



HAL
open science

Changements abrupts dans un monde glaciaire

Laurent Labeyrie, Jean Jouzel, Camille Lévi, Elsa Cortijo

► **To cite this version:**

Laurent Labeyrie, Jean Jouzel, Camille Lévi, Elsa Cortijo. Changements abrupts dans un monde glaciaire. *Comptes Rendus Géoscience*, 2004, 336 (7-8), pp.721-732. 10.1016/j.crte.2003.12.016 . hal-02959006

HAL Id: hal-02959006

<https://hal.science/hal-02959006v1>

Submitted on 9 Oct 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.



Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

C. R. Geoscience 336 (2004) 721–732



Géophysique externe, climat et environnement (Climat)

Changements abrupts dans un monde glaciaire

Laurent Labeyrie ^{a,c,*}, Jean Jouzel ^b, Camille Lévi ^a, Elsa Cortijo ^a

^a Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement, UM CEA – CNRS, Domaine du CNRS, 91198 Gif-sur-Yvette, France

^b Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement, UM CEA – CNRS, Orme des Merisiers, CEA-Saclay, 91190 Gif-sur-Yvette, France

^c Département de physique, IPSL, université Versailles-St-Quentin, 45, avenue des États-Unis, 78035 Versailles, France

Accepté le 10 décembre 2003

Disponible sur Internet le 6 mai 2004

Rédigé à l'invitation du comité éditorial

Résumé

Les signaux les plus caractéristiques de la variabilité climatique millénaire de la dernière période glaciaire peuvent être séparés en deux classes de réponse, « Groenland » et « Antarctique ». Le type Groenland se retrouve jusqu'aux latitudes tropicales des blocs continentaux Amérique du Nord et Europe–Asie. Les refroidissements continentaux associés aux périodes d'extension maximum des calottes et aux débâcles qui en découlent ont affecté toutes les latitudes (probablement avec une forte rétroaction positive liée à la couverture de neige). La température de surface des océans de la bande intertropicale est restée, en revanche, relativement chaude, ce qui a introduit une forte variabilité méridienne de l'ITCZ (zone de convergence intertropicale) et facilité les transports méridiens de vapeur d'eau vers les continents englacés et les transports de chaleur, en particulier vers l'hémisphère sud. La croissance très rapide des bordures marines des calottes de glace a facilité les débâcles périodiques. Nous proposons que les caractéristiques différentes des signaux de type Groenland et Antarctique résultent de la distribution respective des continents et des océans dans les deux hémisphères et des rétroactions sur la dynamique atmosphérique et la circulation thermohaline. *Pour citer cet article : L. Labeyrie et al., C. R. Geoscience 336 (2004).*

© 2004 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Abstract

Sudden changes in a glacial world. The most characteristic records of the millennial variability of climate during the last glacial period may be separated into two classes of signals: Greenland and Antarctic. The Greenland type is found over the whole North American and Euro-Asian continental blocks. Continental cooling associated with the maximum ice sheet extension, and resulting surges on the marine margins have affected the whole latitude range, with a probable strong albedo feedback due to winter snow cover. At the opposite, the surface temperature of tropical oceans did not change as much, which created large seasonal meandering of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ), and facilitated meridional atmospheric vapour transport towards cold continents, and heat transfer in particular to the southern hemisphere. The rapid growth of ice sheets facilitated periodic surges and decreases in meridional overturning circulation. We propose that the major difference in the characteristics of the 'Greenland' and 'Antarctic' classes of climate variability result mostly from the difference in continent/ocean distribution in both hemispheres. *To cite this article: L. Labeyrie et al., C. R. Geoscience 336 (2004).*

© 2004 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

* Auteur correspondant.

Adresse e-mail : Laurent.Labeyrie@lscce.cnrs-gif.fr (L. Labeyrie).

Mots-clés : événements de Heinrich ; variabilité millénaire du climat ; période glaciaire

Keywords: Heinrich events; millennial variability of climate; glacial period

Abridged English version

This contribution to this thematic issue of *Comptes rendus Geoscience* on palaeoclimates analyses the main morphological characteristics of the records of the millennial variability of climate from Greenland to Antarctica, through low latitude and ocean systems, and use them to propose a new scheme for the climatic system during periods of millennial variability.

The North Atlantic sediment and Greenland ice records present well known oscillations of their atmospheric and surface-water temperature records, known as Dansgaard–Oeschger events (D–O) for the millennial succession of cold stages and warm interstages, and Heinrich events (HE) for the largest coolings, associated with major surges of the Northern ice-sheets [7,8,14,17,19,20,26,36,50,59]. The Heinrich events (one about each 5 to 10 ka) are clearly associated with major surges of the Laurentide ice sheets [27,30]. The resulting invasion of melting icebergs was associated with a major cooling and salinity decrease of the surface of the North Atlantic Ocean, and reduction of the meridian overturning circulation and deep water ventilation [23,33,34,55,59,68]. The more frequent D–O (one about each 1000 years) may result from oscillations of the Fenno-Scandian ice sheet. Low-latitude climates have been affected by these high-latitude changes. Indian and East-Asian monsoon [18,43,44,66,72], as well as the ITCZ in Central America [52], follow the oscillations of the North Atlantic system. The CH₄ records in Greenland and Antarctic ice have the same characteristics, attributed also to the variability of low-latitude climates [16,63]. We associate therefore the Greenland class of records to the North of the Atlantic Ocean and surrounding continental blocks (North/Central America and Euro-Asia), including their southern margins in the tropics.

The same Last Glacial period covers another class of palaeorecords, represented by the Antarctic ice δD and $\delta^{18}O$ records [53]. These records have been placed on the same time scale that Greenland GISP 2 ice core [50] using the global changes of CH₄ [5,6].

The northern and southern ice records present rather different temporal patterns: for each Heinrich cycle in the North corresponds always the same pattern, with a warming starting just prior to the cold maximum in the North (Fig. 1) and finishing at the time of rapid warming in Greenland, followed by a cooling lasting until the next event. Small modulations may or not correspond to each of the D–O. The Antarctic records present therefore an apparent lead of about 2000 years [5,6] for the main events. The same evolution has been observed, alas with poor timing constraints, for the changes in surface Southern Ocean temperature during the last deglaciation [39,42]. The Antarctic class of records is found also in the benthic foraminifera $\delta^{18}O$ records of the deep North Atlantic (probably recording deep water salinity changes [62]), when both the $\delta^{13}C$ of the same foraminifera and the $\delta^{18}O$ of surface dwelling planktic foraminifera follow the Greenland pattern [59,68,69]. A similar mixed reaction is found at low latitudes: as seen above, continental and monsoon related records of surface water salinity or wind driven productivity follow the Greenland model. Yet, nearby records of sea surface temperature follow the Antarctic pattern, with warm events during HE and Younger Dryas, as in Vostok and Byrd ice cores [29,44,57,58]. The Antarctic class of records covers therefore not only the high latitude southern hemisphere surface and atmospheric temperature, but also the ocean low-latitude surface temperature and deep-water salinity.

