



HAL
open science

Caractérisation de la variabilité climatique Holocène à partir de séries continentales, marines et glaciaires

Maxime Debret

► **To cite this version:**

Maxime Debret. Caractérisation de la variabilité climatique Holocène à partir de séries continentales, marines et glaciaires. Climatologie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2008. Français. NNT : . tel-00535769

HAL Id: tel-00535769

<https://theses.hal.science/tel-00535769>

Submitted on 12 Nov 2010

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.



**LABORATOIRE DE GLACIOLOGIE
ET GEOPHYSIQUE DE L'ENVIRONNEMENT
UMR5183**

*Centre National de la Recherche Scientifique
Université Joseph Fourier
54, rue Molière – Domaine Universitaire
BP 96 – 38402 – Saint Martin d'Hères Cedex (France)*

**Caractérisation de la variabilité climatique
Holocène à partir de séries continentales, marines
et glaciaires.**

Maxime Debret

Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier (Grenoble 1)
(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et 30 mars 1992)

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers

Date de Soutenance :
23 octobre 2008

Composition du jury :

| | |
|------------------------------------|---------------------------|
| <i>Mme Valérie Masson-Delmotte</i> | <i>Rapporteur</i> |
| <i>M. Jacques Giraudeau</i> | <i>Rapporteur</i> |
| <i>M. Aloys Bory</i> | <i>Examineur</i> |
| <i>M. Michel Magny</i> | <i>Examineur</i> |
| <i>Mme Catherine Chauvel</i> | <i>Examinatrice</i> |
| <i>M. Jean-Robert Petit</i> | <i>Directeur de thèse</i> |

Résumé :

Nous avons tenté de caractériser la variabilité climatique de la période Holocène en analysant des séries climatiques reconstruites à partir d'indicateurs (proxy) tirés d'enregistrements marins, continentaux, glaciaires.

Nous sommes partis de la région Nord Atlantique qui est particulièrement bien documentée. Nous avons utilisé l'analyse en ondelettes permettant d'identifier les signaux instationnaires, et nous avons identifié deux types de fréquences millénaires. Les premières s'expriment pendant le début de l'Holocène (10 000-5 000 BP) avec des fréquences similaires à celle de l'activité solaire. Pendant la seconde partie de l'Holocène, nous suggérons l'émergence d'un forçage d'origine interne au système climatique sans doute d'origine océanique. Ce jeu de fréquences solaires et océaniques avec une transition Holocène bien marquée, ont permis de lier des enregistrements marins, continentaux et atmosphériques. Parmi ces enregistrements, les travaux de Bond et al, 2001 suggèrent des cycles à 1500 ans pendant l'Holocène, qui ont été repris en ondelettes et montrent à la fois des fréquences solaires (1000 et 2500 ans) et aussi une fréquence interne de 1500 ans, s'exprimant après 5 000 BP pour des enregistrements sous influence de l'Atlantique.

Nous avons poursuivi en appliquant la même méthode le long de l'Atlantique pour rejoindre l'hémisphère Sud et l'océan Austral. Les enregistrements étudiés confirment le schéma établi en Atlantique Nord, avec une nuance cependant, pour la fréquence interne océanique de la zone circum-Antarctique qui varie pour s'établir autour de 1200 ans dans la seconde partie de l'Holocène. Ce schéma Holocène avec une circulation océanique qui s'établit à un régime stable à partir de 5 000 BP coïncide avec l'établissement du niveau marin à son niveau proche de l'actuel, en lien avec la disparition de la calotte des Laurentides et les vidanges d'eau douce en Atlantique Nord. A partir de 5 000 BP, les flux d'eau douce ne perturbent plus le gradient de salinité permettant l'établissement de la circulation thermohaline à son régime stable. Le comportement de l'océan a peut être joué un rôle sur l'évolution des gaz à effets de serre, CH₄ et CO₂ au cours de l'Holocène.

Nous avons ensuite étendu notre approche aux calottes de glace d'Antarctique et du Groenland. Des nouvelles séries de données couvrant les 2000 dernières années à Dôme C et Vostok ont été produites. Sur la période Holocène en analysant l'ensemble des données disponibles (isotopes stables, excès en Deutérium, poussières) pour différents sites sur le plateau Antarctique, il n'apparaît aucune structure persistante significative pour aucun des proxies. Au Groenland, les seules fréquences significatives dans le deutérium sont l'empreinte

spectrale de l'événement 8 200 ans. Le signal climatique déduit des calottes polaires pour la période Holocène est masqué par des processus tels que les effets locaux, la sensibilité des proxy,... mais cette problématique n'est pas exclusive à la glace et affecte aussi d'autres séries. Une autre alternative est que le Groenland et l'Antarctique soient découplé du signal océan pendant la période stable de l'Holocène, les autres interglaciaires (stade 5) semblent par contre contenir de l'information.

INTRODUCTION 1

CHAPITRE 1 : LE CLIMAT ET L'HOMME 11

| | |
|--|-----------|
| INTRODUCTION : | 13 |
| 1. HOMME ET CYCLE CLIMATIQUE | 15 |
| 1.1. DÉVELOPPEMENT DE L'HUMANITÉ ET INFLUENCE DU CLIMAT | 15 |
| 1.2. MIGRATION ET CLIMAT | 16 |
| 2. HOLOCÈNE : L'AGRICULTURE, CORDE SENSIBLE DES CIVILISATIONS. | 18 |
| 2.1. EMPIRE AKKADIEN (MESOPOTAMIE, CA. 4200 CAL BP)..... | 18 |
| 2.2. MAYA CLASSIC (YUCATAN PENINSULA, CA. 1200 CAL BP)..... | 19 |
| 2.3. MOCHE IV-V (CÔTES DU PÉROU, CA. 1500 CAL BP)..... | 21 |
| 2.4. TIWANAKU (BOLIVIE-ALTIPLANO DU PÉROU, CA. 1000 CAL BP)..... | 22 |
| 3. HOLOCENE MOYEN : EMERGENCE DES SOCIÉTÉS COMPLEXES | 23 |
| 3.1. SAHARA CENTRAL | 23 |
| 3.2. CHINE | 26 |
| 3.3. PÉROU | 26 |
| 4. HOMME, CLIMAT, GAZ À EFFET DE SERRE (CH_4, CO_2) : | 28 |
| CONCLUSION | 31 |

CHAPITRE 2 :
FORÇAGES EXTERNES, RÉACTIONS DU SYSTÈME CLIMATIQUE
PENDANT L'HOLOCÈNE 33

| | |
|--|-----------|
| INTRODUCTION : | 35 |
| 1. FORÇAGES EXTERNES | 37 |
| 1.1. INSOLATION | 37 |
| 1.2. ACTIVITÉ SOLAIRE | 37 |
| 1.3. VOLCANISME | 40 |
| 2. OSCILLATION INTERNE DU SYSTÈME CLIMATIQUE | 41 |
| 2.1. MÉCANISMES ET MODES D'EXPRESSION..... | 42 |
| 2.2. INERTIE D'UNE CALOTTE DE GLACE | 43 |
| 2.3. CYCLES MILLÉNAIRES..... | 44 |
| 2.4. EXEMPLES D'OSCILLATIONS À COURT TERME DU SYSTÈME INTERNE: | 48 |
| 2.5. 8.2 KA : ÉVÉNEMENT PONCTUEL | 54 |
| 3. DE LA RÉPONSE DU SYSTÈME À SON ARCHIVAGE | 58 |
| SYNTHÈSE | 60 |

CHAPITRE 3 :
VARIABILITÉ CLIMATIQUE MILLÉNAIRE HOLOCÈNE
DE L'ATLANTIQUE NORD 61

Article 1:

« The origin of the 1500-year climate cycles in Holocene North-Atlantic records »

Debret et al., 2007

Climate of the past 3, 569–575

CHAPITRE 4 :
GLACE DE MER ET OCÉAN AUSTRAL

71

Article 2:

« Holocene long- and short-term climate changes off Adélie Land, East Antarctica »
Crosta et al., 2007
Geochemistry, Geophysics, Geosystems (G³) Vol. 8, N° 11

CHAPITRE 5 :
VARIABILITÉ CLIMATIQUE HOLOCÈNE :
DE L'ATLANTIQUE NORD À L'ANTARCTIQUE

89

Article 3 :

« Holocene Antarctic sea ice cover and North-Atlantic climate variability :
A worldwide pattern ? »
Debret et al, soumis QSR

