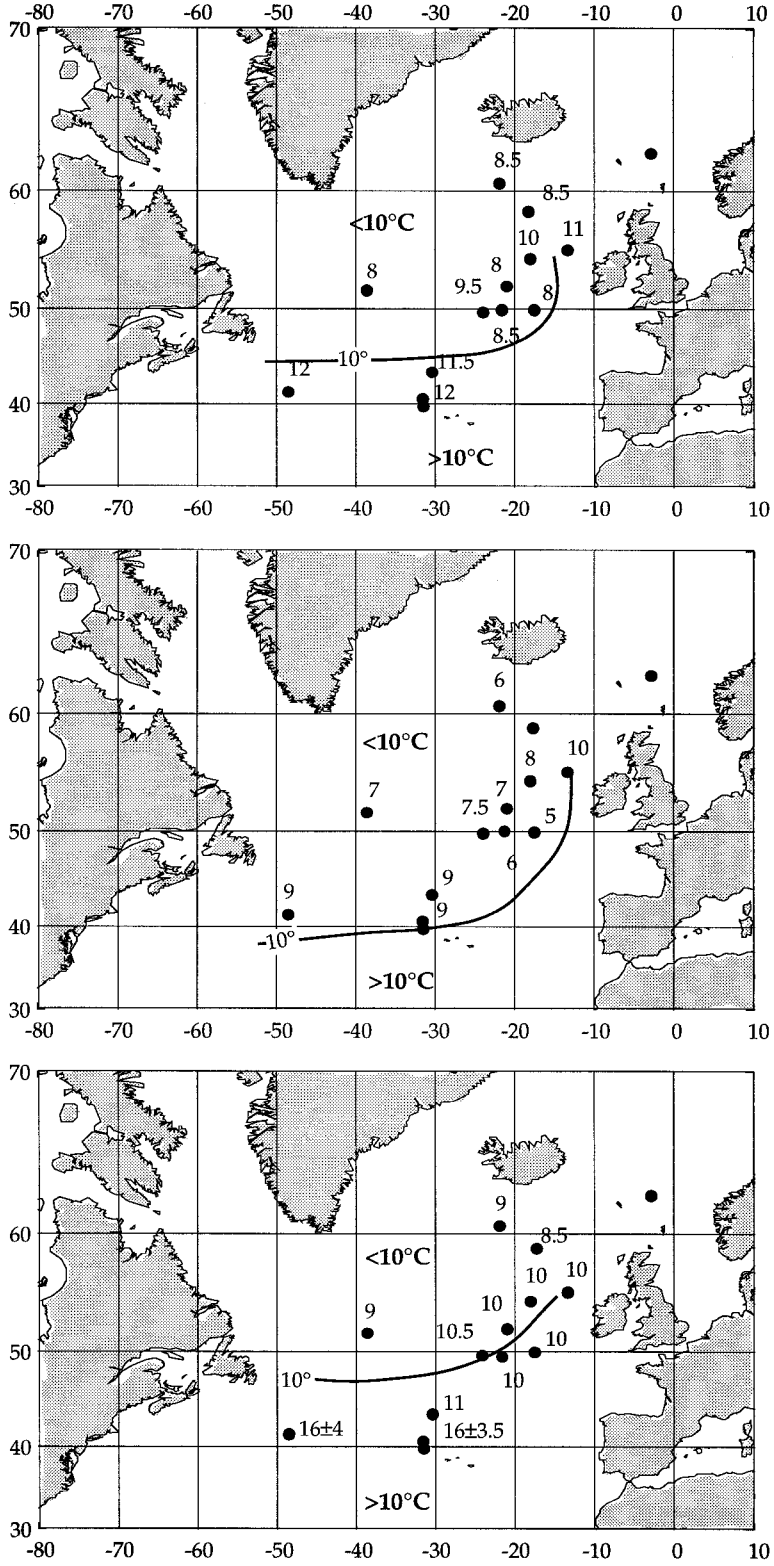


Figure 3-7: Variations des températures des eaux de surface au cours du niveau de Heinrich 4.

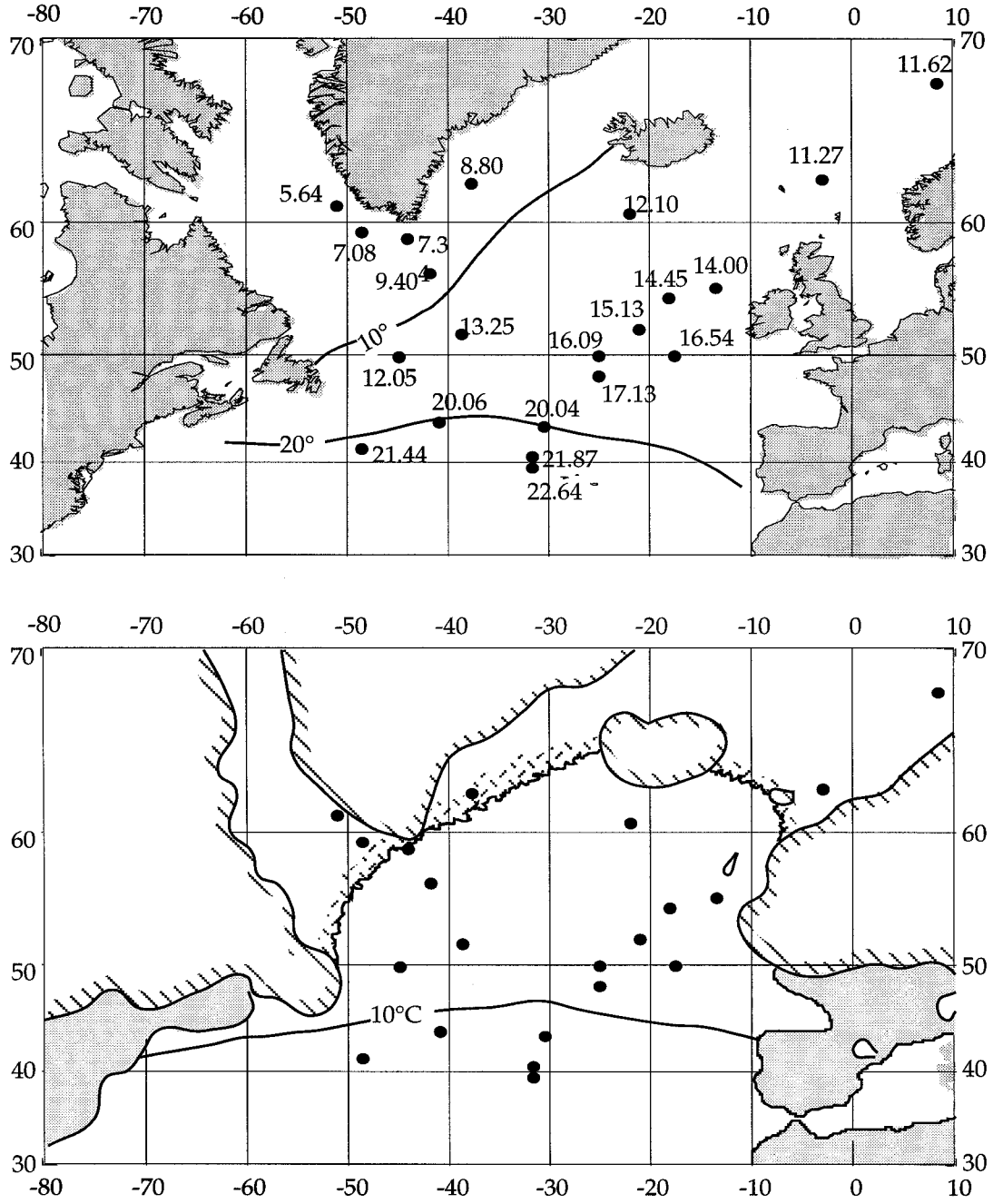


Figure 3-8: en haut: carte des températures d'août actuelles aux latitudes des carottes étudiées. Les isothermes 10° et 20° ont été tracés en considérant les températures Levitus. en bas: reconstitution pour comparaison de l'isotherme 10°C au mois d'août au cours du dernier maximum glaciaire, il y a environ 18 ka (CLIMAP, 1976). Les calottes de glace continentales ont été délimitées par des hachures et le couvert de glace permanent par une bordure grisée. Les bordures continentales sont représentées en supposant une diminution du niveau marin de 100 m.

l'événement au $\delta^{18}O$ pendant l'événement. Les valeurs les plus élevées (1.7‰ dans la carotte ODP609) montrent que la zone de fonte maximale est localisée autour de 45-50°N et de 15 à 50°W. Cependant, une débâcle d'icebergs est également enregistrée autour de la Scandinavie. La diminution des valeurs isotopiques est de 0.6 ‰ dans la carotte ODP644 (Fronval *et al.*, 1995) et de 1.4 ‰ dans la carotte ENAM93-21 (Rasmussen *et al*, en préparation) ce qui traduit une arrivée d'eau douce par le nord.

• Après la décharge, les valeurs de la composition isotopique reviennent à ce qu'elles étaient avant. Une différence assez importante existe au sud de l'Islande (carotte SU90-33) où les valeurs isotopiques sont plus basses d'environ 0.4 ‰ après le retrait des masses de glace. Cette diminution dans les valeurs isotopiques peut être expliquée par les variations brutales du cours du Gulf Stream en réponse aux fluctuations liées à la fonte des icebergs et au forçage par les vents.

III. 5.2. Températures d'août

Un travail similaire a été fait avec les températures, sur les carottes où des comptages par espèces ont pu être réalisés. Les températures avant, pendant et après l'événement ont été reportées sur la figure 3-7. L'isotherme 10°C a été tracé: il représente approximativement la limite entre les eaux polaires et subpolaires. De façon à donner un point de comparaison, la figure 3-8 représente les isothermes 10°C et 20°C pour la période actuelle et les températures de surface d'août telles qu'elles sont données par l'Atlas Levitus. Il apparaît clairement que les températures avant la décharge d'icebergs, c'est à dire au milieu du stade isotopique 3 à 37.5 ka environ, sont très différentes des valeurs actuelles. Les eaux polaires sont présentes jusqu'à 40 ou 50 degrés de latitude Nord (alors qu'elles sont actuellement limitées à l'ouest de l'Atlantique, figure 3-8). Pendant la décharge d'icebergs, l'isotherme 10°C se déplace vers le

sud jusqu'à environ 40°N, une position proche de celle atteinte pendant le dernier maximum glaciaire (McIntyre *et al*., 1976) (figure 3-8). Après la décharge, l'isotherme 10°C remonte à des latitudes comparables à celles qu'il occupait avant (environ 45-50°N). Cependant, dans certaines carottes, les températures reconstruites après la décharge d'icebergs peuvent être plus chaudes d'environ 2°C que celles obtenues avant. C'est notamment le cas pour les carottes CH69-K09, SU90-05, SU90-44 et SU90-39. Cela a pu être expliqué grâce à une modélisation de la circulation thermohaline (Paillard et Labeyrie, 1994). Les icebergs déchargés dans l'Atlantique Nord au cours d'une débâcle ont pour conséquence essentielle d'entraver la circulation thermohaline. En effet, l'eau douce résultant de leur fonte provoque une diminution de la densité des eaux de surface qui ne peuvent plus plonger pour alimenter les bassins océaniques en eau profonde. Les eaux de surface chaudes et salées de la dérive Nord-Atlantique restent donc confinées à des latitudes plus basses ce qui provoque un refroidissement des hautes latitudes mais aussi par voie de conséquence un réchauffement des basses latitudes. Lorsque l'eau douce de fonte des glaces est dispersée (par diffusion, ...) ces eaux chaudes peuvent à nouveau être transportées vers le nord où l'apport de chaleur va réchauffer les eaux de surface.

III. 6. Conclusion

L'analyse détaillée d'une période de débâcles d'icebergs permet de mieux comprendre les mouvements des masses d'eau.

• La bordure marine de la Fennoscandie connaît manifestement des épisodes de débâcle enregistrés par les sédiments de la carotte ODP644 (Fronval *et al*., 1995) et qui sont très importants à la latitude de la carotte ENAM93-21.

• La zone de fonte des icebergs en provenance de la Laurentide est bien identifiée entre 45°N et 50°N. En revanche, la carotte SU90-33 au nord de 50°N enregistre un faible pic de matériel détritique (environ 20%) à fort caratère

scandinave (Revel *et al.*, sous presse) et qui n'est pas associé à une diminution du $\delta^{18}O$. Les icebergs qui se sont déchargés sur l'océan Atlantique Nord n'ont commencé à fondre qu'en approchant du front polaire, au contact des masses d'eau plus chaudes. La bande de latitude entre 50 et 60°N dans l'Atlantique n'enregistre donc que le réchauffement consécutif au retrait des icebergs.

Les changements de température et de salinité observés ont très vraisemblablement des conséquences importantes sur la circulation océanique profonde. Celle-ci a connu des variations notables au cours de la dernière période glaciaire (Sarnthein *et al.*, 1994; 1995), et il est donc intéressant de mettre ces changements en parallèle avec les événements de Heinrich. Dans ce but, L. Vidal (thèse, 1995) a étudié sur les mêmes carottes que celles présentées dans ce chapitre, l'évolution du $\delta^{18}O$ et du $\delta^{13}C$ des foraminifères benthiques. Cette étude simultanée de la répartition du ^{13}C dans les eaux profondes et des températures et salinités des eaux de surface permet de mettre en évidence des zones de convection potentielle. Avant la débâcle d'icebergs, les eaux chaudes et salées apportées par la dérive nord-Atlantique plongent au sud de l'Islande vers 60°N et alimentent le bassin ouest atlantique en eau profonde jusqu'à plus de 3000 m (les zones de convection profonde au cours de la période actuelle sont situées à plus haute latitude, en mers de Norvège). Pendant la débâcle, le nord de l'Atlantique est envahi par les icebergs, la zone de plongée se déplace au sud vers 50°N mais reste très localisée. Les eaux peuvent plonger jusqu'à 3000 m de profondeur. Après la débâcle, la situation hydrologique revient à ce qu'elle était avant l'arrivée des icebergs.

CHAPITRE 4

IV. Variabilité de l'hydrologie du bassin nord atlantique entre 60 et 10 ka et relation avec les événements de Heinrich

IV. 1. Introduction

Nous venons d'étudier par l'analyse détaillée du niveau de Heinrich 4, l'impact d'un tel événement sur l'hydrologie de l'Atlantique Nord. Dans ce chapitre, le premier paragraphe sera consacré à l'étude de la période comprise entre 60 et 10 ka et à celle des niveaux de Heinrich qui s'y trouvent. Pendant cette même période, les enregistrements isotopiques de la glace au Groenland montrent des oscillations rapides de la température de l'air de l'ordre de quelques centaines d'années: ce sont les événements de Dansgaard-Oeschger (Dansgaard *et al*., 1982). Nous avons, dans un deuxième paragraphe, examiné les relations entre ces différentes composantes de la variabilité climatique rapide.

IV. 2. Impact des décharges d'icebergs sur les eaux de surface depuis 60 ka.

Cette étude générale des niveaux de Heinrich sera faite à partir de deux carottes (SU90-08 et ODP609) situées dans la bande de latitude où la fonte est maximale.

IV. 2.1. Les enregistrements isotopiques depuis 60 ka

Au cours du stade isotopique 3 entre 59 et 24 ka, les signaux isotopiques de *G. bulloides* et *N. pachyderma* s. sont relativement parallèles (figure 4-1). Les valeurs de $\delta^{18}O$ pour les deux espèces augmentent lentement d'environ 1 ‰ au fur et à mesure que le volume de glace croît entre 50 et 20 ka. Les variations de la composition isotopique de l'eau de mer dues aux changements du volume de glace montrent une augmentation de 0.6 ‰ pendant la même période de temps (Labeyrie *et al*., 1987). Cela implique que les variations de température et de salinité locales doivent expliquer environ 0.4‰ du signal isotopique. Les valeurs du $\delta^{18}O$ de *G. bulloides* sont entre 0.5‰ et 1‰ plus légères que les valeurs de *N. pachyderma* s. ce qui confirme bien que *G. bulloides* vit dans des eaux plus chaudes (subpolaires).

A l'allure générale des enregistrements de $\delta^{18}O$, se surimposent des pics isotopiques légers qui sont la trace des débâcles de glace associées aux événements de Heinrich. C'est particulièrement vrai pour le signal isotopique de l'espèce *N. pachyderma* s. qui enregistre des minima isotopiques synchrones des pics de détritiques (matérialisés par la bande grisée sur la figure 4-1) d'amplitude comprise entre 0.5 et 2‰. En revanche, pour les niveaux de Heinrich 4 et 5, au cours du stade isotopique 3 entre 59 et 24 ka, l'espèce *G. bulloides* n'a pas le même comportement. Ainsi dans la carotte SU90-08 (pour laquelle l'enregistrement isotopique de *G. bulloides* est le plus complet), les diminutions du signal isotopique enregistrées par cette espèce sont postérieures aux diminutions isotopiques de

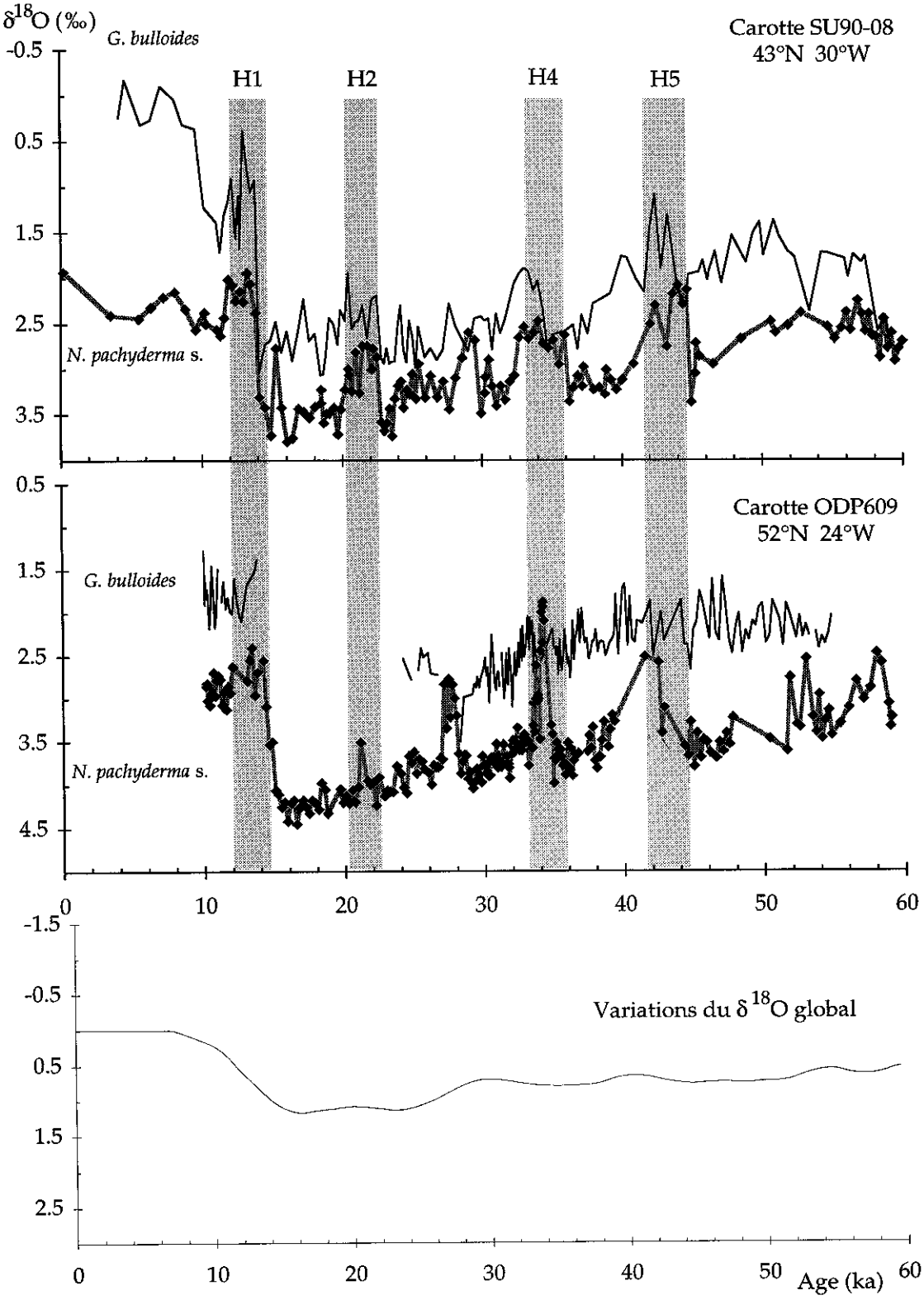


Figure 4-1: Variations du $\delta^{18}O$ des foraminifères planctoniques (*N. pachyderma* s. et *G. bulloides*) en fonction de l'âge pour les carottes SU90-08 et ODP609 (haut et milieu). En bas, variations du $\delta^{18}O$ global (correspondant aux variations du volume de glace global, Labeyrie *et al.*, 1987).

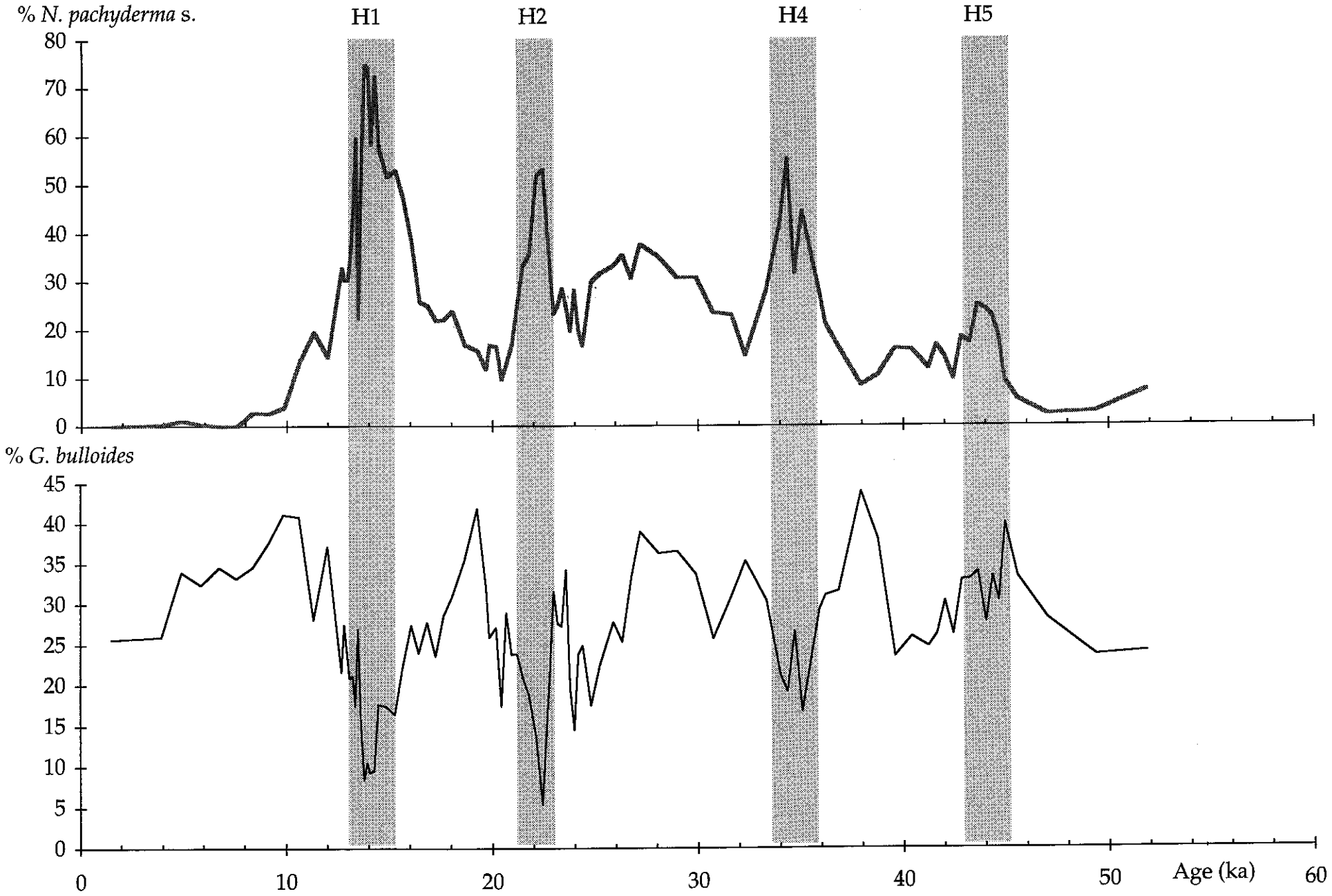


Figure 4-2: Variations des pourcentages de *N. pachyderma* s. et *G. bulloides* dans la carotte SU90-08 depuis 60 ka. Les niveaux de Heinrich ont été matérialisés en grisé.

N. pachyderma s. Les abondances respectives de ces deux espèces de part et d'autre du niveau de Heinrich, montrent que *N. pachyderma* s. devient l'espèce prédominante pendant le maximum du pic de matériel détritique du niveau de Heinrich, ce qui traduit la présence à cette période d'une masse d'eau polaire à la latitude de la carotte (figure 4-2). En revanche, *G. bulloides* est peu abondante dans ces niveaux alors que sa quantité augmente après le pic maximum d'éléments détritiques indiquant le retour de conditions hydrologiques plus tempérées. Du point de vue isotopique, cette espèce n'enregistre pas l'arrivée des icebergs au dessus du site mais un épisode de réchauffement postérieur comme nous l'avons montré pour le niveau H4. Le minimum isotopique de l'espèce *N. pachyderma* s. indique le phénomène de fonte locale des icebergs (auquel est associé le largage de détritiques) alors que le minimum isotopique de l'espèce *G. bulloides* est associé au réchauffement consécutif au retrait des eaux polaires. La succession « débâcle d'icebergs-réchauffement des eaux de surface » permet d'expliquer le déphasage qui existe entre les enregistrements isotopiques des deux espèces.

Pendant le niveau de Heinrich 2 qui se produit au cours du dernier maximum glaciaire à environ 21 ka, la diminution de composition isotopique en oxygène liée à la débâcle d'icebergs est synchrone pour les deux espèces *G. bulloides* et *N. pachyderma* s. Après la décharge d'icebergs, le $\delta^{18}O$ de *G. bulloides* enregistre un réchauffement comme lors des niveaux de Heinrich du stade 3.

Le niveau de Heinrich 1 est associé au réchauffement lié à la déglaciation. *N. pachyderma* s. et *G. bulloides* enregistrent le même signal isotopique pour toute la durée de l'événement avec un décalage dans les courbes de $\delta^{18}O$ d'environ 1 ‰ qui correspond à leur différence d'habitat.

IV. 2.2. Paléotempératures et paléosalinités

Les calculs de température et de salinité ont été effectués sur la carotte SU90-08 pour laquelle nous disposions à la fois du $\delta^{18}O$ des foraminifères planctoniques et des reconstitutions de températures. Les résultats sont présentés figure 4-3.

Chaque diminution du $\delta^{18}O$ de *N. pachyderma* s. correspondant aux niveaux de Heinrich est associée à une diminution de température (qui peut atteindre 2 à 3°C). Or, à l'équilibre isotopique, une baisse de température de 1°C conduit à une augmentation de la composition isotopique en oxygène du foraminifère de 0.25 ‰ (les autres paramètres étant supposés constants). La diminution de température est donc compensée dans le $\delta^{18}O$ de *N. pachyderma* s. par une diminution de la salinité des eaux de surface. Cependant, l'impact des débâcles massives d'icebergs sur la température et la salinité des eaux de surface n'est pas la même selon la situation hydrologique et climatique dans laquelle ils se produisent.

Pour les niveaux de Heinrich 5 et 4, qui ont lieu au cours du stade isotopique 3 pendant une période relativement chaude, le minimum isotopique enregistré par *N. pachyderma* s., associé au maximum d'abondance des grains détritiques, peut être lié à une fonte locale des icebergs à l'approche des eaux chaudes. Après le maximum d'abondance d'éléments détritiques, le minimum de $\delta^{18}O$ de *N. pachyderma* s. et celui de *G. bulloides* seraient plutôt liés à une augmentation de la température dont les valeurs deviennent équivalentes à ce qu'elles étaient avant la débâcle d'icebergs (environ 14°C pour le niveau H5 et 11°C pour le niveau H4). La salinité ne remontant pas aussi brutalement que la température, les valeurs du $\delta^{18}O$ des *N. pachyderma* s. restent faibles pendant encore 2000 ans malgré un retour à des températures équivalentes à celles d'avant l'événement (figure 4-4). La fonte au cours du stade isotopique 3 est donc probablement

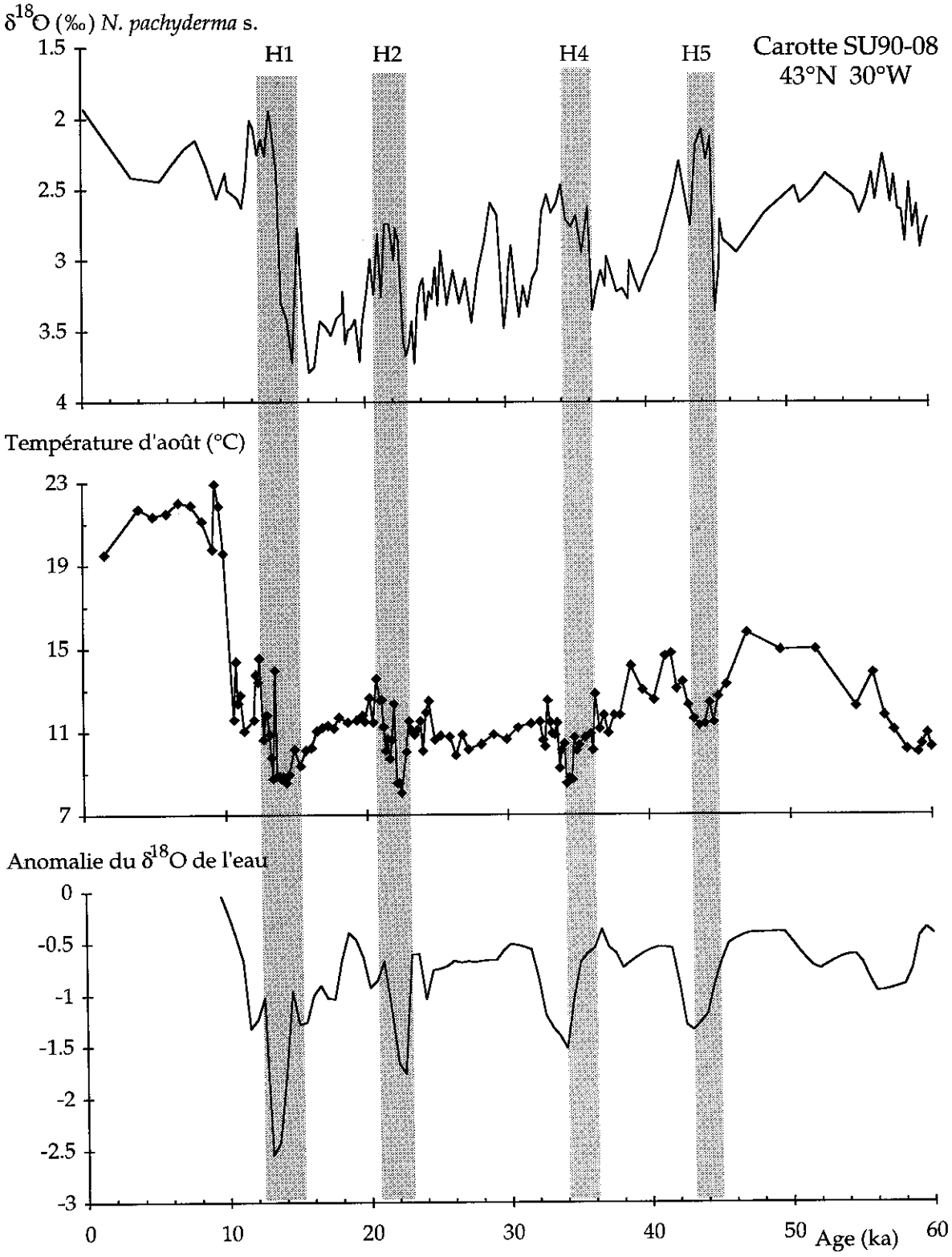


Figure 4-3: Variations du $\delta^{18}O$ de *N. pachyderma* s. (en haut), de la température du mois d'août (au milieu) et de l'anomalie de $\delta^{18}O$ de l'eau (en bas) depuis 60 ka pour la carotte SU90-08. Les événements de Heinrich ont été dessinés en grisé.

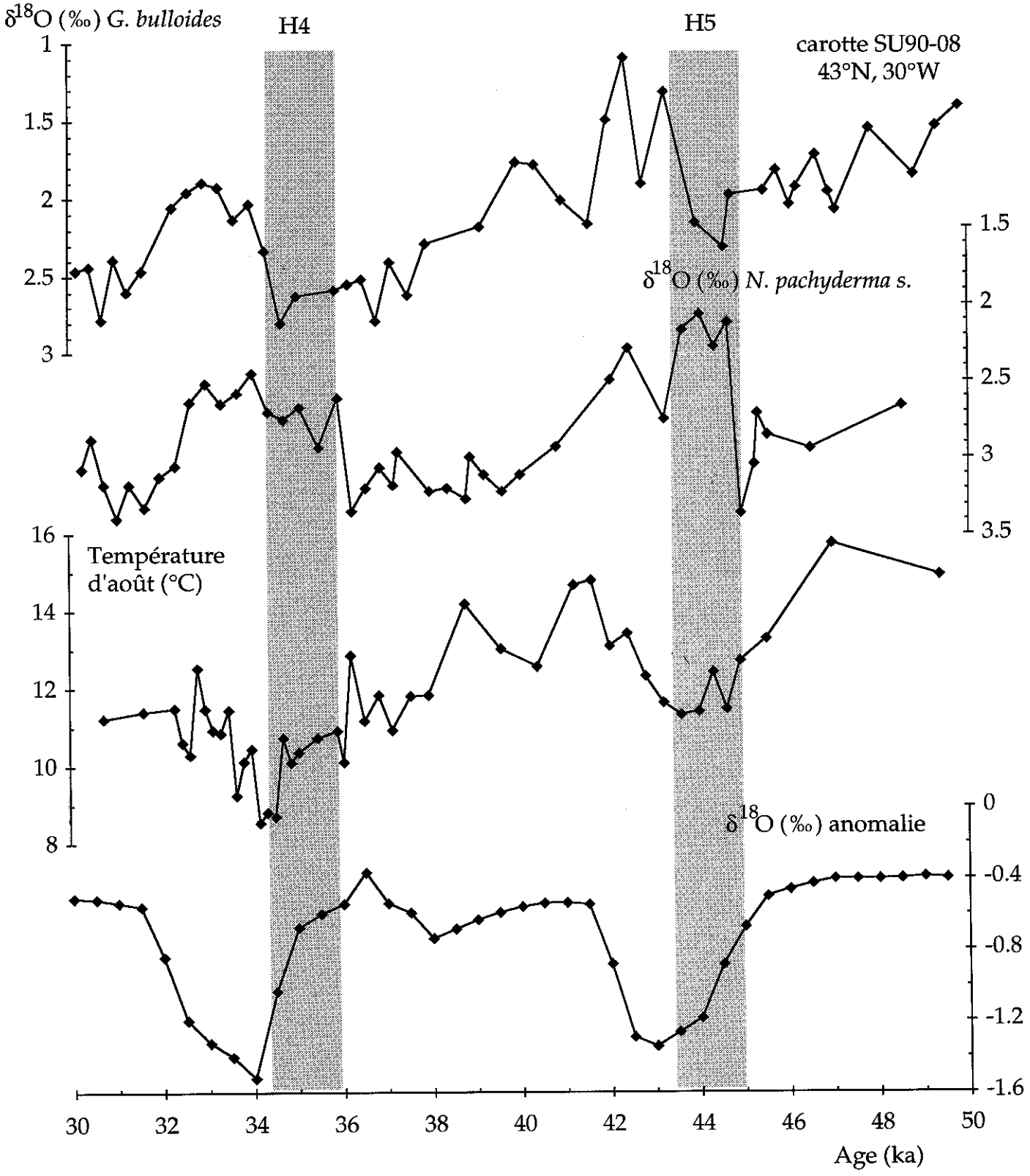


Figure 4-4: de haut en bas: enregistrements de la composition isotopique en oxygène de *G. bulloides*, de *N. pachyderma* s., de la température et de la salinité entre 30 et 50 ka dans la carotte SU90-08. Les niveaux de Heinrich H4 et H5 ont été identifiés par une bande grisée.

associée au réchauffement lié à la proximité des eaux chaudes entre 43 et 45°N.

Les niveaux de Heinrich H2 et H1 se produisent respectivement, au cours du dernier maximum glaciaire (environ 20 ka) et de la déglaciation (environ 14 ka). Pendant ces deux événements, les températures des eaux de surface baissent d'environ 2°C pour atteindre des valeurs de 8 à 9°C (alors que cette même température au cours du maximum glaciaire était de 10 à 11°C environ). Les variations de salinité associées sont également très importantes avec une baisse de 0.8 à 1.5 ‰ d'anomalie de la composition isotopique de l'eau.

Les changements hydrologiques associés aux débâcles d'icebergs présentent donc la même signature quel que soit le contexte hydrologique et climatique d'ensemble. Les modifications climatiques en Atlantique Nord provoquées par les événements de Heinrich montrent toutes une évolution comparable avec une diminution de température due à une décharge d'icebergs provoquant une baisse de salinité qui se prolonge pendant le réchauffement consécutif au retrait des eaux de fonte. Ils peuvent donc être assimilés à un élément caractéristique de la dynamique des calottes de glace en interaction avec l'hydrologie du nord de l'Atlantique et indépendants du contexte climatique global.

IV. 3. Relations glace-océan dans l'hémisphère nord

L'étude de la réflectance des sédiments a montré que les carottes situées entre 50 et 55°N mettaient en évidence les variations rapides de température de l'air enregistrées dans les glaces du Groenland et les événements plus violents mais moins fréquents correspondants aux niveaux de Heinrich (Cortijo *et al*, 1995). Le but de ce paragraphe est d'examiner plus en détail les relations entre ces deux types d'événements.

En mer de Norvège, à 68°N:

Fronval *et al*. (1995) ont montré que, dans le forage ODP644 à 68°N en mer de Norvège, les variations du pourcentage d'éléments détritiques enregistrent aussi des oscillations comparables aux événements de Dansgaard-Oeschger. Par contre, les pics de fonte associés aux niveaux de Heinrich ne sont pas aisément identifiables dans l'enregistrement isotopique de l'oxygène de *N. pachyderma* s. Il semblerait que le forage ODP644, proche du plateau continental norvégien, serait sous l'influence directe des apports fennoscandinaves et ne présenterait pas la variabilité particulière associée aux événements de Heinrich. Ces auteurs ont montré, à partir de l'étude du pourcentage des espèces de foraminifères planctoniques, qu'à aucun moment les eaux de surface à cette latitude ne se réchauffaient après un maximum d'éléments détritiques. Les oscillations rapides du pourcentage d'éléments détritiques dans les sédiments de la mer de Norvège sont semblables à l'enregistrement des événements de Dansgaard-Oeschger et montrent au contraire que l'hydrologie locale a surtout été affectée par l'évolution des bordures marines des calottes de glace de la mer de Norvège plutôt que par des débâcles importantes d'icebergs.