The bipolar ‘seesaw’ hypothesis [9,64] is the better-accepted model to explain the differing north–south patterns. Broecker proposed that the system is modulated by the varying interhemispheric heat transport associated with the oscillation of the deep thermohaline circulation. North Atlantic deep water forms when high northern latitude surface water is rich in salt (as for modern time), with heat transferred from the southern hemisphere and low northern latitudes to warm the northern hemisphere. During Heinrich events, surface salinity in the north drops, and the southern source of deep water becomes important, with associated warming in the south. The problem is that this model does

not explain the lead of the southern signal. Stocker and Johnsen [65] improved the model, adding a thermal inertia of the southern ocean, thus transforming the southern lead in a 1500-year lagging response, but preceding the next event. The problem is that the southern lead exists even when there has been no Heinrich event 1500 years before (as during the beginning of the Glacial period). None of these models takes into account the fact that the beginning of the cooling is about synchronous in both hemispheres, a period when deep-water ventilation progressively decreases [68,69], and change to the opposite evolution only when the northern cooling is well engaged. The major drop in northern source meridian overturning circulation occurs only at the beginning of the Heinrich event [47,49]. Changes in thermohaline circulation act therefore as a positive feedback to the observed evolution, but is not at its origin.

We propose that the observed low-latitude opposition between continental and oceanic climatologies is at the source of the dual oscillating patterns: during phases of northern ice sheet expansions after an HE event, cooling extends very fast to the southern end of the northern continents, by albedo changes (southern expansion of the snow-covered areas and associated polar vortex), while the ocean stays warm. The resulting meandering pattern of the ITCZ facilitates meridian transfer of atmospheric water (and snow to the continents) on both hemispheres, except that the southern hemisphere is mostly ocean. The southern migration of ITCZ, increased by the expansion of the northern ice sheets, facilitates also heat transfer to the south, thus starting the bipolar opposition. The progressive deep water $\delta^{18}\text{O}$ decrease during that period would be influenced by the expansion of ice-sheet ocean margins, and associated production of brines marked with a low $\delta^{18}\text{O}$ ice signature [21,24,68]. With the start of the HE ice sheet and NADW collapses, heat transfer to the south would accelerate until the end of HE northern surface-water salinity anomaly.

1. Introduction

La découverte, il y a une dizaine d'années, de l'extrême instabilité du climat glaciaire, avec une variabilité climatique rapide de grande amplitude à l'échelle de l'ensemble du Globe, nous offre un ter-

rain d'expérience et des challenges analytiques exceptionnels pour l'étude des interactions entre les différentes composantes du système climatique lors de ces changements rapides : circulation atmosphérique et océanique de surface, cycle de l'eau atmosphérique et biosphère, gaz à effet de serre, couverture de neige ou glace aux hautes latitudes et albédo, réponse de l'hydrologie profonde, circulation thermohaline et transferts méridiens de chaleur, interaction entre hémisphères et systèmes océaniques. Notre but, dans cette contribution à ce numéro thématique des *Comptes rendus Geoscience* consacré au climat, est de montrer à partir de quelques études récentes comment on peut espérer découpler certains de ces mécanismes, et en particulier évaluer le rôle des instabilités océaniques et glaciaires.

2. Événements de Heinrich et de Dansgaard–Oeschger

Tout au long de la dernière période glaciaire, des changements climatiques rapides ont laissé leur empreinte dans la composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) des glaces, du Nord au Sud du Groenland [19, 20,26,58]. Durant chacun de ces événements (dits de Dansgaard–Oeschger (D–O), en l'honneur de leurs découvreurs), un réchauffement rapide de 10 °C ou plus (en quelques décennies), est suivi d'un refroidissement graduel, pendant environ 1000 à 2000 ans. Vingt et un de ces cycles ont ponctué la période entre 75 000 et 15 000 ans BP (dont 16 entre 28 et 58 ka BP, la période la plus homogène du stade isotopique 3, soit un tous les 2000 ans en moyenne). Ces cycles ont été regroupés, sur cette durée, en six oscillations plus lentes. Chacune débute par l'interstade le plus chaud, et se termine par le stade le plus froid. La plupart des autres paramètres mesurés dans la glace montrent de telles oscillations, avec des maxima (ou minima) pendant les stades froids, et un ralentissement (une accélération) brutale lors du réchauffement. On peut citer, en particulier, la teneur en ions (marquant l'apport océanique [47]), et la teneur en poussières désertiques (marquant un transport accru depuis l'Asie centrale [4]). Cette alternance se déroule de façon quasi identique au cours de la période 70 à 25 000 ans BP dans toute une série d'enregistrements marins dans l'Atlantique nord et les mers Arctiques. C'est particulièrement vrai au

nord de 40° N, où les événements les plus froids sont associés à une grande quantité de détritiques transportés par les icebergs, marqueurs de débâcles massives des bordures marines des calottes glaciaires, en particulier la Laurentide (événements dits de Heinrich [11,28]). Plus généralement, on peut citer, parmi les observations les plus significatives, les variations d'abondance et de $\delta^{18}\text{O}$ des espèces polaires et sub-polaires des foraminifères fossiles marquant des oscillations nord-sud du front polaire. Celles-ci accompagnent chacune des oscillations isotopiques de la glace, avec une migration vers le sud des fronts polaire et sub-polaire à chaque stade froid [7,8,14,17,36,59], les changements des propriétés magnétiques des sédiments montrant une diminution du transport par les eaux de fond à chaque stade froid [23,33,34,55] et les changements de $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques traçant une baisse parallèle de la ventilation des eaux profondes [59,68].

Les relations entre les cycles à haute fréquence D/O et les cycles plus lents qui culminent dans les événements de Heinrich (tous les 7000 à 15 000 ans) ne sont pas encore complètement éclaircis. Lors des événements de Heinrich typiques, la calotte laurentide (en particulier la région de la baie d'Hudson, au nord) est la source essentielle du matériel détritique accumulé au nord de l'Atlantique [27,30]. Il ne fait plus guère de doute que ces événements ont pour origine une instabilité cyclique dans les écoulements des bordures marines des calottes. McAyeal [45] a proposé qu'ils se déclenchent après une accumulation importante quand le réchauffement tellurique de la base dépasse 0 °C. On retrouve une réponse sédimentaire voisine pour les D/O (dépôts de détritiques glaciaires et anomalie de $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères) dans les sédiments du Sud et de l'Est de la mer de Norvège [21,56,70]. Ces signaux seraient donc surtout liés à la croissance des calottes fénno-scandinave et islandaise. Les signaux paléoclimatiques du Nord de l'Atlantique intègrent les effets Laurentide (Heinrich) et FennoScandie (D/O), comme au Groenland.

Il ne fait pas de doute que le système climatique de basse latitude est lui aussi affecté par une variabilité climatique millénaire. Les systèmes de mousson, en mer d'Arabie [43], dans la baie du Bengale [Kallel et al., en préparation], en Indonésie [18,44], dans le Pacifique de l'Ouest [66] et dans l'Est asiatique [72] montrent une variabilité rapide analogue à celle du Nord de l'Atlantique. Les interstades chauds cor-

respondent à une augmentation de la mousson (augmentation des *upwellings* liés aux vents de mousson, diminution de la salinité) et les stades froids à une augmentation de la sécheresse et de la salinité de surface des océans. De même, Peterson [52] a mis en évidence par l'étude des sédiments de la fosse de Cariaco (Venezuela) une oscillation rapide de la zone de convergence intertropicale (ITCZ) vers le sud, à chaque événement froid observé au Groenland, et une évolution contraire tout aussi rapide vers l'interstade chaud. Lea et al. [41] viennent de montrer sur la même série sédimentaire que ces oscillations s'accompagnent d'un refroidissement des eaux de surface de forte amplitude (3 à 4 °C), synchrone, à quelques dizaines d'années près, des changements observés au Groenland. Ces signaux ont les mêmes caractéristiques générales que le méthane de la glace au Groenland ou en Antarctique [13, 63]. Comme suggéré par ces auteurs, il s'agit là probablement de la mise en évidence d'une variabilité de la source de méthane liée aux oscillations de la mousson en région intertropicale.