CHAPITRE 6 :
VALIDATION DES SIGNAUX POUSSIÈRES EN ANTARCTIQUE

133

| | |
|--|------------|
| INTRODUCTION : | 135 |
| 1. GÉNÉRALITÉS SUR LES POUSSIÈRES ANTARCTIQUE | 136 |
| 1.1. LES IMPURETÉS DANS LA GLACE..... | 136 |
| 1.2. DÉTERMINATION DE L'ORIGINE | 136 |
| 1.3. TAILLES DES POUSSIÈRES ET VARIATIONS CLIMATIQUES..... | 140 |
| 1.4. POUSSIÈRES ET NÉVÉ : RECONSTITUTION DES CIRCULATIONS ATMOSPHÉRIQUES À PARTIR DES DONNÉES DES CAROTTES DE GLACE. | 144 |
| 2. PUIITS, NÉVÉ, GLACE : PROTOCOLES | 144 |
| 2.1. ÉCHANTILLONNAGE ET MESURES DE LA <i>GLACE</i> | 144 |
| 2.2. ÉCHANTILLONNAGE ET MESURES SUR LE <i>NÉVÉ</i> | 145 |
| 2.3. ÉCHANTILLONNAGE ET MESURES DE LA <i>NEIGE</i> | 147 |
| 2.4. MESURES AU COMPTEUR COULTER : PRINCIPE, MANIPULATION ET LIMITE DE LA TECHNIQUE. | 147 |
| 3. SITES D'ÉTUDES | 149 |
| 3.1. VOSTOK | 149 |
| 3.2. DÔME C | 150 |
| 4. VALIDATION DES VALEURS DU NÉVÉ | 150 |
| 4.1. LES PUIITS..... | 151 |
| 4.2. LE NÉVÉ..... | 154 |
| CONCLUSION | 161 |

CHAPITRE 7 :
QUEL SIGNAL CLIMATIQUE DANS LES CALOTTES DE GLACE ?
ANTARCTIQUE ET GROENLAND

163

| | |
|--|------------|
| INTRODUCTION | 165 |
| 1. SITES ÉTUDIÉS ET DONNÉES DISPONIBLES | 166 |
| 1.1. ANTARCTIQUE..... | 166 |
| 1.2. SITES GROENLANDAIS | 167 |
| 1.3. MATÉRIEL DISPONIBLE | 168 |
| 2. QUEL SIGNAL DANS LES POUSSIÈRES : ÉCHELLE DÉCENNALE (PUIITS) | 169 |

| | | |
|-----------|---|------------|
| 2.1. | VOSTOK..... | 169 |
| 2.2. | DÔME C..... | 173 |
| 2.3. | TALOS DÔME | 174 |
| 3. | QUEL SIGNAL DANS LE NÉVÉ : ÉCHELLE SÉCULAIRE | 185 |
| 3.1. | TRANSFORMÉE DE FOURIER ET PÉRIODOGRAMME DE LOMB | 186 |
| 3.2. | ANALYSES EN ONDELETTES..... | 186 |
| 4. | QUEL SIGNAL DANS LA GLACE (SÉCULAIRE) : DELMONTE ET AL, 2005 | 188 |
| 5. | QUEL SIGNAL DANS LA GLACE : ÉCHELLE MILLÉNAIRE..... | 191 |
| 5.1. | INTRODUCTION | 191 |
| 5.2. | ARTICLE 5 : VARIABILITÉ CLIMATIQUE HOLOCÈNE : LES RÉPONSES DES PROXIES EN ANTARCTIQUE ET AU GROENLAND..... | 191 |
| 1. | INTRODUCTION..... | 192 |
| 2. | DONNÉES ÉTUDIÉES | 194 |
| 3. | ANALYSE DE DONNÉES | 196 |
| 3.1 | ANALYSE EN ONDELETTES | 196 |
| 3.2 | CÔNE D'INFLUENCE..... | 196 |
| 3.4 | TESTS STATISTIQUES..... | 196 |
| 4. | SIGNAUX ANTARCTIQUES..... | 196 |
| 4.1. | ANALYSE DES TENDANCES | 196 |
| 4.2. | ANALYSE DU CONTENU FRÉQUENTIEL | 200 |
| 5. | ENREGISTREMENTS ISOTOPIQUES DU GROENLAND | 205 |
| 5.1. | ETUDE DE LA TENDANCE | 205 |
| 5.2. | ETUDE DES FRÉQUENCES | 206 |
| 5.3. | ONDELETTES CROISÉES..... | 207 |
| 6. | VARIABILITÉ DES PROXY CLIMATIQUES DE L'ANTARCTIQUE DU GROENLAND POUR LA PÉRIODE HOLOCÈNE..... | 210 |
| 7. | LE STADE 5 | 211 |
| | CONCLUSION : | 217 |

| | |
|------------------------------------|-----|
| <u>CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES</u> | 219 |
|------------------------------------|-----|

| | |
|---|-----|
| <u>ANNEXE 1 :</u> <u>SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE</u> <u>AMÉRIQUE DU SUD, AUSTRALIE ET EN ANTARCTIQUE</u> | 227 |
|---|-----|

| | |
|--|-----|
| <u>ANNEXE 2 :</u> <u>VARIABILITÉ CLIMATIQUE EN MÉDITERRANÉE</u> | 245 |
|--|-----|

| | |
|---|-----|
| <u>ANNEXE 3 :</u> <u>PROFIL POUSSIÈRE À BERKNER, ANTARCTIQUE</u> | 249 |
|---|-----|

| | |
|---|-----|
| <u>ANNEXE 4 :</u> <u>PROFIL POUSSIÈRE AU GROENLAND</u> | 255 |
|---|-----|

| | |
|--|-----|
| <u>ANNEXE 5 :</u> <u>CONTRIBUTION POUR CROSTA ET AL, 2007</u> | 259 |
| <u>ANNEXE 5 :</u> <u>« LE NOUVEAU CHAPITRE DE LA THÈSE »</u> | 261 |
| <u>BIBLIOGRAPHIE</u> | 273 |

Introduction

Le groupement d'expert du GIEC (IPCC) a reçu cette année le prix Nobel. Cette distinction vient récompenser des années d'effort pour une meilleure compréhension du climat de notre Terre ainsi qu'une meilleure évaluation de l'impact de l'évolution de l'Homme des derniers milliers d'années sur le climat. Les experts de ce groupement international ont, et continuent d'œuvrer ensemble, dans le but de pouvoir anticiper l'évolution future du climat sous l'influence de l'Homme. Une partie du travail consiste à s'intéresser aux climats passés dans le but d'identifier la variabilité naturelle du climat. Par ce moyen, il est possible de découpler la part naturelle, de la part anthropique des changements du climat. Cette problématique, très médiatisée actuellement, est liée à l'augmentation dans l'atmosphère, des gaz à effet de serre (CO_2 , CH_4 , N_2O , chlorofluorocarbones) et des aérosols par le biais des activités anthropiques (IPCC, 2007). Tous ces composés sont enregistrés dans les glaces d'Antarctique et du Groenland. Le plus long enregistrement se situe dans les glaces de l'Antarctique et couvre près de 800 000 ans d'histoire du climat de la Terre (EPICA Community, 2004) (Figure 1). Ces archives nous enseignent plusieurs choses : Le climat est une longue alternance de périodes froides dites glaciaires, et chaudes, dites interglaciaires. Pendant les interglaciaires, les concentrations en gaz à effets de serre sont maximales alors qu'elles diminuent en période glaciaire.