Dans le sud de la mer de Norvège et le nord de l'Atlantique Nord:

Dans le cadre d'une collaboration entre T. Rasmussen (laboratoire NIOZ, Texel) et le CFR, nous disposons des données de composition isotopique de *N. pachyderma* s. mais aussi de susceptibilité magnétique et d'abondance de foraminifères de la carotte ENAM93-21 (62°N, 3°W) localisée au sud de la mer de Norvège, au nord des îles Faeroes. Cette carotte est située dans une zone clé pour la circulation océanique car elle subit à la fois l'influence des eaux de surface de la mer de Norvège et celles du nord de l'Atlantique. Chaque maximum de susceptibilité magnétique dans cette carotte correspond à un interstade chaud et chaque minimum à un stade

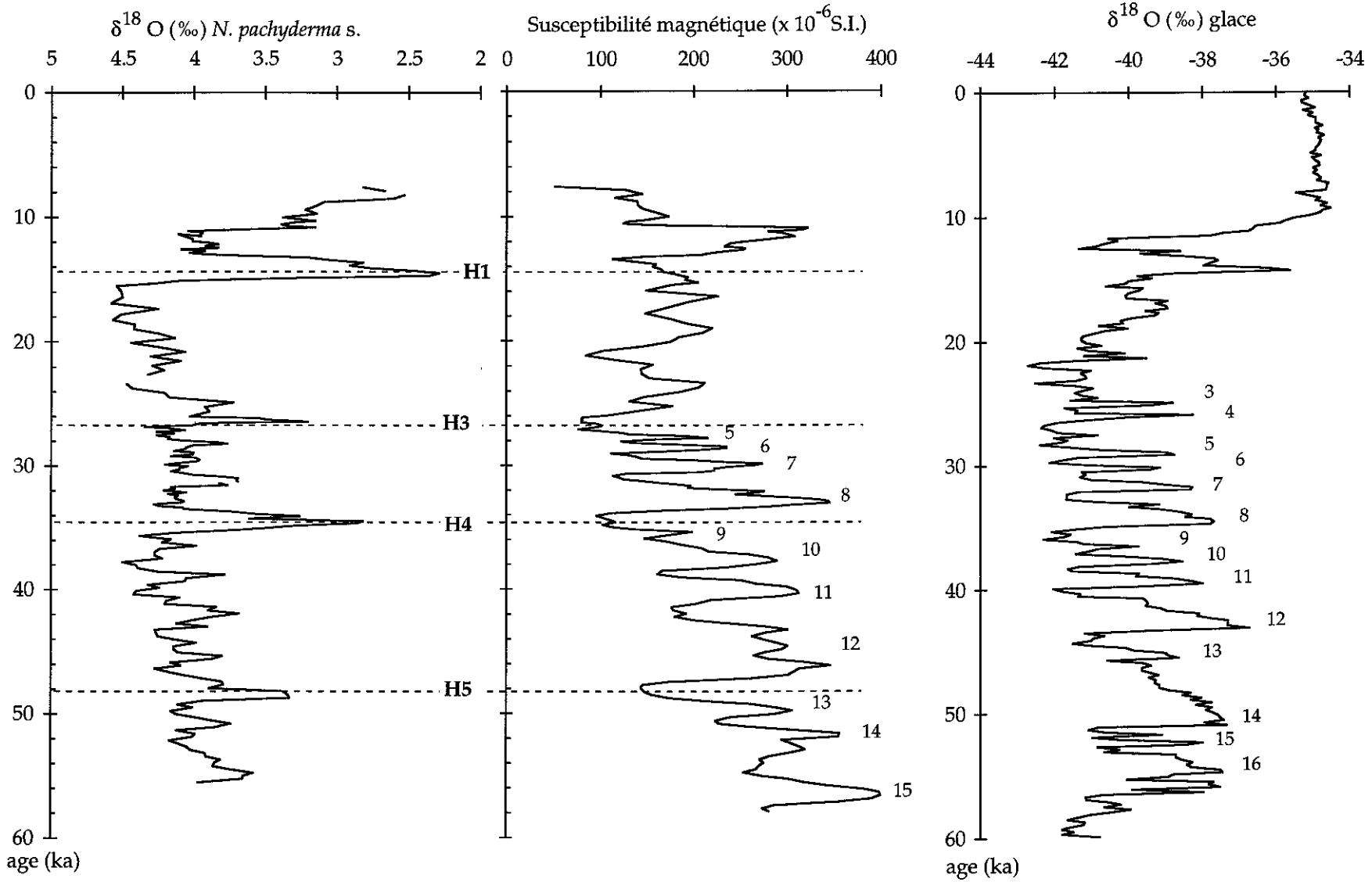


Figure 4-5: A gauche: enregistrement de la composition isotopique de l'oxygène de *N. pachyderma* s. dans la carotte ENAM93-21 en fonction de l'âge, au milieu: enregistrement de susceptibilité magnétique de cette même carotte; à droite: enregistrement isotopique de l'oxygène de la glace au site GRIP (l'échelle d'âge de la carotte de glace n'est pas rigoureusement identique à celle de la carotte marine). Les différentes oscillations ont été répertoriées en adoptant la numérotation de GRIP (Dansgaard et al, 1993) et les niveaux de Heinrich sont identifiés de H1 à H5. (Rasmussen, en préparation)

froid (cf. chapitre 2), mis en évidence par les fluctuations du pourcentage de foraminifères planctoniques polaires et subpolaires (Rasmussen *et al.*, en préparation). Chacun des creux dans l'enregistrement de susceptibilité magnétique est corrélable à une diminution du $\delta^{18}O$, traduisant une variation à la fois dans l'origine des éléments magnétiques et dans l'hydrologie de surface (l'arrivée des icebergs à 62°N provoque un refroidissement de l'eau de surface et leur fonte conduit à une baisse de salinité) (figure 4-5). Ces changements sont très semblables à ceux des oscillations de la température de l'air observées au Groenland (Dansgaard *et al.*, 1982; 1993). Outre les oscillations semblables aux événements de Dansgaard-Oeschger, la composition isotopique en oxygène de *N. pachyderma* s. et la susceptibilité magnétique dans cette carotte enregistrent des anomalies associées aux niveaux de Heinrich (figure 4-5). En effet, chaque niveau de Heinrich identifié par une forte diminution du $\delta^{18}O$ de *N. pachyderma* s. est suivi par une augmentation du pourcentage de foraminifères sub-polaires (comme par exemple, *N. pachyderma* à enroulement dextre).

Dans la zone située au nord de 50°N dans l'Atlantique, Bond *et al.* (1993) ont montré qu'au site V23-81 (54°N) le pourcentage de l'espèce polaire *N. pachyderma* s. enregistrait une variabilité semblable à celle observée dans la composition isotopique de la glace du Groenland, suggérant ainsi que les oscillations de la température de l'air au Groenland et celles des masses d'eau polaire en Atlantique Nord étaient liées. De plus, les débâcles d'icebergs provoquées par les événements de Heinrich sont enregistrées dans cette carotte pendant les périodes où le pourcentage de *N. pachyderma* s. est maximum, c'est à dire pendant le maximum de froid. Nous avons pu vérifier cette observation dans la carotte SU90-39 à partir des enregistrements de réflectance et de susceptibilité magnétique qui montrent respectivement les événements de Dansgaard-Oeschger et les niveaux de Heinrich (Cortijo *et al.*, 1995a).

En Atlantique Nord entre 40 et 50°N:

Tous les paramètres étudiés dans différentes carottes (réflectance des sédiments, pourcentage de grains détritiques et de *N. pachyderma* s., composition isotopique des foraminifères planctoniques, ...) montrent que seuls les niveaux de Heinrich sont visibles dans cette bande de latitude (Cortijo *et al*., 1995a). A chacun des niveaux de Heinrich enregistré dans les sédiments de l'Atlantique Nord correspond un refroidissement important de la température de l'air au Groenland suivi immédiatement par un réchauffement de grande ampleur. Bender *et al*. (1994) ont montré que ces réchauffements étaient également marqués dans l'enregistrement isotopique du deutérium de la glace au site Vostok en Antarctique. Cela suggérerait que les réchauffements consécutifs aux débâcles d'icebergs pourraient avoir un impact global.

IV. 4. Mécanismes de mise en place des niveaux de Heinrich et de Dansgaard-Oeschger.

Les mécanismes associés aux débâcles d'icebergs en Atlantique Nord et en mer de Norvège et les liens entre ces deux types de variabilité restent encore à élucider. La calotte de glace est un élément essentiel du système climatique à cette période et il est important de connaître les différents mécanismes qui peuvent l'affecter au cours d'un événement rapide. Deux modèles principaux ont été proposés pour expliquer le comportement des calottes au cours d'un événement de Heinrich. Le premier est adapté d'un modèle proposé par Denton et Hughes (1983) et fait intervenir les caractéristiques ductiles de la glace lors d'une remontée de niveau marin. La calotte connaît une phase de croissance pendant laquelle elle est freinée par la friction de sa base sur le socle. Pendant cette période, elle est de forme concave et augmente de volume. Le niveau marin relatif augmente suite à l'enfoncement isostasique de la calotte. Progressivement, la glace atteint la côte et, les frottements étant de plus en plus réduits au fur et à mesure qu'elle étend sa bordure marine, elle se répand

rapidement dans l'océan. La calotte prend une forme convexe et se rompt alors en icebergs qui envahissent le nord de l'Atlantique. Ce modèle avait été initialement construit pour expliquer les variations glaciaire-interglaciaire. Il ne s'applique que partiellement aux débâcles d'icebergs liées aux niveaux de Heinrich parce que les variations de masse de la calotte sont probablement trop faibles pour provoquer une forte réaction isostatique.

Le second modèle, développé par MacAyeal (1993a; 1993b), attribue un rôle important aux propriétés physiques à la fois du substratum et de la glace. La calotte de glace au fur et à mesure de sa croissance connaît des modifications importantes de ses propriétés physiques. La température à la base de la calotte s'accroît en raison de l'augmentation du poids de glace et donc des frottements mais aussi à cause du flux géothermique sous la calotte. Tant que cette température n'excède pas la valeur de la température de fusion à la base, il ne se passe rien et le volume de glace continue à augmenter. Par contre, dès que la valeur de la température de fusion est atteinte, la base de la calotte se met à fondre, formant ainsi une couche lubrifiante qui peut entraîner la masse de glace vers l'océan (là où l'accès est possible). Ce phénomène se reproduit de façon quasi-périodique.

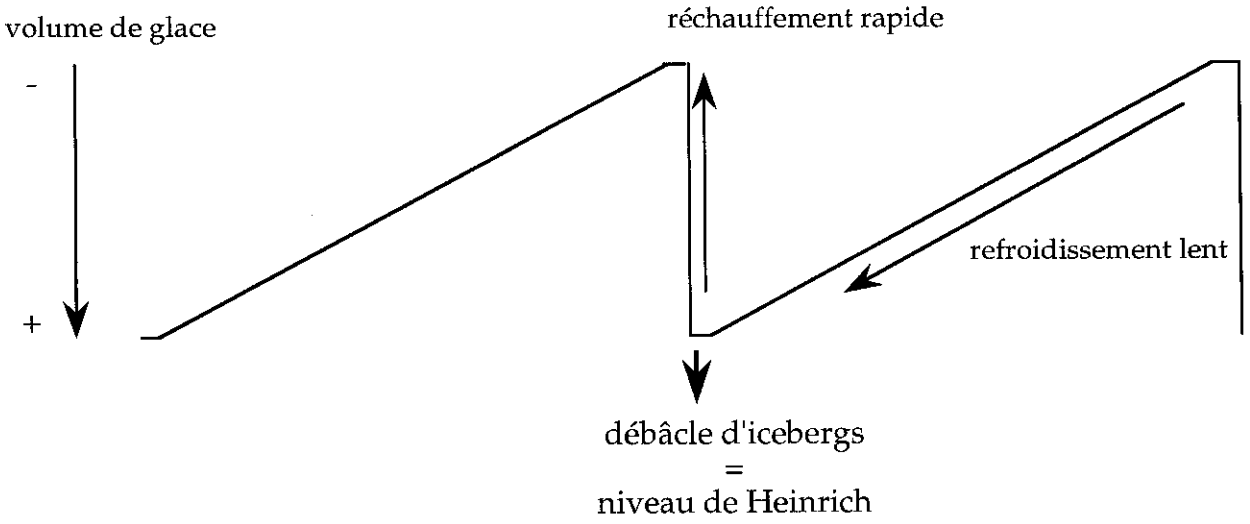
La dynamique interne de la glace peut donc être à l'origine des grandes débâcles d'icebergs observées, l'océan réagissant alors aux variations des calottes de la Laurentide et/ou de la Fennoscandie.

On peut aussi supposer que l'océan Atlantique Nord, en interaction avec le système climatique global connaît lui aussi une variabilité interne qui induit des variations climatiques (température...). Les calottes de glace peuvent alors être affectées et se désagréger partiellement en icebergs. Néanmoins, des études de modélisation tendent à montrer que les changements de température de l'air ne peuvent pas, seuls, provoquer de débâcles d'icebergs équivalentes à celles observées pendant les événements de Heinrich (Oerlemans, 1993).

Les oscillations très rapides de la température de l'air au dessus du Groenland ne s'enregistrent dans l'océan qu'aux latitudes supérieures à 50°N dans l'Atlantique Nord et, nous l'avons vu, sont donc probablement liées à l'évolution locale des calottes de Fennoscandie et de Groenland. Par contre, les niveaux de Heinrich sont surtout visibles en Atlantique Nord entre 40 et 60°N environ et sont donc plutôt à mettre en relation avec la dynamique de la calotte Laurentide. La bordure nord de l'Atlantique est donc sous l'influence climatique de la Laurentide et de l'ensemble mer de Norvège-calottes de glace environnantes. On peut donc proposer un mécanisme dans lequel les oscillations les plus longues seraient gouvernées par les fluctuations de la Laurentide alors que les oscillations les plus rapides seraient plus liées aux fluctuations des calottes du Groenland et de Fennoscandie (figure 4-6). Il faut cependant noter que Paillard (1995b) a reproduit toutes ces oscillations climatiques (« petites » comme les Dansgaard-Oeschger ou « grandes » comme les Heinrich) à partir d'un modèle ne faisant intervenir qu'une seule calotte, la Laurentide. Cependant, les données obtenues dans les différentes carottes de la mer de Norvège et de l'Atlantique montrent que deux mécanismes distincts interviennent.

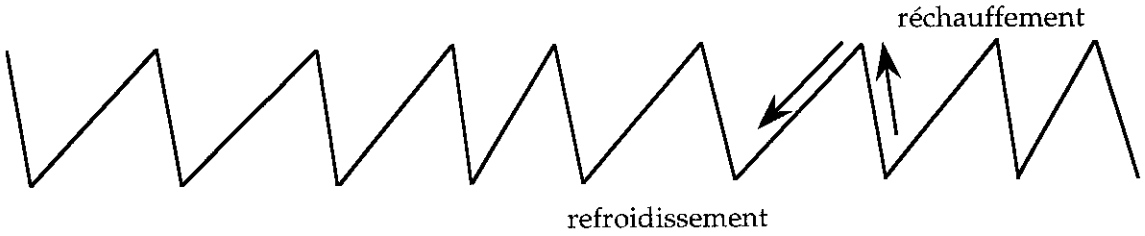
1- Quand le volume de glace est minimum, les eaux de surface de l'Atlantique Nord et du sud de la mer de Norvège sont relativement chaudes et les précipitations permettent l'augmentation progressive du volume de glace de la Laurentide et de la Fennoscandie. L'enregistrement isotopique de la température de l'air au dessus du Groenland montre un refroidissement progressif et les masses d'eau polaire se déplacent vers le

1- dynamique liée à la calotte de glace de la Laurentide



2- dynamique liée aux calottes de glace de Fennoscandie et du Groenland

oscillations rapides de la température de l'air
=
événements de Dansgaard-Oeschger



3- Enregistrement dans le Nord de l'Atlantique (>50°N) et dans le sud de la mer de Norvège

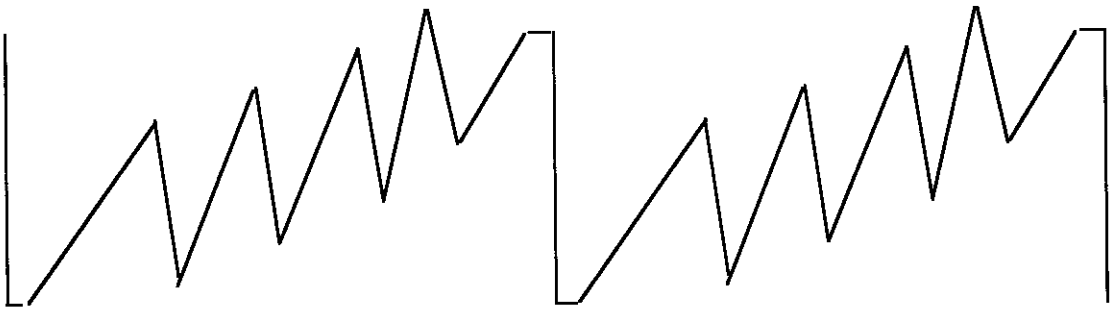


Figure 4-6: Schématisation des procesus observés. 1- les oscillations du volume de glace de la Laurentide provoquent des débâcles d'icebergs au nord de 40°N dans l'Atlantique; 2- c'est la dynamique des calottes de glace de Fennoscandie et peut-être du Groenland qui est responsable des oscillations de petite amplitude; 3- les sédiments de l'Atlantique Nord et la mer de Norvège enregistrent à la fois les deux types d'oscillations.

sud. A partir d'un seuil dans l'augmentation de son volume, la Laurentide est déstabilisée et se désagrège en icebergs qui se répandent sur tout le nord de l'Atlantique et y relâchent des éléments détritiques. Un niveau de Heinrich est alors enregistré dans les sédiments. La circulation thermohaline est affectée et ralentie par cette arrivée de glace et donc d'eau de fonte. Lorsque l'essentiel de cette eau douce est résorbée, la circulation thermohaline se rétablit et un réchauffement se produit dans les systèmes océanique et atmosphérique (Paillard et Labeyrie, 1994).

2- Les instabilités de la Fennoscandie (et peut-être du Groenland) sont plus fréquentes (environ tous les 2000 ans) que celles de la Laurentide mais de moins grande amplitude, probablement à cause du plus petit volume des calottes ou de l'absence de grands couloirs d'érosion comme la baie d'Hudson pour la Laurentide. L'étude de la carotte ODP644 montre que seule la bordure marine de la calotte subit de réels changements. Les icebergs qui sont libérés au cours de ces modifications sont entraînés vers le sud et fondent au contact des eaux plus chaudes au sud de la mer de Norvège et au nord de l'Atlantique. L'enregistrement de ces débâcles dans les sédiments jusqu'à environ 50°N correspond à l'équivalent des événements de Dansgaard-Oeschger. Ces petites oscillations se surimposent aux larges oscillations climatiques provoquées par la Laurentide dans une bande de latitude comprise entre 50 et 62°N environ.

CHAPITRE 5

V. Le climat pendant la dernière période interglaciaire était-il stable ou instable?

V. 1. Introduction

Au cours de la dernière période glaciaire, les calottes de glace continentales de l'hémisphère nord étaient très développées et leurs fluctuations permettent d'expliquer la variabilité climatique rapide observée dans l'Atlantique Nord. Il était admis jusqu'à très récemment que le climat des périodes interglaciaires était beaucoup plus stable que celui des périodes glaciaires à cause de la faible extension des glaces continentales en période chaude. C'était en particulier le cas pour la dernière période interglaciaire entre 128 et 113 ka appelée sous-stade isotopique 5e, ou Eémien selon la terminologie continentale (Imbrie *et al.*, 1984). Les différentes reconstructions climatiques montrent que les températures étaient au moins aussi chaudes que pendant l'Holocène (CLIMAP Project Members, 1984) et que le niveau marin devait être de 4 à 7 m supérieur à l'actuel (Lambeck et Nakada, 1992).

Or, des résultats récents obtenus sur une carotte de glace montrent que les températures de l'air au dessus du Groenland ne paraissent pas stable pendant cette période (GRIP Members, 1993; Jouzel *et al*., 1994). Deux forages GRIP et GISP2 ont été réalisés l'un sur le dôme central de la calotte (Summit ou GRIP) et l'autre à une vingtaine de kilomètres (GISP2), pour limiter les problèmes associés à l'écoulement de la glace. Les enregistrements de la composition isotopique en oxygène de la glace montrent une similarité tout à fait remarquable durant toute la dernière période glaciaire jusqu'à environ 100 ka, mais présentent des résultats différents pour les couches plus anciennes (figure 5-1). Pour les niveaux antérieurs à 100 ka, les strates de glace dans GISP2 sont déformées, rendant l'enregistrement inexploitable (Grootes *et al*., 1993; Alley *et al*., 1993). Pendant la même période, la glace du forage GRIP semble être en bon état et les valeurs isotopiques montrent une variabilité de grande amplitude. Des périodes plus chaudes que le climat actuel (d'environ 3°C (GRIP Members, 1993)) sont entrecoupées par de brutales diminutions de température d'une amplitude pouvant atteindre 10°C et dont la durée, extrêmement variable, peut être très courte (entre 70 et 5000 ans) (Dansgaard *et al*., 1993).

Ces brusques variations de température sont difficiles à expliquer en l'absence d'importantes calottes de glace dont les instabilités peuvent être source de variabilité, aux hautes latitudes de l'hémisphère nord. Les résultats obtenus sur la carotte GRIP remettent en cause l'idée que le climat reste stable pendant une période interglaciaire. Des variations de 10°C de la température atmosphérique telles qu'elles sont enregistrées dans GRIP sont nécessairement associées à des variations similaires dans le système couplé océan-atmosphère et devraient donc être enregistrées dans les sédiments marins de l'Atlantique Nord. C'est dans cette optique que nous avons étudié le dernier stade interglaciaire dans trois carottes de sédiment marin situées en mer de Norvège et en Atlantique Nord. Nous avons d'une part analysé les isotopes stables de l'oxygène et du carbone ($\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$) dans les

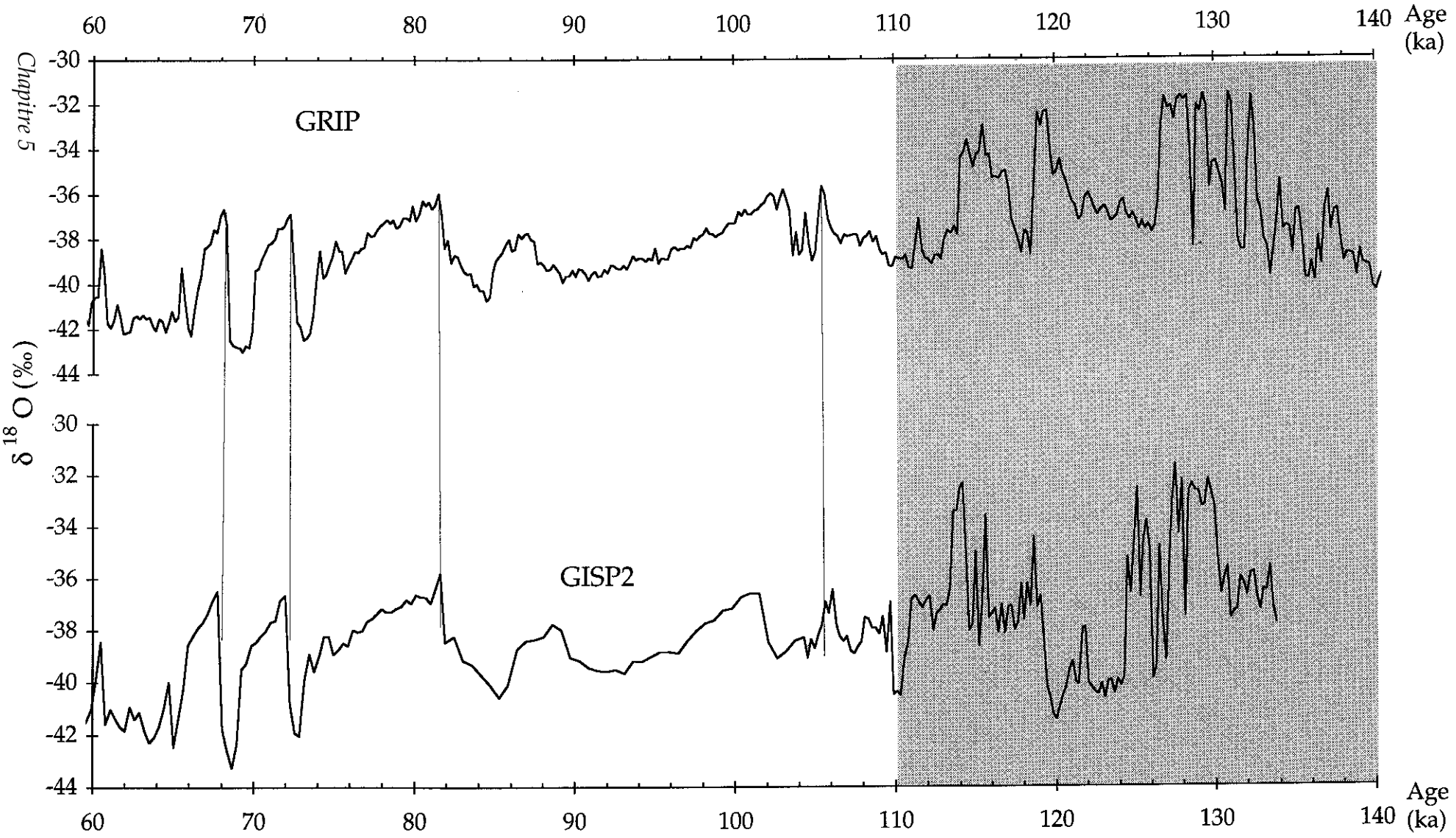


Figure 5-1: Comparaison des enregistrements des compositions isotopiques en oxygène des carottes de glace groenlandaises GRIP et GISP2 entre 60 et 140 ka. La rectangle grisé souligne la période pendant laquelle les deux enregistrements sont en désaccord: le signal de GISP2 n'a aucune signification parce que les strates de glace sont perturbées alors que dans GRIP se problème n'existe pas.

foraminifères planctoniques et benthiques et d'autre part réalisé des études micropaléontologiques de la faune de foraminifères planctoniques.

V. 2. L'Eémien en Atlantique Nord et en Mer de Norvège

V. 2.1. Echelles d'âge

Nous avons construit la stratigraphie des trois carottes étudiées (tableau 5-1) à partir de l'échelle SPECMAP en calant les enregistrements de $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques au début et à la fin du sous-stade isotopique 5e pris respectivement à 128 et 113 ka (Martinson *et al.*, 1987). L'échelle d'âge est obtenue par interpolation linéaire entre ces deux points. L'erreur moyenne attachée aux âges ainsi obtenus est comprise entre 2 ka et 5 ka, à cause de l'incertitude liée à SPECMAP (Imbrie *et al.*, 1984).

Carotte	Latitude	Longitude	Profondeur (m)	Taux sédim. (cm/ka)
V27-60	72°11'N	08°35'E	2525	5.3
NA87-25	55°11'N	14°44'W	2320	8.1
SU90-39	52°34'N	21°56'W	3955	6.5

Tableau 5-1 : Localisation des carottes et taux de sédimentation calculés pour la période du dernier interglaciaire.

Le taux de sédimentation, suivant les carottes, varie entre 5 et 8 cm/ka sur cette période de temps. Les variations les plus courtes enregistrables ont donc une durée comprise entre 250 et 500 ans. L'échelle d'âge ainsi obtenue n'est pas directement comparable à celle des enregistrements glaciaires qui est construite grâce à un modèle d'accumulation de la neige. L'âge du début du

stade 5e est par exemple estimé dans la glace au Groenland à environ 134 ka (contre 128 ka dans l'océan) (Dansgaard *et al*., 1993).

V. 2.2. Résultats

Dans la carotte V27-60, en Mer de Norvège, l'enregistrement du $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques montre que la transition II (entre le stade isotopique glaciaire 6 et le sous-stade interglaciaire 5e) a une amplitude de 1.2 ‰ (figure 5-2a). Elle correspond aux seules variations de volume de glace (Labeyrie *et al*., 1987). Par contre, dans les deux carottes de l'Atlantique Nord (NA87-25 (figure 5-2b) et SU90-39 (figure 5-3)), l'amplitude du signal $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques pour cette même transition est de 2 ‰ environ, soit 0.8 ‰ en excès par rapport au signal de volume de glace. Cela correspond à un réchauffement d'environ 3°C des eaux profondes qui traduit une réorganisation majeure de l'océan profond pendant cette transition (Labeyrie *et al*., 1987; Sarnthein et Tiedemann, 1990). La déglaciation associée à la transition II est aussi très clairement enregistrée par les valeurs de la composition isotopique de l'oxygène des foraminifères planctoniques. Le calcul du $\delta^{18}O$ de l'eau de mer de surface dans les deux carottes de l'Atlantique Nord (figures 5-2b et 5-3), après correction du fractionnement isotopique lié à la température, montre que les valeurs diminuent d'environ 1 ‰ entre 130 et 125 ka au moment de la déglaciation. La diminution correspondante de salinité pour cette période est d'environ 2 unités.

Tout au long du plateau du sous-stade isotopique 5e, entre 125 et 118 ka environ, le $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques montre que le volume des glaces continentales garde une valeur constante et minimale dans les trois carottes étudiées (figures 5-2 et 5-3). Par contre, la température des eaux de surface en été n'évolue pas de la même façon dans ces trois enregistrements.

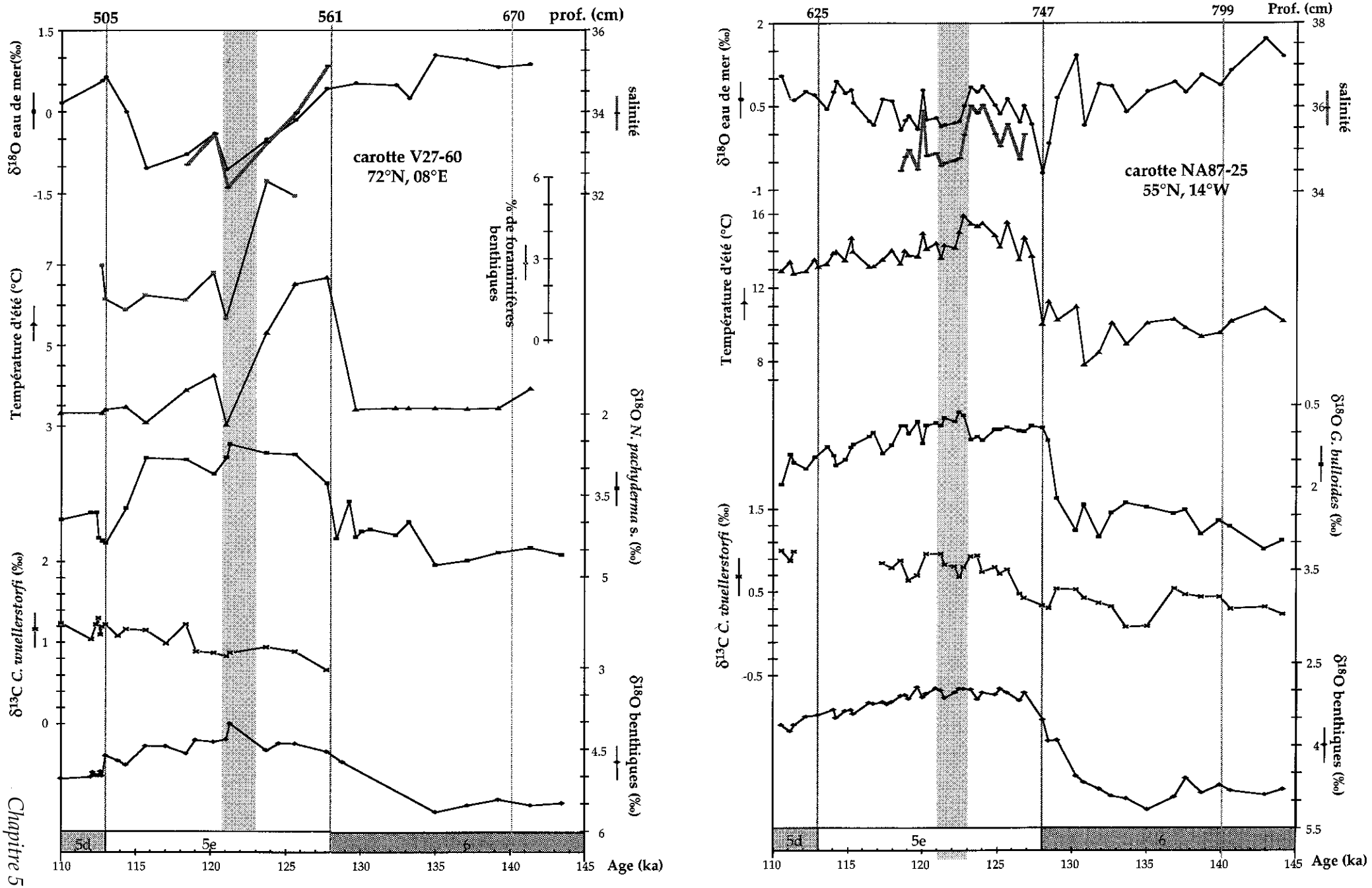


Figure 5-2: Enregistrements obtenus sur les carottes V27-60 (à gauche) et NA87-25 (à droite) entre 110 et 145 ka. De haut en bas, le $\delta^{18}O$ de l'eau de mer, la salinité pendant la période où le volume de glace est constant, le pourcentage de foraminifères benthiques (carotte V27-60), la température d'été, le $\delta^{18}O$ de *N. pachyderma* s. (carotte V27-60) et de *G. bulloides* (carotte NA87-25), le $\delta^{13}C$ de *C. wuellerstorfi* et le $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques (*C. wuellerstorfi+U. peregrina*). Les limites des stades isotopiques ont été indiquées et le refroidissement brutal enregistré en mer de Norvège est matérialisé en grisé.

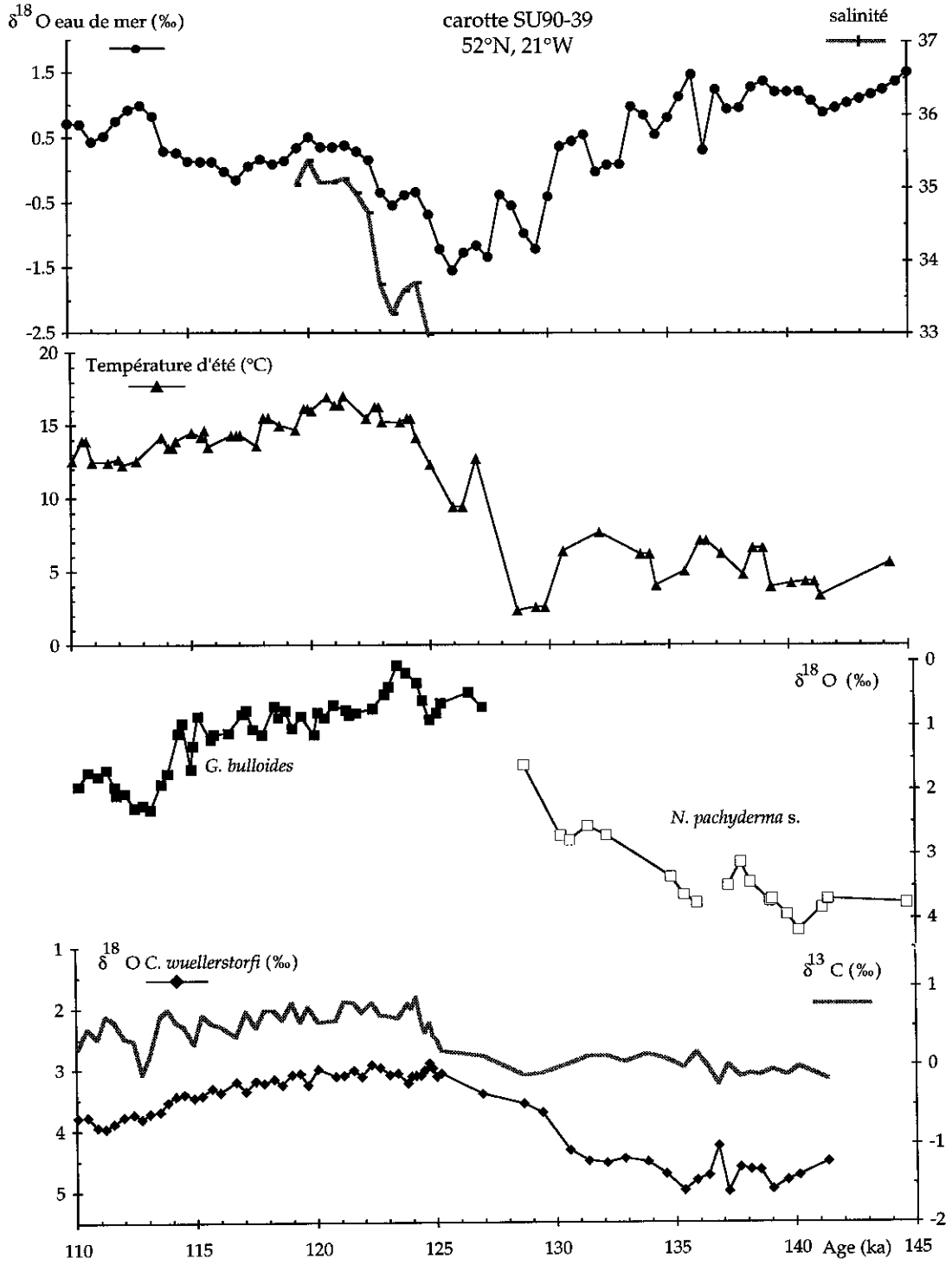


Figure 5-3: de haut en bas: composition isotopique de l'eau de mer et salinité pendant la période où le volume de glace est constant, température d'été, composition isotopique des foraminifères planctoniques (*G. bulloides* quand la température est supérieure à 10°C et *N. pachyderma* s. quand elle est inférieure à 10°C) et composition isotopique en oxygène et carbone de *C. wuellerstorfi* dans la carotte SU90-39 entre 110 et 145 ka.

- dans la carotte V27-60 à 72°N en mer de Norvège, la température d'été des eaux de surface est équivalente à la température actuelle avec des valeurs d'environ 7°C au début du stade isotopique 5e (environ 125 ka). Ces valeurs diminuent d'environ 4°C dès 123 ka, au milieu du dernier stade interglaciaire (figure 5-2a).
- Parallèlement, en Atlantique Nord, les températures d'été, enregistrées par les foraminifères planctoniques dans la carotte NA87-25 à 54°N sont environ 1.5°C supérieures à celles de l'Actuel au début du stade 5e (ce qui est conforme aux reconstitutions de CLIMAP (CLIMAP Project Members, 1984)) puis diminuent brutalement de 2°C à 123 ka (figure 5-2b). Enfin, dans la carotte SU90-39 à 51°N les températures d'été des eaux de surface au début du stade isotopique 5e sont également 2°C supérieures à celles de l'Actuel, mais elles diminuent régulièrement jusqu'au stade 5d et ne présentent aucun « décrochement » à 123 ka (figure 5-3).

Les variations de salinité associées à cette diminution de température sont importantes dans la carotte V27-60 en Mer de Norvège avec une chute de 35.2 à 32.5 unités à 123 ka, et presque insignifiantes en Atlantique Nord avec une diminution d'environ 1 unité de salinité à la même période. Enfin, les variations de $\delta^{13}C$ des *C. wuellerstorfi* renseignent sur la ventilation des eaux profondes. Plus le $\delta^{13}C$ est élevé, mieux les eaux sont ventilées et donc plus la formation d'eau profonde est active. Ces variations montrent une légère diminution autour de 123 ka au nord de 54°N ce qui indiquerait un ralentissement dans la formation des eaux profondes. La carotte SU90-39 située à 52°N et à 3950 mètres de profondeur n'enregistre pas de variations notables dans le $\delta^{13}C$ des foraminifères benthiques parce qu'elle n'est pas située dans la même masse d'eau que la carotte NA87-25.

Ces études nous ont permis de montrer que le système océanique pendant la dernière période interglaciaire n'avait pas connu de variations de température équivalentes à celles enregistrées dans GRIP. Une telle conclusion

a également été obtenue dans d'autres études à partir de sédiment marin de l'Atlantique Nord (Keigwin *et al*., 1994; McManus *et al*., 1994) qui montrent que la production des eaux profondes Atlantique n'a pas connu de variations majeures au cours de l'Eémien. Enfin, les reconstitutions de température obtenues à partir de pollens dans l'enregistrement lacustre de la Grande Pile (Vosges) montrent sur cette période une certaine stabilité autour de 18°C et ne présentent aucun accident (Guiot *et al*., 1993) (figure 5-4).

Cependant, il apparaît clairement que la mer de Norvège à 72°N a connu une reprise de conditions glaciaires avant même la fin du stade isotopique 5e sans que la circulation océanique profonde en soit largement affectée. Les hypothèses formulées pour expliquer cette brutale diminution de température sont nombreuses. Cette baisse de température et de salinité peut être due à un apport accru d'eau douce aux hautes latitudes de l'hémisphère nord. En effet, les températures au début de l'Eémien aux moyennes latitudes étaient environ 1.5°C plus chaudes que pendant la période actuelle. Cette température plus élevée a pu causer une augmentation des précipitations aux hautes latitudes et donc augmenter l'apport d'eau douce dans l'océan Arctique par les grands fleuves sibériens. Une autre cause invoquée est liée à l'augmentation de la fonte de glace de mer en mer de Norvège. En effet, l'augmentation de l'apport d'eau douce en mer Arctique a pu contribuer à augmenter la quantité de glace de mer qui s'y est formée (Mysak *et al*., 1990) ce qui a provoqué un flux d'eau douce vers la mer de Norvège. Enfin, le niveau marin à l'Eémien étant 4 à 7 m plus haut que pendant la période actuelle (Lambeck et Nakada, 1992), des eaux peu salées en provenance du Pacifique ont pu également provoquer une anomalie de salinité en mer de Norvège (Shaffer et Bendtsen, 1994).