On retrouve une évolution voisine dans la composition isotopique des spéléothèmes à travers le bloc Europe-Asie ($\delta^{18}\text{O}$ à Hulu Cave, Chine [72] et à Socotra Island en mer d'Arabie [12] et $\delta^{13}\text{C}$ de la grotte de Villars, France [25]). La grande analogie dans le détail de l'évolution de ces signaux et la proximité régionale plaident pour un synchronisme parfait des signaux océaniques de l'Atlantique nord et des continents voisins avec ceux du Groenland, y compris aux basses latitudes nord. L'existence de quelques repères stratigraphiques communs entre glace et sédiments marins (en particulier ceux liés aux changements d'intensité du champ magnétique terrestre, comme l'abondance du ^{10}Be [3], du ^{36}Cl [2,71] ou du ^{14}C [40]), et les datations U/Th des spéléothèmes [12,25,72] renforcent cette hypothèse.

3. Les deux familles de signaux de variabilité millénaire : type Groenland et type Antarctique

Les différents signaux décrits précédemment entretiennent tous des liens morphologiques et/ou dynamiques étroits avec les signaux références du $\delta^{18}\text{O}$ au Groenland sur une grande partie de la dernière période glaciaire. La seule période où les signaux du Groenland se distinguent du groupe nord est celle

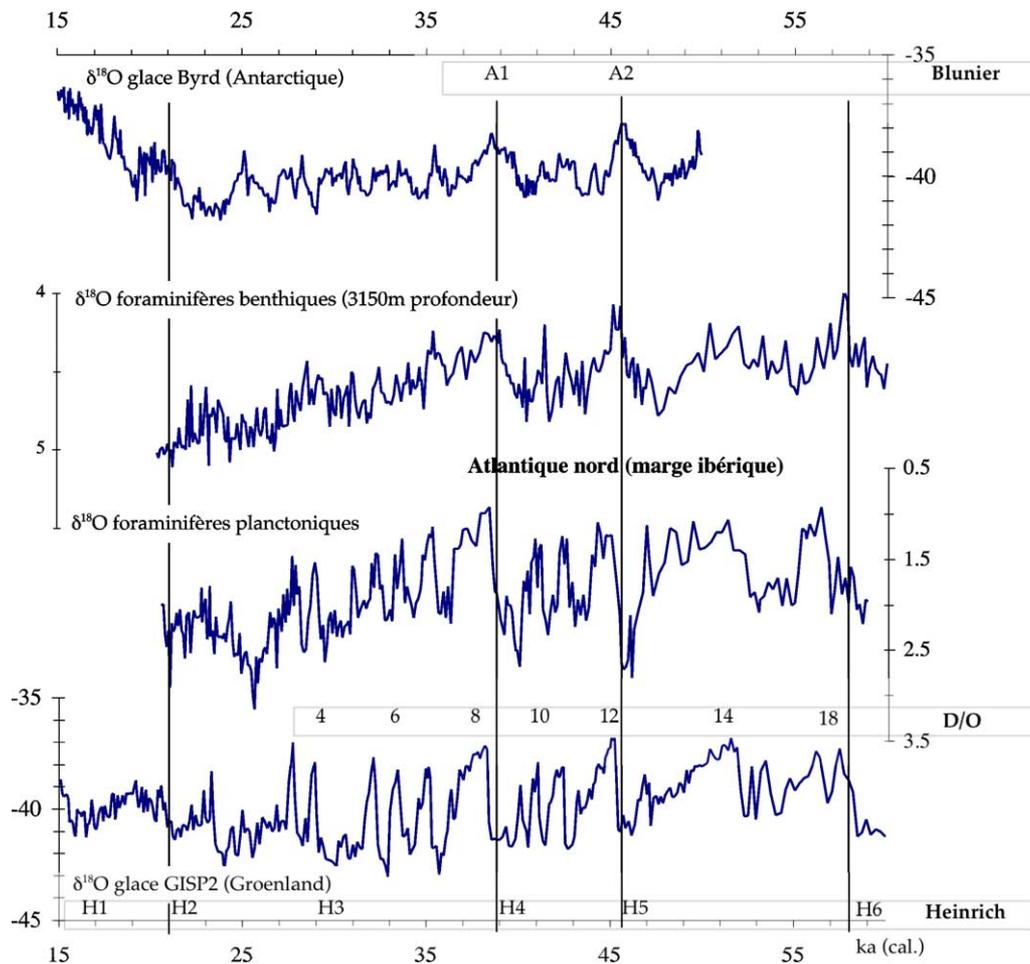


Fig. 1. Changements du $\delta^{18}\text{O}$ au cours du temps (échelles d'âge calendaire de Blunier et al. [6], pour : (1) la glace du forage GISP 2 (Groenland) [6] ; (2) *Globigerinoides bulloides*, foraminifère planctonique de la carotte MD95-2042, Atlantique nord ($37^{\circ}48'N$ $10^{\circ}W$) [59] ; (3) la même carotte, mais des foraminifères benthiques (composite) ; (4) la glace du forage Byrd (Antarctique) [6]. Les signaux 1 et 2 forment le groupe Groenland, les signaux 3 et 4 le groupe Antarctique (voir texte). Nous avons reporté les événements de Heinrich H1 à H6, Dansgaard–Oeschger 4 à 18 pour le forage GISP du Groenland, et les événements A1 et A2 décrits par Blunier et al. [6] dans les séries antarctiques.

Fig. 1. Changes of $\delta^{18}\text{O}$ in the calendar age scale of Blunier et al. [6], for: (1) GISP 2 ice (Greenland) [6]; (2) *Globigerinoides bulloides*, planktic foraminifera from core MD95-2042, North Atlantic ($37^{\circ}48'N$ $10^{\circ}W$) [59]; (3) same core, but benthic foraminifera; (4) Byrd ice core (Antarctic) [6]. Signals 1 and 2 belong to the Greenland group, signals 3 and 4 to the Antarctic group (see text). We have reported Heinrich events H1 to H6, Dansgaard–Oeschger events 4 to 18 in the GISP record, and A1 and A2 events in the Antarctic record from Blunier et al. [6].

du maximum glaciaire, entre 25 et 15 ka BP. Dans cette période, la composition isotopique du Groenland présente une variabilité de plus faible amplitude (en particulier lors des Heinrich 2 et 1) que l'océan environnant. Elliot et al. [23] attribuent ce phénomène à une climatologie locale liée à l'extension de la calotte groenlandaise sur ses marges, libérées par la baisse du niveau marin.

Il existe un autre type de variabilité millénaire en période glaciaire, dont le signal représentatif est la composition isotopique δD ou $\delta^{18}\text{O}$ de la glace Antarctique (forages de Byrd et Vostok [53]). Ce signal peut être comparé de façon étroite avec celui du Groenland, grâce aux variations globales du pCH_4 de la glace, qui permet de les synchroniser sur l'échelle de temps du forage GISP2 au Groenland [5,6,50].