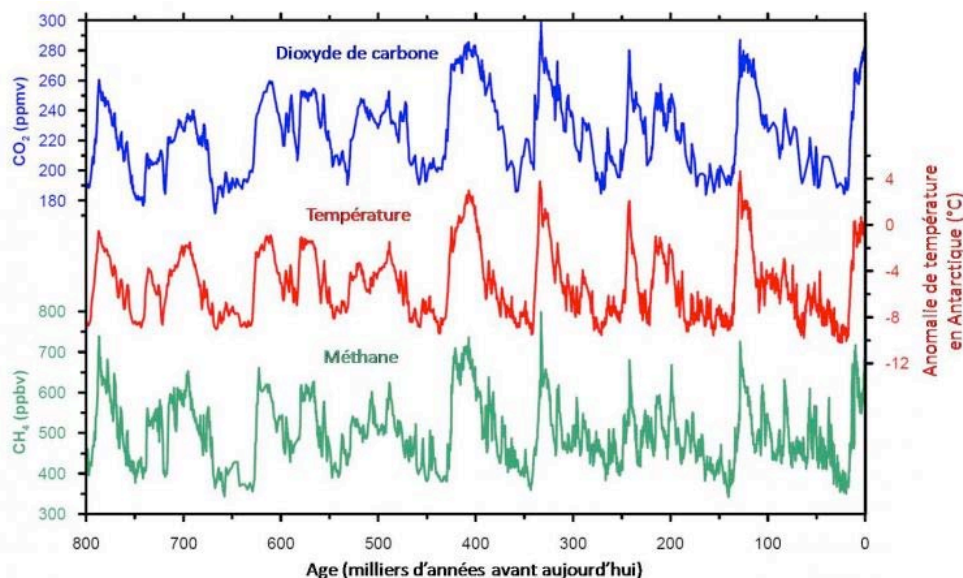


Figure 1 : EPICA Dôme C, 800 000 ans de variations climatiques. Le climat des 800 000 dernières années est une alternance de période glaciaire et interglaciaire. L'Holocène est le dernier interglaciaire. EPICA Community, 2004.

Un zoom sur la dernière période glaciaire, en Antarctique comme au Groenland,

montre un signal où les paramètres climatiques oscillent fortement (Figure 2 et 3).

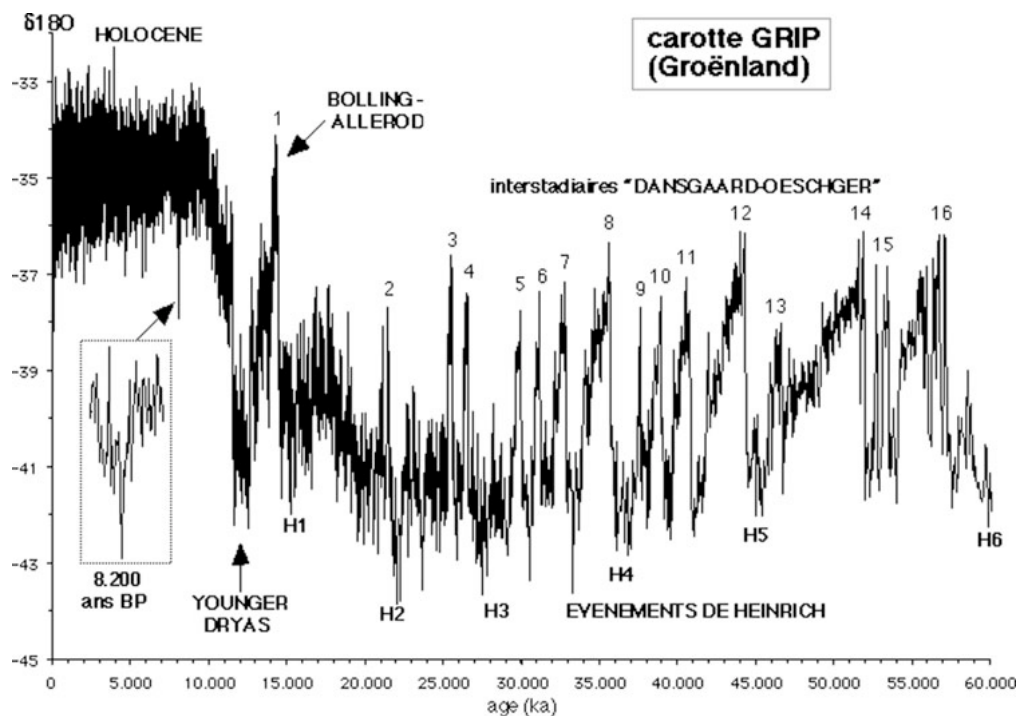


Figure 2 : Succession des événements de Dansgaard/Oeschger dans les archives glaciaires du Groenland et des événements de Heinrich dans les sédiments marins de l'Atlantique Nord. L'événement 8200 ans est le seul à être marqué dans les enregistrements du Groenland, comparé à la très forte variabilité de la dernière période glaciaire.

Au Groenland (NGrip), lors du dernier stade glaciaire, les oscillations rapides du climat, d'une durée comprise entre la décennie et le millénaire, sont mémorisées tant dans les carottes de glace (Dansgaard et al, 1993), que dans les carottes marines (Heinrich, 1988). On les appelle, événements de Heinrich et cycles de *Dansgaard-Oeschger* (D/O).

Les événements d'*Heinrich* sont les événements froids les plus imposants, intervenant tous les 7 000 à 8 000 ans (Figure 2 et 3). Ces événements identifiés dans l'Atlantique Nord (entre 40 et 60°N) se traduisent par des arrivées soudaines et massives de sables et débris grossiers transportés par des icebergs.

Lors d'un événement type D/O, les carottes de glace du Groenland ont révélé des refroidissements rapides (5 à 10°C en quelques siècles) suivis de réchauffements très rapides (quelques décennies) (Figure 2 et 3). Ces anomalies seraient intervenues approximativement tous les 1500 ans. Elles ont été aussi observées dans les sédiments océaniques.

On retrouve en Antarctique, à la même période, au lieu d'épisodes froids, des événements chauds appelés maximum isotopique Antarctique. Le consortium européen d'EPICA, (EPICA Community 2006), grâce à une carotte de glace couvrant le dernier cycle glaciaire, ont établi un lien entre l'amplitude des maxima isotopiques Antarctique et la durée

des épisodes du Groenland (Figure 2). Un ralentissement de la circulation thermohaline affectant l'Atlantique semblerait être à l'origine de ce blocage de la chaleur dans l'Hémisphère Sud. Par ailleurs, au Groenland, beaucoup de travaux ont porté sur la cyclicité à 1500 ans de ces événements (Rahmstorf, 2003 ; Clemens, 2005) dans le but de caractériser la variabilité climatique glaciaire et proposer un forçage potentiel.

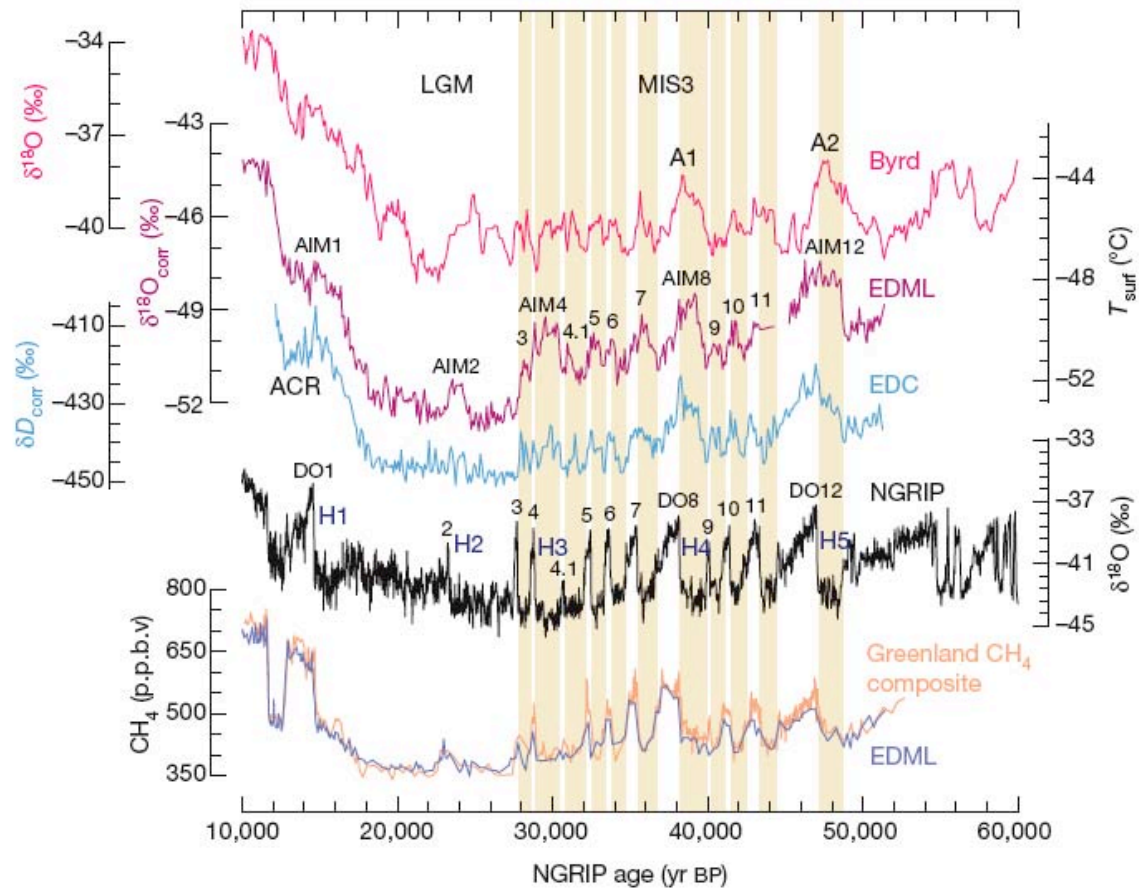


Figure 3 : Les enregistrements des carottes de glace du site Antarctique EPICA Dröning Maud Land (EDML) et ceux du site Groenlandais de NGRIP. La synchronisation entre les deux hémisphère révèle un couplage entre l'amplitude des événements Antarctiques chauds avec la durée du stadaire équivalent au Groenland. EPICA Community 2006.