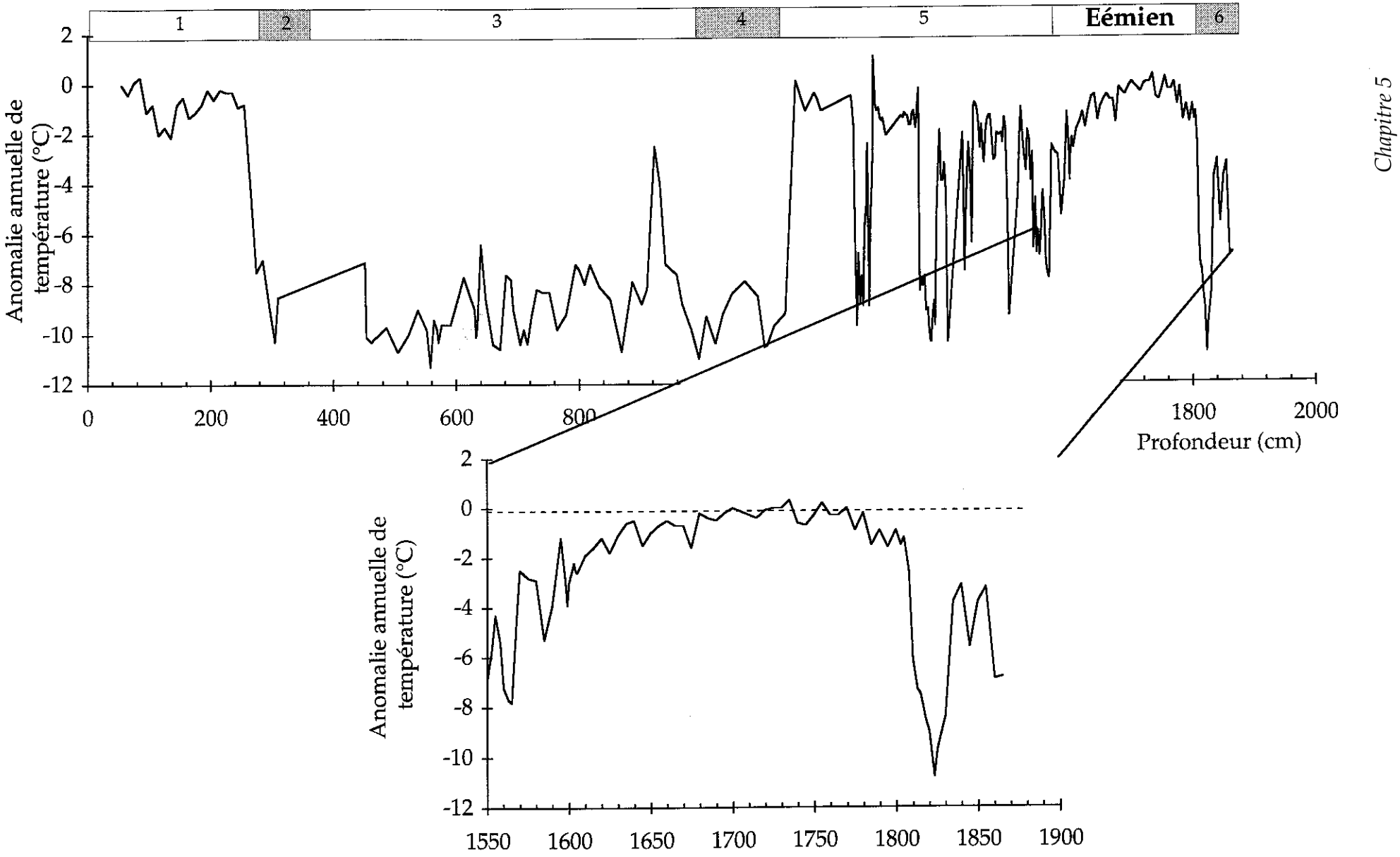


Figure 5-4: Anomalie annuelle de température au site de la Grande Pile (Vosges) reconstituée à partir de la différence entre les températures reconstruites par les pollens et la température actuelle en fonction de la profondeur avec un gros plan sur l'Eémien (données communiquées par Joël Guiot, Laboratoire de botanique historique et palynologie). En haut, les stades isotopiques marins ont été indiqués.

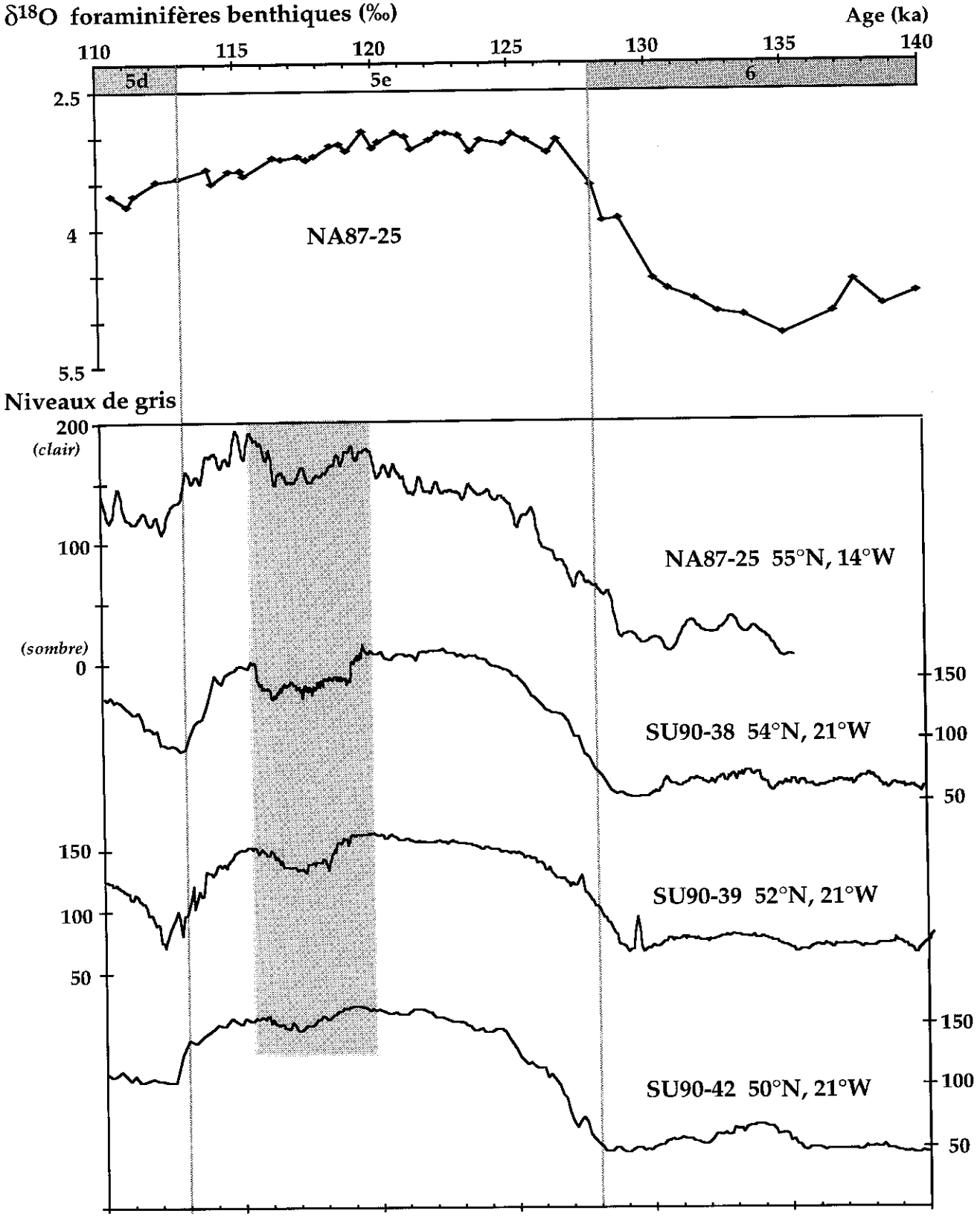


Figure 5-5: en haut, enregistrement de la composition isotopique des foraminifères benthiques de la carotte NA87-25; en bas, enregistrements de la réflectance des sédiments marins dans 4 carottes de l'Atlantique Nord. Ces enregistrements présentent tous un "creux" au milieu du stade isotopique 5e (rectangle grisé). L'échelle de temps est construite à partir de la carotte de référence SPECMAP, l'erreur associée est d'environ 2 à 5 ka (Imbrie et al, 1984).

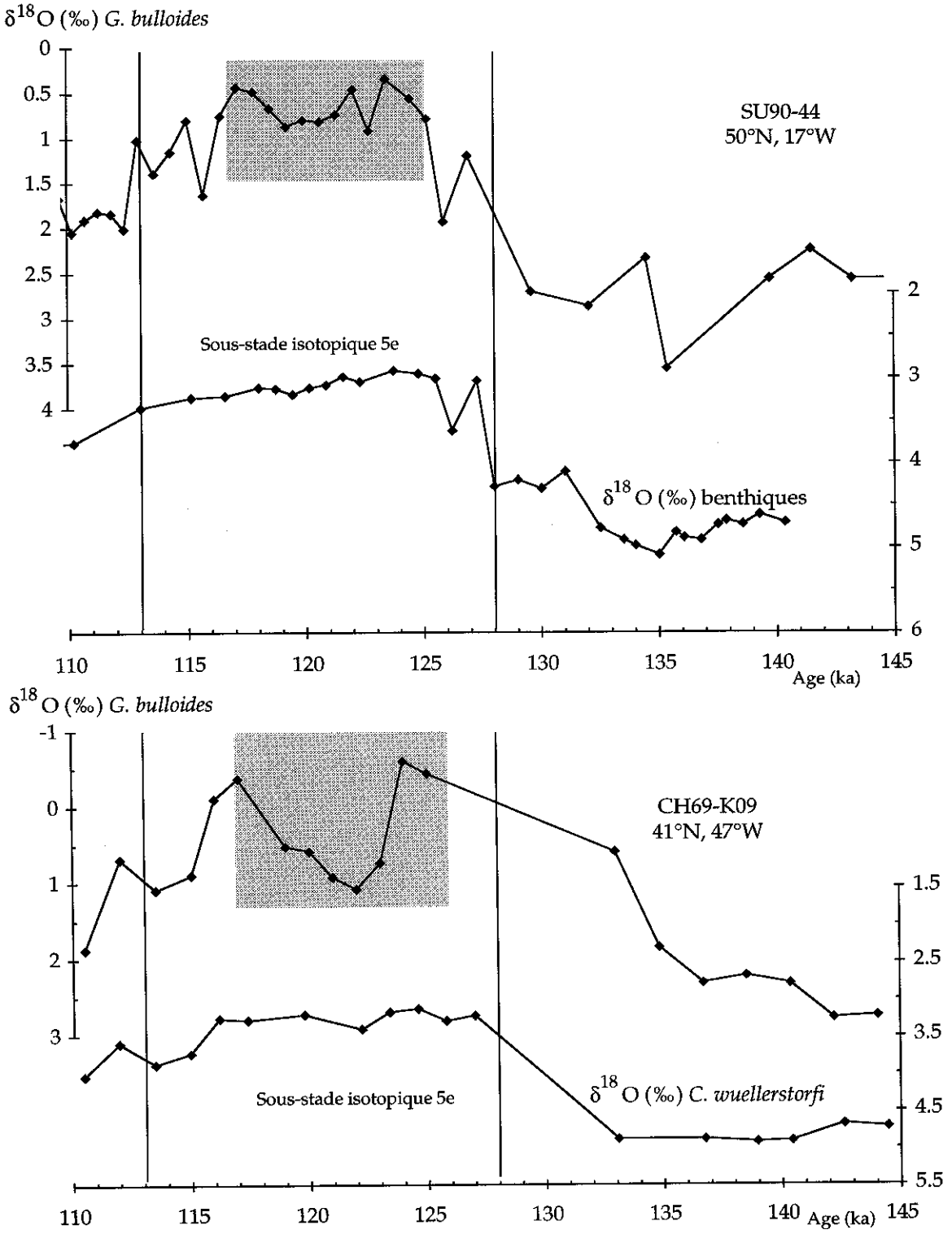


Figure 5-6: enregistrements de la composition isotopique en oxygène de *G. bulloides* et des foraminifères benthiques (*C. wuellerstorfi* et *U. peregrina*) pendant le sous-stade isotopique 5e (113-128 ka, délimité par deux traits verticaux) dans les carottes SU90-44 (en haut) et CH69-K9 (en bas). Le rectangle grisé matérialise la période de temps pendant laquelle le $\delta^{18}O$ de *G. bulloides* augmente alors que le volume de glace reste constant.

Plus simplement, cette diminution de température au milieu du sous stade 5e est peut-être la conséquence directe de la diminution de l'insolation aux hautes latitudes de l'hémisphère nord durant cette même période (Berger *et al*., soumis à Climate Dynamics).

V. 3. Discussion et conclusion

La variabilité climatique au cours de la dernière période interglaciaire fait encore l'objet de recherches. En effet, les grandes calottes de glace étaient réduites à leur volume minimal et ne devaient couvrir, dans l'hémisphère nord, qu'une partie du Groenland. Les décharges d'icebergs et les oscillations des calottes qui permettent d'expliquer les fluctuations climatiques rapides pendant les périodes glaciaires ne peuvent plus être la cause d'une importante variabilité climatique en période interglaciaire. De plus, les constantes de temps impliquées dans les variations de l'insolation sont, là encore, supérieures à la durée des événements enregistrés par GRIP. Cependant, l'insolation à 65°N est maximale à environ 128 ka et commence à décroître 2 ka après pour atteindre une valeur minimale à 116 ka, alors que le volume de glace sur les continents reste constant et minimum jusqu'à environ 118 ka.

D'importantes questions restent donc encore posées pour résoudre « l'énigme » liée à la dernière période interglaciaire. Bien que les reconstitutions de température et de salinité des eaux de surface de l'Atlantique Nord ne semblent pas plaider en faveur de modifications majeures dans la circulation océanique, des indicateurs plus qualitatifs tels que les variations de niveaux de gris du sédiment (exposé au chapitre 1 et figure 5-5) ou les courbes d'abondance de pollens (Thouveny *et al*., 1994) enregistrent des oscillations plus ou moins prononcées au cours du sous-stade isotopique 5e. Dans la carotte SU90-44 (figure 5-6), la composition isotopique en oxygène de *G. bulloides* enregistre des variations qui ne peuvent pas être expliquées par des variations de la température des eaux de surface (M. Vautravers, thèse en préparation). Il

en est de même dans la carotte CH69-K9, dans laquelle le $\delta^{18}O$ de *G. bulloides* enregistre une augmentation de près de 1 ‰ à environ 125 ka. Dans cette carotte, les températures des eaux de surface paraissent stables mais la barre d'erreur sur les reconstitutions peut atteindre 3°C à cause de l'absence d'assemblages équivalents dans la faune actuelle. Cela peut être dû au fait que, pendant cette période, la faune planctonique est diverse, constituée à la fois d'espèces subtropicales et subpolaires traduisant peut-être une grande variabilité dans la position du front polaire.

Les moyennes latitudes de l'hémisphère nord, entre 40°N et 50°N, semblent donc avoir enregistré une certaine variabilité dans les températures. La compréhension de la dernière période interglaciaire nécessite donc une étude approfondie d'un plus grand nombre de carottes pour comprendre les mécanismes impliqués.

V. 4. Article Cortijo *et al.*, 1994.

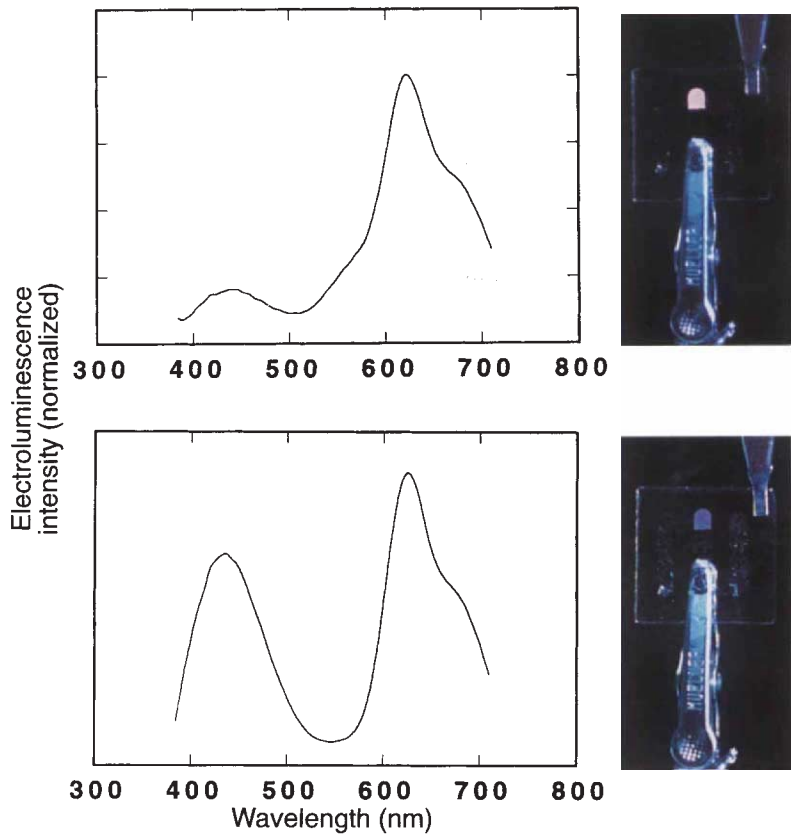


FIG. 4 Voltage dependence of electroluminescence from a 50:1 IV/II blend in a PBD polymer-blend LED using a Ca/Al electrode on a polymer layer deposited by spinning on the ITO substrate. Top, at 22 V (100% duty cycle); bottom, at 28 V (20% duty cycle). At each voltage, the electroluminescence spectrum is shown, together with a photograph of the operating LED.

blend-polymer LEDs may not give the colour tunability necessary for a colour screen, we foresee the possibility of controlling phase separation in order to control or suppress exciton transfer, and we also expect to be able to develop new materials with reduced emission bandwidth, if necessary. The basic limits on the development of polymeric electroluminescent colour screens are more to be found in the instability of the devices, leading to degradation of polymer LEDs during operation. The degradation experienced by our multicolour devices is not dissimilar to that found to occur in the single-colour devices under development, and will benefit from progress in the latter field. □

Received 4 July; accepted 24 October 1994.

1. Burroughes, J. H. *et al. Nature* **347,** 539–541 (1990).
2. Brown, A. R. *et al. Appl. Phys. Lett.* **61,** 2793–2795 (1992).
3. Burn, P. L. *et al. J. chem. Soc., chem. Commun.* 32–34 (1992).
4. Braun, D. & Heeger, A. J. *Appl. Phys. Lett.* **58,** 1982–1984 (1991).
5. Greenham, N. C., Moratti, S. C., Bradley, D. D. C., Friend, R. H. & Holmes, A. B. *Nature* **365,** 628–630 (1993).
6. Kraft, A. *et al. Synth. Met.* **55,** 936–941 (1993).
7. Zhang, C., Hoger, S., Pakbaz, K., Wudl, F. & Heeger, A. J. *J. electron. Mater.* **22,** 413–417 (1993).
8. Vestweber, H. *et al. Adv. Mater.* **4,** 661–662 (1992).
9. Grem, G., Leditzky, G., Ullrich, B. & Leising, G. *Adv. Mater.* **4,** 36–37 (1992).
10. Grem, G. & Leising, G. *Synth. Met.* **57,** 4105–4110 (1993).
11. Gustafsson, G. *et al. Nature* **357,** 477–479 (1992).
12. Dyreklev, P. *et al. Adv. Mater.* (in the press).
13. Ohmori, Y., Uchida, M., Muro, K. & Yoshino, K. *Solid. St. Commun.* **80,** 605–608 (1991).
14. Braun, D., Gustafsson, G., McBranch, D. & Heeger, A. J. *J. appl. Phys.* **72,** 564–568 (1992).
15. Greenham, N. C., Brown, A. R., Bradley, D. & Friend, R. H. *Synth. Met.* **57,** 4134–4138 (1993).
16. Gill, R. E., Malliaras, G. G., Wildeman, J. & Hadziioannou, G. *Adv. Mater.* **6,** 132–135 (1994).
17. Themans, B., Salaneck, W. R. & Bredas, J. L. *Synth. Met.* **28,** C359–C364 (1989).
18. Berggren, M. *et al. Adv. Mater.* **6,** 488–490 (1994).
19. Berggren, M. *et al. J. appl. Phys.* (1994).
20. Berggren, M. *et al. Appl. Phys. Lett.* **65,** 1489–1491 (1994).
21. Agranovich, V. M. & Galanin, M. D. *Electronic Excitation Energy Transfer in Condensed Matter* (North-Holland, Amsterdam, 1982).
22. de Gennes, P. G. *Scaling Concepts in Polymer Physics* (Cornell Univ. Press, 1979).
23. Parker, I. D. *J. appl. Phys.* **75,** 1656–1666 (1994).

ACKNOWLEDGEMENTS. We thank P. Dyreklev and N. Ljungkvist for discussions. This work was supported by the Swedish Research Council for Engineering Sciences (TFR).

Chapitre 5

Eemian cooling in the Norwegian Sea and North Atlantic ocean preceding continental ice-sheet growth

E. Cortijo*, J. C. Duplessy*, L. Labeyrie*, H. Leclaire*, J. Duprat† & T. C. E. van Weering‡

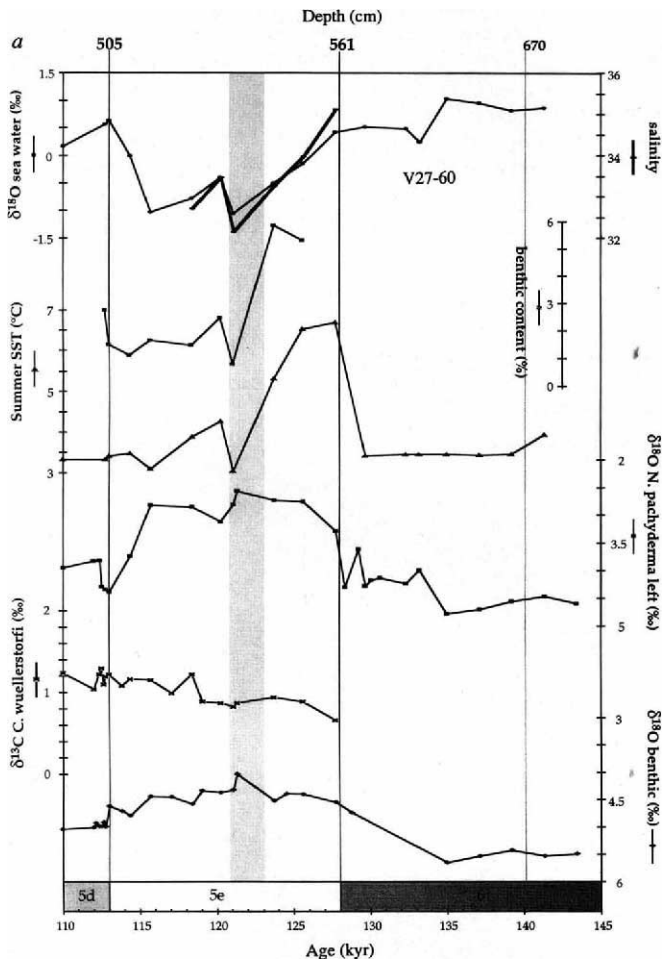
* Centre des Faibles Radioactivités, Laboratoire mixte CNRS-CEA, 91198 Gif sur Yvette Cedex, France
† Département de Géologie et Océanographie, Université de Bordeaux 1, 33405 Talence, France
‡ Nederlands Instituut voor Onderzoek der Zee, Postbox 59, 1790 AB den Burg, Texel, The Netherlands

CHANGING conditions in the North Atlantic region may drive global climate changes[1,2]. According to previous reconstructions of the last interglacial (the Eemian), North Atlantic sea surface temperatures (SSTs) were similar to present-day values[3]. In the Norwegian Sea, even warmer conditions appeared as a single pulse of short duration[4,5], whereas the Greenland ice record suggests that the warm interglacial air temperatures were interrupted by several cold periods[6]. Here we use faunal and stable-isotope analyses of foraminifera in two sediment cores from the North Atlantic ocean and Norwegian Sea to reconstruct high-resolution records of SST and sea surface salinity (SSS) during the Eemian interglacial. Our results, which differ significantly from the Greenland record[6], show a sharp decrease in SST and SSS of the Norwegian Sea, associated with a more moderate cooling and freshening of the North Atlantic at the middle of isotope substage 5e, several millennia before the

beginning of continental ice-sheet growth. Changes in the Norwegian Sea surface conditions appear to have represented an important climate change affecting global atmospheric and thermohaline circulations.

We analysed two sediment cores, V27-60 from the Norwegian Sea and NA87-25 from the North Atlantic on the crest of the Feni ridge[7]. We measured $\delta^{18}O$ values of benthic foraminifera for stratigraphy and several palaeoclimate proxies for surface waters; planktonic foraminiferal $\delta^{18}O$, SST and salinity estimates. ($\delta^{18}O$ is the relative deviation of the $^{18}O/^{16}O$ ratio in a sample from that in the PDB standard). Both cores have a high sedimentation rate. Data for the period 145–110 kyr before present (BP) are plotted in Fig. 1. In the Norwegian Sea core V27-60, the glacial–interglacial shift of $\delta^{18}O$ associated with the transition between isotope stages 6 and 5e (termination II) corresponds to the value of 1.2‰ attributed solely to global ice volume variations[8]. For the same event, the North Atlantic core NA87-25 records a benthic $\delta^{18}O$ shift of 2‰. The 0.8‰ excess corresponds to a warming of ~3.5 °C around 55° N, reflecting a major reorganization of the deep ocean during the glacial to interglacial transition. Values of $\delta^{13}C$ have been measured for *Cibicides wuellerstorfi* in both cores ($\delta^{13}C$ is the relative deviation of the $^{13}C/^{12}C$ ratio in a sample from that in the PDB standard). As observed in cores from most oceanic basins[9], the general trend of the $\delta^{13}C$ signal is a progressive increase from isotope stage 6 to substage 5d, on which oscillations of smaller amplitude are superimposed.

Summer (July–September average) SST estimates are based on a micropalaeontological transfer function[10] from planktonic foraminiferal assemblages. Core V27-60 indicates a short warm period immediately after the transition between isotope stages 6 and 5, with summer SST close to 7 °C, similar to the modern value (Fig. 1*a*). These surface conditions were a consequence of the thermohaline circulation which carried warm and saline



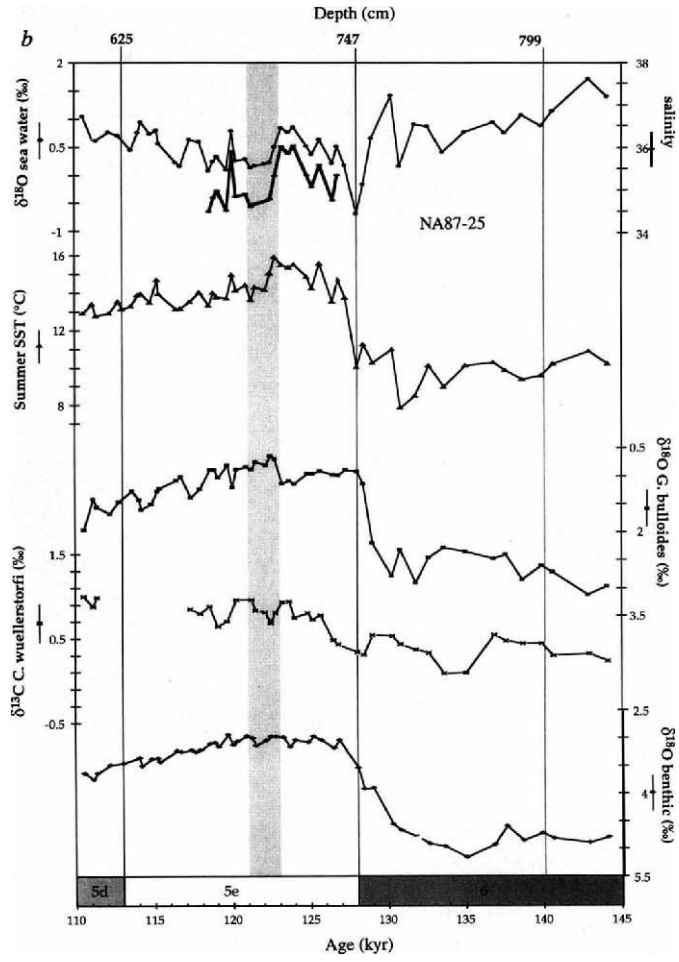


FIG. 1 Data from the two sediment cores. *a*, Norwegian core V27-60 (72° 11′ N, 08° 35′ E, 2,525 m); *b*, Atlantic core NA87-25 (55° 11′ N, 14° 44′ W, 2,320 m). Shown from bottom to top are benthic $\delta^{18}O$, *Cibicides wuellerstorfi* $\delta^{13}C$, planktonic $\delta^{18}O$, sea surface temperature (SST), benthic content (for core V27-60), sea surface salinity and seawater $\delta^{18}O$ records. (The vertical lines show the transition between stages 6–5e and 5e–5d.)

METHODS. Ages have been estimated by correlating the benthic $\delta^{18}O$ records with the SPECMAP stack[30], giving an age of 128 kyr for the transition between isotope stages 6 and 5e, and 113 kyr for the 5d–5e transition. The shaded vertical bar shows the cooling and freshening of surface water at 123 kyr. The error on this age estimate is ~2 kyr, due to the error of the SPECMAP timescale[30]. The benthic $\delta^{18}O$ values have been measured on *Cibicides wuellerstorfi* and *Oridorsalis tener* in core V27-60 (ref. 8), and on *C. wuellerstorfi* and *Melonis barleanum* in core NA87-25. All the isotope values were corrected by a constant factor of +0.64‰ for *C. wuellerstorfi*, +0.37‰ for *O. tener* and +0.40‰ for *M. barleanum* to account for the departure of these species from isotopic equilibrium[8,31]. At both transition levels (between stages 6–5e and 5e–5d) benthic $\delta^{18}O$ values are significantly higher than interglacial values, indicating the presence of a significant amount of ice on the continents. In cores V27-60 and NA87-25, the sedimentation rates are 5.3 and 8.1 cm kyr^{-1}, respectively, and our mean sampling resolution is 750 and 500 yr, respectively. The standard error of our SST estimates, which was derived from the statistics on the ten best analogues, is 1.3 °C. This is similar to that obtained by calculating SST estimates for each of the 617 core-tops of the Gif data base and comparing them with the modern data. The warming observed during the beginning of substage 5e is therefore significant.

Chapitre 5

waters towards the high latitudes. The high SST appeared as soon as the continental ice volume ($\delta^{18}O$ benthic record) reached a minimal value, but they decreased abruptly to 3.5 °C (similar to glacial values) in the middle of substage 5e. This cooling was not associated with any significant continental ice volume variation. Assuming a constant sedimentation rate during isotope substage 5e, we estimated that the warm conditions did not last more than 5,000 years and disappeared around 123 kyr ago. This conclusion, which rests on the benthic $\delta^{18}O$ stratigraphy, differs from that proposed by Kellogg[5], who used carbonate and planktonic $\delta^{18}O$ as stratigraphic markers and concluded that warm conditions occurred at the end of isotope substage 5e.

In the North Atlantic, after the penultimate deglaciation, summer SST in core NA87-25 rose to 15.5 °C and were 1.7 °C warmer than today (Fig. 1*b*). Subtropical species such as *Globorotalia truncatulinoides* (right coiling) and *Globorotalia hirsuta*[11] were then present, indicating that warm waters from the Gulf Stream flowed as far north as 55° N. However, high SSTs did not last throughout the whole of substage 5e. Rather, they decreased sharply by 2 °C around 123 kyr BP, at the same time as the major cooling of the Norwegian Sea. They remained close to modern values until substage 5d, when they cooled to 10.5 °C. During the transition between isotope substages 5e and 5d, SST changed first slowly and then cooled rapidly after the growth of large amounts of continental ice, in agreement with ref. 12.

We measured planktonic $\delta^{18}O$ variations of *Neogloboquadrina pachyderma* (left coiling) in core V27-60 and *Globigerina bulloides* in core NA87-25. Using planktonic $\delta^{18}O$ values and SST estimates, we reconstructed surface water $\delta^{18}O$ variations during substage 5e by solving the palaeotemperature equation[13] and assuming that planktonic foraminifera deposited their shells in isotopic equilibrium with the growth temperature, T^* (ref. 14). T^* is (summer SST − 1 °C) for *G. bulloides* in the range 8–22 °C, and (summer SST − 2.5 °C) for *N. pachyderma* (left coiling) in the range 2–10 °C (ref. 14). The statistical error is ±0.3‰ for $\delta^{18}O$, and ±0.6 for salinity estimates. The sea surface $\delta^{18}O$ variations depend on several parameters: (1) changes in global ice volume, (2) changes in the balance of evaporation, precipitation and runoff, and (3) changes in the rate of advection of saline, high-$\delta^{18}O$ tropical waters. During the plateau of substage 5e, the continental ice volume was constant and the $\delta^{18}O$ anomaly (difference from the modern seawater $\delta^{18}O$) was due only to changes in the precipitation, evaporation, runoff and advection. As long as the ice volume was constant, the local salinity anomaly can be calculated[14], assuming that a seawater $\delta^{18}O$ anomaly of 1‰ corresponds to a salinity anomaly of 2 (refs 15, 16). In core V27-60, salinities were close to the modern ones (35.2) during the first part of substage 5e. They decreased dramatically to 32.5 simultaneously with the drop of SST, about 123 kyr ago. A similar but smaller change in SSS is observed in core NA87-25: during the beginning of substage 5e, SSSs were slightly higher than today. They reached a maximum value of 36 ± 0.6, typical of modern Gulf Stream water near 40° N, 40° W during the warmer episode. This indicates that the Gulf Stream flow was significantly larger than today during the first part of the Eemian interglacial. About 123 kyr ago, at the same time as in the Norwegian Sea, SSS decreased rapidly from 36 to 34.7, a value slightly lower than the modern one (35.2). Thus the small cooling and freshening recorded by core NA87-25 coincides in time with the major temperature and salinity drop recorded in core V27-60.

To estimate the representativeness of the SST record of core NA87-25 with respect to the North Atlantic ocean, we used grey reflectance profiles obtained by digitally scanning core photographs and comparing changes in this core with others collected in the 50–56° N latitudinal band (E.C. *et al.*, manuscript in preparation). As the sediment deposited during warm periods is enriched in white coccolith and foraminiferal shells, and exhibits a higher reflectance[17], grey reflectance profiles show changes in the sediment carbonate content; they provide a high temporal resolution proxy documenting displacements of the polar and subpolar fronts. In all cores, the shape of the grey curve in substage 5e is the same (Fig. 2) showing that they have recorded the same hydrographic conditions. Our data, which agree with the record of core V28-82[17] located close to core SU90-42, indicate that the temperature record of core NA87-25 is representative of a large area of the northeastern Atlantic. We observed no low-reflectance peak similar to that found in core DSDP 609 and which indicates a local input of detrital material during the 6–5e transition (ref. 17, and L.L. *et al.*, manuscript in preparation). This suggests that the North Atlantic experienced a large variability of the thermohaline circulation during the penultimate deglaciation, but not during the Eemian.

Our data are in agreement with European pollen records from France[18–20] and show that warm conditions were present in the northeastern Atlantic area during the whole interglaciation. The marine record offers no evidence for the two major cold events depicted in the Greenland ice core[6] (if such events lasting several millenia had occurred, more than 60% of the SST changes would have been preserved in the sediment record[21]).

The drop in salinity and temperature that occurred in the Norwegian Sea during the middle of the Eemian interglacial (and its slight counterpart in the northeastern Atlantic) are striking phenomena. They can be explained by a decrease in thermohaline circulation due to an input of fresh water, possibly involving melting of ice-sheet and sea ice, an increase of the input of less saline North Pacific surface waters through the Bering Strait, or changes in the balance of precipitation and evaporation. The

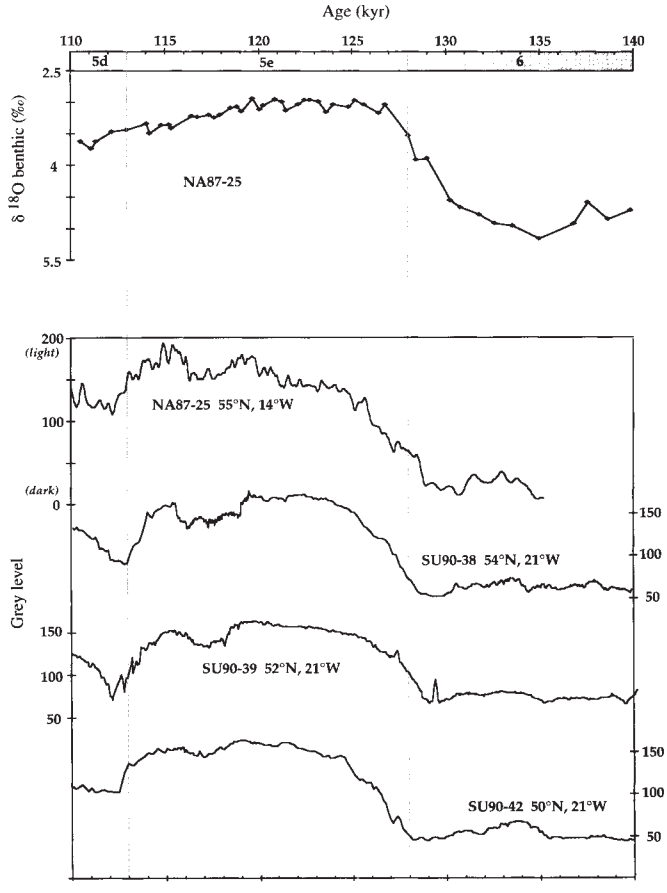


FIG. 2 Grey reflectance for core NA87-25 (top) in substage 5e compared to other North Atlantic cores (bottom). The high numbers indicate a high-reflectance (clear) sediment and the low numbers show a low-reflectance (dark) sediment. The benthic $\delta^{18}O$ is shown for the stratigraphy.

Chapitre 5

ice volume was minimal during the substage 5e, and the plateau in the benthic $\delta^{18}O$ record demonstrates that the continental ice volume did not experience significant changes. The quantity of melting ice was thus small. It was the same for icebergs and meltwater fluxes. The absence of detrital material in Norwegian Sea core V27-60 (associated with the temperature and salinity drops) confirms that no massive iceberg discharges occurred 123 kyr ago.

Two characteristics of the Eemian climate favoured instabilities in the freshwater balance of the Arctic and Norwegian seas. (1) As the mean sea level was higher than today by 4–7 m (ref. 22), a larger flow of Pacific surface waters could cross the Bering Strait, bringing cold fresh water to the Norwegian Sea[23]. Even during the warmer period of substage 5e, the distribution of subpolar fauna indicates that cold water flowed to the southeast off the northern coast of Iceland[5]. The flux of Pacific water would largely depend on changes in the atmospheric circulation and would be affected by its variability[23]. (2) High SST resulted in strong evaporation, leading to increased precipitation at high latitudes (Arctic seas and surrounding continents)[24]. These two sources of fresh water drive both an increased formation of sea ice[25,26] and an increased runoff input to the Arctic Sea. Accordingly, the flow of exported fresh water towards the Norwegian Sea would be larger. However, Arctic sea ice was not exported to the location of core V27-60 (around 72° N) because this core contains calcareous nanofossils during the whole stage 5 (ref. 27).

Model simulations indicate that a slight decrease in surface water salinity could have slackened (or stopped) deep-water formation in the Norwegian Sea within a few decades[28]. The thermohaline circulation and the deep convection would then be affected, as shown by the reduction of the total benthic content in core V27-60 (Fig. 1*a*) and by the 0.2‰ decrease in *Cibicides* $\delta^{13}C$ in both cores. As the Norwegian Sea deep water is very homogenous below the depth of the sill which separates the deep Norwegian basin from the Atlantic (about 600 m), our data indicate that the ventilation of the whole deep Norwegian Sea and the eastern Atlantic at 2,300 m depth was significantly reduced when both SST and SSS decreased. This was sufficient to produce a significant cooling of the Norwegian Sea, strengthening and enhancing the SST gradient between this water mass and the North Atlantic ocean. Such a pattern would favour the formation of major atmospheric depressions, bringing winter snow and promoting ice-sheet growth over the continents. Our data, when put together with the results of Duplessy and Shackleton[9]; show that the rate of deep-water formation in the Norwegian Sea decreased 123 kyr ago, but did not cease completely. Nevertheless, the North Atlantic Deep Water flow was still very active[9,29]. The climatic evolution that we have reconstructed supports the scheme proposed by Imbrie *et al.*[1,2] to explain the phasing of the ocean and climate response to changes in Northern Hemisphere insolation: the earliest response to such high-latitude changes is a decrease of thermohaline circulation in the Norwegian Sea and a subsequent transfer of the main deep-water convection to the North Atlantic. □

Received 6 May; accepted 18 October 1994.