Cette comparaison (voir en particulier la période correspondant aux événements A1 et A2 de la Fig. 1) montre que les signaux isotopiques des glaces polaires nord et sud obéissent à des dynamiques de toute évidence différentes, bien qu'elles soient liées : à chaque cycle de Heinrich au nord correspond une évolution toujours semblable au sud (Fig. 1), avec un réchauffement débutant juste avant le maximum de froid au nord, et finissant de façon quasi-synchrone avec le réchauffement rapide du Groenland : par exemple, l'interstade chaud A2 commence vers 48 ka BP à Byrd, après une période de refroidissement de 3000 ans, et culmine à 45,5 ka. Le cycle correspondant de GISP débute à l'interstade chaud D/O 14, vers 51 ka, avec un refroidissement continu jusqu'à H5, qui débute vers 47 ka et se termine vers 46 ka. Le réchauffement suivant culmine au D/O 12, vers 45 ka. Une même succession est observée pour le cycle suivant. Blunier et al. [55] ont interprété ces résultats comme montrant une avance apparente de phase de l'ordre de 1500 ans à 3000 ans pour les événements importants, qui correspondent généralement aux événements de Heinrich. Un déphasage voisin vient d'être récemment d'être mis en évidence pour un des premiers changements climatiques rapides de la dernière période glaciaire A9 dans la stratigraphie de Vostok et D24 au Groenland, aux environs de 108 000 ans BP [13]. Des données récentes, basées sur l'utilisation du pic de ^{10}Be observé vers 40 000 ans, montrent toutefois que le déphasage nord-sud serait beaucoup moins important, ou même nul, pour certains des événements D/O de moindre amplitude, comme le D/O 10 [31,54].

Les oscillations de type Antarctique se retrouvent avec une morphologie clairement différente des oscillations de type Groenland, non seulement dans les hautes latitudes sud, mais aussi dans les enregistrements sédimentaires marins des basses latitudes et dans l'océan profond. Pour l'océan profond, l'exemple le plus caractéristique peut être trouvé dans une carotte sédimentaire IMAGES (MD95–2042), prélevée à 3150 m de fond sur la marge portugaise [59]. Le $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques suit les oscillations observées plus au nord, au moins pour la période entre 60 et 25 000 ans BP ; ce signal est ici lié aux oscillations nord-sud des eaux transitionnelles de surface entre les front polaire et sub-tropical (marquant la zone des vents d'Ouest) (Fig. 1). Dans la même carotte, en parallèle, le $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques (qui

vivent sur le fond) reproduit les changements de la composition isotopique de la glace à Vostok, avec le même déphasage par rapport au signal de surface (et du Groenland), et la même morphologie, une baisse du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques précédant à la fois l'anomalie isotopique de surface et la baisse de ventilation en profondeur marquée par le $\delta^{13}\text{C}$. Vidal et al. [67,68] avaient montré l'existence d'un tel déphasage dans plusieurs carottes prélevées entre 2000 et 3500 m dans le Nord de l'Atlantique, mais avec une résolution temporelle plus basse.

Ce signal « Antarctique » se retrouve dans les séries paléoclimatiques des régions intertropicales de façon souvent étroitement interactive avec le signal « Groenland » : on peut prendre comme exemple l'étude de l'évolution climatique des derniers 20 000 ans, réalisée de part et d'autre de l'Indonésie par Rosenthal et al. [57] pour l'océan Pacifique ouest et par Levi [44] pour l'océan Indien est. Ces auteurs confirment tous deux les résultats évoqués plus haut, montrant que la salinité des zones influencées par les moussons d'été indienne et est-asiatique change en même temps que les climats de la zone Atlantique nord-Groenland, avec une augmentation de la salinité synchrone des refroidissements de l'Atlantique nord (aux incertitudes de datation près, de l'ordre de 100 ans). La température de surface des océans de la région indonésienne, en revanche, suit de très près la morphologie « Antarctique », et tant Heinrich 1 que le Dryas récent, les deux derniers refroidissements majeurs des hautes latitudes Nord, apparaissent dans la zone indonésienne comme des interstades chauds. La zone Sud-Caraïbes, dans l'Atlantique [58], montre les mêmes caractéristiques, alors qu'elle n'est éloignée que de 450 km au nord-est de la zone de Cariaco, évoquée précédemment, et qui a subi en phase avec le Groenland les refroidissements de Heinrich 1 et du Dryas récent [29]. Herbert et al. [41] observent de même un réchauffement précédant la déglaciation au large de la Californie, tout comme Koutavas et al. [35] aux Galapagos.

On peut donc regrouper les signaux caractéristiques de la variabilité climatique millénaire en deux systèmes.

- (1) Le premier a pour signal de référence l'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ le long des forages du Groenland. Il se traduit par des oscillations de la circulation atmo-

sphérique et océanique de surface dans le Nord de l'Atlantique, et se retrouve dans la climatologie des blocs continentaux de l'hémisphère nord. Il est lié à une évolution millénaire en dents de scie du volume (et de la surface ?) des calottes laurentide et feno-scandinave, chaque cycle étant ponctué par une débâcle majeure. Il s'accompagne d'oscillations du vortex polaire, ainsi que de la latitude des zones de vent d'est et ouest et des fronts océaniques qu'ils contrôlent, au moins dans l'océan Atlantique. On retrouve ce signal dans les régions continentales de basse latitude, avec une oscillation de l'*Inter Tropical Convergence Zone* (ITCZ) et une variation de l'activité de mousson, et dans la modulation de la teneur en méthane dans l'atmosphère. On retrouve aussi un signal similaire dans la ventilation des eaux profondes de l'Atlantique nord [59,68] et dans l'activité thermohaline.

- (2) Le second traduit les oscillations de la température de surface des océans dans les zones intertropicales (sauf à proximité de l'Amérique du Nord et du bloc Europe-Asie) et la composition isotopique des glaces à Byrd et Vostok. Le signal a une morphologie plus symétrique, et les principaux événements présentent une avance apparente de phase sur le groupe précédent, avec un maximum de température correspondant à la fin des épisodes de Heinrich au nord. La température de surface des eaux circum-antarctiques apparaît changer en phase avec cette évolution des basses latitudes [39,42], mais les incertitudes de datation sont trop grandes pour qu'on puisse en être certain. On retrouve le signal « Antarctique » dans les eaux profondes en tant que baisse progressive du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de fond (traduisant l'apport d'eau dense enrichie en saumure ?) jusqu'à la fin des événements de Heinrich, puis une augmentation pendant le réchauffement en surface [59].

Les signaux liés aux changements de volume des calottes de glace et du niveau de la mer sont curieusement ambigus par rapport aux deux familles de signaux définis précédemment : les travaux de Chappell [15] mettent en évidence, par la datation de terrasses coralliennes, des augmentations nettes du niveau de la mer (plus de 10 m soit 20 à 30 % du volume des calottes de l'hémisphère nord) pour chaque événe-

ment de Heinrich, mais ce signal n'a pas de continuité temporelle ; il ne peut donc pas être relié par sa morphologie à l'un des types précédents. On ne sait pas, en particulier, pour les calottes nord, quelle part de l'augmentation du niveau marin est liée aux événements de Heinrich proprement dits, et quelle part est associée au réchauffement qui suit. On en sait encore moins pour l'Antarctique. Toutefois, comme nous l'avons vu, l'apport d'eau de fonte des calottes change le $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface du Nord de l'océan Atlantique et des mers Arctiques de 1 à 2‰ [37], en phase avec les arrivées détritiques et les refroidissements des eaux de surface. Ce signal est synchrone, avec une amplitude identique, des événements survenant en profondeur de la mer de Norvège, probablement grâce à la formation d'eau dense enrichie en saumure sous les banquises dérivant des calottes continentales [21,24]. Nous avons vu, en revanche, que, dans les eaux profondes de l'Atlantique, le $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques présente des fluctuations de type « Antarctique », et varierait en avance par rapport au signal précédent. Shackleton [59] les interprète comme un signal global, qui suivrait les changements du niveau de la mer. De même, une très belle série isotopique de type « Antarctique » a été obtenue en mer Rouge [61], dont le $\delta^{18}\text{O}$ est principalement contrôlé par les échanges dans le détroit de Bab el Mandel, qui dépendent surtout, selon Siddal et al. [60], du niveau de la mer. Ces interprétations manquent toutefois d'arguments indépendants. Nous discuterons plus loin l'interprétation du signal de Shackleton, qui joue un rôle considérable dans notre analyse. Pour la mer Rouge, il est facile de concevoir que le modèle simple ayant servi à Siddal et al. pour appuyer leur interprétation sous-estime le rôle de la climatologie tropicale, qui, nous l'avons vu, porte dans l'océan Indien une variabilité de type « Antarctique » ajoutée à celle de la mousson, qui est, quant à elle, de type « Groenland ».