Pour la dernière période interglaciaire, l'Holocène (11 500 – 0 ans), la caractérisation de la variabilité s'est avéré beaucoup plus ardue. Les premiers travaux sur les carottes de glace et les sédiments océaniques suggèrent qu'un climat apparemment stable prévalait pendant l'Holocène. En examinant les courbes isotopiques du Groenland, seul un événement peut être reconnu nettement autour de 8200 ans. Dernier sursaut de la période glaciaire, cet événement froid symbolise la disparition de la calotte Nord Américaine, puisque c'est un lac 4 fois supérieurs au débit mondial des fleuves (1,3 million de m^3/s) qui s'est déversé dans

l'Atlantique Nord (Alley et al 1997). Cet apport d'eau douce a bloqué le principal pourvoyeur d'énergie, la circulation thermohaline, entraînant un événement froid (-6°C au Groenland). C'est donc en regardant dans le détail des enregistrements, qu'il s'est vite avéré que le climat était bien plus variable qu'initialement présenté.

Les premiers chercheurs à avoir lancé l'idée d'un climat variable en Europe d'abord sont Blytt en 1876 et Sernander 1908 à partir d'études des enregistrements de tourbières scandinaves et d'Ecosse sur une période couvrant 12 000 ans. Dès cette période, ces pionniers ont proposé, au travers leurs expériences du terrain, des alternances entre un climat à caractère « océanique » et « continental » (reviews dans Barber, 1985 et Blackford, 1993). Ces travaux ont mené à la stratigraphie de Blytt-Sernander, très largement utilisée par la suite par les palynologues pour l'Europe du Nord et de l'Ouest.

Un autre pas a été franchi en 1976 par Denton et Karlen, qui ont, eux aussi, contribué à la description de l'Holocène. Ils ont répertorié les avancées des glaciers scandinaves mais aussi de part le monde et ont été les premiers à mettre en évidence l'occurrence d'événement froids à intervalles plus ou moins réguliers.

Plus tard, les palynologues apporteront un découpage de l'Holocène en fonction des assemblages des indicateurs de végétation : Boréale, optimum climatique, sub Boréale, ...

Récemment il a été proposé la présence de cyclicités dans le climat Holocène. Ainsi Bond et al, 1997, 2001 ont identifié des variations dans leurs enregistrements de l'Atlantique Nord, une périodicité de 1500 ans +/-500 ; le forçage solaire étant potentiellement le forçage principal.

De nombreux paramètres climatiques ont donc été explorés (précipitations, productivité, vents, courants océaniques ...) dans différents environnements (Océan, glace, lacs, tourbes, fjords, cernes d'arbres,...) pour caractériser des variations climatiques qui ont tout de même été suffisamment importantes pour reverdir le Sahara (Street et Grove, 1976 ; Jolly et al, 1997) ou provoquer l'extinction comme l'apparition de civilisation (Hodell et al, 1995).

Même si l'Holocène est la période qui bénéficie d'un maximum d'archives pour étudier avec précision la variabilité climatique, Mayewski et al, 2004 souligne « *qu'étonnamment il n'y pas ou peu de connaissance sur la compréhension de la variabilité climatique Holocène* ». L'Holocène est une période riche en archive mais extrêmement complexe à caractériser. Si pendant la période glaciaire, la température gouvernait l'essentiel de la variabilité des signaux climatiques, pendant l'Holocène, du fait des faibles variations de températures, il est très difficile d'extraire des forçages à l'origine de la variabilité des

indicateurs climatiques. Les travaux de Wang et al, 2005 illustrent parfaitement cette difficulté à comprendre les paramètres climatiques tel que la mousson tout au long de l'Holocène et à établir des forçages tel que l'activité solaire, océanique, ou la température au travers des courbes références.

Fil rouge...

Pour illustrer ceci, prenons une publication récente :

Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R. L., He, Y., Kong, X., An, Z., Wu, J., Kelly, M.J., Dykoski, C.A., Li, X., (2005) **The Holocene Asian Monsoon: Links to Solar Changes and North Atlantic Climate** DOI: 10.1126/science.1106296 ; 308, 854-857.

Le choix s'est porté sur cet article pour plusieurs raisons :

- Les auteurs proposent un enregistrement de la mousson, phénomène bien connu et qui a une manifestation à grande échelle du climat.
- Les auteurs comparent leurs résultats à plusieurs séries climatiques de référence que nous étudierons :
- le ^{14}C résiduel : indicateur de l'activité solaire, les indicateurs de débris d'iceberg (IRD de Bond et al, 2001), les enregistrements isotopiques des glaces de GRIP et GISP 2.

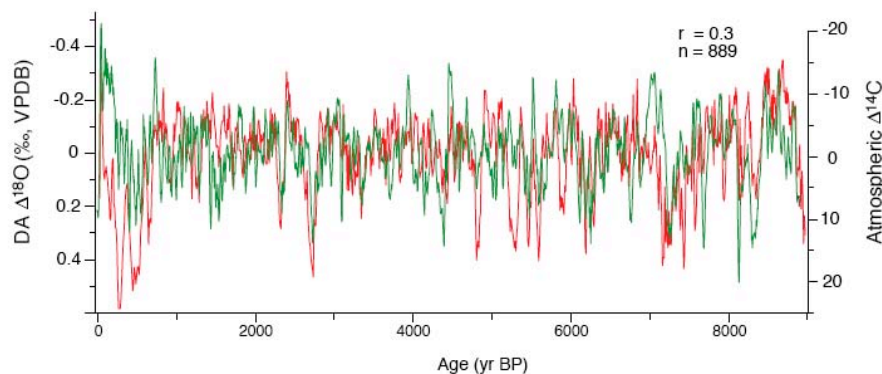


Figure 4 : Corrélation entre l'enregistrement de la mousson et l'activité solaire (^{14}C résiduel) selon Wang et al, 2005. Le coefficient de corrélation affiche une valeur de $r=0,3$.

Wang et al, 2005 proposent, par l'étude d'un spéléothème chinois, une reconstitution de la mousson sur l'Holocène. La série est parfaitement datée puisque 45 âges U/Th couvrent 9 000 ans, et 2124 mesures. Les auteurs établissent une comparaison visuelle avec les événements de Bond, les enregistrements isotopiques ^{18}O de GRIP et Gisp2 ainsi qu'une comparaison mathématique (coefficient de corrélation : r) avec le ^{14}C résiduel. Ils concluent que :

« il y a des similitudes et des corrélations entre la mousson asiatique Holocène et le climat de

l'Atlantique Nord, incluant les IRD de Bond et les enregistrements des glaces du Groenland. Certaines de ces corrélations résultent du forçage solaire qui affecte le climat des deux régions. (Figure 4 et 5) » Ceci pose la question : la similitude des courbes suffit elle à conclure à la relation de cause à effet.