1. Imbrie, J. *et al. Paleoceanography* **7,** 701–738 (1992).
2. Imbrie, J. *et al. Paleoceanography* **8,** 699–735 (1993).
3. CLIMAP Project Members *Quat. Res.* **21,** 123–224 (1984).
4. Duplessy, J. C. & Labeyrie, L. in *Start of a Glacial* (eds Kukla, G. J. & Went, E.) 173–183 (NATO ASI Ser. I3, Springer, Berlin, 1992).
5. Kellogg, T. B. *Boreas* **9,** 115–137 (1980).
6. GRIP Project Members *Nature* **364,** 203–207 (1993).
7. Van Weering, T. C. E. & Rijk, S. D. *Mar. Geol.* **101,** 49–69 (1991).
8. Labeyrie, L., Duplessy, J. C. & Blanc, P. L. *Nature* **327,** 477–482 (1987).
9. Duplessy, J. C. & Shackleton, N. J. *Nature* **316,** 500–507 (1985).
10. Prell, W. L. *The Stability of Low-latitude Sea-surface Temperatures: an Evolution of the Climap Reconstruction with Emphasis on the Positive SST Anomalies* (Rep. No. TR025, US Department of Energy, Washington DC, 1985).
11. Be, A. W. H. & Tolderlund, D. S. in *The Micropaleontology of the Oceans* (eds Funnel, B. M. & Riedel, W. R.) 105–149 (Cambridge Univ. Press, 1971).
12. Ruddiman, W. F. & McIntyre, A. *Science* **204,** 173–175 (1979).
13. Shackleton, N. J. *Attainment of Isotopic Equilibrium between Ocean Water and Benthonic Foraminifera Genus Uvigerina: Isotopic Changes in the Ocean during the last Glacial* 203–209 (Rep. No. 219, CNRS, Paris, 1974).
14. Duplessy, J. C. *et al. Oceanologica Acta* **14,** 311–324 (1991).
15. Craig, H. & Gordon, L. I. in *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures* (ed. Tongiorgi, E.) 9–122 (CNR, Spoleto, 1965).
16. Lewis, E. L. & Perkin, R. G. *J. geophys. Res.* **83,** 466–478 (1978).
17. Bond, G., Broecker, W., Lotti, R. & MacManus, J. in *Start of a Glacial* (eds Kukla, G. J. & Went, E.) 185–205 (NATO ASI Ser. 13, Springer, Berlin, 1992).
18. Mangerud, J., Sonstegaard, E. & Sejrup, H. P. *Nature* **277,** 189–192 (1979).
19. Guiot, J., Pons, A., de Beaulieu, J. L. & Reille, M. *Nature* **338,** 309–313 (1989).
20. Woillard, G. *Nature* **281,** 558–562 (1979).
21. Bard, E., Arnold, M., Duprat, J., Moyes, J. & Duplessy, J. C. *Clim. Dyn.* **1,** 101–112 (1987).
22. Lambeck, K. & Nakada, M. *Nature* **357,** 125–128 (1992).
23. Shaffer, G. & Bendtsen, J. *Nature* **367,** 354–357 (1994).
24. Manabe, S. & Stouffer, R. J. *Nature* **364,** 215–218 (1993).
25. Aagaard, K. & Carmack, E. C. *J. Geophys. Res.* **94,** 14485–14498 (1989).
26. Mysak, L. A., Manak, D. K. & Marsden, R. F. *Clim. Dyn.* **5,** 111–133 (1990).
27. Gard, G. *Quat. Sci. Rev.* **7,** 65–78 (1988).
28. Bryan, F. *Nature* **323,** 301–304 (1986).
29. Duplessy, J. C. *et al. Quat. Res.* **21,** 225–243 (1984).
30. Imbrie, J. *et al.* in *Milankovitch and Climate* (eds Berger, A., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G. & Saltzman, B.) 269–305 (NATO ASI Ser. C126, Reidel, Dordrecht, 1984).
31. Duplessy, J. C., Moyes, J. & Pujol, C. *Nature* **286,** 479–482 (1980).

ACKNOWLEDGEMENTS. We thank D. Anderson, F. Bassinot and L. W. Gates for reviews of the manuscript, U. Pflaumann for providing foraminiferal counts made at Kiel University, and J. Antignac, B. Le Coat and J. Tessier for processing of the isotope analyses. This work was supported by CNRS, CEA, INSU (PNEDC) and EU Environment Programme. T.C.E. van W. was supported by NIOZ and SOZ.

Basalt vesicularity as a measure of atmospheric pressure and palaeoelevation

Dork L. Sahagian* & Joseph E. Maus†

* Institute for the Study of Earth, Oceans and Space, University of New Hampshire, Durham, New Hampshire 03824, USA
† Department of Geological Sciences, The Ohio State University, Columbus, Ohio 43210, USA

THE pressure in, and thus the size of, a bubble in a lava flow is determined by the atmospheric pressure and the hydrostatic pressure of the overlying lava. If atmospheric sea-level pressure is known (or assumed), vesicle size distributions in basalt flows can thus be used as an indicator of the palaeoelevation of emplacement[1]. Here we show by analysis of the vesicle size distribution of basalt samples collected from the summit and base of Mauna Loa volcano in Hawaii that the technique provides estimates of ambient pressure that are accurate to within 0.1 bar, and thus estimates of elevation with a resolution of about 1,400 m. This palaeoaltimetric technique should find useful application in palaeogeographical reconstruction[2] for times when sea-level pressure was similar to the present value. (Conversely, if the elevation of emplacement is known, our technique should be able to provide a measure of sea-level palaeopressure.) Unlike palaeobotanical methods for estimating elevations[3–6], this method does not have to assume a relationship between temperature and altitude; on the other hand, its use is restricted to lava flows that have had a simple emplacement history.

When a lava is emplaced, bubbles containing equal amounts of gas at the base and top of a flow will be subject to different total pressures because of difference in overburden. The atmospheric-pressure dependence of vesicle size can be expressed by the following ratio of vesicle distributions at the top and bottom of a flow:

$$\frac{V_t}{V_b} = \frac{P + \rho g H}{P} \quad (1)$$

where V_t and V_b are the volumes of the modal bubble sizes at the top and bottom of the flow, respectively, ρ is lava density, g is the acceleration due to gravity, H is flow thickness and P is atmospheric pressure at emplacement. We use modal instead of

Conclusions générales

Nous avons abordé, dans ce travail, l'étude des variations climatiques rapides surimposées au dernier grand cycle glaciaire-interglaciaire du climat.

Nous avons notamment montré que les variations de couleur des sédiments marins étaient, au premier ordre, gouvernées par les changements climatiques. L'utilisation de la réflectance des sédiments marins de l'Atlantique Nord nous a permis d'établir que les processus de bioturbation affectant les sédiments ne faisaient pas disparaître complètement l'information climatique haute fréquence qui aurait pu y être enregistrée. Les résultats d'analyses spectrales nous ont montré que des périodicités aussi courtes que 1000 ans sont détectées avec une bonne probabilité de confiance. Cette méthode nous a également permis de mettre en évidence que l'océan Atlantique Nord était soumis à deux types de fluctuations climatiques rapides, les unes se manifestent par de larges oscillations dans l'enregistrement de réflectance, visibles jusqu'à 43°N alors que les autres, corrélables aux signaux obtenus dans la calotte polaire du Groenland, ont une d'amplitude plus réduite et n'existent qu'au nord de 50°N.

Nous nous sommes ensuite attachés à caractériser la composition sédimentaire des variations climatiques les plus importantes, visibles dans tout l'Atlantique Nord. Ces variations sont liées à des épisodes de débâcles massives d'icebergs et se caractérisent, entre 40 et 55° de latitude nord, par des couches sédimentaires très riches en matériel détritique grossier (de 150 μm à plusieurs millimètres), presque totalement dépourvues de foraminifères (niveaux de Heinrich). Les minéraux présents sont essentiellement des quartz, des feldspaths et des minéraux ferromagnésiens ainsi que des magnétites. Les enregistrements de susceptibilité magnétique en champ faible permettent de caractériser ces niveaux. Ils montrent une grande similarité dans les carottes de cette bande de latitude ce qui permet de penser que leur mise en place s'est faite de façon synchrone. Sur un niveau bien enregistré par la totalité des carottes de cette étude, le niveau de Heinrich 4, nous avons donc vérifié que l'hypothèse de synchronisme était justifiée. Pour cela, nous avons multiplié les datations au carbone 14 de part et d'autre du pic de maximum de matériel détritique de ce niveau sur cinq carottes. Ceci permet de confirmer que le dépôt de ce niveau s'était fait de manière synchrone, il y a environ 35 ka, et de disposer de deux contraintes stratigraphiques supplémentaires pour la construction des échelles d'âge des différentes carottes étudiées. Nous avons défini une carotte de référence, la carotte NA87-22 sur laquelle un grand nombre de datations au carbone 14 avaient été faites et qui possédait donc le plus de marqueurs stratigraphiques. L'échelle d'âge établie sur l'enregistrement isotopique en oxygène des foraminifères benthiques nous a permis de construire les échelles d'âge d'autres carottes pour lesquelles les datations ^{14}C étaient en nombre insuffisant voire même inexistantes. Nous avons ainsi pu proposer une chronostratigraphie d'ensemble allant de 60 ka à l'actuel.

Après avoir caractérisé la composition sédimentaire de ces niveaux de Heinrich, nous avons examiné leur impact sur la circulation océanique de l'Atlantique Nord par l'étude détaillée du niveau de Heinrich 4. Pour cela, nous avons analysé la composition isotopique de l'oxygène des foraminifères planctoniques et reconstitué la température des eaux de surface, à partir de plusieurs carottes, à trois époques distinctes: avant (37 ka), pendant (35 ka) et après (33 ka) le maximum d'éléments détritiques. Cela montre que la conséquence essentielle de cette arrivée massive d'icebergs avait été de refroidir l'océan de surface par un apport d'eau douce qui a modifié le parcours vers le nord de la dérive nord-atlantique. Sur les mêmes carottes, des études de composition isotopique du carbone entreprises dans le cadre de la thèse de Laurence Vidal ont permis de montrer un déplacement vers le sud et l'ouest des zones de convection au cours de la débâcle.

Cette étude a été étendue à l'ensemble des 60 000 dernières années sur deux carottes étudiées plus en détail et situées à 43°N (SU90-08) et 50°N (ODP609). Puis, nous avons analysé les relations entre les modifications rapides de la température de l'air au dessus du Groenland (événements de Dansgaard-Oeschger) et les niveaux de Heinrich de façon à proposer un mécanisme de mise en place pour ces deux types d'oscillations. Nous en avons déduit que la calotte de glace de la Laurentide était probablement responsable des débâcles glaciaires de grande amplitude qui ont contribué à la formation des niveaux de Heinrich alors que les événements de Dansgaard-Oeschger étaient plus liés aux variations des calottes du Groenland et de Fennoscandie.

Enfin, nous avons étudié quelle pouvait être la variabilité climatique rapide en l'absence de grandes calottes continentales, pendant la dernière période interglaciaire entre 128 et 113 ka. En mer de Norvège, les reconstructions de température montrent une diminution de 4°C, à 123 ka, synchrone de la diminution de l'insolation reçue par la Terre à 65°N au mois de juin mais environ 4 ka avant que le volume de des calottes de glace augmente. En Atlantique Nord-Est, cette diminution de température n'est pas aussi marquée: elle est réduite à 1.5°C environ à 54°N et n'existe plus à 50°N. Il semble donc que la mer de Norvège ait connu un changement dans l'hydrologie de surface qui aurait déclenché la reprise de conditions glaciaires dans cette zone, mais qui ne serait pas perceptible dans le reste de l'Atlantique.

Bibliographie

Alley, R. B., A. J. Gow, S. J. Johnsen, J. Kipfstuhl, D. A. Meese et Th. Thorsteinsson (1995), Comparison of deep ice cores, *Nature*, **373**, 393-394.

Andrews, J. T., et K. Tedesco (1992), Detrital carbonate-rich sediments, northwestern Labrador Sea : Implications for ice-sheet dynamics and iceberg rafting (Heinrich) events in the North Atlantic, *Geology*, **20**, 1087-1090.

Bard, E., M. Arnold, J. Duprat, J. Moyes, et J. C. Duplessy (1987), Bioturbation effects on abrupt climatic changes recorded in deep sea sediments. Correlation between $\delta^{18}O$ profiles and accelerator ^{14}C dating., in *Abrupt Climatic Change*, edited by W. H. Berger and L. D. Labeyrie, pp. 263-278, D. Reidel Publishing Company.

Bard, E. (1988), Correction of accelerator mass spectrometry ^{14}C ages measured in planktonic foraminifera : paleoceanographic implications, *Paleoceanography*, **3**, 635-645.

Bard, E., B. Hamelin, R. G. Fairbanks, et A. Zindler (1990), Calibration of the ^{14}C timescale over the past 30 000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals, *Nature*, **345**, 405-410.

Bard, E., M. Arnold, J. Mangerud, M. Paterne, L. Labeyrie, J. Duprat, M.-A. Melieres, E. Sonstegaard, et J. C. Duplessy (1994), The North Atlantic atmosphere-sea surface ^{14}C gradient during the Younger Dryas climatic event, *Earth and Planetary Science Letters*, **126**, 275-287.

Bé, A. W. H., et D. S. Tolderlund (1971), Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian oceans., in *Micropaleontology of the oceans*, edited by pp. 105-149, Cambridge University Press, Cambridge.

Bender, M., T. Sowers, M.-L. Dickson, J. Orchardo, P. Grootes, P. A. Mayewski, et D. A. Meese (1994), Climate correlations between Greenland and Antarctica during the past 100 000 years, *Nature*, **372**, 663-666.

Bond, G., W. Broecker, S. Johnsen, J. McManus, L. Labeyrie, J. Jouzel, et G. Bonani (1993), Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice, *Nature*, **365**, 143-147.

Bond, G., W. Broecker, R. Lotti, et J. MacManus (1992a), Abrupt color changes in isotope stage 5 in North Atlantic deep sea cores : implications for rapid change of climate-driven events., in *Start of a Glacial*, edited by G.J. Kukla and E. Went, pp. 185-205, NATO ASI Series.

Bond, G., H. Heinrich, W. Broecker, L. Labeyrie, J. McManus, J. Andrews, S. Huon, R. Jantschik, S. Clasen, C. Simet, K. Tedesco, M. Klas, G. Bonani, et S. Ivy (1992b), Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period., *Nature*, **360**, 245-251.

Bond, G. C., et R. Lotti (1995), Iceberg discharges into the North Atlantic on millenial time scales during the last glaciation, *Science*, **267**, 1005-1010.

Bout, V. (1995), Relations entre variabilités minéralogique et climatique enregistrées dans les sédiments de l'Atlantique Nord depuis les huit derniers stades glaciaires-interglaciaires, Thèse de l'Université de Lille 1.

Broecker, W., G. Bond, M. Klas, E. Clark, et J. MacManus (1992), Origin of the northern Atlantic's Heinrich events, *Climate Dynamics*, **6**, 265-273.

Broecker, W. S., et G. H. Denton (1989), The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53**, 2465-2501.

Clark, P. U. (1994), Unstable behavior of the Laurentide ice sheet over deforming sediment and its implications for climate change, *Quaternary Research*, **41**, 19-25.

Clarke, G. K. C. (1987), Fast Glacier Flow : ice streams, surging and tidewater glaciers, *Journal of Geophysiscal Research*, **92**, 8835-8841.

CLIMAP Members (1984), The last interglacial ocean, *Quaternary Research*, **21**, 123-224.

Cortijo, E., J. C. Duplessy, L. Labeyrie, H. Leclaire, J. Duprat et T. van Weering (1994), Eemian cooling in the Norwegian Sea and North Atlantic Ocean preceding continental ice-sheet growth, *Nature,* **372**, 446-449.

Cortijo, E., J. Y. Reynaud, L. Labeyrie, D. Paillard, B. Lehman, M. Cremer, et F. Grousset (1995a), Etude de la variabilité climatique à haute résolution dans des sédiments de l'Atlantique Nord, *Compte-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **321**, *série IIa,* 231-238.

Cortijo, E., P. Yiou, L. Labeyrie, et M. Cremer (1995b), Sedimentary record of rapid climatic variability in the North Atlantic Ocean during the last glacial cycle, *Paleoceanography*, **10**, 911-926.

Craig, H., et L. I. Gordon (1965), Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere, in *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*, edited by E. Tongiorgi, pp. 9-122, Consiglio nazionale delle ricerche Laboratorio di geologia nucleare, Spoleto.

Crowley, T. J. (1983), Calcium-carbonate preservation patterns in the Central North Atlantic during the last 150,000 years, *Marine Geology*, **51**, 1-14.

Dansgaard, W., H. B. Clausen, N. Gundestrup, C. U. Hammer, S. F. Johnsen, P. M. Kristinsdottir, et N. Reeh (1982), A new Greenland deep ice core, *Science*, **218**, 1273-1277.

Dansgaard, W., S. J. Johnsen, H. B. Clausen, D. Dahl-Jensen, N. S. Gundestrup, C. U. Hammer, C. S. Hvidberg, J. P. Steffensen, A. E. Sveinbjörnsdottir, J. Jouzel, et G. Bond (1993), Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record, *Nature*, **364**, 218-220.

Denton, G. H., et T. J. Hughes (1983), Milankovitch theory of ice ages: hypothesis of ice-sheet linkage between regional insolation, *Quaternary Research*, **20**, 125-144.

Duplessy, J. C., L. Labeyrie, A. Juillet-Leclerc, F. Maitre, J. Duprat, et M. Sarnthein (1991), Surface salinity reconstruction of the North Atlantic Ocean during the last glacial maximum, *Oceanologica Acta*, **14**, 311-324.

Duplessy, J. C., G. Delibrias, J. L. Turon, C. Pujol, et J. Duprat (1981), Deglacial warming of the Norheastern Atlantic Ocean: correlation with paleoclimatic evolution of the european continent, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **35**, 121-144.

Emiliani, C. (1955), Pleistocene temperatures, *Journal of Geology*, **63**, 538-578.

Epstein, S., R. Buchsbaum, H. A. Lowenstam, and H. C. Urey (1953), Revised carbonate-water isotopic temperature scale, *Geological Society of America Bulletin*, **64**, 1315-1325.

Fairbanks, R. G., P. H. Wiebe, et A. W. H. Bé (1979), Vertical distribution and isotopic composition of living planktonic foraminifera in the western North Atlantic, *Science*, **207**, 61-63.

Fillon, R. H. et J. C. Duplessy (1980), Labrador Sea bio-, tephro-, oxygen isotopic stratigraphy and Late Quaternary paleoceanographic trends, *Canadian Journal of Earth Sciences*, **17**, 831-854.

Fillon, R. H. (1985), Northwest Labrador Sea stratigraphy, sand input and paleoceanography during the last 160,000 years, in *Quaternary Environments: Eastern Candian Arctic, Baffin Bay and western Greenland*, edited by Andrews, pp. 210-247, Allen and Unwin, Boston.

Fronval, T., E. Jansen, J. Bloemendal, et S. Johnsen (1995), Oceanic evidence for coherent fluctuations in Fennoscandian and Laurentide ice sheets on millenium timescales, *Nature*, **374**, 443-446.

GEOSECS Atlantic expeditions (1981), Shorebased data and graphics, Ostlund, H. G., Craig, H. Broecker, W. S. Spencer, D., (ed. IDOE, NSF), vol.7.

Gilbert, R. (1990), Rafting in glacimarine environments, in *Glacimarine environments : Processes and sediments*, edited by J.A. Dowdeswell and J.D. Scourse, pp. 105-120, Geological Society.

GRIP Members (1993): M. Anklin, J. M. Barnola, J. Beer, T. Blunier, J. Chappellaz, H. B. Clausen, D. Dahl-Jensen, W. Dansgaard, M. de Angelis, R. J. Delmas, P. Duval, M. Fratta, A. Fuchs, K. Fuhrer, N. Gundestrup, C. Hammer, P. Iversen, S. Johnsen, J. Jouzel, J. Kipfstuhl, M. Legrand, C. Lorius, V. Maggi, H. Miller, J. C. Moore, H. Oeschger, G. Orombelli, D. A. Peel, G. Raisbeck, D. Raynaud, C. Schott-Hvidberg, J. Schwander, H. Shoji, R. Souchez, B. Stauffer, J. P. Steffensen, M. Stievenard, A. Sveinbjörnsdottir, T. Thorsteinsson, E. W. Wolff, Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core, *Nature*, **364**, 203-207.

Grootes, P. M., M. Stuiver, J. W. C. White, S. Johnsen, et J. Jouzel (1993), Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores, *Nature*, **366**, 552-554.

Grousset, F. E., L. Labeyrie, J. A. Sinko, M. Cremer, G. Bond, J. Duprat, E. Cortijo, et S. Huon (1993), Patterns of ice-rafted detritus in the glacial North Atlantic (40-55°N), *Paleoceanography*, **8**, 175-211.

Guinasso, N. L., et D. R. Schink (1975), Quantitative estimates of biological mixing rates in abyssal sediments, *Journal of Geophysical research*, **80**, 3032-3043.

Guiot, J., J. L. de Beaulieu, R. Cheddadi, F. David, P. Ponel, et M. Reille (1993), The climate in Western Europe during the last glacial/interglacial cycle derived from pollen and insect remains, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **103**, 73-93.

Hays, J.D., J. Imbrie, et N. J. Shackleton (1976), Variations in the Eath's Orbit : Pacemaker of the Ice Ages, *Science*, **194**, 1121-1132.

Heinrich, H. (1988), Origin and consequences of cyclic ice-rafting in the Northeast Atlantic ocean during the past 130,000 years, *Quaternary Research*, **29**, 142-152.

Hillaire-Marcel, C., A. de Vernal, G. Bilodeau, et G. Wu (1994), Isotope stratigraphy, sedimentation rates, deep circulation, and carbonate events in the Labrador Sea during the last 200 ka, *Canadian Journal of Earth Science*, **31**, 63-89.

Hutson, W. H. (1980), The Agulhas Current during the late Pleistocene: analysis of modern faunal analogs, *Science*, **207**, 64-66.

Imbrie, J., et N. G. Kipp (1971), A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: application to a late Pleistocene Caribbean core, in *The late Cenozoic glacial ages*, edited by K. K. Turekian, pp. 71-181, Yale University Press.

Imbrie, J., J. D. Hays, D. G. Martinson, A. McIntyre, A. C. Mix, J. J. Morley, N. G. Pisias, W. L. Prell, et N. J. Shackleton (1984), The orbital theory of Pleistocene climate : support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record, in *Milankovitch and climate*, NATO ASI Series edited by A. Berger *et al.*, pp. 269-305, Reidel Publishing Compagny.

Iversen, J. (1954), The late glacial flora of Denmark and its relation to climate and soil, *Damn. Geol. Unders.*, **II-80**, 87-119.

Jansen, E., et T. Veum (1990), Evidence for two-step deglaciation and its impact on North Atlantic deep-water circulation, *Nature*, **343**, 612-616.

Johnsen, S. J., H. B. Clausen, W. Dansgaard, N. S. Gundestrup, C. U. Hammer, et H. Tauber (1995), The Eem stable isotope record along the GRIP ice core and its interpretation, *Quaternary Research*, **473**, 117-124.

Jouzel, J., C. Lorius, S. Johnsen, et P. Grootes (1994), Climate instabilities: Greenland and Antarctic records, *Compte-Rendus de l'Académie des Sciences*, **319**, 65-77.

Kamb, B., C. F. Raymond, W. D. Harrison, H. Engelhardt, K. A. Echelmeyer, N. Humphrey, M. M. Brugman, et T. Pfeffer (1985), Glacier surge mechanism: 1982-1983 surge of Variegated glacier, Alaska, *Science*, **227**, 469-479.

Keigwin, L. D., W. B. Curry, S. J. Lehman, et S. Johnsen (1994), The role of the deep ocean in North Atlantic climate change between 70 and 130 kyr ago, *Nature*, **371**, 323-326.

Labeyrie, L., L. Vidal, E. Cortijo, M. Paterne, M. Arnold, J. C. Duplessy, M. Vautravers, M. Labracherie, J. Duprat, J. L. Turon, F. Grousset, et T. van Weering (1995), Surface and deep hydrology of the northern Atlantic Ocean during the last 150,000 years., *Philophical Transaction of Royal Society of London*, **348**, 255-264.

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

Labeyrie, L. D., J. J. Pichon, M. Labracherie, P. Ippolito, J. Duprat, et J. C. Duplessy (1986), Melting history of Antarctica during the past 60 000 years, *Nature*, **322**, 701-706.

Lambeck, K., et M. Nakada (1992), Constraints on the age and duration of the last interglacial period and on sea level variations, *Nature*, **357**, 125-128.

Le Coat, F., et N. Le Grand des Cloizeaux (1993), Elimination des perturbations dans les images de séries sédimentaires, Rapport de maîtrise, Centre des Faibles Radioactivités.

Legeleux, F. (1994), Relations entre particules marines et message sédimentaire: flux de matière dans la colonne d'eau et transformations à l'interface eau-sédiment dans l'océan Atlantique du Nord-Est, Thèse de l'Université de Paris 6.

MacAyeal, D. R. (1993a), Binge/purge oscillations of the Laurentide ice sheet as a cause of the North Atlantic's Heinrich events, *Paleoceanography*, **8**, 775-784.

MacAyeal, D. R. (1993b), A low-order model of the Heinrich event cycle, *Paleoceanography*, **8**, 767-773.

Mangerud, J. (1985), The Alleröd/Younger Dryas boundary, in *Abrupt climatic change, evidence and implications*, edited by W. H. Berger and L. D. Labeyrie, pp. 163-172, Reidel, Dordrecht.

Martinson, D. G., N. G. Pisias, J. D. Hays, J. Imbrie, T. C. Moore, et N. J. Shackleton (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**, 1-29.

MacIntyre, A., N. G. Kipp, A. W. H. Bé, T. Crowley, T. Kellogg, J. Gardner, W. Prell, et W. F. Ruddiman (1976), Glacial North Atlantic 18 000 years ago: a CLIMAP reconstruction, *Geological Society of America*, **145**, 43-76.

MacManus, F. J., G. Bond, W. S. Broecker, S. Johnsen, L. Labeyrie, et S. Higgins (1994), High-resolution climate records from the North Atlantic during the last interglacial, *Nature*, **371**, 326-329.

Mix et Fairbanks (1985), North Atlantic surface-ocean control of Pleistocene deep-ocean circulation, *Earth and Planetary Science Letters*, **73**, 231-243.

Mysak, L.A., D. K. Manak, et R. F. Marsden (1990), Sea-ice anomalies observed in the Greenland and Labrador Seas during 1901-1984 and their relation to an interdecadal Arctic climate cycle, *Climate Dynamics*, **5**, 111-133.

Oerlemans, J. (1993), Evaluating the role of climate cooling in iceberg production et the Heinrich events, *Nature*, **364**, 783-786.

Overpeck, J. T., T. Webb III, and I. C. Prentice (1985), Quantitative interpretation of fossil pollen spectra : dissimilarity coefficients and the method of modern analogs, *Quaternary research*, **23**, 87-108.

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

Paillard, D. (1995a), Modèles simplifiés pour l'étude de la variabilité de la circulation thermohaline au cours des cycles glaciaire-interglaciaire., thèse de l'université de Paris XI-Orsay.

Paillard, D. (1995b), The hierarchical structure of glacial climatic oscillations: interactions between ice-sheet dynamics and climate, *Climate Dynamics*, **11**, 162-177.

Pastouret, L., G. A. Auffret, M. Hoffert, M. Melguen, H. D. Needham, et C. Latouche (1975), Sédimentation sur la ride de Terre-Neuve, *Canadian Journal Earth Science*, **12**, 1019-1035.

Pichon, J. J., M. Labracherie, L. D. Labeyrie, et J. Duprat (1987), Transfer functions between diatom assemblages and surface hydrology in the southern ocean, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **61**, 79-95.

Pisias, N. G., D. G. Martinson, T. C. Moore, N. J. Shackleton, W. Prell, J. Hays, et G. Boden (1984), High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300,000 years., *Marine Geology*, **56**, 119-136.

Poutiers J., et E. Gonthier (1978), Sur la susceptibilité magnétique des sédiments, indicateur de la dispersion du matériel volcanoclastique à partir de l'Islande et des Faeroë, *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, **23**, 214-226.

Prell, W. L. (1985), The stability of low-latitude sea-surface temperatures: an evolution of the Climap reconstruction with emphasis on the positive SST anomalies, *TR025*, United States Department of Energy.

Revel, M. (1995), Dynamique des courants profonds en Atlantique Nord depuis 200.000 ans, retracée par les flux particulaires advectés., Thèse de l'Université de Bordeaux I.

Revel, M., J. A. Sinko, F. E. Grousset, et P. E. Biscaye (1996), Sr and Nd isotopes as tracers of North Atlantic lithic particles: paleoclimatic implications, *Paleoceanography*, sous presse.

Ruddiman, W. F. (1977), Late Quaternary deposition of ice-rafted sand in the subpolar North Atlantic, *Geological Society of America Bulletin*, **88**, 1813-1827.

Ruddiman, W. F., et L. K. Glover (1972), Vertical mixing of ice-rafted volcanic ash in North Atlantic sediments, *Geological Society of America Bulletin*, **83**, 2817-2836.

Sarnthein, M., et R. Tiedemann (1990), Younger Dryas-style cooling events at glacial terminations I-VI at ODP site 658: associated benthic $\delta^{13}C$ anomalies constrain meltwater hypothesis, *Paleoceanography*, **5**, 1041-1055.

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

Sarnthein, M., et A. V. Altenbach (1995), Late Quaternary changes in surface water and deep water masses of the nordic seas and north-eastern North Atlantic: a review, *Geologische Rundschau*, **84**, 89-107.

Savitzky, A., et M. J. E. Golay (1964), *Analytical chemistry*, **36**, 1627-1639.

Shackleton, N. J. (1974), Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and benthonic foraminifera genus uvigerina : isotopic changes in the ocean during the last glacial. *Les méthodes quantitatives d'étude des variations du climat au cours du Pleistocène*, **79**, 203-209.

Shaffer, G., et J. Bendtsen (1944), Role of the Bering Strait in controlling North Atlantic ocean circulation and climate, *Nature*, **367**, 354-357.

Stuiver, M. et P. Reimer (1993), Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program, *Radiocarbon*, **35**, 215-230.

Smythe, F. W., W. F. Ruddiman, et D. N. Lumsden (1985), Ice-rafted evidence of long term North Atlantic circulation, *Marine Geology*, **64**, 131-141.

Thouveny, N., J. L. deBeaulieu, E. Bonifay, K. M. Creer, J. Guiot, M. Icole, S. Johnsen, J. Jouzel, M. Reille, T. Williams, et D. Williamson (1994), Climate variations in Europe over the past 140 kyr deduced from rock magnetism, *Nature*, **371**, 503-506.

Trauth, M. H. (1995), Bioturbational signal distortion of high-resolution paleoceanographic time-series, rapport **74** du Geologische-Paläontologische Institüt, Université de Kiel.

Van Kreveld, S., M. Knappertsbusch, J. Ottens, G. M. Ganssen, et J. E. van Hinte, *Marine Geology*, sous-presse.

de Vernal, A., J.L. Turon, et J. Guiot (1994), Dinoflagellate cyst distribution in high-latitude marine environments and quentitative reconstruction of sea-surface salinity, temperature and seasonality, *Canadian Journal of Earth Science*, **31**, 48-62.

Vidal, L. (1995), Variabilité de la circulation thermohaline et des caractéristiques physico-chimiques des eaux profondes en liaison avec l'hydrologie de l'eau de surface aux hautes latitudes depuis 60 ka, Thèse de l'Université de Paris 6.

Weeks, R.J., C. Laj, L. Endignoux, A. Mazaud, L. Labeyrie, A. Roberts, C. Kissel, et C. Blanchard (1994), Normalised natural remanent magnetisation intensity during the last 240 000 years in piston cores from the central North Atlantic Ocean: geomagnetic field intensity or environmental signal?, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **87**, 213-229.

Annexe 1

Calcul de la teneur en eau

La teneur en eau des échantillons est calculée à partir du poids sec et permet d'enregistrer les variations dans le contenu en eau du sédiment.

$$W\,c = \frac{(Mw\text{-}Ms)}{Ms} \times 100$$

Wc est la teneur en eau exprimée en pourcent, Mw la masse de sédiment humide, Ms la masse de sédiment sec.

Annexe 2

Compléments sur les méthodes de datations

• Les datations par le carbone 14

L'utilisation d'échantillons monospécifiques permet de s'affranchir des fractionnements liés au métabolisme des différentes espèces de foraminifères. En effet, la majorité des espèces de foraminifères planctoniques vivent à l'intérieur de la couche de mélange en surface des océans et dans des conditions chimiques homogènes. Cependant certaines espèces (*Globorotalia inflata*, par exemple) ont une distribution verticale très variable dans la colonne d'eau, séjournant à la fois dans la zone euphotique mais aussi plus profondément sous la couche mélangée (Bé et Tolderlund, 1971; Fairbanks et al, 1979). Par conséquent, ces espèces ne permettent pas des reconstitutions d'âge ^{14}C précises parce que la quantité de carbone 14 dans l'eau varie avec la profondeur. D'autre part, il est nécessaire de prélever les échantillons dans les pics d'abondance de l'espèce à dater de façon à minimiser les effets de mélange liés à la bioturbation(Bard et al, 1987). Nous avons donc trié des échantillons monospécifiques de *Neogloboquadrina pachyderma* senestre ou dextre et/ou *Globigerina bulloides*, selon les abondances pour obtenir l'âge des niveaux de sédiment correspondant.

La méthode de datation au ^{14}C permet d'obtenir des résultats fiables jusqu'à environ 40 000 ans, soit 7 à 8 périodes. Au delà, la quantité de ^{14}C à mesurer devient si faible du fait de la décroissance radioactive qu'elle ne permet plus d'effectuer des mesures significatives. D'autre part, les eaux de surface ne

sont pas en équilibre isotopique avec l'atmosphère. Leur composition isotopique est déterminée par le bilan entre l'arrivée en surface du ^{14}C de l'atmosphère et son incorporation dans la colonne d'eau où ses teneurs vont commencer à décroître. Les résultats obtenus sont corrigés de 400 ans pour prendre en compte les différences d'âge moyennes entre les deux réservoirs que constituent l'atmosphère et l'océan de surface en Atlantique Nord (Bard, 1988).

• La stratigraphie isotopique

L'utilisation des variations de la composition isotopique de l'oxygène des foraminifères est un outil puissant pour reconstituer les climats anciens. Les changements d'état de l'eau, évaporation, précipitation et congélation, affectent le rapport isotopique $^{16}O/^{18}O$ (Craig et Gordon, 1965). La pression de vapeur saturante de la molécule $H_2{}^{16}O$ étant supérieure à celle de la molécule $H_2{}^{18}O$, la vapeur d'eau atmosphérique produite aux dessus des zones d'évaporation des basses latitudes est appauvrie en molécules $H_2{}^{18}O$ par rapport à l'eau de mer d'origine. Lors du transport atmosphérique de cette vapeur d'eau vers les hautes latitudes, les molécules $H_2{}^{18}O$ se condensent plus facilement dans la pluie que les molécules $H_2{}^{16}O$, accentuant encore l'appauvrissement de la vapeur d'eau. Ainsi, au-dessus des calottes polaires, les chutes de neige présentent des compositions isotopiques très appauvries par rapport à l'eau de mer. Les calottes polaires constituent donc un énorme réservoir d'eau enrichie relativement en ^{16}O par rapport à l'^{18}O et qui fluctue en fonction des conditions climatiques. Pendant les périodes glaciaires, les réservoirs de glace continentale sont très développés et stockent donc de l'eau pauvre en ^{18}O, ce qui se traduit par une augmentation du rapport moyen $^{18}O/^{16}O$ de l'eau de mer. A l'inverse, pendant les périodes chaudes, le rapport $^{18}O/^{16}O$ de l'eau de mer est plus petit. Au cours des cycles glaciaire-interglaciaire, les variations globales du rapport $^{18}O/^{16}O$ de l'eau sont synchrones au temps de mélange océanique près, car elles

sont directement dépendantes de la croissance des grandes calottes de glace continentales.

Les foraminifères possèdent un test carbonaté qui est fabriqué par la précipitation du carbonate dissous dans l'eau dans laquelle ils vivent. Le fractionnement isotopique associé à la formation des test est thermodépendant car les ions carbonate ne s'associent pas à la même vitesse selon qu'ils renferment une molécule d'oxygène 16 ou 18.

Les mesures du rapport $^{18}O/^{16}O$ sont exprimées en pour mille par rapport au standard NBS19 (« National Bureau of Standards ») qui a lui même été calibré par rapport au standard des carbonates, le standard PDB (acronyme de Pee Dee Belemnite). Pour l'eau, le standard utilisé est le SMOW (acronyme de Standard Mean Ocean Water).

$$\delta^{18}O = \left(\frac{(^{18}O/^{16}O)_{\text{échantillon}}}{(^{18}O/^{16}O)_{\text{standard}}} - 1\right) \times 1000$$

Le $\delta^{18}O$ est mesuré grâce à un spectromètre de masse de type Finnigan Mat 251 équipé d'un banc de réaction automatique. L'écart-type à un sigma est de l'ordre de 0.05‰. Toutes les variations isotopiques supérieures à environ 0.1 ‰ sont interprétables en terme de changements dans l'environnement paléocéanographique.

Annexe 3

Datations ^{14}C: carotte SU90-08

Points utilisés pour construire le polynôme de degré 5, sur la carotte SU90-08. Les âges ^{14}C ont été obtenus sur des échantillons monospécifiques de *N. pachyderma* à enroulement senestre. Les âges du niveau de cendres 2 et de la transition entre les stades isotopiques 4 et 3 ont été rajoutés.
Ces datations ont obtenues au Tandetron de Gif-sur-Yvette.

Profondeur (cm)	Ages corrigés de 0.4 ka	Erreur (1 sigma)
60	13.04	0.11
72	14.83	0.11
80	14.88	0.1
100	18.33	0.15
120	20.7	0.21
134	22.05	0.2
162	27.08	0.33
170	29.69	0.51
192	33.45	0.66
210	35.73	0.88
296.5	55	niveau de cendres 2
335	59	transition 3/4

Datations ^{14}C: carotte CH69-K9

Points utilisés pour construire le polynôme de degré 5, sur la carotte CH69-K9. Les âges ^{14}C ont été obtenus sur des échantillons monospécifiques de diverses espèces: *N. pachyderma* s., *N. pachyderma* d. ou *G. bulloides*. Les âges du niveau de cendres 2 et de la transition entre les stades isotopiques 4 et 3 ont été rajoutés. Ces datations ont obtenues au Tandetron de Gif-sur-Yvette.

Profondeur (cm)	Ages corrigés de 0.4 ka	Erreur (1σ) (ka)	Espèce datée
0	7.50	0.060	*N. pachyderma* d.
280	13.230	0.110	*N. pachyderma* s.
300	14.570	0.120	*N. pachyderma* s.
320	17.620	0.140	*G. bulloides*
365	22.610	0.200	*N. pachyderma* s.
370	24.410	0.220	*N. pachyderma* s.
390	27.610	0.310	*N. pachyderma* s.
430	31.160	0.390	*N. pachyderma* s.
475	33.180	0.430	*N. pachyderma* s.
490	34.410	0.520	*N. pachyderma* s.
490	34.540	0.510	*G. bulloides*
535	42.000	1.000	*N. pachyderma* s.
618	46.500	1.700	*N. pachyderma* s.
750	59		transition 4/3

Annexe 4

Les reconstitutions de paléotempératures

• Reconstitutions des paléotempératures

Les reconstitutions des paléotempératures et des paléosalinités de l'océan de surface sont depuis longtemps une des préoccupations essentielles des paléoclimatologues car ces deux paramètres sont fondamentaux pour tenter de reconstruire la circulation océanique dans le passé. Il existe diverses méthodes statistiques pour parvenir aux températures de l'océan de surface tant à base de microflore siliceuse (diatomées, kystes de dinoflagellés, (Pichon et al, 1987; de Vernal et al, 1994) qu'à base de microfaune carbonatée (essentiellement les foraminifères planctoniques). L'usage de chacune de ces méthodes dépend essentiellement des conditions hydrographiques et chimiques. Dans l'Océan Austral, la faune carbonatée étant relativement pauvre et monospécifique, les fonctions de transfert à base de diatomées sont plus précises et mieux adaptées alors que dans l'océan Atlantique Nord, les méthodes à base de foraminifères planctoniques sont les plus couramment utilisées. En effet, les foraminifères sont des organismes assez ubiquistes et les nombreuses espèces admettent des températures de croissance très variables. Ils sont donc bien adaptés aux conditions d'océan ouvert qui règnent en Atlantique Nord. Les températures de l'océan de surface en Atlantique Nord à partir des foraminifères peuvent essentiellement être estimées par deux méthodes qui sont toutes deux basées sur le principe d'actualisme:

- soit par une fonction de transfert, c'est la méthode Imbrie et Kipp (Imbrie et Kipp, 1971) qui utilise des équations de régression pour traduire la distribution des assemblages de la flore fossile en estimations de température,
- soit par une méthode dérivée de celle utilisée dans les reconstitutions de températures à partir des pollens, la méthode des meilleurs analogues modernes (Hutson, 1980; Prell, 1985). Elle calcule des coefficients de dissimilarité, indicateur de la similarité entre deux populations de foraminifères appartenant à deux carottes, pour comparer la faune de chaque niveau d'une carotte fossile avec la faune d'une base de données constituée de sommets de carotte actuels. Le logiciel choisit les cinq ou dix meilleurs analogues de chaque niveau fossile dans cette base de données actuelles. Chacun des sommets de carotte choisi comme analogue est mis en relation avec des conditions actuelles de température ce qui permet de reconstituer les températures des eaux de surface en appliquant le principe d'actualisme. Le coefficient de dissimilarité permet alors de déterminer dans quelle mesure les analogues choisis sont de bonne qualité. Différentes méthodes de calcul existent mais nous avons opté pour utiliser un calcul de distance de type "chord". Ce calcul consiste à pondérer les pourcentages des différentes espèces de foraminifères de façon à ne pas obtenir de résultats biaisé par les faibles pourcentages qui sont plus sensibles au bruit. Le calcul se formule donc ainsi:

$$d_{ij} = Sk(p_{ik}^{1/2}-p_{jk}^{1/2})^2$$

d_{ij} = valeur du coefficient de dissimilarité entre deux ensembles de foraminifères i et j,

p_{ik} = proportion du foraminifère de type k dans l'ensemble i

p_{jk} = proportion du foraminifère de type k dans l'ensemble j

Le coefficient de dissimilarité calculé par une distance "chord" est alors considéré comme bon lorsqu'il n'excède pas 0.15 (Overpeck et al, 1985).