4. Discussion et interprétation

Il est très généralement admis que les instabilités de circulation thermohaline ont joué un rôle majeur dans la variabilité millénaire et les déphasages entre signaux de type Groenland et Antarctique. Broecker a joué un rôle majeur pour populariser l'idée que les refroidissements du Dryas récent et des événe-

ments de Heinrich auraient été provoqués par l'apport massif d'eau douce lié aux débâcles glaciaires, qui contrebalancerait suffisamment l'excès d'évaporation et de salinité des eaux superficielles dans l'Atlantique nord pour limiter la convection aux hautes latitudes et arrêter le flux d'eau profonde nord-atlantique (NADW) (par exemple, [10,11]). Paillard et Labeyrie [51] ont montré qu'en fait, l'ensemble du cycle refroidissement-réchauffement pouvait être expliqué par le couplage entre un cycle croissance-débâcle des calottes de glace et des oscillations de la circulation thermohaline. Broecker [9], puis Stocker [64], par l'introduction de l'hypothèse du *bi-polar seesaw*, ont formalisé l'idée qu'un arrêt de NADW au nord (et la baisse de l'excès de densité des eaux profondes associé) pouvait favoriser la formation d'eau profonde au sud. Le flux de chaleur de l'ordre de 1 PW, transféré de l'hémisphère sud vers l'hémisphère nord par l'océan de surface en période chaude, et lié à l'activité thermohaline, disparaîtrait, et l'hémisphère sud se réchaufferait d'autant. Il n'y a guère de doute que les flux thermohalins dans l'Atlantique nord sont directement modulés par l'évolution hydrologique de surface, de type Groenland. Mais les résultats de Shackleton et al. [59] montrent que les changements physiques de l'eau profonde marqués par le $\delta^{18}\text{O}$, et obéissant au schéma du groupe Antarctique, précèdent le ralentissement de NADW. Ils ne peuvent donc en être l'effet. Stocker et Johnsen [65] ont amélioré le modèle du *bi polar seesaw* en introduisant une inertie au réchauffement du système océanique, en particulier austral, ce qui permet d'attribuer l'apparente avance de phase des séries antarctiques à un retard de réponse à l'oscillation précédente. Mais ce modèle ne prend pas en compte les différentes observations citées dans le présent travail, ni le fait que l'évolution opposée des signaux nord et sud au moment des événements de Heinrich ne dépend pas de la durée écoulée depuis l'événement précédent. Par ailleurs, les résultats de McManus et al. [48,49], basés sur l'évolution du rapport $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ dans les sédiments, montrent que le renouvellement des eaux profondes s'était complètement arrêté lors de Heinrich 1. La baisse de $\delta^{13}\text{C}$ des eaux profondes qui accompagne le refroidissement au nord est donc liée à une baisse de ventilation dérivant de l'arrêt de formation d'eau profonde plutôt qu'à un apport depuis l'Antarctique. Expliquer le signal « Antarctique » par un réchauffement de l'atmosphère

au sud, lié à une inversion de la circulation thermohaline méridienne, se traduirait en effet forcément par la plongée dans l'océan Austral d'une eau de $\delta^{13}\text{C}$ élevé. Par ailleurs, on retrouve dans tous les bassins océaniques un gradient du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques vers 2000 m de profondeur [22,32,46], qui ne peut être expliqué que par la présence d'une eau froide et salée en profondeur, séparée par un fort gradient de densité des eaux moins profondes. Nous avons vu que Vidal et al. [69], Dokken et Jansen [21], puis Elliot et al. [24] proposent que, pendant ces périodes, les eaux profondes se chargent en saumure au contact des banquises. Le signal observé par eux en mer de Norvège (anomalie négative du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques) suit le signal Groenland, mais il est probable qu'un même effet existait pendant les périodes d'extension de la calotte antarctique sur ses marges. Après tout, on observe le même effet, actuellement, en mer de Weddell [73]. On peut aussi remarquer qu'il est logique que, pendant les périodes où l'air au-dessus de l'Antarctique est plus chaud, de plus fortes quantités de neige s'accumulent et les banquises s'élargissent. Les analyses des eaux interstitielles des sédiments, résiduelles de la dernière période glaciaire [1], appuient l'hypothèse d'une eau profonde très salée, mais ce type d'enregistrement n'a pas la résolution temporelle qui permettrait de séparer des périodes précises, liées aux événements de Heinrich, d'une tendance générale du dernier glaciaire. Le signal de Shackleton et al. [59] indiquerait une accentuation de cette formation d'eau profonde de type AABW (*Antarctic Bottom Water*), enrichie en saumure dans la période précédant chaque événement de Heinrich. Ce phénomène, en lui-même, freinerait la pénétration d'eau profonde de type NADW. Paillard (ce numéro) propose l'hypothèse selon laquelle une telle accumulation de sel en profondeur pourrait donner naissance à un oscillateur « salin », dont la fréquence serait voisine de celle des événements de type Dansgaard-Oeschger (environ 1500 ans). Mais il reste d'autres phénomènes à expliquer et, en particulier, puisque cela ne peut pas venir de la circulation profonde, pourquoi l'air au-dessus de l'Antarctique et les océans de basse latitude se réchauffent-ils quand l'hémisphère nord se refroidit ?

Cette avance apparente de phase dans les périodes de réchauffement est une caractéristique de la climatologie de l'Antarctique et de l'océan Austral. Elle a

été d'abord décrite pour la variabilité aux échelles glaciaires et interglaciaires des températures de l'eau de surface, forcée par les oscillations orbitales. Labeyrie et al. [38] attribuaient cette avance à l'influence de l'insolation de basse latitude et des déplacements associés de l'ITCZ. Mais un déphasage analogue ne peut se retrouver dans la variabilité climatique millénaire que si d'autres mécanismes apportent un excès de chaleur équivalent au moment de refroidissement maximum aux hautes latitudes nord. Or nous avons vu que, pendant ces périodes, la climatologie des blocs continentaux de l'hémisphère nord évolue, sur toute leur bande de latitude, en phase avec les enregistrements du Groenland, alors qu'elle n'affecte que peu ou prou les océans tropicaux. Seule une rétroaction positive limitée aux continents, comme celle que provoquerait sur l'albédo en hiver une large extension du vortex polaire et de la couverture de neige vers les basses latitudes, pourrait expliquer une telle différence. Une conséquence directe des déformations vers le sud de l'ITCZ serait une perte de la structure zonale de la circulation intertropicale ainsi que des transports méridiens atmosphériques préférentiellement dirigés vers le sud, les zones anticyclones polaires de l'hémisphère nord effectuant un blocage. Nous avons donc là un mécanisme pour favoriser le réchauffement austral et la croissance des marges englacées de l'Antarctique. Mais l'Atlantique resterait une trajectoire privilégiée pour les transports de précipitations vers le nord, alimentant ainsi la croissance des calottes laurentides et arctiques.