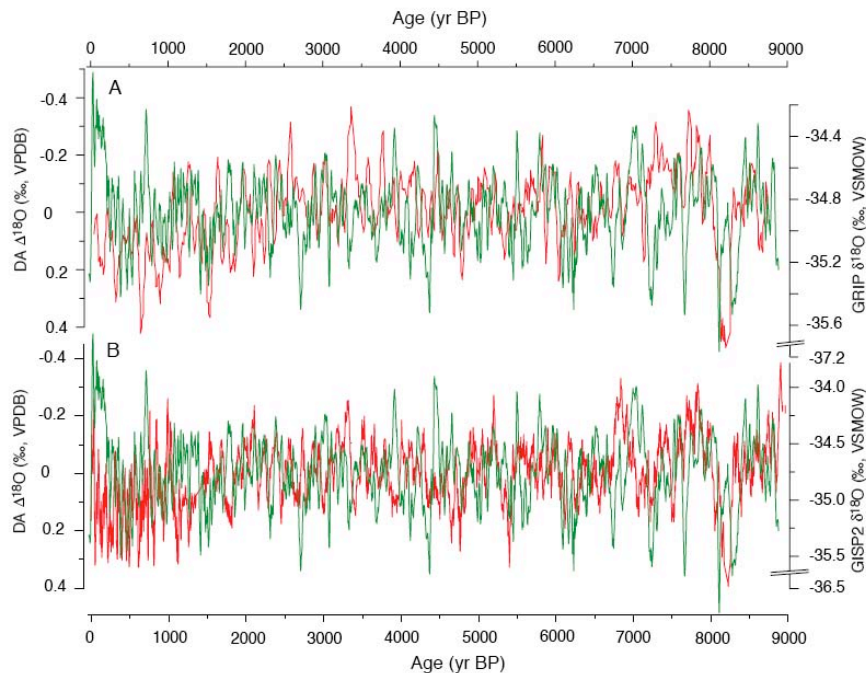


Figure 5 : Légende de cette figure dans Wang et al, 2005 : « The broad correlations between DA (nom de la stalagmite) and Greenland records are apparent at the multicentennial scale. »

Qu'en est-il ?

Cet exemple illustre bien la nécessité d'avoir des courbes références mais révèle aussi les subtilités associées à leur utilisation et la comparaison entre séries.

Enregistrements et courbes références...

Après avoir extrait les informations de l'enregistreur des fluctuations climatiques (Glace, sédiment, cernes d'arbre, tourbière, spéléothème,...), de nombreuses étapes dans la compréhension du proxy considéré sont nécessaires avant de pouvoir l'interpréter dans un contexte climatique local, régional, global pour une période donnée. Lors de cette étape, une méthode est de comparer l'enregistrement en question à des séries temporelles dites « références ». Elles sont considérées comme références car représentent l'enregistrement d'un paramètre (climatique, physiques, ...) dans des conditions optimales.

En paléoclimatologie, pour la période Holocène, de nombreuses séries ont été prises à tort ou à raison comme référence. Par exemple, pour l'activité solaire, le ^{14}C résiduel (Stuiver et al, 1998) était souvent utilisé comme marqueur type, maintenant le ^{10}Be de Vonmoos et al, 2006 prend le relais (L'enregistrement précédant de ^{10}Be ne couvrait que la période 3300-11500 BP et était en fait une série composite entre GRIP et GISP 2 (Finkel et al, 1997 ; Yiou et al, 1997).

Concernant la variabilité de la circulation océanique, la série de débris d'iceberg de Bond et al, 2001, peut être considérée comme série référence pour l'Atlantique Nord. Les travaux sont alors reconnus au regard de l'index de citation et du nombre important d'auteurs qui se réfèrent à ces travaux (deMenocal et al, 2000, Andresen et al, 2004, Hall et al, 2004, Hughes et al, 2006, Lamy et al, 2006, Moros et al, 2004, Niggemann et al, 2003, etc.).

On peut en citer d'autres, par exemple les enregistrements ^{18}O au Groenland et en Antarctique qui sont cités en référence lorsque l'on parle de variabilité climatique Holocène. Ainsi les études glaciologiques de GRIP, NGRIP, GISP2 au Groenland, Dôme C, EPICA Dôme C, Vostok, Taylor Dôme en Antarctique furent très rapidement des premières séries continues à très haute résolution et bien datées. Depuis de nombreuses études publiées se réfèrent à ces travaux dans le but de proposer une relation, une structure commune visant à caractériser la variabilité climatique Holocène. Ainsi Schultz et Paul, 2002, corrélerent le climat de l'Europe du nord et central avec GISP2, McDermott et al, 2001 établissent un lien entre le signal de précipitation dans un spéléothème en Irlande et l'enregistrement de GISP2. Bien d'autres études Holocène se réfèrent au série du Groenland (deMenocal et al, 2000 ; Kuhlmann et al, 2004 ; Wang et al, 2005 Dykoski et al, 2005 ; Hu et al, 2003, Arz et al, 2001, Jackson et al, 2005, Ramrath et al, 2000, Yu et Ito, 1999, Bahr et al, 2005 ; Frigola et al, 2007, Gupta et al, 2005, Keigwin et Boyle, 2000, ...) et à celles de l'Antarctique (Stager et Mayewski, 1997, Moros et al, 2004, Nielsen et al, 2004, Holmgren et al, 2003, Domack et Mayewski, 1999 ...) sont nombreux.

Problématique et démarche...

Notre fil rouge et les différents travaux sur l'Holocène soulèvent des questions, en particulier, quels sont les critères nécessaires pour établir la corrélation entre deux séries ? Comment peut-on dire qu'une série est référence ? En examinant au cours de la thèse, différents enregistrements marins, continentaux, et glaciaire couvrant l'Holocène, nous avons élargit le questionnement :

- 1) *Peut-on caractériser et établir un schéma d'évolution pour l'Holocène ?*
- 2) *avec quelle méthode ?*
- 3) *Quelle est la représentativité spatiale (locale, régionale, globale) et temporelle (siècle, millénaire) ?*
- 4) *Quelle est la place des enregistrements poussières, isotopes, CO₂ et méthane en Antarctique et au Groenland ?*
- 5) *Quelle degré de confiance peut-on accorder aux proxies des glaces polaires pour la période Holocène ?*

Pour répondre à ces questions, la réflexion s'est organisée autour d'une approche géographique grâce à un outil mathématique performant, les ondelettes.

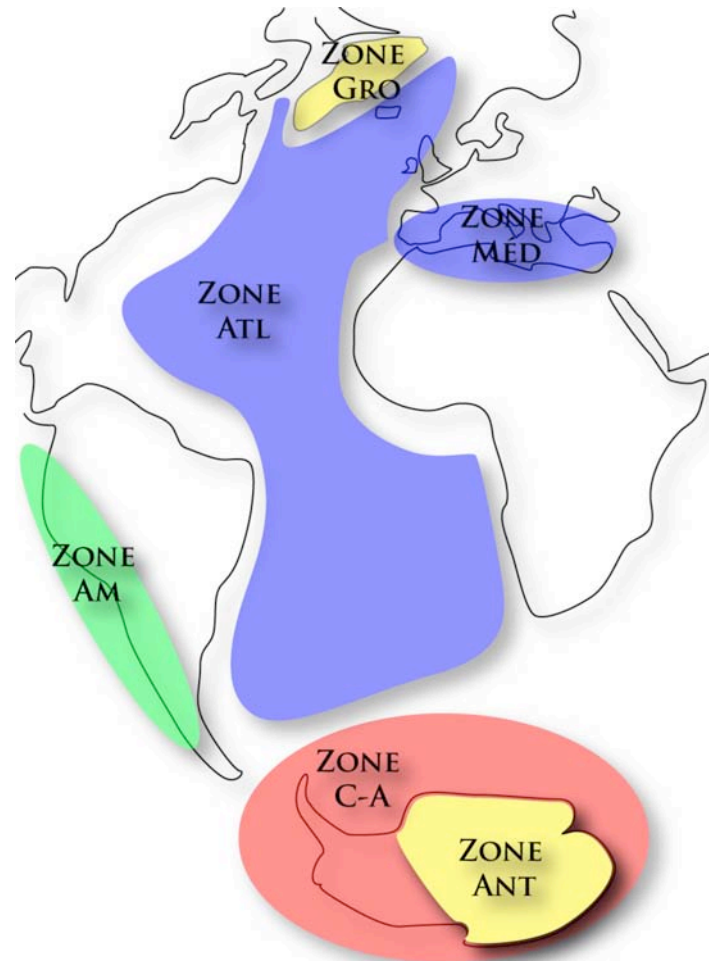


Figure 6 : Découpage géographique des zones étudiées dans la thèse. Les calottes de glace Antarctique et du Groenland sont traitées séparément.

Le manuscrit s'organise de la manière suivante :

Au **chapitre 1**, nous faisons un rappel de la relation homme climat.