Cette méthode présente notamment l'avantage de s'appliquer directement aux pourcentages d'espèces sans faire d'analyse factorielle sur les données brutes ce qui permet de rester plus proche de la base de données initiale et donc évite de lisser ou de trop généraliser les résultats. Toutes les reconstitutions de températures présentées dans la suite de ce chapitre ont été obtenues par la méthode des analogues.

• Validation de la base de données

Les méthodes de reconstitution de paléotempératures peuvent être d'un usage assez dangereux et conduire à des résultats parfois scientifiquement inespérés mais bien peu rigoureux. La base de données utilisée pour ce travail est constituée de sommets de carottes issus de différentes études dans lesquelles sont impliqués les laboratoires de Bordeaux, de Kiel en Allemagne et de Gif. Leur répartition est montrée sur la figure. Dans le but de vérifier la validité de cette base de données, nous l'avons testé contre elle même. Ce test consiste concrètement à calculer les SST actuelles à partir des sommets de carottes de façon à évaluer les déficiences dans la représentation des différentes masses d'eau et, par voie de conséquence, les compléments à apporter dans la distribution géographique des sommets de carottes. De façon générale, le bassin Est Atlantique entre 40°W et 20°E de longitude est riche en carottes alors que la couverture du bassin Ouest est beaucoup moins dense. Lorsqu'on dépouille les résultats obtenus dans le test de la base de données contre elle-même (figure), on constate:

- au nord de 50°N, les reconstitutions de température sont bonnes à trois exceptions près. Les coefficients de dissimilarité sont proches de 0 jamais supérieurs à 0.1 ce qui traduit une bonne ressemblance des analogues choisis.

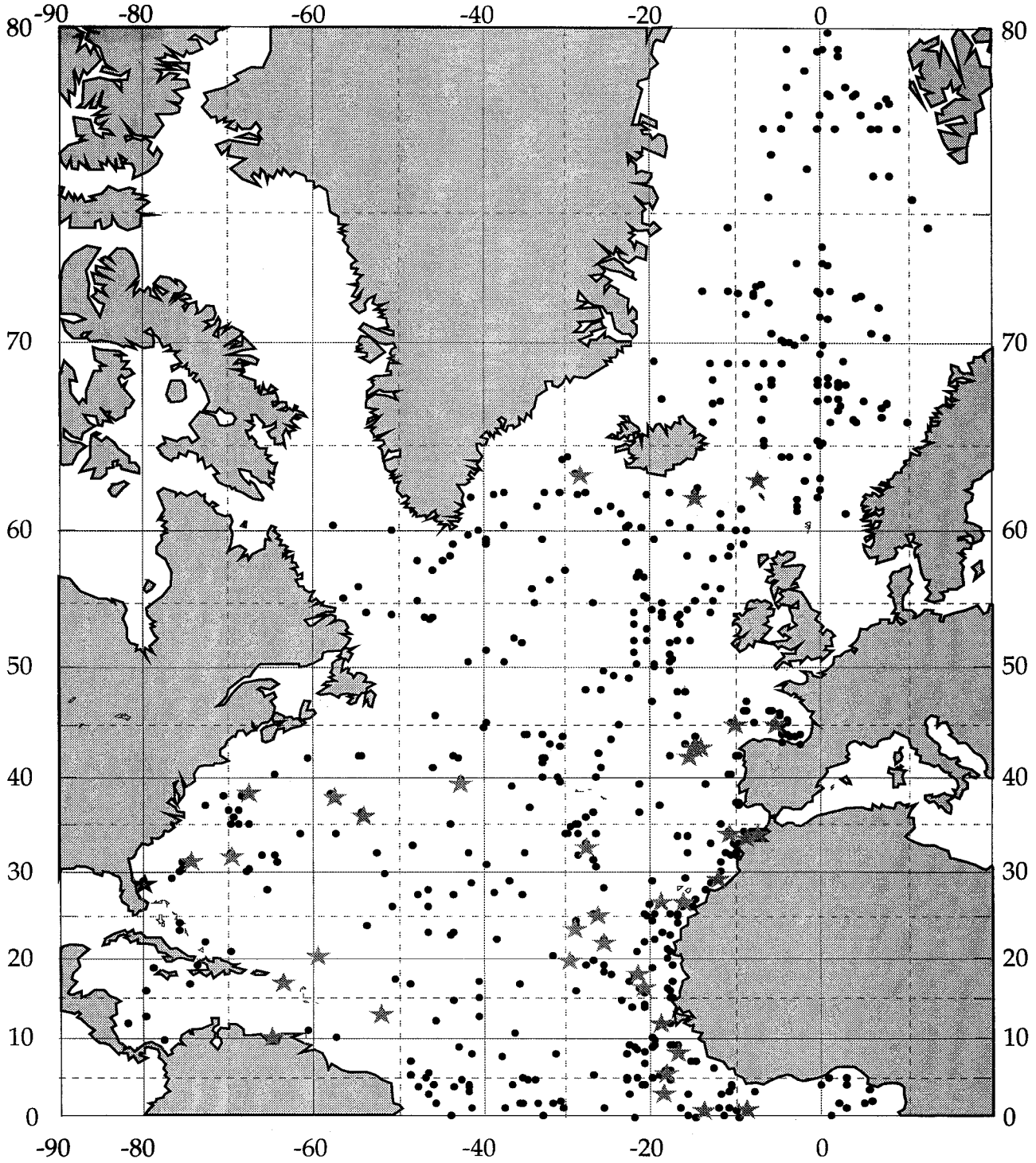


Figure: Carte de localisation des sommets de carottes dans la base de données utilisée pour reconstruire les températures à partir de la méthode des meilleurs analogues. Les sommets de carottes symbolisés par un point ont un coefficient de dissimilarité inférieur à 0.15 ce qui traduit une bonne représentation des masses d'eau correspondantes. Les sommets de carottes représentés par une étoile ont par contre un coefficient de dissimilarité supérieur à 0.15. C'est notamment le cas au large de la côte africaine où l'upwelling est la cause d'une grande variabilité dans les températures des eaux de surface. Une plus grande densité de données dans cette zone serait donc nécessaire.

- au sud de 50°N, la qualité des reconstitutions est beaucoup moins bonne qu'aux plus hautes latitudes. Dans le bassin Est (entre 30°W et 0°) les mauvaises valeurs du coefficient de dissimilarité sont essentiellement dues à l'upwelling des côtes africaines. Malgré la grande abondance de sommets de carotte dans cette zone, quelques uns n'ont pas de bons analogues. Cela est dû à la grande variabilité des conditions hydrographique dans les zones d'upwelling. Par contre, dans le bassin Ouest (entre 30°W et 80°W), les mauvaises valeurs du coefficient de dissimilarité sont dues à la piètre représentation des masses d'eau et plus particulièrement du Gulf-Stream. L'étude de conditions hydrographiques équivalentes à cette dernière pose donc des problèmes liés au manque de bons analogues. C'est un des seuls inconvénients présenté par la méthode des meilleurs analogues. En effet, lorsque la couverture de sommets de carottes est insuffisante, les reconstitutions de température ne sont pas utilisables.

Pour tenter de remédier à ce problème lié à la mauvaise représentation d'une masse d'eau, un moyen serait de définir une méthode mixte de reconstitution de paléotempératures alliant à la fois le principe Imbrie et Kipp et le principe des analogues. Le but serait de définir des masses d'eau à partir d'assemblages de foraminifères (en utilisant une analyse en composante principale), assemblages qui seraient ensuite mis en relation avec les températures selon la méthode des analogues. Une telle procédure permettrait alors de rester relativement indépendant des fluctuations locales de quelques espèces pour ne regarder que les modifications majeures liées à une masse d'eau donnée.

Annexe 5

Calculs des paléosalinités

La connaissance des paléotempératures ne suffit pas à reconstruire les caractéristiques des différentes masses d'eau. L'autre facteur important qui gouverne la circulation océanique est la salinité. Cependant la température et la salinité sont étroitement corrélées et la salinité n'est pas un paramètre totalement indépendant de la température. En effet, les zones géographiques chaudes sont le siège d'importants phénomènes d'évaporation alors que les précipitations dominent dans les zones froides. Ces deux processus sont étroitement liés par les échanges d'eau douce à travers l'atmosphère. En conséquence, les salinités ne peuvent pas être estimées par une approche similaire à celle des températures. Une méthode, développée au CFR, pour estimer les salinités consiste à utiliser le $\delta^{18}O$ des foraminifères planctoniques. Il dépend de plusieurs paramètres qui sont les variations globales du $\delta^{18}O$ de l'eau de mer (dues aux modifications du volume des glaces entre stades glaciaire et interglaciaire), la température de l'eau dans laquelle se développent les organismes et les variations locales de salinité dues aux modifications du bilan hydrologique.

La composition isotopique en oxygène des foraminifères, celle de l'eau de mer et la température de croissance sont mis en relation par la formule des paléotempératures (Epstein et al (1953) modifiée par Shackleton (1974)) qui s'écrit:

$$T = 16.9 - 4.38 \times (\delta^{18}O_{carbonate} - \delta^{18}O_{eau\ de\ mer}) + 0.10 \times (\delta^{18}O_{carbonate} - \delta^{18}O_{eau\ de\ mer})^2$$

Grâce à cette équation, connaissant la température de croissance des foraminifères planctoniques et leur $\delta^{18}O$, on accède au $\delta^{18}O$ de l'eau de mer. Celui-ci ne dépend plus alors que des variations globales de volume de glace et des variations locales de salinité. Ces dernières pourront donc être calculées soit lorsque le volume de glace reste constant (pendant le minimum de volume de glace du stade 5e par exemple), soit en soustrayant les variations globales du volume de glace (Labeyrie et al, 1987). Cependant, chaque espèce de foraminifère a une gamme de température de croissance qui lui est propre et qu'il convient de calibrer par rapport aux valeurs de température d'été reconstruites par la méthode des analogues (dans la suite c'est SST pour Sea Surface Temperature qui sera utilisé pour désigner les températures de surface). Duplessy et al, (1992) ont fait cette calibration pour deux espèces de foraminifères planctoniques très abondantes en Atlantique Nord, *N. pachyderma* s. et *G. bulloides* . Ainsi, la gamme de température optimale pour *N. pachyderma* s. est comprise entre 3 et 10°C et la correction à apporter aux SST est de - 2.5°C. *G. bulloides* a une gamme de température optimale comprise entre 7 et 22°C et la correction à apporter est de - 1°C (Duplessy et al, 1992). Concrètement, lors des calculs de $\delta^{18}O$ de l'eau de mer, nous utiliserons le $\delta^{18}O$ de *G. bulloides* pour des températures supérieures à 10°C alors que pour des températures inférieures à 7°C nous utiliserons le $\delta^{18}O$ de *N. pachyderma* s. Entre 7 et 10°C, le calcul est fait à partir des deux espèces de façon à juger quelle est la mieux adaptée au cas par cas. C'est cette méthode qui a été utilisée pour les reconstructions du $\delta^{18}O$ de l'eau de mer dans le travail qui suit. Le calcul du $\delta^{18}O$ de l'eau de mer est une première étape dans le calcul de la salinité. Cette valeur, nettoyée de l'effet de température sur le fractionnement isotopique, contient encore l'information liée au variations de $\delta^{18}O$ du volume global de glace. Pour connaître les variations locales de salinité en un point donné, il faut donc avant tout calculer une anomalie de $\delta^{18}O$ qui correspond au $\delta^{18}O$ de l'eau de mer auquel on a enlevé le $\delta^{18}O$ global. L'anomalie de $\delta^{18}O$ connue, il ne reste plus

qu'à calculer l'anomalie de salinité qui est égale à environ deux fois l'anomalie de $\delta^{18}O$. Cependant, tous ces calculs qui ont malgré tout le mérite de donner une estimation des valeurs de salinité, impliquent des hypothèses de travail qui sont autant de source d'erreur dans le résultat final. Les variations de l'anomalie de $\delta^{18}O$ de l'eau de mer constitue déjà un très bon "proxy" des variations de salinité en limitant le nombre de sources d'erreurs dans les calculs. Les résultats sont donc discutés dans leur forme anomalie de $\delta^{18}O$ de l'eau.

Annexe 6

Article Grousset et al, 1993

Patterns of ice-rafted detritus in the glacial North-Atlantic (40-55°N)

F. E. Grousset, L. Labeyrie, J. A. Sinko, M. Cremer, G. Bond, J. Duprat, E. Cortijo, S. Huon

Paleoceanography, vol. 8, n°2, pages 175-192, avril 1993.

PALEOCEANOGRAPHY, VOL. 8, NO. 2, PAGES 175-192, APRIL 1993

PATTERNS OF ICE-RAFTED DETRITUS IN THE GLACIAL NORTH ATLANTIC (40-55°N)

F. E. Grousset,[1,2] L. Labeyrie,[3] J. A. Sinko,[1] M. Cremer,[1] G. Bond,[2] J. Duprat,[1] E. Cortijo,[3] S. Huon[4]

Abstract. The observation by Heinrich (1988) that, during the last glacial period, much of the input of ice-rafted detritus to the North Atlantic sediments may have occurred as a succession of catastrophic events, rekindled interest on the history of the northern ice sheets over the last glacial period. In this paper, we present a rapid method to study the distribution of these events (both in space and time) using whole core low-field magnetic susceptibility. We report on approximately 20 cores covering the last 150 to 250 kyr. Well-defined patterns of ice-rafted detritus appear during periods of large continental ice-sheet extent, although these are not always associated within their maxima. Most of the events may be traced across the North Atlantic Ocean. For the six most recent Heinrich layers (HL), two distinct patterns exist: HL1, HL2, HL4, HL5 are distributed along the northern boundary of the Glacial Polar Front, over most of the North Atlantic between ≈40° and 50°N; HL3 is more restricted to the central and eastern part of the northern Atlantic. The Nd-Sr isotopic composition of the material constituting different Heinrich events indicates the different provenance of the two patterns: HL3 has a typical Scandinavia-Arctic-Icelandic "young crust" signature, and the others have a large component of northern Quebec and northern West Greenland "old crust" material. These isotopic results, obtained on core SU-9008 from the North American basin, are in agreement with the study by Jantschik and Huon (1992), who used K-Ar dating of silt- and clay-size fractions of an eastern basin core (ME-68-89). These data confirm the large spatial scale of these events, and the enormous amount of ice-rafted detritus they represent.

[1]Département de Géologie et Océanographie, Université Bordeaux I, Talence, France.

[2]Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University, Palisades.

[3]Centre des Faibles Radioactivités, Gif-sur-Yvette, France.

[4]Département de Minéralogie, Genève, Switzerland.

Copyright 1993
by the American Geophysical Union.

Paper number 92PA02923.
0883-8305/93/92PA-02923$10.00

INTRODUCTION

Ruddiman [1977] demonstrated that the last glacial period was characterized by a large increase in the input of ice-rafted detritus to the North Atlantic Ocean, with a preferential accumulation north of the location of the glacial polar front (40°-55°N). His work indicated a first-order dependence of the ice-rafted detritus fluxes in the North Atlantic on the volume of the continental ice sheets.

By studying cores from the Northeast Atlantic Basin (≈47°N-20°W) at high resolution (one sample each ≈ 3 cm), Heinrich [1988] has demonstrated that a series of six sharp events of ice-rafted detritus occurred roughly every ≈11 kyr, during the last glacial period. Broecker et al. [1992] reported similar results in the uppermost meters of Ocean Drilling Program (ODP) site 609 (50°N, 24°W). Thus the

"Heinrich layers" (HL) are not a local feature and occur throughout the northern North Atlantic Ocean. Broecker et al. [1992] and Bond et al. [1992] have demonstrated that these events are associated with a drastic reduction in the flux of foraminifera shells, and a shift toward monospecific *N. pachyderma* (sinistral) populations and deposition of sediment rich in detrital carbonate, probably derived from eastern Canada. The input of ice-rafted detritus is associated with major cooling of the northern North Atlantic Ocean [Bond et al., 1992]. These results raise questions on the stability of glacial ice sheets. Heinrich [1988] raised the possibility of preferential transport of ice rafted detritus to the south, at periods of maximum extent of the ice sheet. Broecker et al. [1992] and Bond et al. [1992] also hypothesized that the northern ice sheets could be affected by large pseudoperiodic surges. Further understanding of the nature of these events, their spatial and temporal distributions, and their origin(s), is necessary. We present here a set of observations relevant to this question, mainly based on records of the low-field magnetic susceptibility made in 18 cores distributed over the northern North Atlantic.

DISTRIBUTION OF THE "HEINRICH LAYERS"

The discovery of the so-called "Heinrich layers" is attributable to the increased resolution of downcore sediment studies: their thickness is commonly less than 10 cm, and they typically occur several tens of centimeters apart. High-resolution results were attained by Bond et al. [1991, 1992] using a fast digital scanning of the grey reflectance along the core. Heinrich events, in ODP 609 and other cores studied in the same area, correspond to a shift from hemipelagic foraminiferal ooze (with high light reflectance) to layers rich in dark minerals and poor in biogenic carbonate. However, the light reflectance signature is not always simple because detrital carbonate (light) may be abundant within some events [Bond et al., 1992]. The method needs a high quality photograph picture (with regular illumination of the core) or direct scanning of freshly collected sediment.

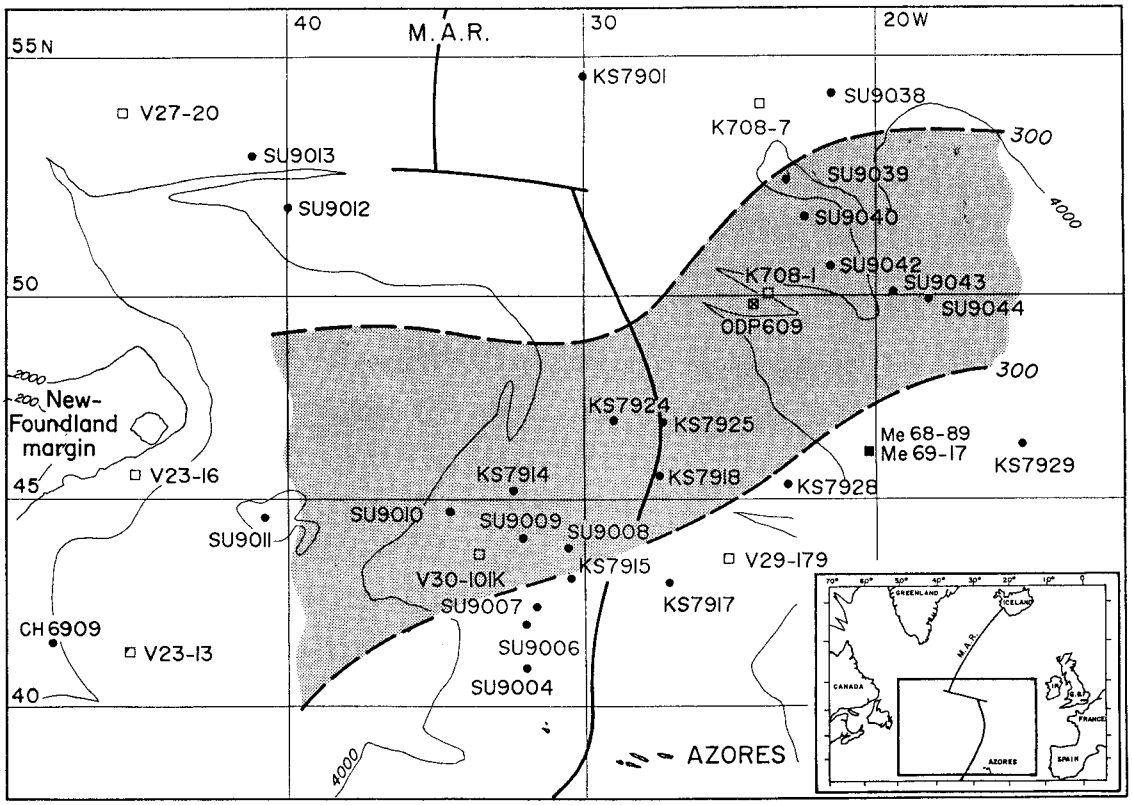


Fig. 1. Location of the cores. Symbols: french cores (solid circles); other cores: (solid squares) Heinrich [1988] and Jantschik and Huon [1992], (crossed squares) Broecker et al. [1992], (open squares) Ruddiman [1977]. Two west-east heavy dashed lines bordering the stippled envelope, define the location of the ice-rafted detritus belt during isotope stage 2 [after Ruddiman, 1977]. Within this belt, the rate of deposition of ice-rafted sand is greater than 300 mg cm^{-2} kyr^{-1}. The ≈N-S solid line defines the axis of the Mid-Atlantic Ridge (MAR).

Magnetic susceptibility has been proposed as a fast and convenient way to record varying inputs of material derived from continental crust within a biogenic sediment matrix [Poutiers, 1975; Poutiers and Gonthier, 1978]. Whole-core low-field magnetic susceptibility (thereafter called magnetic susceptibility) was measured aboard ship during two cruises in the North Atlantic Ocean immediately after coring (Figure 1). All the cores within the latitudinal belt of ice-rafted detritus (IRD belt) identified by Ruddiman [1977] between ≈45° and ≈55°N, define a succession of well-marked peaks in magnetic susceptibility (some examples are plotted on the Figure 2); on the other hand, we do not observe magnetic susceptibility peaks in cores outside the IRD belt (Figure 2). The similarity of susceptibility peaks to most of the peaks in lithic detritus observed by Heinrich [1988] is striking. In this paper, we present evidence that these magnetic susceptibility changes do, in fact, record Heinrich layers.

The integrated magnetic susceptibility depends on the susceptibility and relative volume of each type of

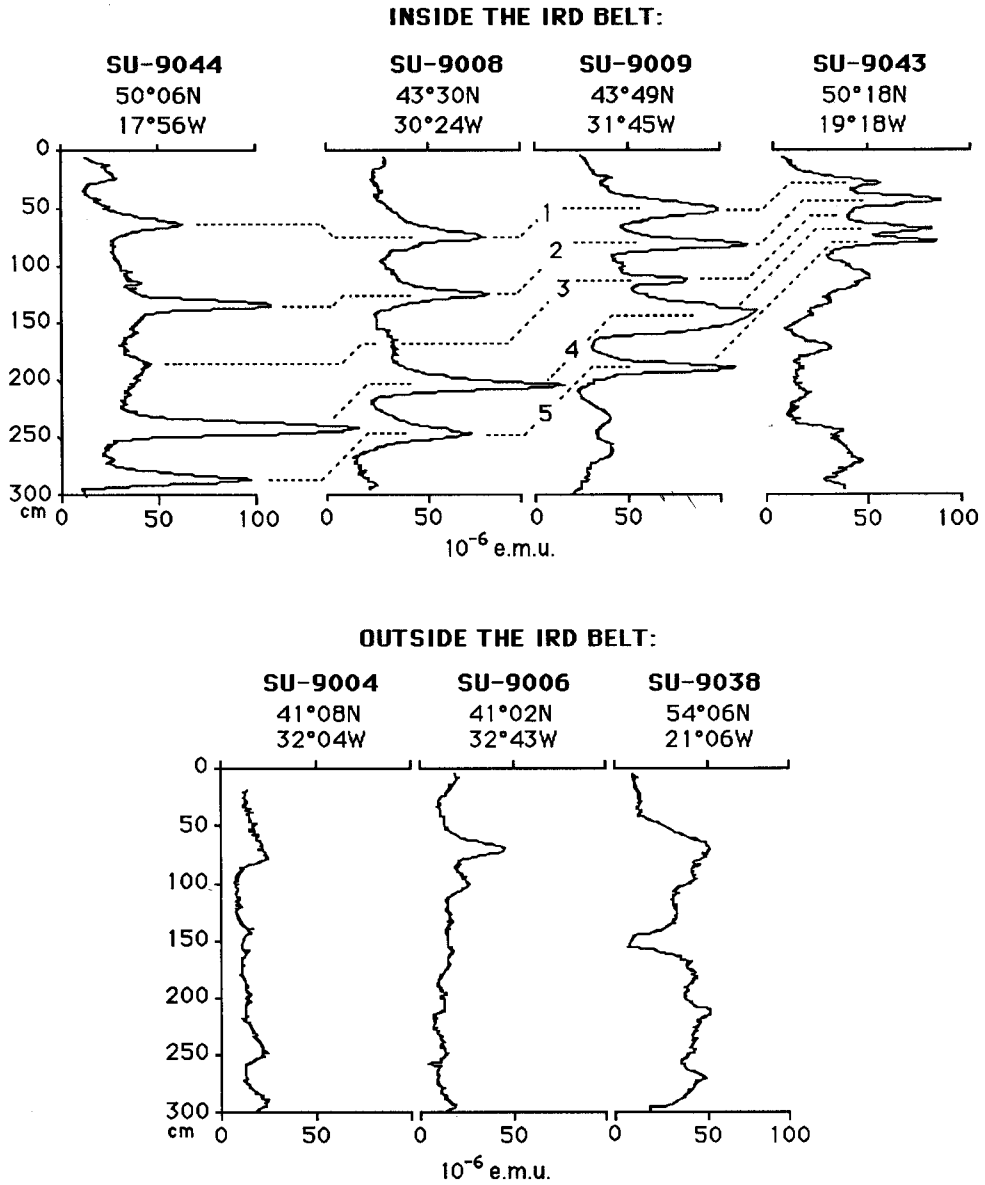


Fig. 2. Examples of low-field magnetic susceptibility profiles on uppermost 3 m in cores located inside and outside the ice-rafted detritus belt first recognized by Ruddiman [1977] (see location on Figure 1). Correspondences between peaks can be proposed on the basis of biostratigraphic arguments (dashed numbered lines).

sedimentary particle and on the porosity of the sediment. Biogenic skeletons, quartz or calcite have a very low (or negative) magnetic susceptibility. In contrast, ferromagnetic and paramagnetic minerals have a high magnetic susceptibility. Possible sources of a high signal include: (1) iron- or titanium-rich magnetite [Poutiers and Gonthier, 1981], (2) goethite [Robinson, 1986], (3) iron sulfides (diagenetic minerals in organic-rich deposits) such as pyrrhotine or greigite [Poutiers, 1975]; and (4) iron-rich clay minerals [Poutiers, 1975]. Thus deposits with a large amount of biogenic material have typically low or negative magnetic susceptibility. At the opposite end of the spectrum, deposits with a large amount of ice-rafted detritus, especially with significant volcanic (mantle-) derived components have high magnetic susceptibility. The latter is typically the case in the North Atlantic glacial sediments. However, a fraction of the ice-rafted detritus minerals is carbonate-derived from continental deposits [Bond et al., 1992] and these sediments may not appear as magnetic susceptibility peaks within the Heinrich layers.

As a first step, we checked the relationship between the magnetic susceptibility peaks and the signature of the Heinrich events. That signature consists of an increase in the proportion of material derived from the continental crust and of the lithic grains in the large size fraction (>180 μm in the work by Heinrich [1988]), the light/dark variations described by Bond et al. [1990, 1992], the changes in absolute abundance of foraminifera and proportion of *N. pachyderma* sin., and the presence of detrital carbonate [Bond et al., 1992].

THE SU-9008 RECORDS: METHODS AND RESULTS

Core SU-9008 was used for calibrating magnetic susceptibility to lithologic and foraminiferal variation. This 12-m core was raised from the western side of the Mid-Atlantic Ridge (MAR) (≈43°30'N and ≈30°24'W, 3.1-km water depth). Stratigraphy was provided by $\delta^{18}0$ isotopic analysis performed at 5 cm intervals on the planktonic foraminifera *Globigerina bulloides* (Figure 3a, Table 1). The core top values are consistent with the expected present-day values for this species and location [Duplessy et al., 1991]. Reference ages were derived from the $\delta^{18}0$ record by detailed correlation of stages with the SPECMAP stacked $\delta^{18}0$ signal [Martinson et al., 1987]; intermediate ages are estimated by polynomial interpolations between SPECMAP ages of Martinson et al. [1987]. The $\delta^{18}0$ values are reported versus sediment depth (centimeters) and estimated age (kiloyears) in Table 2. We have identified ash-zone I (≈10.5 kyr B.P.-50 cm) and II (≈60 kyr B.P.-340 cm) [Ruddiman and Glover, 1972] which although barely visible at this southern latitude, provide additional age control. The core covers about 260 kyr, which corresponds to a mean accumulation rate of ≈4.6 cm kyr^{-1}. Our samples are thus spaced at about 1 kyr intervals.

Whole-core low-field magnetic susceptibility was measured aboard ship with a pass-through Bartington magnetometer. This instrument integrates the sediment section within the coil (12.5 cm diameter for SU-9008). Without deconvolution, the resolution of the signal is only about 5-10 cm. In addition, the same instrument was used with a smaller coil (4 cm diameter), to record the changes in magnetic susceptibility along a continuous subsampling of core SU-9008. The sampling was done using a transparent PVC U-shaped channel. Resolution after deconvolution of the signal is of the order of ≈2 cm (Figure 3b). Five well-defined peaks are recorded for the last glacial period (isotopic stages 4 to 2), and smaller peaks appear in the preceeding glacial sediment. Within the uppermost two peaks, we separated the magnetic particles with an electromagnet (Franz separator). When observed under scanning microscope with EDAX, these particles appear as small Fe- and Ti-magnetite grains, associated with crust-derived feldspars. Measurements of the magnetic susceptibility of these grains reveal that they bear more than 50% of the total susceptibility signal.

The input of material derived from the continent ("terrigenous") has been quantified as follows. Water content (percent) was measured on known volumes of freshly retrieved sediment, allowing calculation of the bulk dry density of each sample ($g.cm^{-3}$). $CaCO_3$ content (%) was obtained by the gasometric method. Using these data and accumulation rates (cm kyr^{-1}) derived from the $\delta^{18}O$ stratigraphy, we calculated terrigenous (carbonate-free) fluxes (in g cm^{-2} kyr^{-1}) (Figure 3c). We are fully aware of the inaccuracy of such a calculation; a better evaluation would require radiocarbon datings. However, considering these fluxes as a first order approach, increase in the terrigenous flux by a factor 2 or 3 occurs at the same depths as the magnetic susceptibility peaks. This procedure apparently is too coarse to identify the reduction in foraminifera fluxes within the uppermost three IRD peaks that was found by Bond et al. [1992].

The grey level reflectance of core SU-9008 has been analyzed following Bond et al. [1992]. The relative scale varies from white (0) to black (256). The record is reported on Figure 4a for the uppermost 400 cm in relation to the magnetic susceptibility signal. A clear relationship exists between the grey scale and susceptibility, at least in the depth distribution of the peaks. The grey-scale structure of core SU-9008 is similar enough to the ODP 609 record of Bond et al. [1992] to infer the position of most of the Heinrich layers (HL1 to 6) in SU-9008, with only HL3 not well represented (Figure 5).

We counted lithic grains (as percent abundance over total number of lithics plus foraminifera shells) in the >150 μm fraction, down to 320 cm depth (Table 2). Well-defined IRD peaks (up to ≈75 to

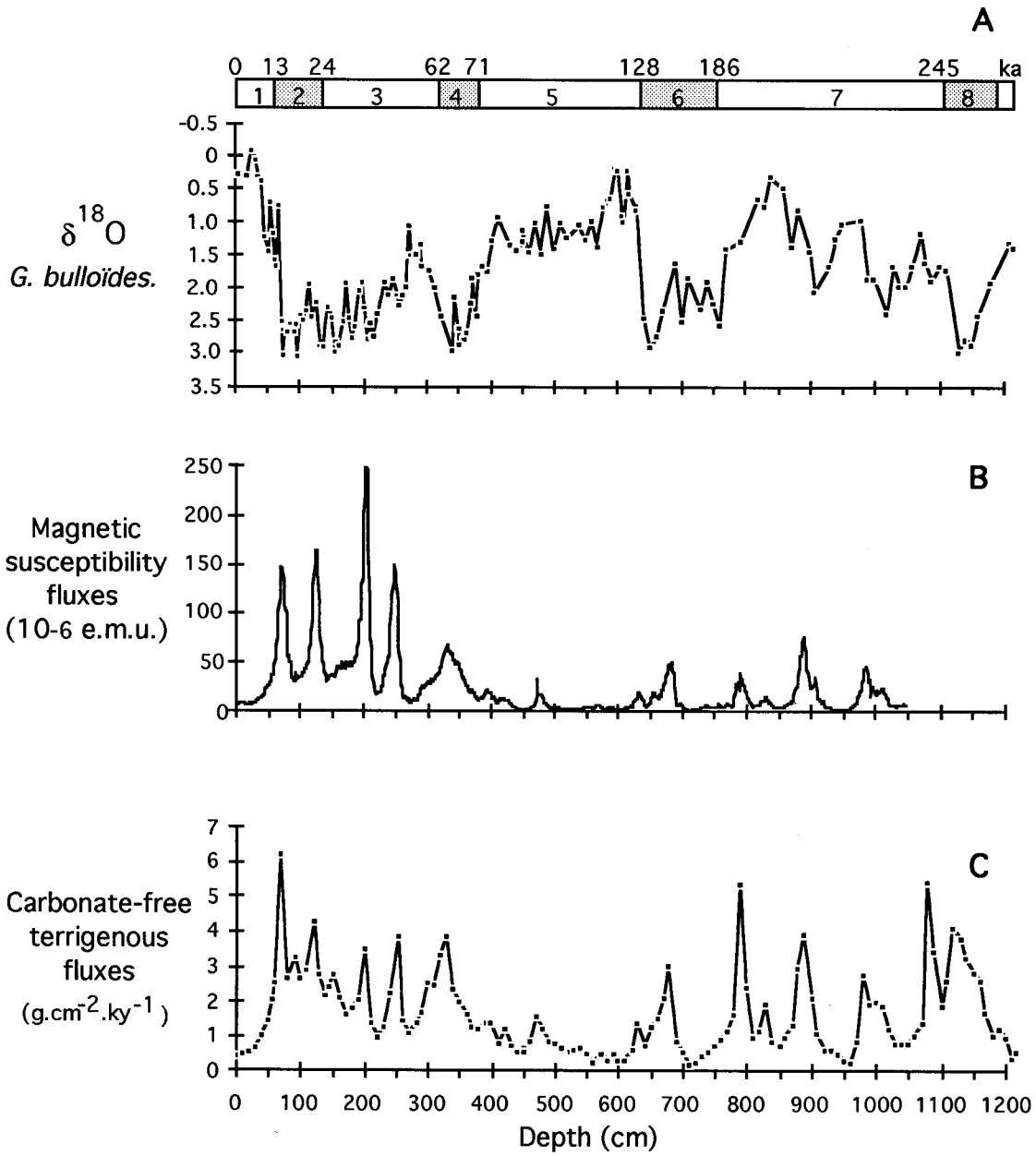


Fig. 3. Core SU-9008 (43°30'N, 30°24'W, 3.1 km depth): (a) $\delta^{18}O$ of planktic foraminifera *G. bulloides* (>150 μm), and isotopic stages derived from this record in the entire core (12 m); (b) low-field magnetic susceptibility flux (in 10^{-6} electromagnetic units cm^{-2} kyr^{-1}); (c) terrigenous (carbonate-free fraction) flux (in g cm^{-2} kyr^{-1}).