Le cycle s'arrêterait à la fin d'un événement de Heinrich, avec la brusque diminution du vortex polaire nord, le réchauffement, la reprise d'une circulation thermohaline de type NADW, la reconstitution d'une circulation principalement zonale dans l'hémisphère sud et le refroidissement associé.

5. Conclusions

Une analyse qualitative de la morphologie temporelle des enregistrements des changements climatiques rapides lors de la dernière période glaciaire nous a permis de proposer deux classes de réponses, schématisées par l'évolution respective de la composition isotopique de la glace au Groenland et en Antarctique. Les signaux appartenant à ces deux classes se distin-

guent par deux caractéristiques différentes. La classe « Groenland » présente une évolution caractéristique en dents de scie, se reproduisant sur plusieurs échelles de temps (refroidissement lent, quelques siècles pour les événements D/O et quelques millénaires pour les cycles culminant en événement de Heinrich), et réchauffements très rapides (quelques dizaines d'années). Cette évolution affecte aussi bien les calottes de glace (Laurentide, calottes arctiques) elles-mêmes que les océans et continents de haute latitude. La classe « Antarctique » présente une évolution relativement symétrique, plus lente, et en partie en opposition de phase avec les grands événements du Groenland : le début de chaque cycle, au sud, est marqué par un réchauffement accompagnant le refroidissement qui précède les événements de Heinrich au nord. Cet interstade chaud atteint son maximum pendant la phase de réchauffement rapide du cycle Groenland, et les deux systèmes se refroidissent progressivement (modulés, à plus faible amplitude, par les D/O) jusqu'au démarrage du cycle suivant. Alors que, de façon logique, les hautes latitudes nord et sud reproduisent une évolution voisine des références correspondantes, la situation est plus complexe à basse latitude. La répartition entre les deux classes semble dépendre de façon étroite de la zone considérée : les blocs continentaux englacés au nord (Amérique du Nord et Europe-Asie) réagissent en phase avec le Groenland, y compris aux plus basses latitudes (modulation de la mousson et de l'ITCZ). Les températures de surface des océans, même proches, montrent en revanche une évolution de type Antarctique. Une telle différence continent-océan ne peut être due qu'à une forte rétroaction de l'albédo, comme celle qu'apporterait une grande extension vers les basses latitudes des neiges hivernales.

L'ITCZ montrerait ainsi une sinuosité nord-sud de beaucoup plus forte amplitude que ce que nous connaissons actuellement, qui faciliterait les transports méridiens de vapeur d'eau vers les hautes latitudes nord et sud, donc la croissance des calottes, mais favoriserait aussi les transports de chaleur vers le sud (beaucoup moins de continents). Les effets climatiques des inversions de circulation thermohaline n'interviendraient que comme une conséquence des développements glaciaires sur les marges marines et des événements de fonte associés lors des événements de Heinrich proprement dits.

Remerciements

Cette synthèse s'appuie sur les recherches menées dans le cadre des programmes de l'Insu (en particulier les programmes VAGALAM du PNEDC, et « Soutien aux campagnes océanographiques »), avec le support permanent du CNRS, du CEA et celui de l'IPEV pour les campagnes du *Marion-Dufresne* et les campagnes polaires. Cet article constitue une publication du programme IMAGES, et en tant que tel a bénéficié de nombreuses discussions, en particulier avec nos collègues du LSCE, d'EPOC–Bordeaux et CEREGE–Aix/Marseille, ainsi qu'avec nos collègues du LGGE (Grenoble).

Contribution LSCE–IPSL

Références

- [1] J.F. Adkins, K. McIntyre, D.P. Schrag, The salinity, temperature, and $\delta^{18}\text{O}$ of the glacial deep ocean, *Science* 298 (2002) 1769–1773.
- [2] S. Baumgartner, J. Beer, J. Masarik, G. Wagner, L. Meynadier, H. Synal, Geomagnetic modulation of the ^{36}Cl flux in the GRIP ice core, Greenland, *Science* 279 (1998) 1330–1332.
- [3] J. Beer, U. Siegenthaler, G. Bonani, R.C. Finkel, H. Oeschger, T. Suter, W. Wolfi, Information on past solar activity and geomagnetism from ^{10}Be in the Camp Century ice core, *Nature* 331 (1988) 675–679.
- [4] P.E. Biscaye, F. Grousset, M. Revel, S. van der Gaasts, G.A. Zielinski, A. Vaars, G. Kukla, Asian provenance of Last Glacial Maximum dust in the GISP-2 ice core, Summit, Greenland, *J. Geophys. Res.* 102 (26) (1997) 26765–26781.
- [5] T. Blunier, E. Brook, Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period, *Science* 291 (2001) 109–112.
- [6] T. Blunier, J. Chappellaz, J. Schwander, A. Dällenbach, B. Stauffer, T. Stocker, D. Raynaud, J. Jouzel, H.B. Clausen, C.U. Hammer, S.J. Johnsen, Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period, *Nature* 394 (1998) 739–743.
- [7] G. Bond, W. Broecker, S. Johnsen, J. McManus, L. Labeyrie, J. Jouzel, G. Bonani, Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice, *Nature* 365 (1993) 143–147.
- [8] G. Bond, H. Heinrich, W. Broecker, L. Labeyrie, J. McManus, J. Andrews, S. Huon, R. Jantschik, C. Clasen, C. Simet, K. Tedesco, M. Klas, G. Bonani, Evidence for massive discharges of icebergs into the glacial North Atlantic, *Nature* 360 (1992) 245–249.
- [9] W.S. Broecker, Paleocirculation during the last deglaciation: a bipolar seesaw?, *Paleoceanography* 13 (1998) 119–121.
- [10] W.S. Broecker, D.M. Peteet, D. Rind, Does the ocean–atmosphere system have more than one mode of operation?, *Nature* 315 (1985) 21–26.
- [11] W. Broecker, G.C. Bond, M. Klas, E. Clark, J. MacManus, Origin of the northern Atlantic's Heinrich events, *Clim. Dynam.* 6 (1992) 265–273.
- [12] S.J. Burns, D. Fleitmann, A. Matter, J. Kramers, A.A. Al-Subbary, Indian Ocean Climate and an Absolute Chronology over Dansgaard/Oeschger Events 9 to 13, *Science* 301 (2003) 1365–1367.
- [13] N. Caillon, J. Jouzel, J. Severinghaus, J. Chappellaz, T. Blunier, A novel method to study the phase relationship between Antarctic and Greenland climate, *Geophys. Res. Lett.* 30 (17) (2003) 1899, doi:10.1029/2003GL017838.
- [14] M.R. Chapman, N.J. Shackleton, Millennial-scale fluctuations in North Atlantic heat flux during the last 150 000 years, *Earth Planet. Sci. Lett.* 159 (1998) 57–70.
- [15] J. Chappellaz, Sea level changes forced ice breakouts in the Last Glacial cycle: new results from coral terraces, *Quat. Sci. Rev.* 21 (10) (2002) 1229–1240.
- [16] J. Chappellaz, T. Blunier, D. Raynaud, J.-M. Barnola, J. Schwander, B. Stauffer, Synchronous changes in atmospheric CH_4 and Greenland climate between 40 and 8 kyr BP, *Nature* 366 (1993) 443–445.
- [17] E. Cortijo, L. Labeyrie, L. Vidal, M. Vautravers, M.R. Chapman, J.-C. Duplessy, M. Elliot, M. Arnold, J.-L. Turon, G.A. Auffret, Changes in sea surface hydrology associated with Heinrich event 4 in the North Atlantic Ocean between 40° and 60° N, *Earth. Planet. Sci. Lett.* 146 (1997) 29–45.
- [18] S. Dannenmann, B.K. Linsley, D.W. Oppo, Y. Rosenthal, L. Beaufort, East Asian monsoon forcing of suborbital variability in the Sulu Sea during Marine Isotope Stage 3: link to Northern Hemisphere climate, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 4 (1) (2002) 1001, doi:10.1029/2002GC000390.
- [19] W. Dansgaard, S.J. Johnsen, H.B. Clausen, D. Dahl-Jensen, N. Gundestrup, C.U. Hammer, North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores, in: J.E. Hansen, T. Takahashi (Eds.), *Climate Processes and Climate Sensitivity*, Amer. Geophys. Union, Washington, DC, 1984, pp. 288–298.
- [20] W. Dansgaard, S.J. Johnsen, H.B. Clausen, D. Dahl-Jensen, N.S. Gundestrup, C.U. Hammer, C.S. Hvidberg, J.P. Steffensen, A.E. Sveinbjörnsdóttir, J. Jouzel, G. Bond, Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record, *Nature* 364 (1993) 218–220.
- [21] T.M. Dokken, E. Jansen, Rapid changes in the mechanism of ocean convection during the last glacial period, *Nature* 401 (1999) 458–461.
- [22] J.-C. Duplessy, N.J. Shackleton, R.G. Fairbanks, L.D. Labeyrie, D. Oppo, N. Kallel, Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation, *Paleoceanography* 3 (3) (1988) 343–360.
- [23] M. Elliot, L. Labeyrie, G. Bond, E. Cortijo, J.L. Turon, N. Tisnerat, J.-C. Duplessy, Millennial scale iceberg discharges in the Irminger Basin during the last glacial period: relationship with the Heinrich events and environmental settings, *Paleoceanography* 13 (1998) 433–446.