Les changements climatiques ont sans doute joué un rôle dans l'évolution de l'Homme, ses migrations, dans le devenir des civilisations, mais aussi à leur déchéance. La question de l'impact des activités humaines aux premiers temps de l'agriculture au cours de l'Holocène fait l'objet d'un débat (Ruddiman, 2007) et plus récemment avec les conclusions de l'IPCC avec l'influence des gaz à effet de serre.

Au **chapitre 2**, nous présentons le concept climatique simplifié du système climatique dont les paléoclimatologues tentent de décerner la variabilité au travers des proxies.

Le système glace, océan, atmosphère, continent est couplé et ses interactions complexes. L'identification et le mode d'expression des forçages externes (insolation, activité solaire, volcan) et les oscillations internes du système représentent les défis du paléoclimatologue.

Au **chapitre 3**, nous présentons notre analyse (travail en collaboration avec d'autres auteurs) de la variabilité climatique pour la région Atlantique Nord pour laquelle les sédiments marins ont révélé des évidences tangibles, par l'apport de débris lithiques charriés par les icebergs, au cours de l'Holocène. La méthode d'analyse par ondelettes, appliquées pour la première fois, y est présentée. Les périodicités apparentes de 1500 ans ne seraient pas stables ni exclusivement d'origine solaire. Si les périodicités solaires se retrouvent dans la première partie de l'Holocène, des oscillations internes, sans doute d'origine océanique sont présentées.

Au **chapitre 4**, nous avons appliqué notre approche à de nouvelles séries climatiques détaillées par l'océan Austral en particulier à une série obtenue par X. Crosta (Université de Bordeaux). Cette étude suggère que la variabilité de la glace de mer au cours de l'Holocène en Atlantique Austral est caractérisée par une part de forçage solaire pour l'espèce de diatomée présente en l'absence de glace de mer (10 000- 5 000 BP), et une part de forçage interne océanique pour l'espèce présente lorsque le couvert de glace de mer est important. La valeur du forçage interne est différente de celle obtenue en Atlantique Nord suggérant un découplage entre les océans.

Au **chapitre 5**, nous avons tenté de rassembler les différents enregistrements paléoclimatiques, paléoenvironnementaux d'une zone géographique autour de l'Atlantique afin d'y discerner des structures, des fréquences communes d'origine solaire ou attribuées aux oscillations du système. La question étant de savoir si les oscillations observées en Atlantique Nord sont transmises à plus grande échelle voire en Atlantique Sud, les fluctuations de la

circulation thermohaline pouvant être transmises à l'échelle globale. En fait nous explorerons comment le système Atlantique Nord est influencé par la fusion du reste des calottes de glace jusque vers 5000 ans, l'impact de ceci sur le climat et le comportement de la circulation thermohaline après que le système se soit remis à son état stable.

Au **chapitre 6**, nous présentons nos travaux sur les poussières dans les calottes de glace Antarctique qui concernent l'analyse de deux carottes de névé (env. 100 m) et des puits. Une technique a été mise au point pour limiter les contaminations. Les poussières sont issus des continents et ont le potentiel de servir comme traceur de la circulation atmosphérique.

Au **chapitre 7**, nous examinons les proxies extraits des carottes de glace (Antarctique et Groenland) et comparons la dynamique de leur variabilité (isotope stable, excès en Deutérium, poussières). La question est de savoir si une dynamique commune est présente et comparable à celle mis en évidence dans les sédiments de l'Atlantique Nord. Les problèmes de la fidélité des proxies des calottes polaires, de leur représentativité, leur sensibilité, seront abordés. Nous terminerons par une étude de l'interglaciaire précédant (stade 5) à titre de comparaison.

Les **conclusions** et **perspectives** seront ensuite présentées.

CHAPITRE 1
LE CLIMAT ET L'HOMME

| | |
|--|-----------|
| INTRODUCTION : | 13 |
| 1. HOMME ET CYCLE CLIMATIQUE | 15 |
| 1.1. DEVELOPPEMENT DE L'HUMANITE ET INFLUENCE DU CLIMAT | 15 |
| 1.2. MIGRATION ET CLIMAT | 16 |
| 2. HOLOCENE : L'AGRICULTURE, CORDE SENSIBLE DES CIVILISATIONS | 18 |
| 2.1. EMPIRE AKKADIEN (MESOPOTAMIE, CA. 4200 CAL BP) | 18 |
| 2.2. MAYA CLASSIC (YUCATAN PENINSULA, CA. 1200 CAL BP) | 19 |
| 2.3. MOCHE IV-V (COTES DU PEROU, CA. 1500 CAL BP) | 21 |
| 2.4. TIWANAKU (BOLIVIE-ALTIPLANO DU PEROU, CA. 1000 CAL BP)..... | 22 |
| 3. HOLOCENE MOYEN : EMERGENCE DES SOCIETES COMPLEXES | 23 |
| 3.1. SAHARA CENTRAL | 23 |
| 3.2. CHINE..... | 26 |
| 3.3. PEROU | 27 |
| 4. HOMME, CLIMAT, GAZ A EFFET DE SERRE (CH_4, CO_2) : | 28 |
| CONCLUSION | 31 |

Introduction :

L'Homme a largement contribué à modifier le système climatique probablement depuis plusieurs milliers d'année (Ruddiman, 2003 a, b) mais de façon plus évidente depuis ces derniers siècles. L'évolution des connaissances ainsi que des moyens pour la recherche ont permis d'identifier la part anthropique des signaux climatiques. Depuis la parution du premier rapport de l'IPCC (International Panel for Climate Change) la compréhension de l'évolution du climat a évolué :

IPCC 1990 : « The size of this warming is broadly consistent with predictions of climate models, but it is also of the same magnitude as natural climate variability. Thus the observed increase could be largely due to this natural variability (We don't know) »

IPCC 1995 : « The balance of evidence suggests a discernible influence on global climate. (Maybe) »

IPCC 2001 : « There is new and stronger evidence that most of the warming observed over the last 50 years is attributable to human activities. (Likely) »

IPCC 2007 : « Certainly »

IPCC 2008 : Prix Nobel de la Paix récompensant le travail de milliers d'experts.

Il y a de très fortes suspicions pour que l'Homme ai influé sur la variabilité climatique, c'est pour cette raison que Paul Crutzen, Prix Nobel 1995, à proposé de mettre fin à l'Holocène pour baptiser cette période, l'Anthropocène (Crutzen et Stoermer, 2000). Ce changement de période plus symbolique que nécessaire suggère cependant une transition entre un climat qui gouverne la vie des Hommes et un climat qui « subit » l'impact de l'activité humaine.

Le but de cette partie est de montrer de quelle façon le climat a pu influencer le développement, la croissance et/ou la disparition de certaines civilisations, cultures de l'Homme bien que les variations climatiques Holocène ne semblent pas très importantes. L'agriculture est très souvent, dans chacun des cas, le maillon sensible. L'étude du développement des civilisations est particulièrement intéressante puisqu'elle permet de le voir

dans le cadre de changements climatiques importants (Glaciaire/Interglaciaire) mais aussi d'étudier l'impact qu'ont pu avoir les changements climatiques holocène, mineurs à l'échelle glaciaire/interglaciaire. Si l'Homme semble être un paramètre influençant le climat récent, est-ce que cela signifie que l'Homme a subi la variabilité du climat passé ?

Les exemples montrés ici sont des cas typiques où le climat a pu jouer un rôle sur le développement et le déclin des civilisations.

1. Homme et Cycle climatique

1.1. Développement de l'Humanité et influence du climat

L'espèce humaine n'a franchi le seuil du million d'individu il y a seulement 30 à 40 000 ans. Avant cela la population Humaine ne dépassait pas quelques centaines de milliers d'habitants. Le milliard d'hommes n'a été atteint que récemment aux alentours des années 1800 pour atteindre 6 milliards en 1999 (Figure 1).