95% lithic grains of this size fraction) are present within the same depth ranges as the grey scale reflectance and magnetic susceptibility peaks (Figure 4a). Microscopic observation and X ray diffraction of the lithic fraction corresponding to the peaks allowed us to identify quartz, micas and numerous crust-derived minerals among ubiquitous brown volcanic shards. The coarsest grains (millimeter-to-centimeter) have various petrological compositions (sandstone, basalt, granite, gneiss...). The proportion of carbonate grains (including dolomite) was estimated using a polarizing microscope in the uppermost 220 cm of the core. A semi-quantitative measurement was obtained by observing 50 grains, through cross-nichols, and counting the number of carbonate grains therein (Figure 4d). The relative

TABLE 1. Results from core SU-9008

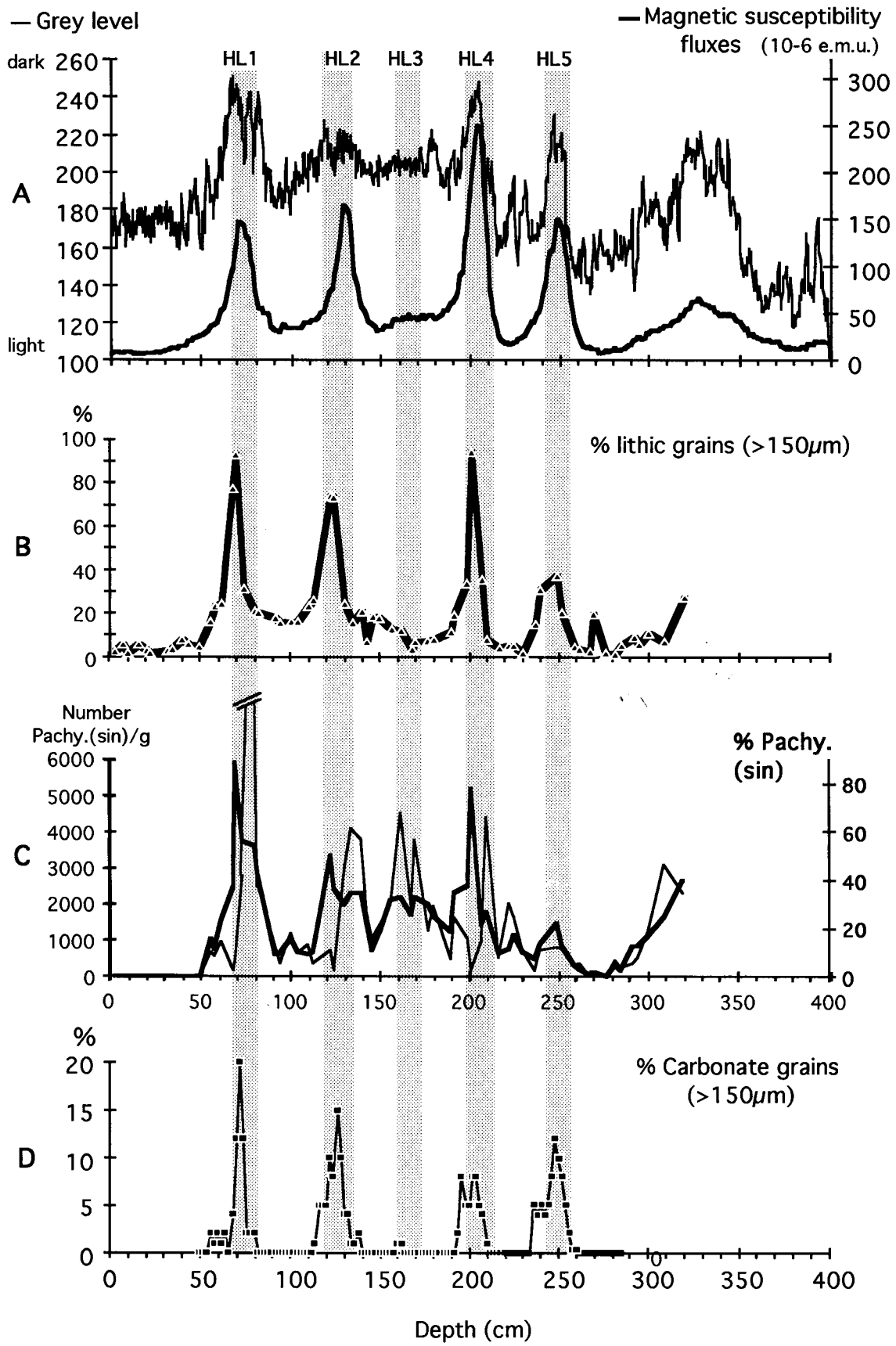
Level, cm	CaCO3, %	∂18O	Age, kyr	Terri. flux, g cm-2 kyr-1
2	89		0.4	0.44
8	88	0.29	1.9	0.49
20	87	0.32	4.2	0.55
32	84		6.6	0.67
40	76	0.41	8.4	0.99
50	66	1.34	10.5	1.48
58	55	0.95	12.1	1.82
62	48	1.14	12.8	2.25
70	32		14.5	4.70
80	50	3.00	15.7	2.08
92	51	2.7	17.1	6.49
100	48		18.1	8.17
110	46	2.83	19.3	8.81
122	36	2.64	20.8	12.08
130	40		22.4	2.86
140	45	2.61	24.0	2.22
146	42	2.0	25.3	2.35
150	40	1.98	26.0	2.82
162	45	2.6	28.0	1.91
170	48	2.85	30.5	1.51
180	48		33.3	1.70
192	45	1.99	36.7	1.85
200	29		39.1	3.39
210	58	2.5	41.8	1.28
222	68	2.17	45.0	0.89
230	60	1.62	47.4	1.19
240	50	1.53	50.2	2.11
252	39	1.76	52.3	3.78
260	72	1.59	53.7	1.38
270	80	1.26	55.4	1.03
282	80		57.1	1.27
290	75	1.76	58.2	1.69
300	61	1.76	59.5	2.59
309	64	2.03	60.8	2.43
320	51	2.46	62.2	3.17
329	41		63.5	3.54
340	48	2.98	65.0	2.48
350	50	2.85	67.0	1.82
360	57		69.1	1.51
370	66		71.1	1.29
379	70	1.82	72.9	1.14
390	67		75.2	1.33
399	68	1.17	77.0	1.37
410	83	0.95	79.3	0.81
420	77		80.9	1.23
431	87	1.36	82.8	0.68
440	90	1.45	84.3	0.51
449	89	1.3	85.8	0.57
450	91	1.15	85.9	0.53
459	85	1.48	87.4	0.83
470	71	1.04	89.3	1.53
480	81	1.5	91.0	1.18
489	90		92.0	0.78
500	88	1.42	93.4	0.75
509	91	1.04	94.4	0.64
520	92	1.26	95.8	0.58
530	91		97.0	0.67
539	91	1.07	98.1	0.66
550	86	1.27	99.4	0.40
559	87	1.01	104.5	0.20
570	78	1.38	110.8	0.44
579	91	0.76	113.1	0.31
590	84		116.0	0.47

TABLE 1. (continued)

Level, cm	CaCO3, %	∂18O	Age, kyr	Terri. flux, g cm-2 kyr-1
600	90		118.6	0.36
609	91	0.58	121.0	0.31
620	80	0.24	123.8	0.57
630	42		127.5	1.36
640	66	2.47	131.5	0.69
650	55	2.93	135.1	1.31
661	64	2.76	142.2	1.45
670	55	2.35	148.1	2.05
679	38		153.9	2.88
690	60	1.63	161.3	0.78
699	54	2.53	164.2	0.52
710	87	1.85	167.7	0.18
719	81		170.6	0.24
730	65	2.33	174.1	0.45
740	60	1.92	177.1	0.51
750	62	2.25	180.4	0.67
759	75	2.59	183.3	0.83
771	67	1.42	185.6	1.04
780	74		187.4	1.58
791	67	1.31	189.6	5.51
800	85		190.2	2.29
809	94		190.9	0.89
820	93	0.67	191.7	1.19
830	88	0.77	192.4	1.90
839	93	0.34	193.0	0.82
850	91		194.2	0.70
859	89	0.51	195.2	0.94
870	85	1.38	196.4	1.35
880	67	0.84	197.5	2.94
889	54		198.4	3.75
900	76	1.46	199.6	1.97
909	62	2.06	200.6	1.03
920	74		205.6	0.59
930	82	1.66	208.2	0.58
939	87	1.24	210.5	0.44
950	92	1.03	213.3	0.28
959	94		215.5	0.27
969	86		217.1	0.84
980	60	0.97	218.8	2.71
989	67	1.85	220.2	1.89
1001	65	1.85	222.0	1.96
1010	67		223.5	1.84
1019	67	2.38	224.9	1.21
1030	73	1.68	228.1	0.70
1039	74	1.96	230.8	0.78
1050	72	1.98	234.0	0.83
1060	65	1.66	236.8	1.03
1071	67	1.18	240.2	1.41
1080	37	1.62	244.0	5.46
1089	49	1.88	248.1	3.24
1100	68	1.66	253.0	1.87
1110	54	1.73	256.9	2.69
1119	33		260.7	3.93
1130	32	2.97	265.7	3.63
1139	41	2.76	268.2	3.13
1150	49	2.85	271.4	2.83
1160	54	2.43	274.1	2.64
1169	70		276.7	1.65
1180	83	1.92	280.0	0.98
1189	81		282.5	1.20
1200	85		285.7	0.97
1210	95	1.32	288.5	0.37
1218	91	1.4	290.8	0.55

TABLE 2. Lithic Grain and Foraminifera Shell Counts in Core SU-9008

Depth, cm	N.pachy. (sin.), number	N.pachy. (sin.), (%)	Other Forams, number	Lithic Grains, number	Lithic Grains, %	Lithic Grains /g.(>150μm)	Forams /g.(>150μm)	N.pachy. (sin.) /g.(>150μm)
3	45	0.3	15795	360	2	202	8899	25
7.5	0	0	40050	2790	5.6	435	6249	0
10	60	0.4	13320	300	1.8	128	5694	26
16.5	0	0	36450	2520	5.5	371	5360	0
20.5	45	0.2	18540	540	2.5	208	7176	17
23	0	0	39150	720	1.7	110	5963	0
32	0	0	16875	495	2.7	223	7601	0
34.5	0	0	31500	1170	3.3	180	4849	0
40.5	0	0	12870	1230	7.9	609	6371	0
44	180	0.4	41400	2610	5.6	371	5918	26
50	180	0.5	37440	1800	4.4	638	13340	64
56	5130	15.5	27900	6300	15.8	848	4448	691
58.5	1350	11.4	10500	3630	23	1558	5086	579
62	3000	23.6	9720	4170	24.3	1341	4090	965
68.5	2106	36.9	3600	19620	77.3	1675	487	180
70	1920	88.9	240	27552	92.7	5887	462	410
74	17910	55.9	14130	15210	30.8	2363	4978	2783
80.5	22740	54.2	19200	11220	20.7	5610	20970	11370
82.5	16200	41.8	22560	10320	20.1	1624	6101	2550
92	1350	9.1	13455	3285	17.6	2092	9430	860
94.5	1935	9.8	17730	3870	15.6	765	3885	382
100.5	2115	15.8	11250	2745	16.2	1569	7637	1209
104	3420	10.5	29070	6300	15.9	1177	6072	639
110	1800	9	18120	6240	23.2	3104	9910	896
112.5	2040	10.2	17880	7140	26.2	1262	3520	360
122.5	2490	50	2490	14835	73.9	4376	1469	735
124.5	1740	36.5	3030	13290	73.2	1353	486	177
130	5760	29.9	13500	6300	24	3182	9727	2909
134.5	24120	34.9	45000	12960	15.6	2207	11769	4107
140	7155	35	13275	5490	20.6	2905	10810	3786
142.5	9000	22	31860	3060	6.8	592	7908	1742
146	1845	10.9	15075	3915	18.4	2224	9614	1048
150	3600	19.2	15165	4230	18	1685	7476	1434
156.5	11880	31.9	25380	5580	12.6	930	6211	1980
162	8100	33	16470	3510	12.1	1972	13803	4551
168	12060	25.9	34470	1620	3.3	257	7392	1916
170	6525	33	13275	1485	6.7	863	11512	3794
177	8190	29.8	19260	2250	7.3	349	4258	1270
180	4590	24.9	13815	1665	7.9	715	7899	1970
189.5	3195	18.8	13815	2295	11.6	342	2537	477
192	4032	35	7488	2844	18.8	1166	4721	1652
199	9000	37.4	15048	12384	33.4	1434	2784	1042
201.5	816	77.9	232	17900	94.2	3825	224	174
207.5	8760	21.9	31200	22920	35.2	2562	4467	979
210	11520	26.9	31320	3960	8	1517	16414	4414
217	3150	9.9	28620	1440	4.1	252	5564	552
222.5	3510	11.9	26100	1620	5	947	17316	2053
225	10260	17.5	48420	3600	5.2	578	9416	1646
230	2100	10.4	18060	300	1.4	106	7124	742
237	1350	7.7	16200	3195	14.7	446	2448	188
240	1890	13.5	12150	6330	30.3	2512	5571	750
249.5	6480	22.4	22500	17550	37.1	2169	3582	801
252	2070	13	13815	4410	20.3	1633	5883	767
259	2070	5	39240	2070	4.4	315	6280	315
261.5	765	3.4	21510	765	3.1	377	10973	377
267.5	180	0.7	24180	540	2	92	4133	31
270	270	1.8	14490	3555	19.3	1852	7688	141
277	240	0.5	47160	960	1.9	156	7680	39
282	900	5	17055	180	0.9	90	8933	448
285.5	1440	2.5	55080	3240	5.2	549	9568	244
292	1125	13	7560	922,5	8.9	323	3037	393
295	4050	12.9	27270	1890	5.4	251	4162	538
300	2790	17.1	13500	1980	26.3	892	7338	1257
309	6075	24.5	18765	1890	14.2	969	12738	3115
320	6300	40.2	9360	6165	28.1	2258	5736	2308


— Grey level
— Magnetic susceptibility fluxes (10-6 e.m.u.)
dark
light
HL1
HL2
HL3
HL4
HL5
A
B
% lithic grains (>150μm)
Number Pachy.(sin)/g
% Pachy. (sin)
C
%
D
% Carbonate grains (>150μm)
Depth (cm)

proportions of detrital carbonate grains display peaks (up to 10-20 % of the lithic fraction), in phase with the proportion of lithics and the magnetic susceptibility peaks in HL1, HL2, HL4 and HL5. They are rare to absent between the peaks and in HL3. Similar results were reported by Bond et al. [1992] in cores from the eastern North Atlantic. In cores from the western north Atlantic, however, Bond et al. [1992] found layers rich in detrital carbonate in HL3.

We estimated the absolute amounts of the foraminiferal species: *Neogloboquadrina pachyderma* sin. This species dominates the foraminifera population in cold surface waters. Sharp increase in *N. pachyderma* sin. relative abundance (percent of the foraminifera content) is associated with the lithic and magnetic susceptibility peaks (Figure 4c), as expected for the classical description of Heinrich events [Heinrich, 1988; Bond et al., 1992]. On the other hand, sharp peaks in the absolute amount of *N. pachyderma* sin. (4000 to 11,000 shells/gram) appear just below the lithic peaks (≈10 cm below the peak maximum). All of the subevents observed within a Heinrich layer are bracketed in Figure 4 (*N. pachyderma* sin. relative abundance, *N. pachyderma* sin. absolute abundance, magnetic susceptibility, lithic grain, carbonate grain and darker color peaks.

One more question must be answered before associating magnetic susceptibility peaks with Heinrich's events: is the timing of the events the same in Northwest Atlantic core SU-9008 as in the northeast Atlantic records studied by Heinrich [1988] and Bond et al. [1992]? Heinrich [1988] relied on a low-resolution oxygen isotopic record. Bond et al. [1992] give detailed AMS radiocarbon dates for the first three events, and ages derived from changes in the reflectance curve -- interpreted as a proxy for sea-surface temperature -- lower in site 609 (Fig.5): (1) HL1 (the uppermost Heinrich layer) is located at the base of the $\delta^{18}O$ transition IA, and AMS-^{14}C dated between ≈13.4 and ≈14.5 ka in site 609 (with a -0.4 kyr correction for the ^{14}C apparent age of surface waters). This fits with the $\delta^{18}O$ interpolated age of the first event (≈15.4 kyr at 70 cm downcore) in SU-9008 (Table 1). (2) HL2 is located in the middle of isotopic stage 2, and AMS-^{14}C dated it at. ≈18.9-21.4 ka in ODP 609. In core SU-9008, this second event is located at ≈120 cm and has a $\delta^{18}O$ interpolated age of ≈20 kyr. (3) HL3 is located at the transition between isotopic stages 2 and 3, and is dated by AMS-^{14}C between ≈25.6 and 29.2 kyr B.P. in site 609. The magnetic susceptibility and lithic grain records do not show clearly defined peaks at that level, but the peak in *N. pachyderma* sin. abundance at ≈165 cm depth could be the corresponding signature ($\delta^{18}O$ interpolated age of ≈27 kyr). Moreover, the magnetic susceptibility peak can be recognized in many other cores (for instance: SU-9009 in Figure 2). (4) HL4 and HL5 are located within isotopic stage 3 at $\delta^{18}O$-extrapolated ages of ≈40 and ≈50 ka in site 609, compared with the $\delta^{18}O$-estimated ages of ≈38 kyr (at 200 cm) and ≈52 kyr (at 250 cm) in core SU-9008. (5) HL6 covers isotopic stage 4 (with a peak at 350 cm, and an $\delta^{18}O$-extrapolated age of about 67 ka in core SU-9008) and generally displays a slight signal; it will consequently not be considered in this study.

In conclusion, the clear temporal correlation between the "classical" description of the Heinrich events and the magnetic susceptibility signature validates the use of the magnetic susceptibility records as a HL monitor.

SPATIAL DISTRIBUTION OF THE HEINRICH LAYERS

Methods

We may map the spatial distribution of the Heinrich layers during the last glacial period with the magnetic susceptibility records. Two different methods have been used for the reconstruction:

1. the first is based on the thickness of each event. To the 18 cores where the magnetic susceptibility peaks are sufficiently well-defined, we add 17 additional cores where the events have other typical signatures: lithic grain counts, quartz content, obtained from the literature (Figure 1 and Table 3). Whatever the parameter we consider (abundancy, intensity, or flux), thickness is measured in centimeters, at midheight of peaks identified on these different records. In some other cores, Ruddiman [1977] observed such a negligible amount of IRD, that we consider them as HL-free cores.

2. the second is based on the distribution of the integrated magnetic susceptibility over each peak. This value is obtained by multiplying the maximum value of the magnetic susceptibility peak (10^{-6} electromagnetic units), by the thickness (centimeters) of

Fig. 4. Core SU-9008: focus on the uppermost 400 cm; (a) grey level pattern (relative scale from white (0) to black (256)), along with low-field magnetic susceptibility flux (in 10^{-6} electromagnetic units cm^{-2} kyr^{-1}). Dark bands highlight the Heinrich layers (HL); (b) proportion of lithic grains in the >150 μm fraction. (c) number per gram (thin line) and percentage (thick line) of *N. pachyderma* (sinistral), in the >150 μm fraction. (d) proportion (percent) of detrital carbonate grains in the coarse lithic fraction (>150 μm), counted only between 50 and 320 cm.

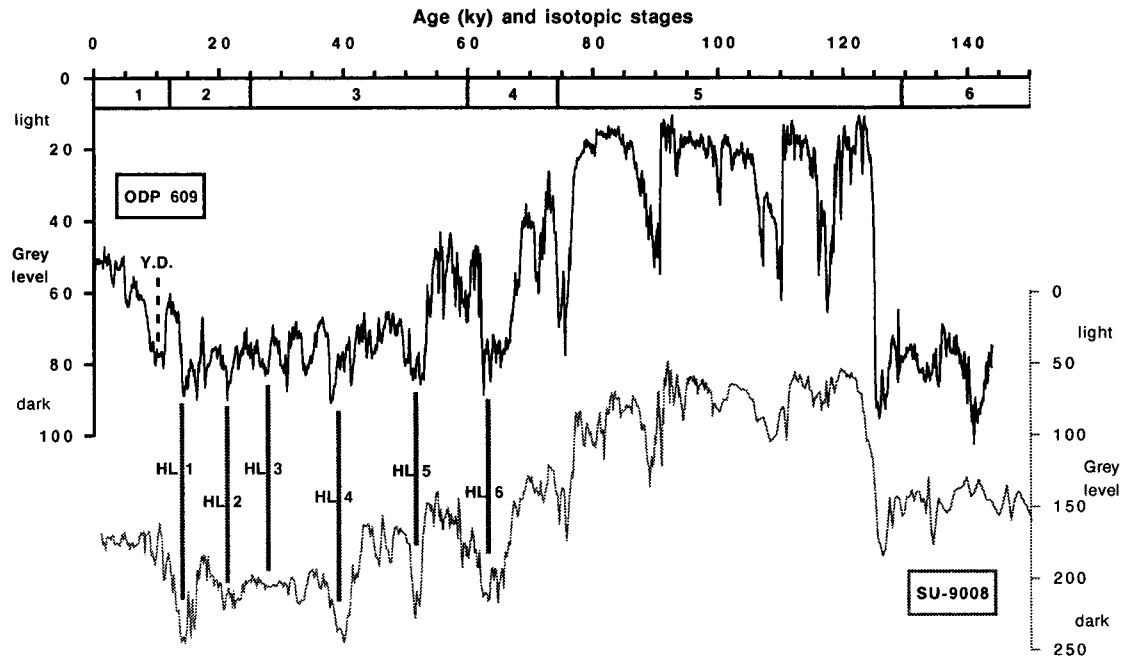


Fig. 5. Comparison of the grey scale records obtained on both cores ODP 609 (thick line) and SU-9008 (thin line). Ages are derived from radiocarbon ages measured in core ODP 609 [Bond et al., 1992]. The age-scale proposed for SU-9008 is constrained by this correlation.

the peak measured at midheight. If we assume that, for each Heinrich event, the duration was about the same in each core, we may consider this integrated magnetic susceptibility value as a flux value. These measurements were available on 18 cores.

The first method is based on a much larger set of cores but is less rigorous, because we did not demonstrate that the different indicators (lithic grain counts, quartz content, etc.) have the same temporal distribution. The second method gives more quantitative and homogeneous data but only 18 cores are available. Geographical limits of the Heinrich layer zones are also constrained following the observations of Ruddiman [1977], using cores with negligible amounts of ice-rafted detritus as external boundaries (Figure 1). Only the five most recent events are considered for the reconstruction, because many cores do not reach isotopic stage 4.

Results

The short events of ice-rafted detritus accumulation identified by Heinrich [1988] in the northeast Atlantic during the last glacial period, and recently documented in a high-resolution study by Broecker et al. [1992], are not a local pattern but occur roughly between 40°N and 55°N, across the entire North Atlantic. The definition of the zone of high deposition of ice-rafted detritus by Ruddiman [1977] is coherent with the zone in which the peaks of magnetic susceptibility are well defined (Figures 1, 6 and 7). It can thus be assumed that this zone is coincident with the Heinrich layers for the last glacial period. The patterns are mostly characterized by decreasing west-to-east gradients, elongated around the latitude ≈45°N, except for HL3 which is oriented slightly NW-SE. This slight shift of the HL3 pattern is a possible reason for which there is no HL3 event in core SU-9008, although the pattern of HL3 may be interpreted differently [see Bond et al., 1992]. All patterns appear to follow the southern limits of the polar waters defined by the high abundance (both % and flux) of *N. pachyderma* sin. Their axis shifts northward by ≈2° latitude, for example, from HL2 (≈45°N), which is at the peak corresponding to the last glacial maximum, to HL5 (≈47°N), which occurred during interstadial stage 3 (Figures 6 and 7).

POTENTIAL ORIGINS FOR THE HEINRICH LAYERS MATERIAL

The observed flux gradients are consistent with input by icebergs transported and melted along the southern margin of a large cyclonic gyre covering the northern Atlantic ocean during the glacial period. However, more than one source of the IRD in these layers is possible. A Canadian provenance is probable for HL1, HL2, HL4 and HL5, based on the abundance and thickness variations of layers (see gradients on Figures 6 and 7 and in the work by Bond et al. [1992]). Owing to the low content of detrital carbonate in HL3, the IRD in this layer may have had a different source (Irminger Basin? Greenland Basin?), but we do not have enough cores to

TABLE 3. Thickness and Magnetic Susceptibility Flux of Each Heinrich Layer

Cores	HL 1		HL 2		HL 3		Source †
	Thickness, cm	Magnetic Susceptibility Flux *	Thickness, cm	Magnetic Susceptibility Flux *	Thickness cm	Magnetic Susceptibility Flux *	
ME 69-17	7		9		6		1
ODP 609	6		5		15		2
KS 7901	no HL		no HL		no HL		4
KS 7914	32	2528	54	5184	38	3838	3
KS 7915	10	850	12	972	8		3
KS 7917	7	112	7	140	6	480	3
KS 7918	20	1800	10	900	30	6000	3
KS 7924	9	567	18	2160	40	5400	3
KS 7925	§		20	2480	20	1200	3
KS 7928	12	960	12	1464	8	1600	3
KS 7929	6	432	4	264	3	80	3
SU-9004	no HL		no HL		no HL		4
SU-9008	16	1280	12	996			4
SU-9011	§		30	4440	9	882	4
SU-9012	no HL		no HL		no HL		4
SU-9013	no HL		no HL		no HL		4
SU-9039	8	864	6	312	3	126	4
SU-9040	1	50	13	1079	4	212	4
SU-9043	3	174	12	1056			4
SU-9044	12	756	10	1080	8	376	4
CH 6909	23		62				5
V23-16	25		35				6

TABLE 3. (continued)

Cores	HL 4		HL 5		Source †
	Thickness, cm	Magnetic Susceptibility Flux *	Thickness, cm	Magnetic Susceptibility Flux *	
ME 69-17	21		3		1
ODP 609	17		13		2
KS 7901	no HL		no HL		4
KS 7914	24	2832			3
KS 7915	16	1824	14	812	3
KS 7917			7	224	3
KS 7918	40	7200	22	3850	3
KS 7924	38	6308	27	4833	3
KS 7925	40	6720	20	3660	3
KS 7928	18	3150	17	1955	3
KS 7929	12	1872	2	50	3
SU-9004	no HL		no HL		4
SU-9008	10	1210	15	1050	4
SU-9011	32	5440	40	7440	4
SU-9012	no HL		no HL		4
SU-9013	no HL		no HL		4
SU-9039	10	760	12	780	4
SU-9040	10	1080	7	637	4
SU-9043			9	774	4
SU-9044	16	2448	13	1248	4
CH 6909	31		15		5

* Magnetic susceptibility flux is measured in 10^{-6} e.m.u. g^{-1} cm^{-2}

+ Sources: 1, Heinrich [1988]; 2, Broecker et al. [1992]; 3, Grousset et al. [1981]; 4, this work; 5, Pastouret et al. [1975]; 6, Bond et al. [1992].

§: HL1 not sampled (upper-core missing?).

confirm this. We may get more information on origins by deciphering source fingerprints borne by IRD particles using their isotopic composition, as described below.

In order to identify better the origins of the ice rafted detritus, we have analyzed the Nd-Sr isotopic composition of the terrigenous fraction in three cores (SU-9008, KS-7925, KS-7929). We present here results from only core SU-9008. On Figure 8, we have plotted Nd isotopic ratios (as $\varepsilon_{Nd(o)}$) along with $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios. On this kind of plot, each sample is generally located on mixing hyperbolae, linking two end-members, or one end-member and a mixture of some others [Faure, 1986]. In our case, the first end-

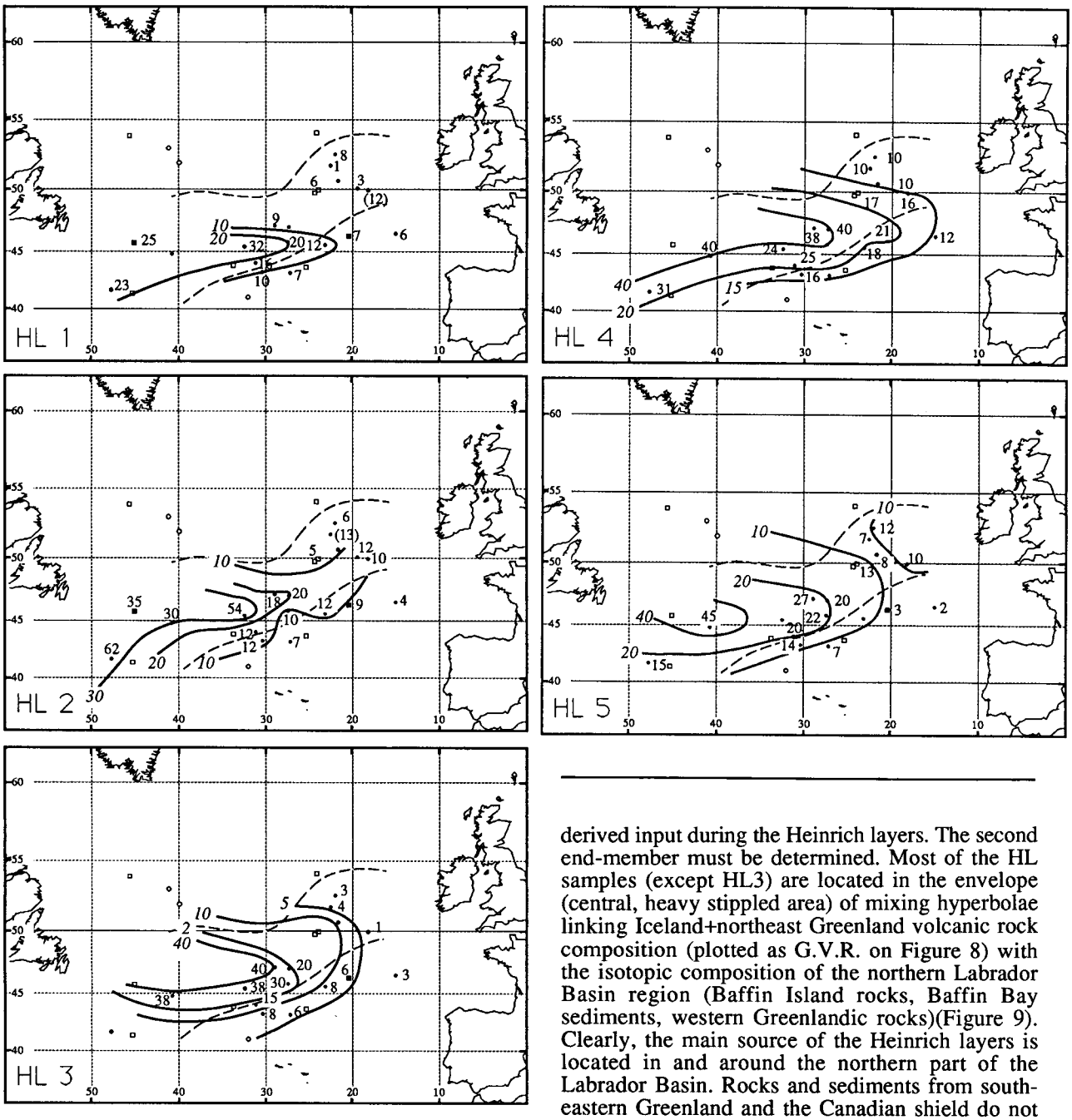


Fig. 6. Patterns of Heinrich layer thickness (in cm); HL1 to HL5; ice-rafted detritus belt [after Ruddiman, 1977] is shown in dashed lines. Open symbols represent cores in which HL are not present.

member would be the mantle-derived provinces: Iceland and the eastern Greenland basaltic province (Figure 9). During the entire glacial period the cores have a contribution of small volcanogenic particles that may explain this contribution. However, their abundance is small compared to the large crust-derived input during the Heinrich layers. The second end-member must be determined. Most of the HL samples (except HL3) are located in the envelope (central, heavy stippled area) of mixing hyperbolae linking Iceland+northeast Greenland volcanic rock composition (plotted as G.V.R. on Figure 8) with the isotopic composition of the northern Labrador Basin region (Baffin Island rocks, Baffin Bay sediments, western Greenlandic rocks)(Figure 9). Clearly, the main source of the Heinrich layers is located in and around the northern part of the Labrador Basin. Rocks and sediments from south-eastern Greenland and the Canadian shield do not seem to be a main end-member (lower stippled envelope, Figure 8). Potential sources from the northern (Fram Strait and Arctic Ocean) and/or northeastern side of the Atlantic Ocean (Fenno-scandian, Barentz and Svalbard ice sheets) may also be discarded too (upper stippled envelope, Figure 8). From classical mixing equations, it is possible to evaluate the respective contributions from the two end-members. For example, HL1 is composed of ≈70% "Baffin" particles (Baffin Bay sediments being used as an end-member) and only ≈30% volcanic (Icelandic) particles. There is an exception (HL3):

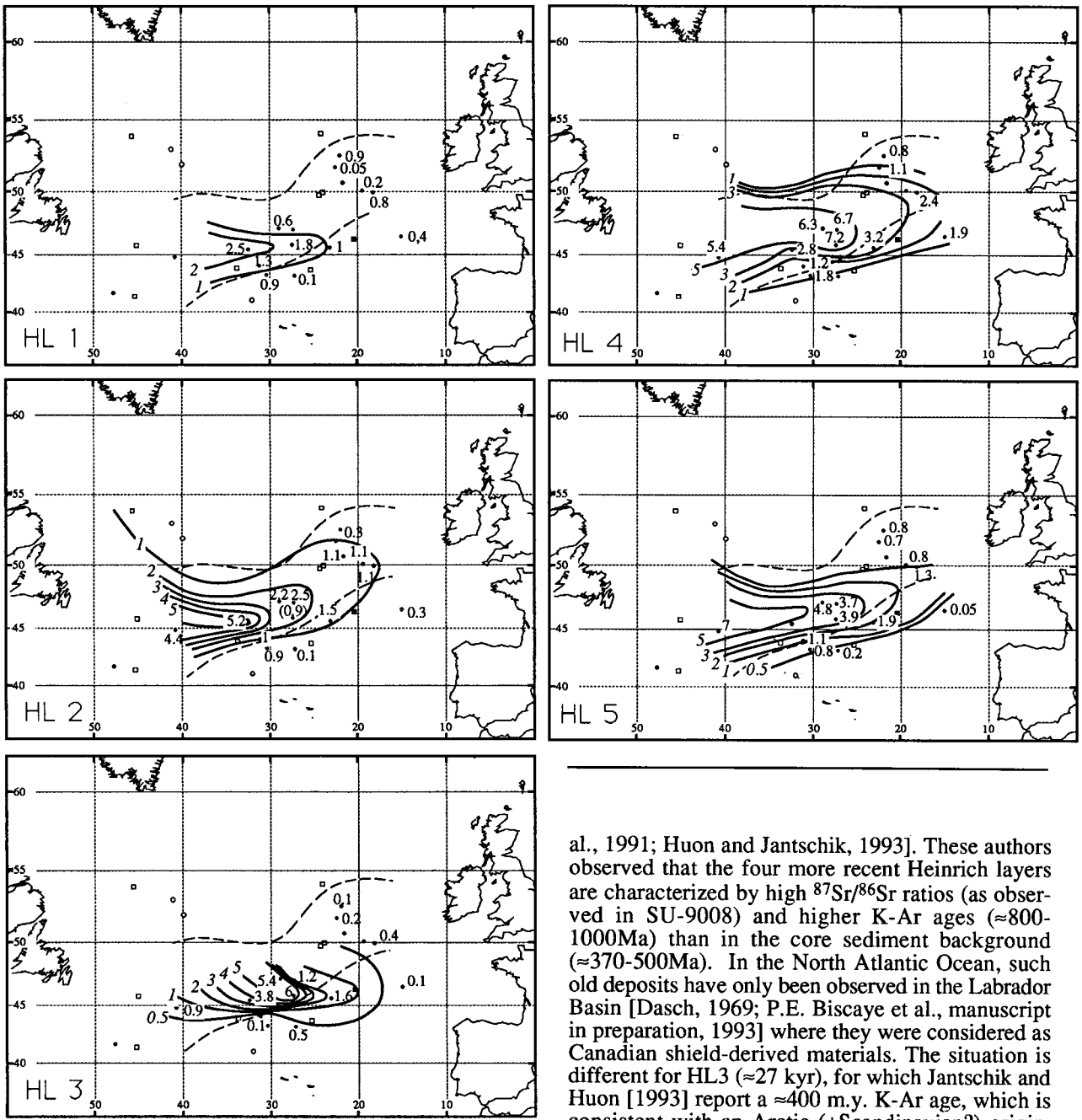


Fig. 7. Patterns of Heinrich layer: magnetic susceptibility integrated fluxes (expressed in 10^{-3} electromagnetic units cm^{-2} kyr^{-1}); HL1 to HL5; ice-rafted detritus belt [after Ruddiman, 1977] is shown in

this Heinrich layer has an isotopic composition very close to the values from the Fram Strait-Norwegian margin.

K-Ar and Rb-Sr isotopic compositions of the clay and silt fractions have been analyzed in core ME-68-89 (same location as ME-69-17 in Figure 1)[Huon et al., 1991; Huon and Jantschik, 1993]. These authors observed that the four more recent Heinrich layers are characterized by high $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios (as observed in SU-9008) and higher K-Ar ages (≈800-1000Ma) than in the core sediment background (≈370-500Ma). In the North Atlantic Ocean, such old deposits have only been observed in the Labrador Basin [Dasch, 1969; P.E. Biscaye et al., manuscript in preparation, 1993] where they were considered as Canadian shield-derived materials. The situation is different for HL3 (≈27 kyr), for which Jantschik and Huon [1993] report a ≈400 m.y. K-Ar age, which is consistent with an Arctic (+Scandinavian?) origin. Our observations confirm these results.

Mineralogical arguments are also consistent with this hypothesis. Bond et al. [1992] have observed that in all the HL from site 609, the mineralogy of the coarse ice-rafted grains was similar, with a strong component of detrital carbonate, except HL3. We have observed the same enrichment in detrital carbonate fragments for the uppermost Heinrich layers of cores SU-9008, SU-9011, and SU-9039 (Figure 1). Such layers rich in detrital carbonate also exist in core CH6909 [Pastouret et al., 1975] (Figure 1). The only englaciated regions in which large

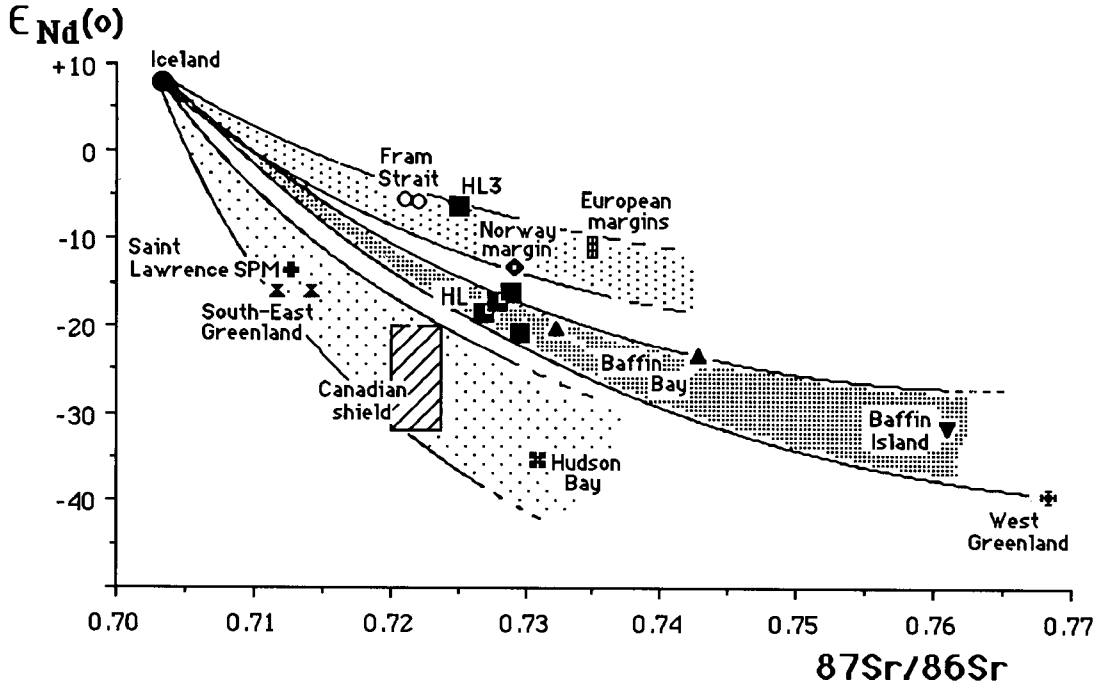


Fig. 8. $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios ploted against $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratios. The $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratios are expressed as $\epsilon_{Nd}(o)=(((^{143}Nd/^{144}Nd)_{meas}/0.512636)-1)*10{,}000$. Analytical techniques have been previously described [Grousset et al., 1988; Grousset and Biscaye, 1989]. Error bars are smaller than symbol size. Nd and Sr isotopic data of the potential sources are from the literature: P.E. Biscaye et al. (unpublished manuscript, 1993), Faure et al. [1963], Goldstein and Jacobsen [1988a, b], Grousset et al. [1988], McCulloch and Wasserburg [1978], O'Nions and Pankhurst [1973], Stordal and Wasserburg [1986], Taylor et al. [1983], and Zindler et al. [1982]. On such a diagram, mixing lines are hyperbolae. Heinrich layer compositions (black squares) can be interpreted as a mixture of a mantle-derived end-member (Iceland+Greenland Volcanic Rocks (G.V.R.)) and a crust-derived end-member (Baffin Island+West Greenland regions for most of the HL, and Arctic+Norway for HL3).

deposits of limestone and dolomite are observed, are in eastern and northeastern regions [Latouche and Parra, 1979], Baffin Bay [Aksu and Piper, 1987] and Baffin Island [MacLean and Williams, 1983], although some smaller deposits exist in northern Europe and north-eastern Greenland (Figure 9).

IMPLICATIONS FOR THE SURFACE CIRCULATION DURING THE LAST GLACIAL PERIOD

Two models of circulation have been proposed to explain the distribution of ice-rafted material in the North Atlantic [Smythe et al., 1985]:

1. The first, the "locus-of-melting" model, links ice-rafted material accumulation to a stable southern boundary of the polar waters, where maximum melting of icebergs was occurring;
2. The second, the "ice-flow trajectories" model, considers a more progressive melting of icebergs flowing out of the ice-shelves, with accumulation of ice-rafted detritus along their trajectories.

Ruddiman [1977] argued that the ice-rafted detritus depositional patterns of the last glacial period, were consistent with the "locus-of-melting" model. The second model better explains the volcanic ash depositional patterns, probably transported by sea ice which melted faster [Ruddiman and Glover, 1975]. Each model appears to be relevant to different aspects of the Smythe et al. data [1985].

If we compare the maps of Figures 6 and 7, for HL2 (which occured near the Last Glacial Maximum) with the CLIMAP results [1976, 1981] and take into account further discussion of the hydrological implications from Keefer et al. [1988], then the accumulation of ice-rafted detritus follows approximately the northern limit of the zone of zero wind stress curl. This indicates a preferential accumulation and melting of the icebergs along the southern boundary of the polar waters. The western boundary of the high detrital fluxes zone would define the longitude of the injection from the north (the western limit of the associated cyclonic gyre). Most of the Heinrich layers have a Baffin Bay (and northwest

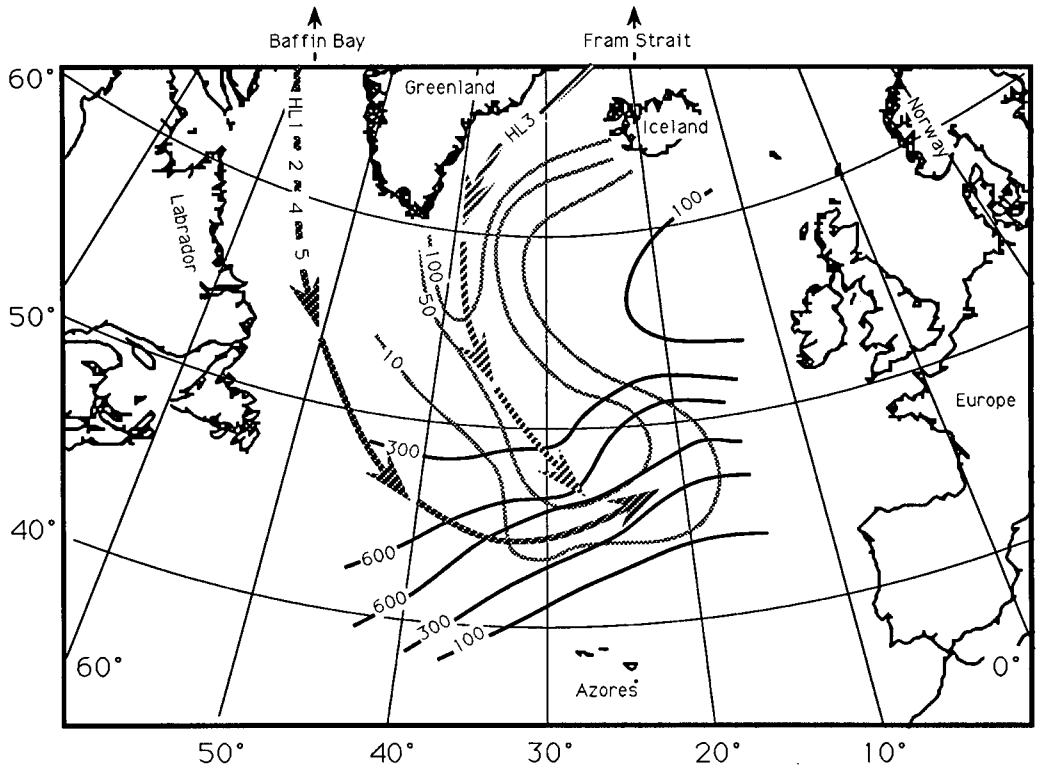


Fig. 9. Two different trajectory models can be proposed to reconcile HL patterns (Figures 6 and 7) and IRD source regions (Figure 8): during Heinrich events 1,2,4, and 5, icebergs were coming from the Baffin Bay, drifting across the Labrador Basin; during event 3, they were coming from the "Arctic" region, drifting across the Irminger Basin. These patterns fit the two trajectory models previously proposed by Smythe et al. [1985].