- [24] M. Elliot, L. Labeyrie, J.-C. Duplessy, Changes in North Atlantic deep-water formation associated with the Dansgaard-Oeschger temperature oscillations (10–60 ka), *Quat. Sci. Rev.* 21 (2002) 1153–1165.
- [25] D. Genty, D. Blamart, R. Ouahdi, M. Gilmour, A. Baker, J. Jouzel, S. Van-Exter, Precise dating of Dansgaard-Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data, *Nature* 421 (2003) 833–837.
- [26] P.M. Grootes, M. Stuiver, J.W.C. White, S. Johnsen, J. Jouzel, Comparison of oxygen isotopes records from the GISP 2 and GRIP Greenland ice cores, *Nature* 466 (1993) 552–554.
- [27] R.H. Gwiazda, S.R. Hemmings, W.S. Broecker, Tracking the sources of icebergs with lead isotopes: the provenance of ice-rafted debris in Heinrich layer 2, *Paleoceanography* 11 (1) (1996) 77–93.
- [28] H. Heinrich, Origin and consequences of cyclic ice-rafting in the Northeast Atlantic ocean during the past 130 000 years, *Quat. Res.* 29 (1988) 142–152.
- [29] T.D. Herbert, J.D. Schuffert, D. Andreasen, L.E. Heusser, M. Lyle, A.C. Mix, A.C. Ravelo, L.D. Stott, J.C. Herguera, Collapse of the California current during Glacial maxima linked to Climate change on land, *Science* 293 (2001) 71–76.
- [30] S. Huon, R. Jantschik, Detrital silicates in Northeast Atlantic deep-sea sediments during the Late Quaternary: Major elements, REE and Rb-Sr isotopic data, *Ecol. Geol. Helv.* 86 (1993) 195–218.
- [31] J. Jouzel, Climat du passé (400 000 ans) : des temps géologiques à la dérive actuelle, *C. R. Geoscience* 336 (2004).
- [32] N. Kallel, L.D. Labeyrie, A. Juillet-Leclerc, J.C. Duplessy, A deep hydrological front between intermediate and deep-water masses in the glacial Indian Ocean, *Nature* 333 (1988) 651–655.
- [33] C. Kissel, C. Laj, L. Labeyrie, T. Dokken, A. Voelker, D. Blamart, Rapid climatic variations during marine isotopic stage 3: magnetic analysis of sediments from Nordic Seas and North Atlantic, *Earth Planet. Sci. Lett.* 171 (1999) 489–502.
- [34] C. Kissel, C. Laj, B. Lehman, L. Labeyrie, V. Bout-Roumazielle, Changes in the strength of the Iceland-Scotland overflow water in the last 200 000 years: evidence from magnetic anisotropy analysis of core SU90-33, *Earth Planet. Sci. Lett.* 152 (1997) 25–36.
- [35] A. Koutavas, J. Lynch-Stieglitz, T.M. Marchitto Jr., J.P. Sachs, El Niño-like pattern in Ice Age Tropical Pacific sea surface temperature, *Science* 297 (2002) 226–230.
- [36] S. van Kreveld, M. Sarnthein, H. Erlenkeuser, P. Grootes, S. Jung, M.-J. Nadeau, U. Pflaumann, A. Voelker, Potential links between surging ice sheets, circulation changes, and the Dansgaard-Oeschger cycles in the Irminger Sea, 60–18 kyr, *Paleoceanography* 15 (2000) 425–442.
- [37] 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, Surface and deep hydrology of the northern Atlantic Ocean during the last 150 000 years, *Philos. Trans. Roy. Soc. London* 348 (1995) 255–264.
- [38] L. Labeyrie, M. Labracherie, N. Gorfti, J.-J. Pichon, J. Duprat, M. Vautravers, M. Arnold, J.-C. Duplessy, M. Paterne, E. Michel, J. Caralp, J.-L. Turon, Hydrographic changes of the Southern Ocean (south-east Indian sector) over the last 230 ka, *Paleoceanography* 11 (1996) 57–76.
- [39] M. Labracherie, L.D. Labeyrie, J. Duprat, E. Bard, M. Arnold, J.-J. Pichon, J.-C. Duplessy, The last deglaciation in the Southern Ocean, *Paleoceanography* 4 (1989) 629–638.
- [40] C. Laj, C. Kissel, A. Mazaud, J.E.T. Channell, J. Beer, North Atlantic paleointensity stack since 75 ka (NAPIS-75) and the duration of the Laschamp event, *Philos. Trans. Roy. Soc. London* 358 (2000) 1009–1025.
- [41] D.W. Lea, D.K. Pak, L.C. Peterson, K.A. Hughen, Synchronicity of Tropical and High-Latitude Atlantic Temperatures over the Last Glacial Termination, *Science* 301 (2003) 1361–1364.
- [42] F. Lemoine, Changements de l'hydrologie de surface de l'océan Austral en relation avec les variations de la circulation thermohaline au cours des deux derniers cycles climatiques, Université Paris-Sud, Orsay, 1998.
- [43] D.C. Leuschner, F. Sirocko, The low-latitude monsoon climate during Dansgaard-Oeschger cycles and Heinrich events, *Quat. Sci. Rev.* 19 (2000) 243–254.
- [44] C. Lévi, Étude des variations climatiques de la zone Indo-Pacifique : rôle des basses latitudes dans la variabilité millénaire du climat, Thèse, Université Paris-11, Orsay, 2003.
- [45] D.R. MacAyeal, Binge/purge oscillations of the Laurentide ice sheet as a cause of the North Atlantic's Heinrich events, *Paleoceanography* 8 (1993) 775–784.
- [46] K. Matsumoto, T. Oba, J. Lynch-Stieglitz, H. Yamamoto, Interior hydrography and circulation of the glacial Pacific Ocean, *Quat. Sci. Rev.* 21 (2002) 1693–1704.
- [47] P.A. Mayewski, L.D. Meeker, S. Whitlow, M.S. Twickler, M.C. Morrison, P. Bloomfield, G.C. Bond, R.B. Alley, A.J. Gow, P.M. Grootes, D.A. Meese, M. Ram, K.C. Taylor, W. Wumkes, Changes in atmospheric circulation and ocean ice cover over the North Atlantic during the last 41 000 years, *Science* 263 (1994) 1747–1751.
- [48] J.F. McManus, R. François, J.-M. Gherardi, J.M. Nuwer, S. Cosier, in: AGU Fall Meeting, San Francisco, 2001, pp. OS31E-11.
- [49] J.F. McManus, R. Francois, J.-M. Gherardi, L.D. Keigwin, S. Brown-Leger, Rapid deglacial changes in the Atlantic meridional circulation recorded in sedimentary $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$, *Nature* (2004), in press.
- [50] D.A. Meese, A.J. Gow, R.B. Alley, G.A. Zielinski, P.M. Grootes, M. Ram, K.C. Taylor, P.A. Mayewski, J.F. Bolzan, The Greenland ice Sheet Project 2 depth-age scale: methods and results, *J. Geophys. Res.* 102 (C12) (1997) 26411–26423.
- [51] D. Paillard, L.D. Labeyrie, Role of the thermohaline circulation in the abrupt warming after Heinrich events, *Nature* 372 (1994) 162–164.
- [52] L.C. Peterson, G.H. Haug, K.A. Hughen, U. Röhl, Rapid changes in the hydrological cycle of the tropical Atlantic during the Last Glacial, *Science* 290 (2000) 1947–1951.
- [53] J.R. Petit, J. Jouzel, D. Raynaud, N.I. Barkov, J.-M. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chapellaz, M. Davis, G. Delaygue, M. Delmotte, V.M. Kotlyakov, M. Legrand, V.Y. Lipenkov,