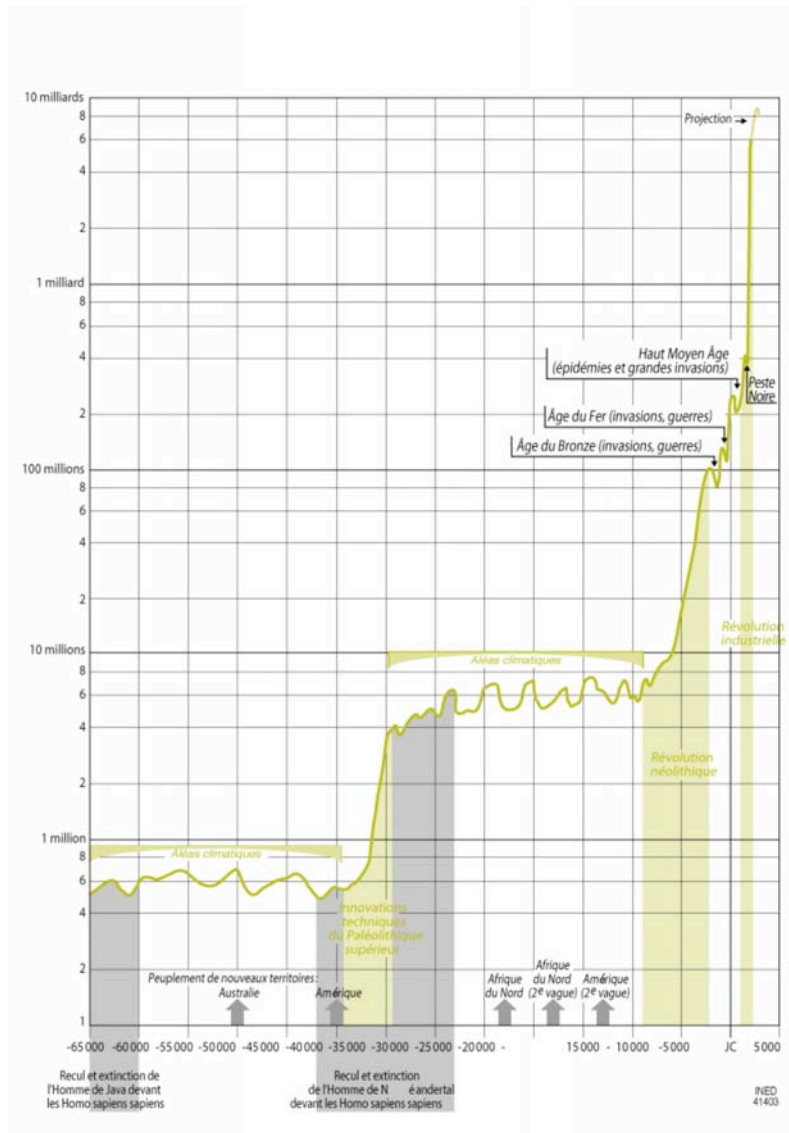


Figure 1 : Evolution du nombre des Hommes depuis 65 000 ans, Biraben, 2003.

L'origine de l'Homme date d'il y a environ 3 Ma avec l'émergence du genre Homo, évolution des primates d'Afrique Orientale. Leur nombre ne dépassait guère 100 000 individus, mais l'émergence de ces hommes est particulièrement intéressante puisqu'elle

correspond à l'entrée de la Terre en période glaciaire. Comme tout changement climatique, il a entraîné la disparition de nombreuses espèces et favorisé d'autres dont l'Homme. Et finalement, lorsqu'on se penche sur l'histoire et la Préhistoire, on se rend compte que l'évolution de l'Homme a été ponctuée par les variations du climat. Entre – 200 000 et – 30 000 BP, trois humanités parviennent à se développer parallèlement. Ceci a été rendu possible par une séparation des espèces par la remontée des océans lors des deux dernières périodes interglaciaires. En Afrique et Asie Méridionale, l'Homme moderne (*Homo sapiens*) était solidement installé (env. 800 000 hommes) alors que l'Homme de Neandertal (250 000 indiv.) en Europe et l'Homme de Java en Indonésie (100 000 indiv.) était moins nombreux. C'est suite au retour d'une période glaciaire (-70 000 BP), que les trois lignées humaines se retrouvent en contact, en lien avec l'abaissement du niveau marin. L'*Homo Sapiens* s'impose partout éliminant les deux autres lignées. Cette baisse du niveau des mers a notamment permis la colonisation de l'Afrique du Nord par des Européens aux alentours de –20 000 et –12 000 BP.

1.2. Migration et climat

Expliquer quand et comment les premiers hommes modernes sont entrés dans le « Nouveau Monde » et se sont adaptés à leur environnement est une des questions les plus excitante et résistante en anthropologie (Goebel et al, 2008). Pour coloniser les Amériques, le premier problème majeur est que les hommes modernes ont du apprendre à subsister aux environnements extrêmes du cercle Arctique. Les évidences archéologiques montrent que ceci s'est déroulé aux alentours de 32 000 BP (Pitulko et al, 2004). Le second problème majeur est la présence de deux calottes glaciaires situées sur l'Amérique du Nord. La première est située le long de la cote Pacifique appelée calotte cordillères, solidement ancrée sur le massif montagneux des Coast Mountain et des Rocheuses. La seconde couvrait la quasi-totalité du Canada : la calotte Laurentides. Ces deux masses de glace hautes de quelques milliers de mètres ne permettaient aucun passage entre le Nord et le Sud. Seules deux périodes pouvaient permettre une ouverture d'un passage entre le Nord et le Sud : soit les premiers Hommes ont colonisé les Amériques entre 40 000 (mais apparition de l'Homme moderne seulement en Asie à ce moment là) et 25 000 BP soit après 15 000 ans. Effectivement entre ces deux dates, le passage Nord-Sud était fermé par une épaisse masse de glace. Il est possible que l'Homme soit apparu dans la région de Béring ouest peu avant le LGM. Cependant aucun site archéologiques n'a montré de vestiges supposant une migration vers le Sud avant 15 000 ans.

La solution la plus probable est que l'Homme à très certainement attendu qu'un passage se libère le long de la côte pacifique (Figure 2).

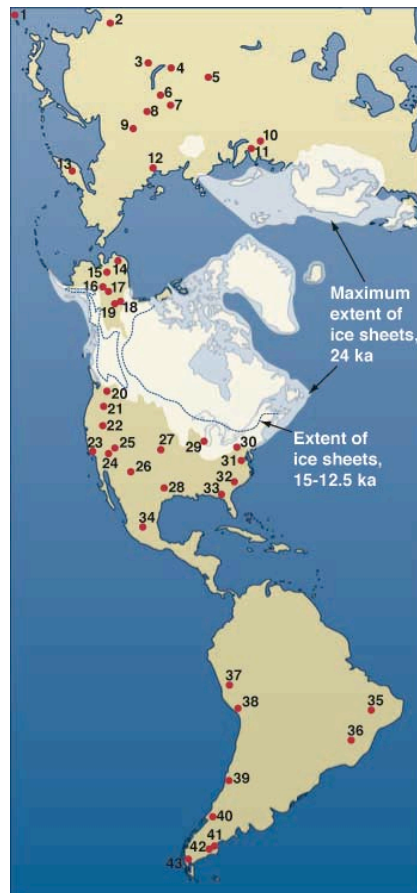


Figure 2 : Carte des différents sites colonisés dans l'ordre chronologique (1, Yamashita-cho; 2, Tianyuan Cave; 3, Studenoe-2; 4, Mal'ta; 5, Nizhnii Idzhir; 6, Alekseevsk; 7, Nepa-1; 8, Khaergas Cave; 9, Diuktai Cave; 10, Byzovaia; 11, Mamontovaya Kurya; 12, Yana RHS; 13, Ushki; 14, Tuluq; 15, Nogahabara I; 16, Nenana; 17, Swan Point; 18, Old Crow; 19 Bluefish Caves; 20, Kennewick; 21, Paisley Caves; 22, Spirit Cave; 23, Arlington Springs; 24, Calico; 25, Tule Spring; 26, Pendejo Cave; 27, La Sena and Lovewell; 28, Gault; 29, Schaefer, Hebior, and Mud Lake; 30, Meadowcroft Rockshelter; 31, Cactus Hill; 32, Topper; 33, Page-Ladson; 34, Tlapacoya; 35, Pedra Furada; 36, Lagoa Santa; 37, Pikimachay; 38, Quebrada Jaguay; 39, Quebrada Santa Julia; 40, Monte Verde; 41, Piedra Museo; 42, Cerro Tres Tatas and Cuevo Casa del Minero; 43, Fell's Cave). Goebel et al 2008

On retrouve des preuves que l'Homme a certainement utilisé des bateaux pour rejoindre l'Amérique du Nord autour de 14 600 ans (Goebel et al, 2008). Il a fallu attendre 1000 ans supplémentaires pour que le passage entre les deux calottes de glace se libère autour de 13 500 ans et puisse fournir un second chemin d'accès. Une fois que les hommes ont atteint le Nord ouest de l'Amérique par bateau, ils ont pu continuer leur chemin vers le Sud en direction du Chili ou encore vers l'Est le long de la calotte de glace sur les traces des Mammouths.