Greenland) origin (Figure 9). They do not have apparent contribution of detritus from the East Greenland province, and even from Scandinavian and/or the Arctic regions (Figure 8). HL3 in that scheme has not been injected in this northern cyclonic gyre of the western boundary (Figure 9), but more to the east (Arctic and/or Scandinavian regions), as revealed by its pattern (Figure 7), and its isotopic composition (Figure 8). Ruddiman and Glover [1972] have hypothesized a large cyclonic gyre within the Irminger Basin to explain the distribution of the volcanic material from ash zone 1 (≈10.5 kyr BP). The continuous "background" supply of volcanic materials (probably from the Icelandic area) throughout the last glacial period would support the permanence of such an "Irminger gyre," transporting sea-ice with local volcanic ashes. HL3 in such a case would represent an accidental injection of icebergs from the north and/or north east within this gyre. Cores located in the Irminger Basin might be studied to confirm this hypothesis.

However, another possibility can be discussed. The presence of detrital carbonate in HL3 in northern cores from the western North Atlantic is evidence that the pattern of circulation during HL3 in that region was about the same as during HL1, HL2, HL4 and HL5 [see Bond et al., 1992]. In this view, icebergs that were discharged from the Labrador Sea during formation of HL3 melted, owing to warmer sea surface temperatures, before they reached the central and eastern North Atlantic. The different composition of IRD in HL3 may simply reflect the fact that if the massive discharges of icebergs from the Labrador Sea melt before crossing the western North Atlantic, the "Irminger gyre" becomes the principal source of icebergs reaching the central and eastern North Atlantic.

The southern boundary of the zone of high detritus flux, which appears slightly different from event-to-event (within a few degrees of latitude) would follow the north/south shifts of the southern margin of the polar waters along the last glacial period. In a recent paper, Hebbeln and Wefer [1991] reported ice-rafted detritus flux records measured over a year with sediment traps moored in the Fram Strait region. They clearly demonstrated that the maximum ice-rafted detritus fluxes occur where icebergs are melting, underneath the isotherm ≈0°C , and that at the same time lithogenic fluxes are extremely low under the permanent sea ice and in the ice-free region. Although the time scales are different, such process could explain the HL distribution.

In summary, while we may propose different hypotheses regarding the details of the circulation patterns [see Bond et al., 1992], we consider that the so-called "Heinrich layers" are likely a consequence of a huge iceberg input, mostly derived from the northern Labrador Basin margins (surges of Laurentide ice sheet, although this needs to be documented by more work on cores from the Labrador Basin?), followed by their southward transport by cyclonic surface circulation and their melting at the southern limit of the polar waters at about 45°N, along the polar front. These events could be triggered by abrupt climatic coolings. We may propose a two-step scenario: when a Heinrich event starts, an immediate cooling of the surface waters would occurs (as indicated by the sharp increase in the *N. pachyderma* sin. absolute abundance occurring at the very beginning of the Heinrich events). The peak in *N. pachyderma* sin. observed in core SU-9008 just prior to each Heinrich event, implies a drastic southward penetration of polar waters, but also an increase in productivity (as recently proposed by Sancetta [1992]). This kind of increase has been described in present-day iceberg environments [Hebbeln and Wefer, 1991] and associated with a "ploughing" of nutrient-rich surface waters [Neshiba, 1977] may be as deep as ≈1000m. Then, the invasion and subsequent melting of icebergs would induce a strong input of IRD, and the surface waters would be cold enough to explain that only some foraminifera survived, as indicated by the sharp increase in the *N. pachyderma* sin. relative abundance associated to the IRD peak. North of the IRD belt, there was no significant melting of icebergs and, thus the IRD flux was negligible except along the coastal zones concerned by sea ice transport. The southern limit of the IRD belt marks the maximum southward penetration of polar water and associated icebergs.

Similar IRD events can be identified at least since 260 ky (see on Figure 3) and will have to be studied in future work.

In the Greenland ice cores, Johnsen et al. [1992] observe several rapid warming events which interrupt the cold periods (low $\delta^{18}0$). These cold periods appear to correspond approximately in timing to the North Atlantic Heinrich events. But, with the very brief warm periods superimposed, their structure is much more complex than those of the sedimentary records. The resolution of the sediment analysis must be increased in order to ascertain the more detailed relationship. If such brief events can be demonstrated in the sediments, that would indicate an even faster evolution of the ice margins.

FURTHER CONSIDERATION ON HEINRICH EVENTS NUMBERING

The magnetic susceptibility measurements rapidly yield a continuous signal that is convenient to establish stratigraphy and to define the major glacial cycles boundaries in complement to the grey scale analysis. It is crucial therefore to decipher the long-term structure and variability of the signal. A convenient denomination for each of the events becomes mandatory, as proved by the experience of the $\delta^{18}O$ isotopic and sapropel stratigraphies.

The system introduced by Heinrich, which increments the number at each observed event in his cores, with jumps at levels which may (?) exist, is simple but yields already to considerable incoherencies. From place to place, some events may have a major or minor imprint, and in the latter case be easily overlooked. HL3 is typical of the latter case because it is not apparent in the western cores. To limit the uncertainty factor (by not propagating errors), we propose to derive the denomination of the events from the well-calibrated $\delta^{18}O$ isotopic scale, using as first digit an incrementation of the Heinrich events limited to the events within a stage following the isotopic stage number (as Martinson et al. [1987] defined isotopic substages). For example the third HL in isotopic stage 6 (≈165 kyr B.P.) will be HL6-3. Within that scale HL1 to HL6 would become HL2-1, HL2-2, HL3-1, HL3-2, HL3-3, and HL4-1.

CONCLUSIONS

The short events of ice-rafted detritus accumulation during the last glacial, identified by Heinrich [1988] in the Northeast Atlantic and recently documented at high resolution by Broecker et al. [1992], are not a local pattern, but occur roughly between 40°N and 55°N across the entire North Atlantic. Considering the patterns of the so-called "Heinrich layers", the origin of the lithic grains, and their cyclic occurrence, we may propose an overall interpretation. Most of the Heinrich events could be a consequence of three, interacting mechanisms: (1) a massive input of icebergs derived from the northern Labrador Basin margins; (2) southward transport along the western boundary by cyclonic surface circulation; (3) melting at the southern limit of the polar waters at about 45°N, along the polar front. This situation apparently occurred roughly every 12 kyr. Some other events (like HL3), which originated in eastern Greenland, or in the Norwegian ice sheets, joined the main westerly drift after westward then southward transport along the path of a central northern Atlantic cyclonic gyre. We have identified these events at least since ≈260 kyr. They appear to be triggered by, or at least associated with, strong climatic coolings, as indicated by the sharp increase in the *N. pachyderma* sinistrial relative abundance occurring during the HL events. However, HL events are not particularly associated with maximum volumes of the ice sheets, as they occurred during interstadial stage 3, as well as during the last glacial maximum and isotopic stage 4.

Acknowledgments. J. Poutiers (D.G.O., University Bordeaux I, deceased in 1987), was the initiator

of the study of low-field magnetic susceptibility of oceanic sediments in France: he analyzed the Faegas III cores reported here. For the Paleocinat SU-90 cores, magnetic susceptibility was measured onboard with a device developped at CFR (Gif-sur-Yvette) by François Guichard and René Manganne. Noëlle Maillet (D.G.O., University Bordeaux I) ran X ray mineral analyses. B. Lecoat, J. Tessier, and J. Antignac are in charge of the running of the Finnigan Mat 251 and the automated carbonate device (individual and bulk) for the foraminiferal isotopic analyses in Gif-sur-Yvette. We acknowledge their contribution to this study. We are very grateful to E. Jansen (University of Bergen), who provided Norwegian margin sediment samples (Core 25-09), and D. Hebbeln (University of Bremen), who gave us sediment trap samples from the Fram Strait. We thank M. Loubet for access to the mass spectrometer Finnigan Mat 261 at the Laboratoire de Géochimie Isotopique (Toulouse). We thank P.E. Biscaye for friendly and helpful comments on a first draft of the manuscript. The paper benefitted greatly by thoughtful reviews by Jean-Claude Duplessy, John King, Eystein Jansen, William Ruddiman, Hartmut Heinrich and Rüdiger Jantschik. This research was directly supported by the INSU-CNRS program: "Dynamique et Bilan de la Terre-Thème 2," EEC program EPOCH, and the basic support of CNRS and CEA to CFR, and CNRS and MEN to DGO. This is DBT-2 contribution 534, CFR contribution 1338A, L-DEO contribution 5039.

REFERENCES

Aksu, A. E. and D. J. W. Piper, Late quaternary sedimentation in Baffin Bay, Can. J. Earth Sci., 24, 1833-1846, 1987.

Bard, E., M. Arnold, P. Maurice, J. Duprat, J. Moyes, and J.-C. Duplessy, Retreat velocity of the North Atlantic polar front during the last deglaciation determined by ^{14}C accelerator mass spectrometry, Nature, 326, 1987.

Bond, G., M.A. Kominz, W.S. Broecker, M. Klas, and J. McManus. Do color variations in North Atlantic deep-sea cores record Holocene-Pleistocene climatic changes in Milankovitch and sub-Milankovitch scales? Geol. Soc. Am., Abstr. Programs, A 78, 1990.

Bond, G., W.S. Broecker, M. Klas, R. Lotti, and J. McManus, Abrupt color change in isotopic stage 5 in North Atlantic deep-sea cores: Implications for rapid change of climate-driven events, edited by G. Kukla and E. Went, NATO ASI, Ser. 1, 3, 185-206, 1991.

Bond, G., H. Heinrich, S. Huon, W. Broecker, L. Labeyrie, J. Andrews, J. McManus, S. Clasen, K. Tedesco, R. Jantschik, C. Simet, and M. Klas, Evidence for massive discharges of icebergs into the glacial Northern Atlantic, Nature, 360, 245-249, 1992.

Broecker, W., G. Bond, and M. Klas, A salt oscillator in the Glacial Atlantic? 1, The Concept, Palaeoceanography, 5(4), 469-477, 1990.

Broecker, W., G. Bond, M. Klas, E. Clark, and J. McManus, Origin of the Northern Atlantic's Heinrich events, Clim. Dyn., 6, 91-109, 1992.

CLIMAP, The surface of the ice-age Earth, Science, 191, 1131-1137, 1976.

CLIMAP, Seasonal reconstruction of the Earth's surface at the last glacial maximum, Geol. Soc. Am. Map Chart Ser., MC36, 1981.

Dasch, E.J., Strontium isotopes in weathering profiles, deep-sea sediments and sedimentary rocks Geochim. Cosmochim. Acta, 33, 1521-1552, 1969.

Duplessy, J.C., L. Labeyrie, A. Juillet-Leclerc, F. Maitre, J. Duprat, and M. Sarnthein, Surface salinity reconstruction of the north Atlantic ocean during the last glacial maximum, Oceanol. Acta, 14, 311-324, 1991.

Faure, G., P.M. Hurley, and H.W. Fairbairn, An estimate of the isotopic composition of strontium in rocks of the precambrian shield of North America. J. Geophys. Res., 68, 2323-2329, 1963.

Faure, G., Principles of Isotope Geology, 2nd ed., 589pp., John Wiley, New York, 1986.

Goldstein, S.J., and S.B. Jacobsen, Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: Implications for crustal evolution, Earth Planet. Sci. Lett., 87, 249-265, 1988a.

Goldstein, S.J., and S.B. Jacobsen, REE in the Great Whale River estuary, northwest Quebec, Earth Planet. Sci. Lett., 88, 241-252, 1988b.

Grousset, F.E., and P.E. Biscaye, Nd and Sr isotopes as tracers of wind transport in Atlantic aerosols and surface sediments, edited by M. Leinen and M. Sarnthein, NATO ASI Ser., 282(C), 385-400, 1989.

Grousset, F.E., and R. Chesselet, Holocene sedimentary regime on the North Mid-Atlantic Ridge, Earth Planet. Sci. Lett., 78, 271-287, 1986.

Grousset, F.E., J. Duprat J., Faugères, E. Gonthier, N. Maillet, J. Poutiers, and A. Pujos-Lamy, Un domaine sédimentaire de dorsale océanique (43-56°N.). Résultats de la mission Faegas-3, Bull. Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine, 28, 43-83, 1981.

Grousset, F.E., P.E. Biscaye, A. Zindler, J. Prospero, and R. Chester, Neodymium isotopes as tracers in marine sediments and aerosols: North Atlantic. Earth Planet. Sci. Lett., 87, 367-378, 1988.

Hammer, C.U., Traces of Icelandic eruptions in the Greenland ice sheet, Jokull, 34, 51-65, 1984.

Hebbeln, D., and G. Wefer, Effects of ice coverage and ice-rafted material on sedimentation in the Fram Strait, Nature, 350, 409-411, 1991.

Heinrich, H., Origin and consequences of cyclic ice-rafting in the northeast Atlantic Ocean, during the past 130,000 yrs, Quat. Res., 29, 143-152, 1988.

Huon, S., R. Jantschik, B. Kubler, and D. Fontignie, Analyses K-Ar, Rb-Sr et minéralogiques des

fractions argileuses de sédiments quaternaires, Atlantique NE: Résultats préliminaires, Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 71, 275-280, 1991.
Huon, S., and R. Jantschik, Detrital silicates in Northeast Atlantic deep-sea sediments during the Late Quaternary, 2, Major elements, REE and Rb-Sr isotopic data, Eclo. Geol. Helv., 86(1), 1993.
Jantschik, R., and S. Huon, Detrital silicates in Northeast Atlantic deep-sea sediments during the Late Quaternary, 1, Mineralogical and K-Ar isotopic data, Eclo. Geol. Helv., 85(1), 195-212, 1992.
Johnsen, S., N.B. Clausen, W. Dansgaard, K. Fuhrer, N. Gundesdrup, C.U. Hammer, P. Ivevsen, J. Jouzel, B. Stauffer, and J.P. Steffensen, Irregular glacial Interstadials recorded in a new Greenland ice-core, Nature, 359,311-313, 1992.
Keefer, T., D.G. Martinson, and B.H. Corliss, The position of the Gulf Stream during Quaternary glaciations, Science, 241, 440-442, 1988.
Latouche, C., and M. Parra, La sédimentation au Quaternaire récent, dans le Northwest Atlantic Mid-Ocean Canyon. Données minéralogiques et géochimiques, Mar. Geol., 29, 137-164, 1979.
MacLean, B., and G.L. Williams, Geological investigations of Baffin Island shelf in 1982, Geol. Surv. Can., 83(1B), 309-315, 1983.
Martinson, D.G., N.G. Pisias, J.D. Hays, J. Imbrie, T.C. Moore, and N.J. Shackleton, Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high resolution 0-300,000-year chronostratigraphy, Quat. Res., 27, 1-29, 1987.
McCulloch, M.T., and G.J. Wasserburg, Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation, Science, 200, 1003-1011, 1978.
Neshiba, S., Upwelling by icebergs, Nature, 267, 507-508, 1977.
O'Nions, R.K., and R.J. Pankhurst, Secular variation in the Sr-isotope composition of Icelandic volcanic rocks, Earth Planet. Sci. Lett., 21, 13-21, 1973.
Pastouret, L., G. Auffret, M. Hoffert, M. Melguen, H.D. Needham, and C. Latouche, Sédimentation sur la ride de Terre-Neuve, Can. J. Earth Sci., 12, 1019-1035, 1975.
Poutiers, J., Sur les propriétés magnétiques de certains sédiments continentaux et marins: applications, thèse de doctorat, 492, 266pp., Univ. Bordeaux I, 1975.
Poutiers, J., and E. Gonthier, Sur la susceptibilité magnétique des sédiments, indicateur de la dispersion du matériel volcanoclastique à partir de l'Islan-de et des Faeroë, Bull. Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine, 23, 214-226, 1978.
Robinson, S.G., The late Pleistocene paleoclimatic record of north Atlantic deep-sea sediments revealed by mineral-magnetic measurements, Phys. Earth Planet. Int., 42, 22-47, 1986.
Ruddiman, W.F. Late Quaternary deposition of ice-rafted sand in the subpolar North Atlantic (lat 40° to 65°N), Geol. Soc. Am. Bull., 88, 1813-1827, 1977.
Ruddiman, W.F., and L.K. Glover, Vertical mixing of ice-rafted volcanic ash in North-Atlantic sediments, Geol. Soc. Am. Bull., 83, 2817-2836, 1972.
Ruddiman, W.F. and L.K. Glover, Subpolar north-Atlantic circulation at 9,300 yr B.P.: Faunal evidence, Quat. Res., 5, 361-389, 1975.
Sancetta, C. Primary production in the Glacial North Atlantic and North Pacific oceans, Nature, 360, 249-251, 1992.
Shaw, D.M., J. Dostal, and R.R. Keays, Additional estimates of continental surface precambrian shield. Can. J. Earth Sci., 40(1), 73-83, 1976.
Smythe, F.W., Jr., W.F. Ruddiman, and D.N. Lumsden, Ice-rafted evidence of long-term North-Atlantic circulation, Mar. Geol., 64, 131-141, 1985.
Stordal, M.C., and G.J. Wasserburg, Neodymium isotopic study of Baffin Bay water: Sources of REE from very old terranes, Earth Planet. Sci. Lett., 77, 259-272, 1986.
Taylor, S.R., S.M. McLennan, and M.T. McCulloch, Geochemistry of loess, continental crustal composition and crustal model ages, Geochim. Cosmochim. Acta, 47, 1897-1905, 1983.
Zindler, A., E. Jagoutz, and S.L. Goldstein, Nd, Sr and Pb systematics in a three component mantle, Nature, 298, 519-523, 1982.

G. Bond, Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University, Palisades, NY 10964.

E. Cortijo and L. Labeyrie, Centre des Faibles Radioactivités, Avenue de la Terrasse, 91198 Gif-sur-Yvette, France.

M. Cremer , J. Duprat , F. E. Grousset, and J.-A. Sinko, Département Géologie et Océanographie, URA CNRS 197, Université Bordeaux I, Avenue des Facultés, 33405 Talence Cedex, France.

S. Huon, Département de Minéralogie, 13 rue des Maraîchers, CH-1211 Genève 4, Switzerland.

(Received July 30, 1992;
revised December 7, 1992;
accepted December 10, 1992.)

Article Labeyrie et al, 1995

Surface and deep hydrology of the northern Atlantic Ocean during the past 150,000 years

L. Labeyrie, L. Vidal, E. Cortijo, M. Paterne, M. Arnold, J. C. Duplessy, M. Vautravers, M. Labracherie, J. Duprat, J. L. Turon, F. Grousset, T. van Weering

Philosophical Transactions of Royal Society of London, vol. 348B, pages 255-264, 1995

Surface and deep hydrology of the Northern Atlantic Ocean during the past 150000 years

L. LABEYRIE[1,2], L. VIDAL[1], E. CORTIJO[1], M. PATERNE[1], M. ARNOLD[1], J. C. DUPLESSY[1], M. VAUTRAVERS[3], M. LABRACHERIE[3], J. DUPRAT[3], J. L. TURON[3], F. GROUSSET[3] AND T. VAN WEERING[4]

[1] *Centre des Faibles Radioactivités, Laboratoire mixte CNRS-CEA, Domaine du CNRS, 91198 Gif/Yvette cedex, France*
[2] *Departement des Sciences de la Terre, Université Paris-sud Orsay, bâtiment 504, 91104 Orsay cedex, France*
[3] *Departement de Géologie et Océanographie, Université Bordeaux 1, 33405 Talence cedex, France*
[4] *NIOZ, Texel, Holland*

SUMMARY

The abrupt shifts in foraminiferal $\delta^{18}O$ observed in core ODP 609 (the meltwater signature of the Heinrich events, see Bond *et al.* 1992*b*, 1993) are seen in ten North Atlantic high sedimentation rate cores; the decreasing south-west to north-east gradient is well pronounced. This confirms that the Heinrich events are associated with major surges of the Laurentide ice sheet, when it is believed approximately 10^6 km^3 of ice are liberated during each event.

A tentative reconstruction of the changes in surface and deep-water density, based upon the study of cores SU 90-39 (53° N 22° W) and SU 90-08 (43° N 30° W), is presented. To calculate the density of surface water, sea surface temperature is obtained using a foraminiferal transfer function (see CLIMAP 1981) and salinity is estimated using the foraminiferal $\delta^{18}O$ record corrected for the temperature effect on isotopic fractionation. The density of deep water is directly derived from the benthic $\delta^{18}O$ record, after corrections for the mean global changes in Ocean $\delta^{18}O$. Results indicate that the North Atlantic Ocean has been repetitively a potential area of deep-water formation during the last glacial period.

1. INTRODUCTION

Broecker & Denton (1989), among others, have proposed that the changes in Northern Atlantic surface salinity driven by the growth and decay of the large ice sheets may play a significant role in the control of deep-water circulation. Rapid changes in North Atlantic surface-water hydrology are recorded in the oxygen isotopic ratio of fossil planktic foraminifera from both the last deglaciation (Duplessy *et al.* 1986; Duplessy *et al.* 1992) and the last glacial period (Bond *et al.* 1992*b*; Bond *et al.* 1993). Most of these isotopic events are linked to catastrophic surges of the continental ice sheets (the Heinrich events, from Heinrich (1988) and Bond *et al.* (1992*b*). Rapid changes may also have occurred during the last interglacial period (Dansgaard *et al.* 1993; McManus *et al.* 1994; Keigwin *et al.* 1994). The purpose of this paper is to study the evolution of the surface-water hydrology in the North Atlantic Ocean and its implications for deep-water formation over the last glacial–interglacial cycle. Surface hydrological characteristics are reconstructed from high resolution planktic $\delta^{18}O$ and sea surface temperatures (SST) (derived from foraminiferal transfer functions following Imbrie & Kipp 1971). Deep-water density is derived from benthic foraminifera $\delta^{18}O$ (Labeyrie *et al.* 1987, 1992).

2. STRATEGY

Foraminiferal $\delta^{18}O$ records monitor the changes in surface and deep-water hydrology as well as the changes in ice volume. Oxygen isotopic fractionation between foraminiferal shells and the ambient water is a known function of the growth temperature (O'Neil *et al.* 1969; Shackleton 1974) and the water $\delta^{18}O$, which is itself a function of the water salinity as ^{18}O is fractionated against ^{16}O during evaporation: $\delta^{18}O_{water}$ changes locally by 0.5 per salinity unit for surface salinity gradients (Ostlünd *et al.* 1987), and, globally, by 1.2 per salinity unit during continental ice sheet growth and decay (Labeyrie *et al.* 1987; Shackleton 1987). Labeyrie *et al.* (1986) and Duplessy *et al.* (1991) have shown that salinity may be derived from the planktic foraminifera $\delta^{18}O$ during periods of known ice sheet volume, if SST is independently estimated from the foraminiferal species distribution (CLIMAP 1981).

3. DATA

The core location is plotted in figure 1. The location and the list of parameters which were measured are given in table 1. Three cores have been analysed isotopically for benthic foraminifera (SU 90-08,

© 1995 The Royal Society

Table 1. *Location of the cores and parameters presented here.*

core	latitude	longitude	data presented
SU 90-08	43° N	30° W	planktonic and benthic foraminifera $\delta^{18}O$, SST, grey reflectance, ^{14}C AMS
SU 90-11	44° N	40° W	planktonic and benthic foraminifera $\delta^{18}O$, grey reflectance
ODP 609	50° N	24° W	*N. pachyderma* (*s.*) $\delta^{18}O$, grey reflectance
SU 90-39	53° N	22° W	planktonic foraminifera $\delta^{18}O$, grey reflectance
V 23-81	54° N	16° W	*N. pachyderma* (*s.*) $\delta^{18}O$
NA 87-22	56° N	15° W	planktonic and benthic foraminifera $\delta^{18}O$, ^{14}C AMS
CH 73-110	60° N	09° W	*N. pachyderma* (*s.*) $\delta^{18}O$
SU 90-32	60° N	22° W	*N. pachyderma* (*s.*) $\delta^{18}O$
SU 90-16	58° N	45° W	*N. pachyderma* (*s.*) $\delta^{10}O$
HU 75-42	62° N	54° W	*N. pachyderma* (*s.*) $\delta^{18}O$
SU 90-44	50° N	17° W	*N. pachyderma* (*s.*) $\delta^{18}O$

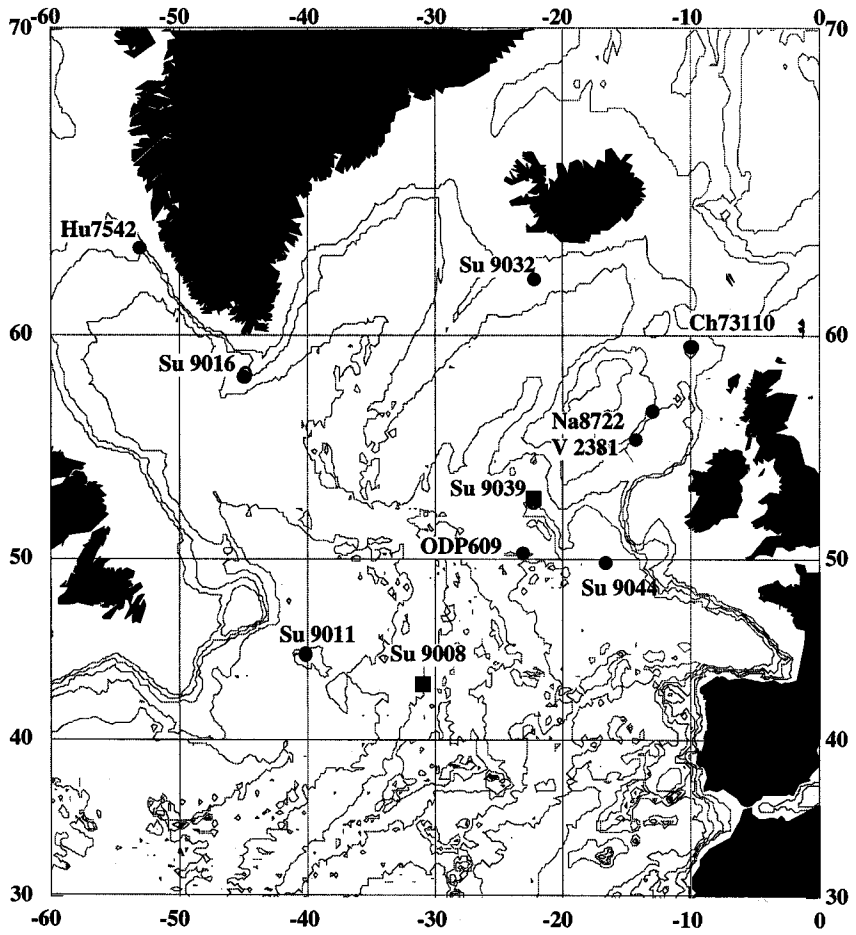


Figure 1. Location of the cores; square boxes indicate the location of the two key records for the study of vertical convection (cores SU 90-08 and SU 90-39).

SU 90-11, NA 87-22); and they constitute the basis for the chrono-stratigraphy and deep-water reconstruction. Core SU 90-39 and SU 90-08 have summer SST estimates, whereas planktic foraminifera $\delta^{18}O$ records are presented for all ten cores. The isotopic record from core HU 75-42 is a composite signal of two nearby cores, HU 75-41 (for the Holocene and deglaciation) and HU 75-42 for the glacial period (see Fillon & Duplessy 1980). Cores V 23-81 and ODP 609 have been extensively studied at very high resolution (2–3 cm) by Bond *et al.* (1992*b*, 1993) for the reconstruction of surface-water variability during the last glacial period in relation with the Heinrich events.

(*a*) *Isotopic measurements*

Foraminiferal $\delta^{18}O$ values have been measured for most cores on an automated preparation line coupled to a Finnigan MAT 251 mass spectrometer. The mean external reproducibility of powdered carbonate standards is $\pm 0.05‰$ for oxygen and carbon. Data is reported as $\delta^{18}O$ versus PDB (Pee Dee Belemnites Standard; see Hut 1987; Coplen 1988). Respectively, planktonic foraminifera species *Globigerina bulloides* and *Neogloboquadrina pachyderma* (*s.*) were analysed in the 250–315 μm and 200–250 μm size range, the most abundant in north Atlantic sediments over the last

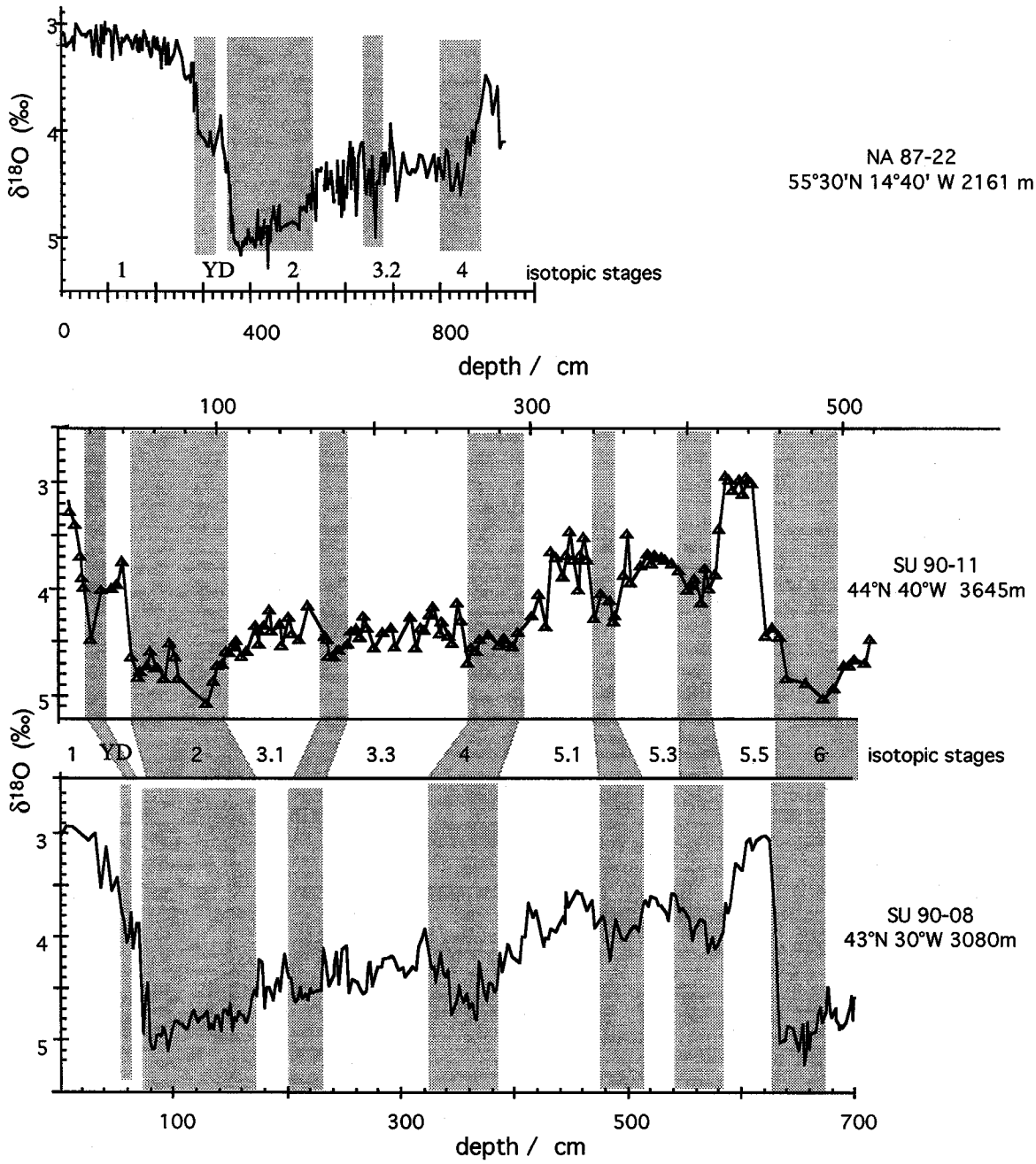


Figure 2. $\delta^{18}O$ records of the benthic foraminifera versus depth in the cores SU 90-11, SU 90-08 & NA 87-22.

climatic cycle. Wherever possible, the benthic foraminifera *Cibicides wuellerstorfi* was selected. When not available, we chose *Uvigerina peregrina*. *C. wuellerstorfi* $\delta^{18}O$ are adjusted by +0.64‰ for specific fractionation (Duplessy *et al.* 1984). The benthic $\delta^{18}O$ signals were analysed versus depth for cores SU 90-08, SU 90-11 and NA 87-22 in figure 2.

(*b*) *Sea surface temperature*

The SSTs were estimated on cores SU 90-08 (43° N) and SU 90-39 (53° N) using the classic Imbrie & Kipp (1971) method and a reference data base extended after CLIMAP (1981). Communality is always bigger than 0.8. The sampling resolution is not constant throughout the cores: Core SU 90-08 is analysed approximately each 2 cm (0.2–0.6 ka), except between 400–540 cm (isotopic stages 5.4 to 4), where the resolution was decreased to 10 cm (approx. equals 1–2 ka). Core SU 90-39 is only analysed at high resolution (2 cm 0.1–0.2 ka) during the last interglacial period (700–830 cm). Elsewhere, the resolution is 10 cm (1–2 ka). Estimated summer and winter SST (see figure 3) are similar to Ruddiman & McIntyre's 1984 reconstruction of nearby locations.

(*c*) *Construction of representative planktic foraminifera* $\delta^{18}O$

Drastic changes of climate during the last glacial–interglacial cycle in the northern Atlantic resulted from the displacement of the warm subtropical waters between 60° and 40° N (Ruddiman & McIntyre 1984). It is rarely possible to obtain, in this area, continuous

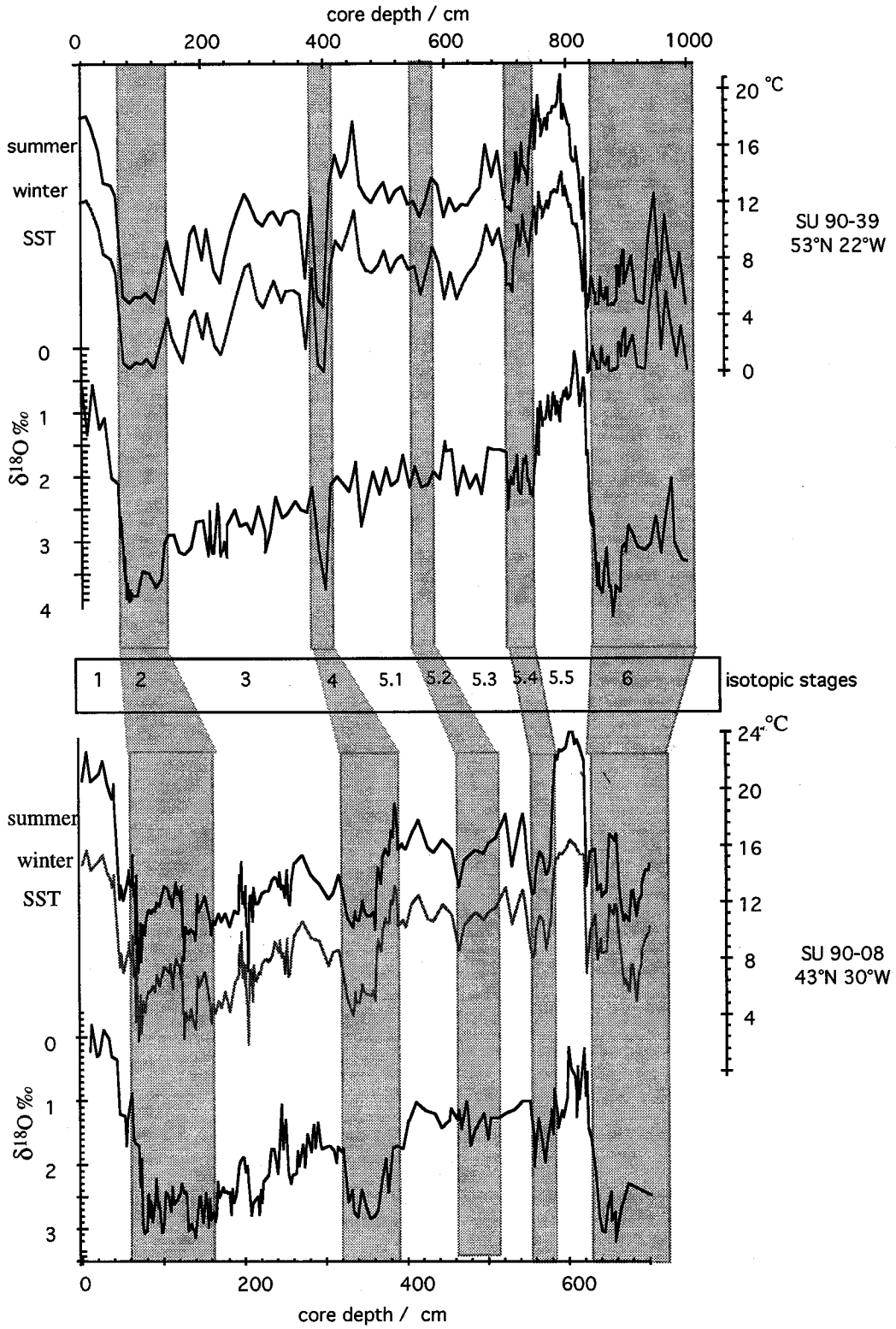


Figure 3. Results of the SST and planktonic foraminifera $\delta^{18}O$ reconstructions for cores SU 90-39 and SU 90-08 versus depth.

monospecific $\delta^{18}O$ records from *G. bulloides* or *N. pachyderma* (*s.*), as *N. pachyderma* (*s.*) is abundant in polar waters whereas *G. bulloides* lives in sub-polar and transitional waters. Duplessy *et al.* (1991) have observed that in waters where both foraminifera develop (between 7–10 °C summer SST), *N. pachyderma* (*s.*) is 0.35‰ heavier (corresponding to a growth temperature 1.5 °C colder). This isotopic offset (probably due to the deeper habitat of *N. pachyderma* (*s.*)) appears constant for the whole 0–10 °C optimum range of that species. We therefore reconstructed representative planktic foraminifera $\delta^{18}O$ records for the two cores where SST records are available (SU 90-08, SU 90-39), using *G. bulloides* $\delta^{18}O$ during warm periods (summer

Table 2. *AMS ^{14}C dating for core SU 90-08*

N. pachyderma (*s.*)	AMS^{14}C age	age (−0.48)	
depth	ka	ka	error $\pm 1\sigma$
60	13.44	12.96	0.11
72	15.23	14.75	0.11
80	15.28	14.8	0.1
100	18.73	18.25	0.15
120	21.1	20.62	0.21
134	22.45	21.97	0.2
162	27.48	27	0.33
170	30.09	29.61	0.51
192	33.85	33.37	0.66
210	36.13	35.65	0.88

Table 3. *AMS ^{14}C dating for core NA* 87-22

depth	AMS^{14}C age	age (−0.48)		
cm	ka	ka	error $\pm 1\sigma$	species
95	3.52	3.04	0.09	*N. pachyderma* (*s.*)
200	8.28	7.80	0.11	*G. bulloides*
200	8.30	7.82	0.09	*N. pachyderma* (*s.*)
250	10.01	9.53	0.09	*G. bulloides*
270	10.87	10.39	0.14	*G. bulloides*
285	11,32	10.84	0.09	*N. pachyderma* (*s.*)
305	11.69	11.21	0.12	*G. bulloides*
315	12.92	12.44	0.12	*G. bulloides*
325	12.38	11.90	0.12	*G. bulloides*
345	14.58	14.10	0.13	*N. pachyderma* (*s.*)
355	15.66	15.18	0.12	*N. pachyderma* (*s.*)
370	15.80	15.32	0.14	*N. pachyderma* (*s.*)
380	16.70	16.22	0.14	*N. pachyderma* (*s.*)
400	17.59	17.11	0.14	*N. pachyderma* (*s.*)
420	18.11	17.63	0.18	*N. pachyderma* (*s.*)
440	19.31	18.83	0.27	*N. pachyderma* (*s.*)
455	20.16	19.68	0.23	*N. pachyderma* (*s.*)
485	20.77	20.29	0.21	*N. pachyderma* (*s.*)
495	21.42	20.94	0.23	*N. pachyderma* (*s.*)
510	23.78	23.30	0.27	*N. pachyderma* (*s.*)
520	23.62	23.14	0.3	*N. pachyderma* (*s.*)
520	24.73	24.25	0.31	*G. bulloides*
530	26.35	25.87	0.33	*G. bulloides*
560	28.68	28.20	0.44	*N. pachyderma* (*s.*)
585	30.40	29.92	0.52	*G. bulloides*
595	31.64	31.16	0.64	*G. bulloides*
660	43.40	42.92	2.5	*N. pachyderma* (*s.*)

SST $\geqslant 7$ °C), and *N. pachyderma* (*s.*) $\delta^{18}O$ (corrected by −0.35°) during cold periods (summer SST $\leqslant 10$ °C) (see figure 3).