- C. Lorius, L. Pépin, C. Ritz, E. Saltzman, M. Stievenard, Climate and atmospheric history of the past 420 000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature* 399 (1999) 429–436.
- [54] G.M. Raisbeck, F. Yiou, J. Jouzel, Cosmogenic ^{10}Be as a high resolution correlation tool for climate records, in: Davos Conference, Goldschmidt Conference, 2002, p. A623.
- [55] T.L. Rasmussen, E. Thomsen, L. Labeyrie, T.C.E. van Weering, Circulation changes in the Faeroe–Shetland Channel correlating with cold events during the last glacial period, *Geology* 24 (1996) 937–940.
- [56] T.L. Rasmussen, T.C.E. Van Weering, L. Labeyrie, Climatic instability, ice sheets and ocean dynamics at high northern latitudes during the last glacial period (58–10 ka BP), *Quat. Sci. Rev.* 16 (1997) 71–80.
- [57] Y. Rosenthal, D.W. Oppo, B.K. Linsley, The amplitude and phasing of climate change during the last deglaciation in the Sulu Sea, western equatorial Pacific, *Geophys. Res. Lett.* 30 (8) (2003), doi:10.1029/2002GL016612.
- [58] C. Rühlemann, S. Mulitza, P.J. Müller, G. Wefer, R. Zahn, Warming of the tropical Atlantic Ocean and slowdown of thermocline circulation during the last deglaciation, *Nature* 402 (1999) 511–514.
- [59] N.J. Shackleton, M.A. Hall, E. Vincent, Phase relationships between millennial-scale events 64 000–24 000 years ago, *Paleoceanography* 15 (2000) 565–569.
- [60] M. Siddall, E.J. Rohling, A. Almogi-Labin, C. Hemleben, D. Meischner, I. Schmelze, D.A. Smeed, Sea-level fluctuations during the last glacial cycle, *Nature* 423 (2003) 853–859.
- [61] M. Siddall, D.A. Smeed, S. Matthiesen, E.J. Rohling, Modelling the seasonal cycle of the exchange flow in Bab El Mandab (Red Sea), *Deep Sea Res. Part 1* 49 (2002) 1551–1569.
- [62] L.C. Skinner, N.J. Shackleton, H. Elderfield, Millennial-scale variability of deep-water temperature and $\delta^{18}\text{O}_{\text{dw}}$ indicating deep-water source variations in the Northeast Atlantic, 0–34 cal. ka BP, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 4 (12) (2003) 1098, doi:10.1029/2003GC000585.
- [63] B. Stauffer, T. Blunier, A. Dällenbach, A. Indermühle, J. Schwander, T.F. Stocker, J. Tschumi, J. Chappellaz, D. Raynaud, C.U. Hammer, H.B. Clausen, Atmospheric CO_2 concentration and millennial-scale climate change during the last glacial period, *Nature* 392 (1998) 59–62.
- [64] T. Stocker, The Seesaw effect, *Science* 282 (1998) 61–62.
- [65] T.F. Stocker, S.J. Johnsen, A minimum thermodynamic model for the bipolar seesaw, *Paleoceanography* 18 (4) (2003) 1087, doi:10.1029/2003PA000920.
- [66] L. Stott, C. Poulsen, S. Lund, R. Thunell, Super ENSO and global climate oscillations at millennial time scales, *Science* 297 (2002) 222–226.
- [67] L. Vidal, 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, Université Paris-6, 1996.
- [68] L. Vidal, L. Labeyrie, E. Cortijo, M. Arnold, J.-C. Duplessy, E. Michel, S. Becqué, T.C.E. van Weering, Evidence for changes in the North Atlantic Deep Water linked to meltwater surges during the Heinrich events, *Earth Planet. Sci. Lett.* 146 (1997) 13–26.
- [69] L. Vidal, L. Labeyrie, T.C.E. van Weering, Benthic $\delta^{18}\text{O}$ records in the North Atlantic over the last glacial period (60–10 kyr): evidence for brine formation, *Paleoceanography* 13 (3) (1998) 245–251.
- [70] A. Voelker, P. Grootes, M.-J. Nadeau, M. Sarnthein, Radiocarbon levels in the Iceland Sea from 25–53 kyr and their link to the Earth magnetic field intensity, *Radiocarbon* 42 (3) (2000) 437–452.
- [71] G. Wagner, J. Beer, C. Laj, C. Kissel, J. Masarik, R. Muscheler, H.-A. Synal, Chlorine-36 evidence for the Mono Lake event in the Summit GRIP ice core, *Earth Planet. Sci. Lett.* 181 (2000) 1–6.
- [72] Y.J. Wang, H. Cheng, R.L. Edwards, Z. An, J. Wu, C.-C. Shen, J.A. Dorale, A high-resolution absolute-dated Late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China, *Science* 294 (2001) 2345–2348.
- [73] R.F. Weiss, H.G. Östlund, H. Craig, Geochemical studies of the Weddell Sea, *Deep-Sea Res. A* 26 (10) (1979) 1093–1120.