Our results, here again, are in agreement with results from Ruddiman & McIntyre (1979, 1984); the cooling of surface waters lags the planktic foraminifera $\delta^{18}O$ during periods of continental ice growth (transitions 5.5 -5.4, 5.3-5.2, 5.1-4 and 3-2). The surface layer of warm waters which covered the Northern Atlantic during these periods was subjected to high evaporation (shifting the planktic foraminifera $\delta^{18}O$ to heavy values). Atmospheric water vapour was available for feeding precipitation over the ice fields, which promoted faster growth of the ice sheets.

(*d*) *Chronostratigraphy*

Spatial reconstruction of past changes in surface-water hydrology are based upon sets of records built on the same chrono-stratigraphical scale. Large changes in sedimentation rates occur in the North Atlantic, both spatially and with time.

(i) *Correlation*

As a first step, all the cores have been correlated using the ANALYSERIES software (see Paillard *et al.* CFR internal report 1993). The common stratigraphic scale was built using core SU 90-08 as reference. Approximately 10–20 depth-to-depth links were used for each core, corresponding to the most significant events. The parameters considered are listed below.

1. Reference benthic foraminifera $\delta^{18}O$ records (on the three cores SU 90-08, SU 90-11, and NA 87-22, see figure 2). They are identical within sampling and analytical variability for cores in the same depth range and general area.

2. *N. pachyderma* (*s.*) $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ records (on all cores) for the glacial period and *G. bulloides* $\delta^{18}O$ for the interglacials. The $\delta^{13}C$ study will be reported elsewhere (L. Labeyrie, unpublished data).

3. *N. pachyderma* (*s.*) relative abundance has been used by Bond *et al.* (1992*b*, 1993) for detailed comparison of nearby cores V 23-81 and ODP 609.

4. Grey reflectance records, using the methodology of Bond *et al.* (1992*a*). The results will be presented elsewhere (E. Cortijo, unpublished data).

(ii) *The chronological scale*

^{14}C accelerated mass spectroscopy (AMS) dating of *N. pachyderma* (*s.*) and *G. bulloides* are available for cores SU 90-08 and NA 87-22 (see tables 2 and 3). The results have been corrected for a mean ventilation age of surface waters of 0.48 ka (Bard 1988). No correction for calibration to calendar age was applied. The time scale was derived by polynomial regression between the dating of both cores after the stratigraphic correlation. Results are compatible with the ^{14}C AMS ages published by Bond *et al.* (1992*b*; 1993) for core ODP 609.

Chronostratigraphic constraints below 30 ka are based upon the SPECMAP timescale (Martinson *et al.* 1987), with small changes introduced within isotopic stage 3, for which we used the chronostratigraphy based upon high precision tephrochronology of Mediterranean Sea ash layers (Paterne *et al.* 1986).

4. DISCUSSION

(*a*) *Spatial and temporal variability of the glacial* N. pachyderma(s.) $\delta^{18}O$ *records*

The *N. pachyderma* (*s.*) $\delta^{18}O$ records analysed age are reported for all the cores in figure 4. Large amplitude $\delta^{18}O$ negative anomalies are observed in most cores, and specially cores SU 90-08, SU 90-11 and ODP 609. Bond *et al.* (1992*b*; 1993) and Grousset *et al.* (1993) have demonstrated that the isotopic anomalies occur simultaneously with drastic surface-water cooling, and are associated with the Heinrich events of large influx

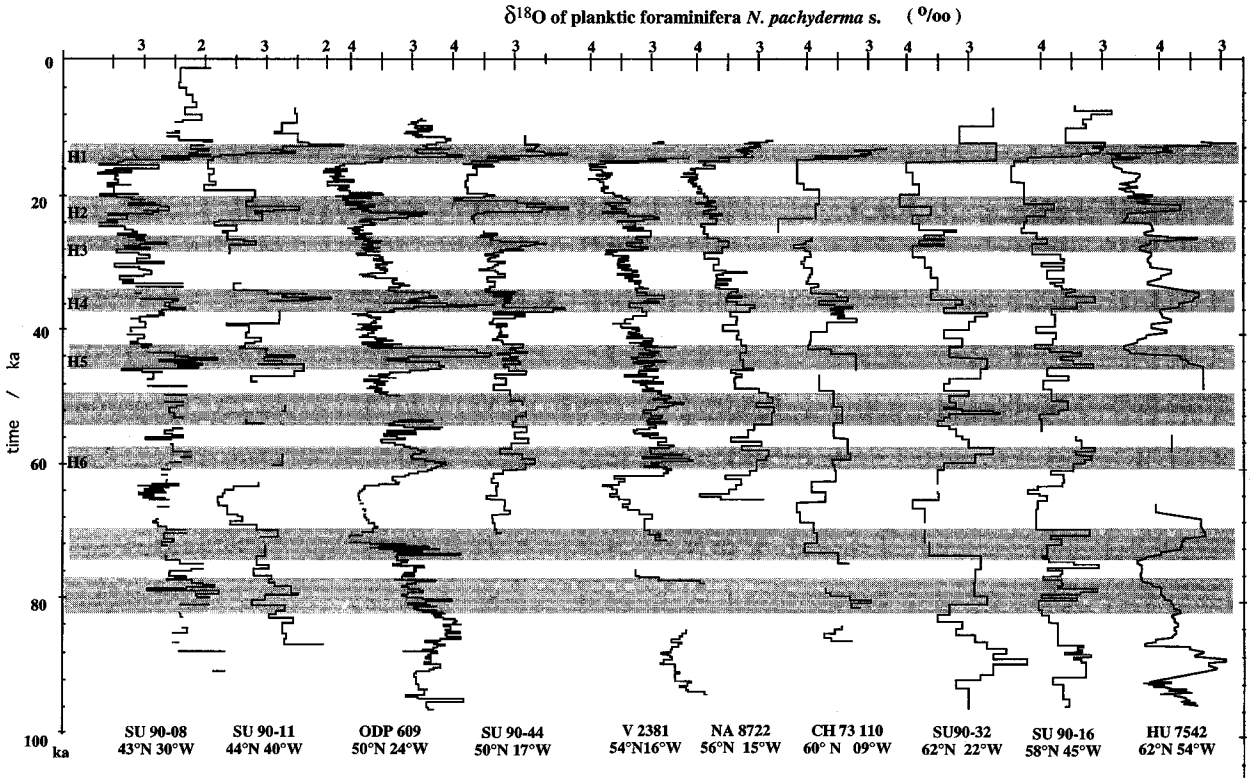


Figure 4. *Neogloboquadrina pachyderma* (*s.*) $\delta^{18}O$ records plotted against age for all the cores discussed in the text. The Heinrich events are indicated by grey shadings, according to the numbering of Bond *et al.* (1992*b*).

of ice rafted detritus. Therefore, they are the signature of large inputs of low $\delta^{18}O$ water melting from the icebergs during major ice surges of the continental ice sheets. Our results show that these large $\delta^{18}O$ anomalies extend over a significant portion of the Northern Atlantic, from core SU 90-11 (44° N 40° W and HU 75-42 (62° N 54° W) to SU 90-44 (50° N 17° W). They are also observed, with a slightly smaller amplitude (approx. equals 1‰ versus approx. equals 1.5–2‰), in core SU 90-08 (43° N 30° W) and SU 90-32 (62° N 22° W). The amplitude of these events decreases sharply to the north east of ODP 609, in the cores located around Rockall Bank (NA 87-22, 56° N 15° W) and V 23-81 (54° N 16° W).

Low $\delta^{18}O$ peaks of smaller amplitude (approx. equals 0.5 to 1‰) are also observed in all the northern cores. In Labrador Sea core HU 75-42, most of the Heinrich events are recorded, with an amplitude around 1‰. In the eastern core CH 73-110, only peaks H4 and H5 are significant. Cores SU 90-32 and SU 90-16, although at lower resolution, show most of the variability seen in the more southerly cores.

The distribution of the isotopic anomalies follows the trends mapped by Grousset *et al.* (1993) using the magnetic susceptibility signature of the ice rafted detritus derived from the Laurentide ice sheet. East of the Rockall Bank, cores NA 87-22 and V 23-81 do not show the isotopic signature of these events, indicating that surface water was not diluted by fresh meltwater. However, in the North East core SU 90-32 shows isotopic anomalies, but without the large magnetic susceptibility peaks seen in the 40–55° N latitudinal band. The $\delta^{18}O$ anomalies derive, therefore, from either surface water carrying meltwater from southerly latitudes, or from icebergs which originated from the Fenno-Scandinavian or Icelandic ice sheets.

It seems then that the isotopic anomalies described in core ODP 609 (Bond *et al.* 1993) represent a general phenomenon over the Northern North Atlantic Ocean. The largest amplitude signal (core SU 90-11 and ODP 609) probably tracks the major path of melting icebergs and the associated surface waters spiked by the low $\delta^{18}O$ ice sheet water. When averaged over the North Atlantic Ocean between 42° N and 65° N (approximately 4×10^6 km^2), taking 0.2 km as the mixing depth, a $\delta^{18}O$ of melting iceberg −35‰ and −0.9‰ for each isotopic anomaly, about 2.10^4 km^3 of ice was melting during the Heinrich events. If the duration of the events is taken as 50 times the mixing rate of surface waters (0.5–1 ka (Bond *et al.* 1993; François & Bacon 1994)), at least 1 million km^3 of ice was stripped from the ice sheets during each of the events: this corresponds to about 2 m of mean sea level increase.

An other observation may be gained from examining the higher resolution records. They present similar and synchronous trends once the large amplitude shifts are excluded; both the shape and timing of the substructure (a saw tooth pattern of about 7–10 ka duration) are also similar. This is near the value that MacAyael (1993) and Alley & MacAyeal (1994) estimated for the pseudo-periodicity of the Laurentide ice sheet oscillations under the effect of basal geothermal heating.

(*b*) *The hydrological changes*

(i) *Deep waters*

Labeyrie *et al.* (1987; 1992) have proposed a strategy to reconstruct the mean deep water $\delta^{18}O$, temperature

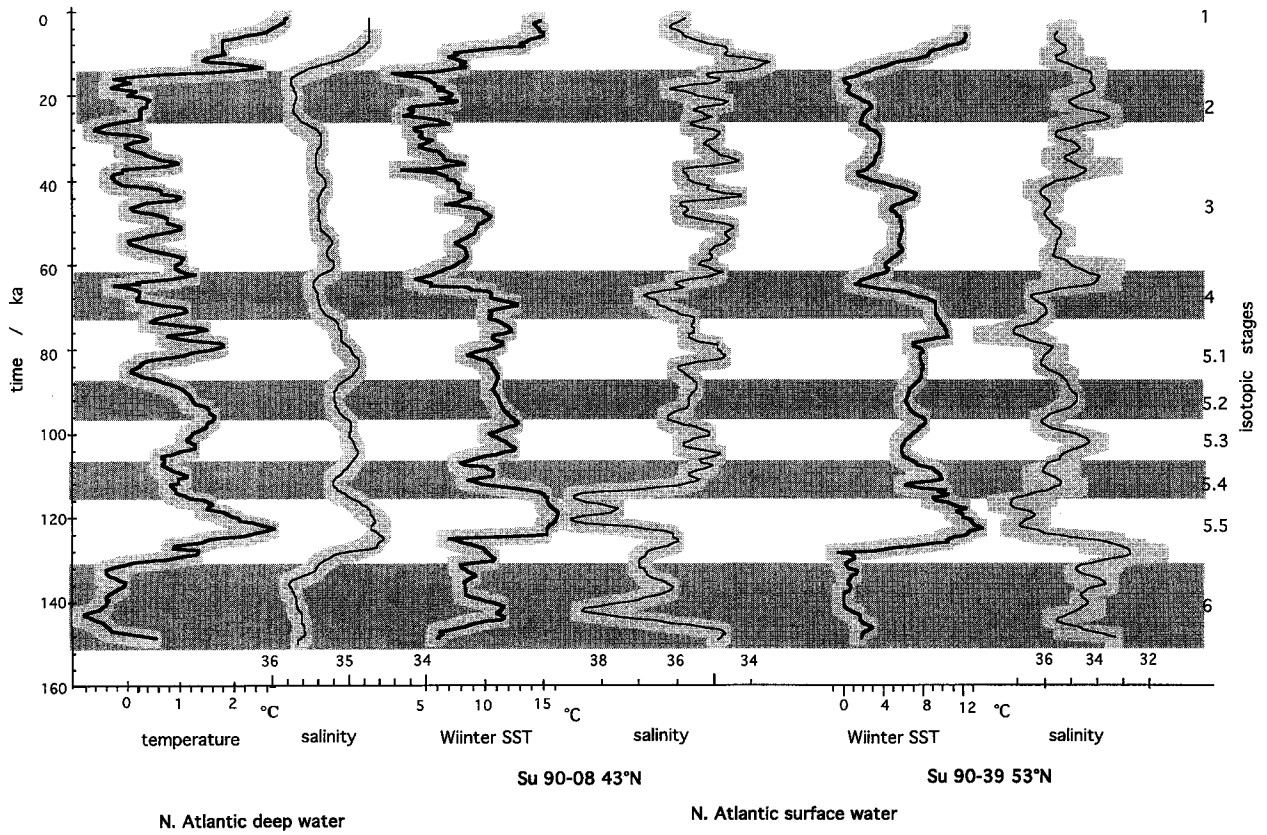


Figure 5. Calculated records of North Atlantic surface and deep temperature and salinity plotted for the last 150 ka, at the location of core SU 90-39 and SU 90-08. The salinity scale is inversed. The deep-water record is derived from the benthic $\delta^{18}O$ record of core SU 90-08. Grey shadings approximate the estimated mean uncertainty for each parameter. Isotopic stages are reported as reference.

and density. For the present work, the mean Ocean $\delta^{18}O$ record was extended to 150 ka BP using the V19–30 benthic $\delta^{18}O$ signal of Shackleton *et al.* (1983), after application of a $-0.35‰$ correction for the effect of changes in deep-water temperature during the transition between isotopic stages 6 and 5.5 (Sowers *et al.* 1993).

The global seawater $\delta^{18}O$ signal may be directly translated in terms of mean global salinity, as salinity is linearly correlated with continental ice volume: 1.04 salinity unit corresponds to 120 m sea level change and 1.2‰ change in mean Ocean $\delta^{18}O$ (Labeyrie *et al.* 1987; Shackleton 1987). The signal obtained by subtraction of this Ocean $\delta^{18}O$ record from the benthic foraminifera $\delta^{18}O$ record of core SU 90-08 represents the changes in oxygen isotopic fractionation, i.e. in deep-water temperature, at the core location. In such reconstruction we neglect the secondary effects which could derive from spatial heterogeneity in deep-water salinity. We have reported in figure 5 the derived records for North Atlantic deep-water temperature and salinity (at 2500–3000 m).

(ii) *Surface water*

The reconstruction of the changes in surface-water hydrology for cores SU 90-39 (53° N) and SU 90-08 (43° N) was obtained from their $\delta^{18}O$ and SST records. Sea surface salinity was estimated following Duplessy *et al.* (1991). The reconstructed records of surface salinity and temperature are plotted in figure 5. The general structure of the salinity record is similar to the one described in Duplessy *et al.* (1992) for the Last Deglaciation; warm periods are associated with higher salinity (surface waters of sub-tropical origin) and cold periods with lower salinity surface waters (of polar origin). It is specially true for the Last Interglacial (about 120 ka BP) in core SU 90-08, and for the end of warm stage 5.1 (around 70 ka BP) in core SU 90-39. The salinity records (as well as the SST records) are however significantly different in both cores. Salinity of the lower latitude core SU 90-08 is more or less constant around 35.5 for most of the last 110 ka, and about 38 for stage 5.5. Salinity is about 0.5 units lower at the location of the 53 °N core, SU 90-39. This core does not show a large increase in salinity during 5.5; the latitudinal gradient thus increased considerably during that period. The large negative spike at the end of glacial stage 6 in core SU 90-39 and at the end of glacial stage 2 in core SU 90-08 correspond to other well defined differences.

The Last Interglacial, sampled for both cores at better than 1 ka resolution, presents a special interest, because of the large variability observed in the GRIP ice core during that period (Dansgaard *et al.* 1993). McManus *et al.* (1994) have shown that the ice signal does not seem compatible with the Northern Atlantic Oceanic record for that period. Our records however do indicate that around mid 5.5 salinity decreased by about 1 unit in both cores. This is compatible with a

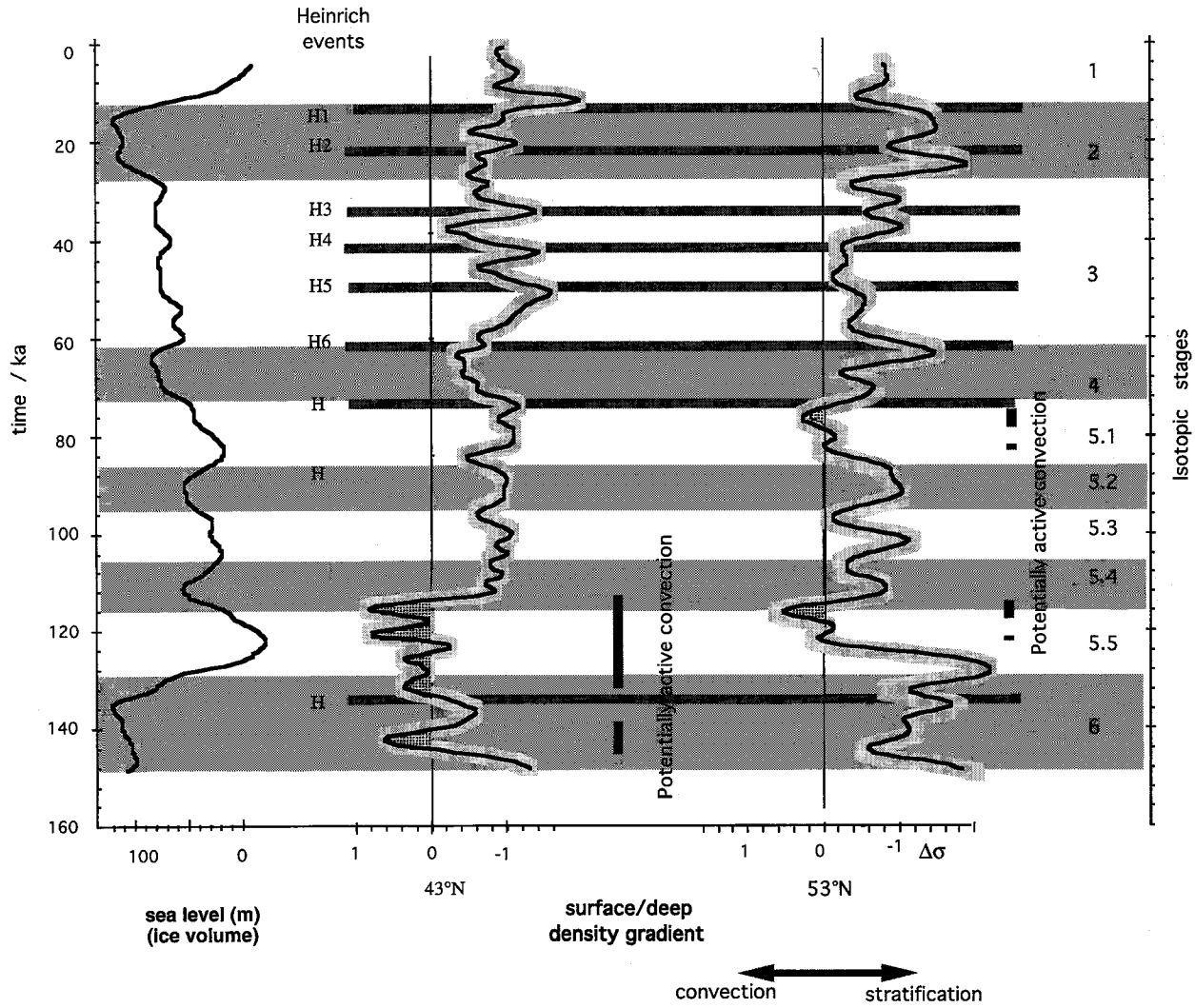


Figure 6. Calculated surface-deep density gradients at the location of core SU 90-39 (53° N) and SU 90-08 (43° N). The sea level curve is reported as reference. Shaded areas correspond to periods of potential excess density in surface waters. The H1–6 lines correspond to recognized Heinrich layers in the cores (after Bond *et al.* 1992*b*). Other events, identified as analogues to Heinrich layers during the cold events of stage 5 (McManus *et al.* 1994) are reported as H.

slowing down of the salt conveyor belt to the northern Atlantic, supporting the results of Cortijo *et al.* (1995). These authors have evidence for a drastic cooling and decrease in salinity in Norwegian sea during that period, which is more muted in the Northeastern Atlantic.

Just before the last interglacial, core SU 90-39 shows a large decrease in salinity. This meltwater event is supported by the lead of the planktic foraminifera $\delta^{18}O$ versus SST changes during the transition between isotopic stages 6 and 5 (see figure 3).

(*c*) *Potential areas and periods for deep-water convection*

The temperature and salinity may be used to calculate water density (σ_t) using the relation set out by Cox *et al.* (1970). Calculations were made for surface water in winter; the season in which deep-water convection usually occurs. Results are shown as changes in density gradient between winter surface and deep waters over the last 150 ka, at 43° N (core SU 90-08) and 53° N (Core SU 90–39) in figure 6. The sea level curve derived from the benthic foraminifera $\delta^{18}O$ record is reported as a reference on the same scale.

There are some uncertainties associated with the calculations (approximately ± 0.5 density units). We must, therefore, consider for now only the general trends. Vertical grey lines in figure 6 are periods where the calculated density for surface water exceeds the density of deep waters, i.e. potential periods of deep convection. It is evident that surface water never presented the large excess density given by the reconstruction during these periods. Planktonic foraminifera develop during the summer months mostly, especially in polar waters. The reconstruction indicates the periods during which surface water, with winter cooling, reaches deep-water density, at the origin of deep-water convection.

No general trends become apparent from these reconstructions. The area around 53° N may have been near sources of deep convection for part of stage 5.3 (100 ka), the cooling from mid 5.1 to 4 (75–65 ka),

part of stage 3 (50 to 40 ka) and during the last deglaciation (12–13 ka). Apparantly during LGM this area was sufficiently warm, taking into account its salinity, to have low density surface waters. This contrasts to the more northern surface waters (around 55° N 30° W) which were potential sources of deep-water convection during that period according to Labeyrie *et al.* (1992).

At 43° N, surface water density was generally lower (because of the warmer temperature), and the only large potential excess in surface density occurred during isotopic stages 6 and 5.5 (approximately 140 ka and 130–120 ka). The 5.5 excess density event presents an interesting problem. Deep-water formation was active during at least the first part of that period in Norwegian Sea (Cortijo *et al.* 1994). Our results point to a possible second source of deep-water convection driven by an excess salinity of the sub-tropical surface waters. It is impossible, however, from the available data to give its precise location and hydrological characteristics.

After the Last Interglacial, salinity may have been for limited periods sufficiently high to permit deep-water convection. This is apparently the case inbetween the ice surges (Heinrich events), and during short periods within the Last Interglacial. Analysis of other cores, from different areas, will be necessary to define a precise pattern in the shifts of possible areas of deep-water convection. But the results do indicate that during the last 150 ka, North Atlantic was frequently an area of deep-water convection. During most of the Glacial, the modern system of subtropical well-ventilated and salty Gulf Stream water flowing to Norwegian sea was replaced by more local productions of deep or intermediate waters, depending on the surface distribution of temperatures and salinity, therefore also on the direct coupling between atmosphere, ice sheets and the Ocean.

5. CONCLUSIONS

This study represents one approach to integration of the variation that exists in the planktic $\delta^{18}O$ records during the last climatic cycle over the range of the whole Northern Atlantic Ocean; it also discusses the possible shifts of conditions of deep-water formation. A special effort has been made to monitor the rapid variability of the surface water during the Heinrich events of the last glacial period, using the $\delta^{18}O$ of *N. pachyderma* (*s.*).

Our results demonstrate that during the Heinrich events, most of the surface of the Northern Atlantic was covered by a layer of low salinity water due to the large contribution of meltwater from icebergs. The track of the maximum anomaly confirms that the Laurentide ice sheet was one of the major sources of these icebergs. In agreement with the study by Maslin *et al.* (1995), our results indicate that deep-water convection was probably drastically reduced or stopped in the Northern Atlantic during these events and that in between, deep-water convection may have been rapidly re-established. Interglacial stage 5.5 presents another interesting period, with major changes in the latitudinal gradients in salinity. Our results confirm the results of Cortijo *et al.* (1995) that the initiation of the cooling of the Last Glacial, which occured in Norwegian Sea around 120 ka BP, was recorded also in the Northern Atlantic by a large decrease in surface salinity. Simultaneously, at 43° N, salinity increases drastically. This indicates a major slowing down of the surface thermohaline transport to the Northern Atlantic during that period.

This work is part of a large-scale study of the North Atlantic paleoclimatic variability supported by the EEC programme Environment (EV5V-CT92–0117), and the French programmes Programme National de la Dynamique du Climat, DYTEC and Geosciences Marines, of the Institut National des Sciences de l'Univers. The PALEOCINAT cruise in 1990 allowed the collection of the SU 90- cores on board the Suroit (Ifremer-Genavir). The isotopic data was obtained through the additional support of the Commissariat – l'Energie Atomique and Centre National de la Recherche Scientifique. B. Lecoat, with the assistance of J. Antignac; J. Tessier was in charge of the measurements; H. Leclaire was in charge of the micro-paleontological study of core NA 87-22. Most of the data presented here will form part of the Doctoral's thesis of E. C., L. V., and M. V.; W. Broecker, G. Bond and M. Klas are especially thanked for providing the samples from cores V 23-81 and ODP 609 for isotopic analyses. Thanks to M. Maslin for helpful comments on the manuscript.

The complete data set will be deposited at time of publication in the World paleo-data centre in Boulder, in the European paleo-Data base in construction (N. Shackleton, Cambridge) and is available from L.L. This is CFR contribution 1691.

REFERENCES

Alley, R.B. & MacAyeal, D.R. 1994 Ice-rafted debris associated with binge/purge oscillations of the Laurentide Ice Sheet. *Paleoceanography* **9**, 503–511.

Bard, E. 1988 Correction of accelerator mass spectrometry ^{14}C ages measured in planktonic foraminifera: paleOceanographic implications. *Paleoceanography 3*, 635–645.

Bond, G.C., Broecker, W.S., Lotti, R. & McManus, J. 1992*a* Abrupt color changes in isotope stage 5 in North Atlantic deep sea cores: implications for rapid change of climate-driven events. In *Start of a Glacial*, ASI Series (ed, G.J. Kukla & E. Went), pp. 185–205. Berlin-Heidelberg: Springer.

Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, C., Simet, C., Tedesco, K., Klas M. & Bonani, G. 1992*b* Evidence for massive discharges of icebergs into the glacial north Atlantic. *Nature, Lond.* **360**, 245–249.

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, Lond.* **365**, 143–147.

Broecker, W.S. & Denton, G.H. 1989 The role of Ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Geochim. cosmochim. Acta* **53**, 2465–2501.

CLIMAP 1981 Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum, *GSA Map, Chart Ser. MC-36* Boulder, Colorado: Geol. Soc. Am.

Coplen, T.B. 1988 Normalization of oxygen and hydrogen isotope data. *Chem. Geol.* **72**, 293–297.

Cortijo, E., Duplessy, J.C., Labeyrie, L., Leclaire, H.,

Duprat, J. & van Wering, T.C.E. 1995 Cooling in the Norwegian Sea and North Atlantic before the continental ice sheet growth during the Eemian interglacial period. *Nature, Lond.* **372**, 446–449.

Cox, R.A., McCartney, M.J. & Culkin, F. 1970 The specific gravity/salinity/temperature relationship in natural seawater, *Deep-Sea Res.* **17**, 679–689.

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-core record. *Nature, Lond.* **364**, 218–220.

Duplessy, J.C., Shackleton, N.J., Matthews, R.K., Prell, W.L., Ruddiman, W.F., Caralp, M. & Hendy, C. 1984 ^{13}C record of benthic foraminifera in the last interglacial Ocean: implications for the carbon cycle and the global deep water circulation. *Quat. Res.* **21**, 225–243.

Duplessy, J.C., M. Arnold, P. Maurice, E. Bard, J. Duprat & J. Moyes 1986 Direct dating of the oxygen-isotope record of the last deglaciation by ^{14}C accelerator mass spectrometry. *Nature, Lond. 320*, 350–352 .

Duplessy, J.C., Labeyrie, L., Juillet-Leclerc, A., Maitre, F., Duprat, J. & Sarnthein, M. 1991 Surface salinity reconstruction of the north Atlantic Ocean during the last glacial maximum. *Oceanol. Acta* **14**, 311–324.

Duplessy, J.C., Labeyrie, L.B., 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, Lond.* **358**, 485–488.

Fillon, R.H. & Duplessy, J.C. 1980 Labrador Sea bio-, tephro-, oxygen isotopic stratigraphy and late Quaternary paleOceanographic trends. *Can. J. Earth Sci.* **17**, 831–854.

François, R. & Bacon, M.P. 1994 Heinrich events in the North Atlantic : radiochemical evidence. *Deep-Sea Res.* **41**, 315–334.

Grousset, F., Labeyrie, L., Sinko, J., 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**, 175–192.

Heinrich, H. 1988 Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quat. Res.* **29**, 142–152.

Hut, G. 1987 Stable isotope reference samples for geochemical and hydrological investigations, *Consultant Group Meeting IAEA, Vienna. Report to the Director General*, 16–18 September 1985. Vienna: International Atomic Energy Agency.

Imbrie, J. & Kipp, N.G. 1971 A new micropaleontological method for paleoclimatology: application to a late Pleistocene Caribbean core, in *The late cenozoic glacial ages* (ed. K.K. Turekian), pp. 71–181. New Haven, Conneticut: Yale University Press.

Keigwin, L.D., Curry, W.B.S., Lehman, J. & Johnsen, S. 1994 The role of the deep Ocean in North Atlantic climate change between 70 and 130 kyr ago. *Nature, Lond.* **371**, 323–326.

Labeyrie, L.D., Pichon, J.J., Labracherie, M., Ippolito, P., Duprat, J. & Duplessy, J.C. 1986 Melting history of Antarctica during the past 60,000 years. *Nature, Lond.* **322**, 701–706.

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, Lond.* **327**, 477–482.

Labeyrie, L.D., Duplessy, J.C., Duprat, J.A., Juillet-Leclerc, 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. *Quat. Sci. Rev.*, **11**, 401–413.

Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C. & Shackleton, N.J. 1987 Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0–300,000 year chronostratigraphy. *Quat. Res.* **27**, 1–30.

Maslin, M.A., Shackleton, N.J. & Pflaumann, U. 1995 Surface water temperature, salinity and density changes in the N.E. Atlantic during the last 45000 years : Heinrich events, deep water formation and climatic rebounds. *Paleoceanography*, (In the press.)

McManus, J.F., Bond, G.C., Broecker, W.S., Johnsen, S., Labeyrie, L. & Higgins, S. 1994 High-resolution climate records from the North Atlantic during the last interglacial. *Nature, Lond.* **371**, 326–329.

MacAyeal, D.R. 1993 Binge/purge oscillations of the Laurentide Ice sheet as a cause of the North Atlantic's Heinrich events. *Paleoceanography* **8**, 775–784.

O'Neil, J.R., Clayton, R.N. & Mayeda, T.K. 1969 Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *J. chem. Phys.* **51**, 5547–5558.

Ostlünd, H.G., Craig, C., Broecker, W.S. & Spencer, D. (eds) 1987 *GEOSECS Atlantic, Pacific & Indian Ocean expeditions. Shorebased data and graphics, GEOSECS Atlas Series*, vol. 7, 200 pp. Washington D.C.: U.S. Government Printing Office.

Paterne, M., Guichard, F., Labeyrie, J., Gillot, P.Y. & Duplessy, J.-C. 1986 Tyrrhenian sea tephrochronology of the oxygen-isotope record for the past 60000 years. *Mar. Geol.* **72**, 259–285.

Ruddiman, W.F. & McIntyre, A. 1979 Warmth of the subpolar north Atlantic Ocean during northern hemisphere ice-sheet growth. *Science, Wash.* **204**, 173–175.

Ruddiman, W.F. & McIntyre, A. 1984 Ice-age thermal response and climatic role of the surface Atlantic Ocean, 40° N to 63° N. *Geol. Soc. Am. Bull.* **95**, 381–396.

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 *Les méthodes quantitatives d'étude des variations du climat au cours du pléistocène*, pp. 203–210.

Shackleton, N.J., Imbrie J. & 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 Planet. Sci. Lett.*, **65**, 233–244.

Shackleton, N.J., 1987 Oxygen isotopes, ice and sea level. *Quat. Sci. Rev.* **6**, 183–190.

Sowers, T., Bender, M.L., Labeyrie, L.D., Martinson, D.J., Jouzel, H., Raynaud, D., Pichon J.J. & Korotkevich, Y.S. 1993 135000 year Vostok-SPECMAP common temporal framework. *Paleoceanography* **8**, 737–766.

Liste des figures

Figure de l'introduction

Trajet des éléments détritiques transportés par les glaces. 11

Figures du chapitre 1

1-1 Carotte de sédiment marin dans l'Atlantique Nord. 19

1-2 Banc d'acquisition des images de carottes. 20

1-3 Schématisation des processus de bioturbation. 21

1-4 Traitement de l'information par la transformée de Wigner-Ville. 22

1-5 Enregistrements des variations de réflectance des sédiments et du pourcentage de carbonate dans les quatre carottes qui ont servi à la corrélation. 25

1-6 Variations de la réflectance des sédiments de quatre carottes dans les trois canaux de couleur en fonction de la quantité de carbonate. 26

1-7 Variations de la composition isotopique en oxygène de la glace de GRIP au cours des 60 000 dernières années. 29

1-8 Comparaison entre les variations de composition isotopique en oxygène de la glace au site GRIP (en haut) et l'enregistrement de réflectance dans la carotte SU90-39 (en bas) de 10 à 80 ka. 30

1-9 Lissage progressif de la courbe de variations isotopiques de l'oxygène de la glace à GRIP. 33

1-10 Analyse spectrale par la méthode « Multi-taper » de l'enregistrement de réflectance de la carotte SU90-39. 34

Figures du chapitre 2

2-1 Localisation des carottes étudiées. 65

2-2 Etendue des glaces continentales sur l'hémisphère nord. 68

2-3 Observation à la loupe binoculaire du sédiment constituant les niveaux de Heinrich et d'un sédiment carbonaté classique. 69

2-4 Résultats d'analyses par diffractométrie aux rayons X. 72

2-5 Provinces sources des carbonates détritiques. 73

2-6 Enregistrements de susceptibilité magnétique dans différentes carottes. 76

2-7 Enregistrements des niveaux de Heinrich à partir de plusieurs paramètres. 77

2-8 Pourcentages de grains détritiques en fonction de la profondeur dans trois carottes. 80

2-9 Trajets suivis par les icebergs lors des débâcles associées aux niveaux de Heinrich 1 à 5. 81

2-10 Variations des pourcentages d'éléments détritiques dans les différentes carottes utilisées pour déterminer l'âge moyen du niveau de Heinrich 4. 86

2-11 Variations de la composition isotopique de l'oxygène des foraminifères benthiques (*Cibicides wuellerstorfi*) en fonction de la profondeur dans la carotte NA87-22. 87

2-12 Ages ^{14}C et leurs barres d'erreur obtenus sur la carotte NA87-22 à partir de différentes espèces de foraminifères. 90

2-13 Variations de la composition isotopique en oxygène des foraminifères benthiques (*C. wuellerstorfi*) de la carotte NA87-22 en fonction de l'âge sur les derniers 60 ka. 91

2-14 Relation âge-profondeur obtenue sur la carotte SU90-08 par rapport à celle de la carotte NA87-22 à partir d'un polynôme d'ordre 5, et comparaison des différentes échelles d'âge obtenues. 92

2-15 Enregistrement du pourcentage d'éléments détritiques et du $\delta^{13}C$ de *C. wuellerstorfi* des carottes SU90-08 et NA87-22 en fonction de l'âge. 93

2-16 Comparaison entre les enregistrements isotopiques de l'oxygène des foraminifères benthiques des carottes NA87-22 et SU90-08 et des pourcentages d'éléments détritiques de ces deux mêmes carottes. 96

2-17 Relation âge-profondeur obtenue sur la carotte CH69-K9 par rapport à celle de la carotte NA87-22 à partir d'un polynôme d'ordre 5, et comparaison des différentes échelles d'âge obtenues. 97

2-18 Ajustements de l'échelle d'âge de la carotte CH69-K9 par rapport à la carotte NA87-22. 98

2-19 Construction de l'échelle d'âge de la carotte ODP609. 99

2-20 Construction de l'échelle d'âge de la carotte V23-81. 100

2-21 Enregistrements des variations de susceptibilité magnétique et de la composition isotopique en oxygène des foraminifères planctoniques dans trois carottes de l'Atlantique Nord (SU90-08, SU90-11, SU90-44). 102

2-22 Enregistrements isotopiques de l'oxygène de *N. pachyderma* s. obtenus sur différentes carottes de l'Atlantique Nord. 103

Figures du chapitre 3

3-1 Localisation des différentes carottes. 109

3-2 Régression entre le pourcentage de *N. pachyderma* s. et la température du mois d'août à partir de tous les sommets de carottes constituants la base de données de la méthode des analogues. 112

3-3 Variations du pourcentage de *N. pachyderma* s., d'éléments détritiques entre 30 et 40 ka pour la carotte ODP609 et de la composition isotopique en oxygène des foraminifères planctoniques. 113

3-4 Reconstruction des températures et des anomalies de composition isotopique de l'eau de mer dans différentes carottes de l'Atlantique Nord entre 30 et 40 ka. 118

3-5 Valeurs des compositions isotopiques en oxygène du foraminifère planctonique *N. pachyderma* s. au cours du niveau de Heinrich 4. 123

3-6 Anomalie de la composition isotopique en oxygène de N. pachyderma s. calculée à partir des valeurs de $\delta^{18}O$ avant l'événement et pendant l'événement. 124

3-7 Variations des températures des eaux de surface au cours du niveau de Heinrich 4. 125

3-8 Carte des températures d'août actuelles aux latitudes des carottes étudiées et carte des températures au cours du dernier maximum glaciaire. 126

Figures du chapitre 4

4-1 Variations du $\delta^{18}O$ des foraminifères planctoniques en fonction de l'âge pour les carottes SU90-08 et ODP609, comparées aux variations du $\delta^{18}O$ global. 133

4-2 Variations des pourcentages de *N. pachyderma* s. et *G. bulloides* dans la carotte SU90-08 depuis 60 ka. 134

4-3 Variations de la composition isotopique en oxygène de *N. pachyderma* s., de la température du mois d'août et de l'anomalie de la composition isotopique de l'eau de mer. 137

4-4 Enregistrements de la composition isotopique en oxygène de *G. bulloides* et *N. pachyderma* s., de la température et de la salinité entre 30 et 50 ka dans la carotte SU90-08. 138

4-5 Enregistrements de la composition isotopique de l'oxygène de *N. pachyderma* s. et de la susceptibilité magnétique dans la carotte ENAM93-21 comparés au signal de GRIP. 141

4-6 Schématisation des processus observés au cours des événements climatiques rapides dans l'Atlantique Nord. 146

Figures du chapitre 5

5-1 Comparaison des enregistrements des compositions isotopiques en oxygène des carottes de glace groenlandaises GRIP et GISP2. 151

5-2 Enregistrements obtenus sur les carottes V27-60 et NA87-25 entre 110 et 145 ka. 154

5-3 Enregistrements obtenus sur les carottes SU90-39 entre 110 et 145 ka. 155

5-4 Anomalie annuelle de la température au site de la Grande Pile (Vosges) reconstituée à partir de la différence entre les températures reconstruites par les pollens et la température actuelle en fonction de la profondeur. 158

5-5 Enregistrements de la réflectance des sédiments marins dans 4 carottes de l'Atlantique Nord. 159

5-6 Enregistrements de la composition isotopique en oxygène de G. bulloides et des foraminifères benthiques (*C. wuellerstorfi* et *U. peregrina*) pendant le sous-stade isotopique 5e dans les carottes SU90-44 et CH69-K9. 160

Liste des tableaux

1-1 Localisation des carottes utilisées pour la corrélation entre les enregistrements de réflectance et les teneurs en carbonate. 24

2-1 Localisation des carottes étudiées et paramètres utilisés. 64

2-2 Calcul de l'âge moyen du niveau de Heinrich 4 à partir des datations effectuées au Tandetron à Gif-sur-Yvette sur diverses carottes. 85

2-3 Niveaux stratigraphiques utilisées pour la construction de l'échelle d'âge de la carotte NA87-22. 88

2-4 Ages moyens des niveaux de Heinrich obtenus dans ce travail et comparés à ceux déterminés par Heinrich (1988) et Bond *et al*. (1993). 104

3-1 Carottes utilisées dans ce chapitre et références. 110

5-1 Localisation des carottes et taux de sédimentation calculés pour la période du dernier interglaciaire. 152