2. Holocène : L'agriculture, corde sensible des civilisations.

2.1. Empire Akkadien (Mésopotamie, ca. 4200 cal BP)

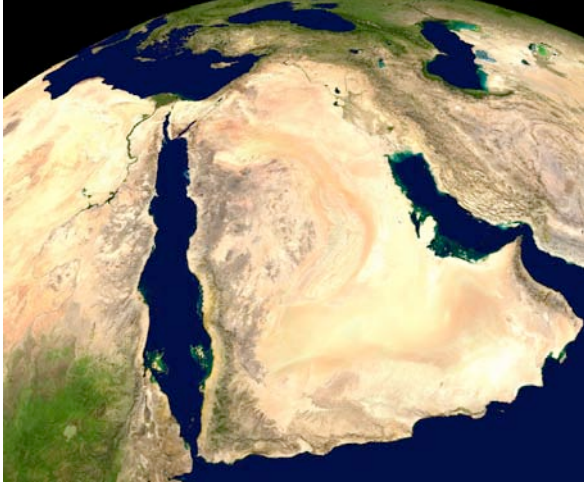


Figure 3 : Mésopotamie

L'empire Akkadien se situait en Mésopotamie et prospérait dans les larges plaines alluviales du Tigre et de l'Euphrates (Figure 3) depuis 4300-4200 cal BP (Weiss et al, 1993). Après une centaine d'année, autour de 4170 +/- 150 ans cal BP, les vestiges archéologiques ont montré un abandon abrupt des grandes plaines agricoles du Nord et une migration dramatique de réfugiés vers le Sud de la Mésopotamie (Weiss et al, 1993 ; Weiss, 2000). Ce déplacement massif de population

marqua la fin de ce jeune empire. Pour endiguer ce phénomène, un mur de 180 km de long a été construit en Mésopotamie centrale. Les populations nomades restées dans les grandes plaines du Nord se firent un retour à la sédentarisation seulement autour de 3900 cal BP soit 300 ans après la chute de l'Empire Akkadien. Que s'est il passé ? Le niveau stratigraphique marquant la fin de l'empire est, en fait, recouvert d'une épaisse couche de silts provenant de sols soufflés (100 cm) suggérant un retour brutal à des conditions très arides. Weiss et al, 1993 ont découvert que les Akkadiens avaient pourtant mis en place un système pour stocker le grain et un système de régulation de l'eau pour pallier aux larges variations interannuelles des pluies caractéristiques de la région. Mais ceci n'a pas suffi. L'hypothèse d'un changement climatique majeur a été corroborée et renforcée par les études de Cullen et al, 2000 sur une carotte sédimentaire dans le Golf d'Oman (Figure 4). L'étude minéralogique et géochimique des dépôts éoliens ont montré qu'une période particulièrement aride a sévi pendant 300 ans à partir de 4025 +/-125 ans. Des évidences semblables ont été découvertes dans les enregistrements paléoclimatiques à la source du Tigre (Lemcke et Sturm, 1997), en Israël dans le Levant (Bar-Matthews et al, 1997), sur les Hauts plateaux du Yemen (Wilkinson, 1997), la mer Morte a baissé de 100m (Frumkin, 1991), les niveaux de lac étaient anormalement bas en Afrique subtropicale du Nord et de l'Est (Gasse et Campo, 1994 ; Halfman et Johnson, 1998) ainsi qu'au Maroc (Cheddadi et al, 1998).

Le changement du climat à une période plus aride semble directement impliqué dans la désorganisation de cette société sophistiquée qui a impérialisée la Mésopotamie.

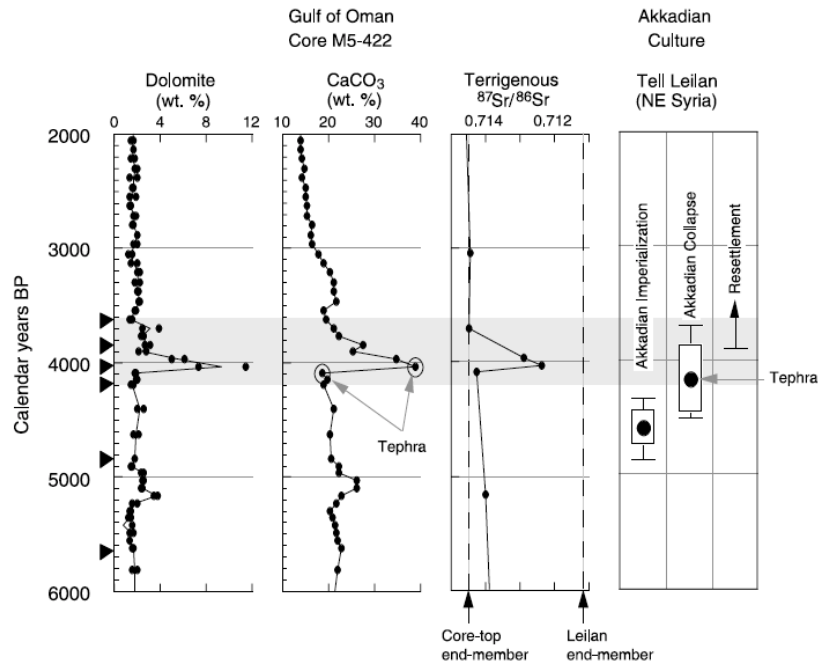


Figure 4 : Les vestiges archéologiques de Tell Leilan, Nord est de la Syrie, documentent la fin de l'empire Akkadien vers 4170 +/- 50 ans cal BP (Weiss et al, 1993). Un enregistrement d'une carotte sédimentaire du Golfe d'Oman, qui est sous le vent en provenance d'Iraq, Kuwait et Syrie montre une augmentation des apports en dolomite éolienne et calcite autour de 4025 +/- 125 ans cal BP indiquant une période de forte aridité. La signature Sr/Nd de la fraction détritique indique une provenance des poussières de la région du Leilan, berceau de la civilisation akkadienne.

2.2. Maya Classic (Yucatan Peninsula, ca. 1200 cal BP)



Figure 5 : Yucatan

La culture Maya dans la période préclassique s'étendait aussi bien dans les vastes plaines que dans les hautes régions de l'Amérique centrale (Figure 5) depuis le deuxième millénaire B.C. jusque ca. 250 AD. A partir de cette date, la population a rapidement augmenté pour fonder un empire complexe, stratifié, et prolifique d'un point de vu artistique et intellectuel. Cette croissance marque le début de la période classique. Les Mayas ont instauré un réseau

de métier au travers l'Amérique centrale, développé de très grands centres urbains et ont acquis des connaissances pointues en astronomie et mathématiques (Coe, 1987, deMenocal,

2001). Malgré le degré d'avancement important de la culture Maya, cette civilisation s'effondre à partir de 750 AD, d'abord de façon local, ensuite étendue à toute la civilisation autour de 830 AD, et les dernières constructions retrouvées datent 909 AD (Coe, 1987).

De nombreuses hypothèses ont été avancées pour expliquer cette catastrophe notamment une surpopulation, l'effet dévastateur de la déforestation sur l'érosion des sols, bouleversement social, épidémies, et changement climatique (Adams, 1993 ; Brenner et al, 2001 ; Gill, 2000 ; Hodell et al, 2001). Hodell et al, 1995 ont montré par l'étude de la composition des sédiments et les variations temporelles de l'isotope de l'oxygène dans une carotte lacustre du Mexique, le Lac Chichancanab, qu'effectivement autour de 800 à 1000 AD l'Amérique centrale a subi la plus grosse période sèche des 8 000 dernières années (Figure 6). L'enregistrement seul du lac Chichancanab ne suffit pas à lui tout seul pour expliquer la fin de la civilisation Maya cependant cette découverte concerne toute la région puisqu'il a été retrouvé dans le centre du Mexique avec des niveaux lacustres très bas (Metcalfé et Hales, 1994), au Costa Rica avec une augmentation des feux (Horn et Stanford, 1992). Par ailleurs, la chute de la civilisation Maya ne s'est pas faite uniformément puisqu'il semble qu'elle a été plus forte dans les plaines du Sud, beaucoup plus sensibles aux problèmes d'eau notamment pour l'agriculture mais aussi pour la survie des habitants, forçant les populations à remonter vers le Nord (Hodell et al, 1995) et abandonnant de ce fait des bassins versants entiers (Gill, 2000).

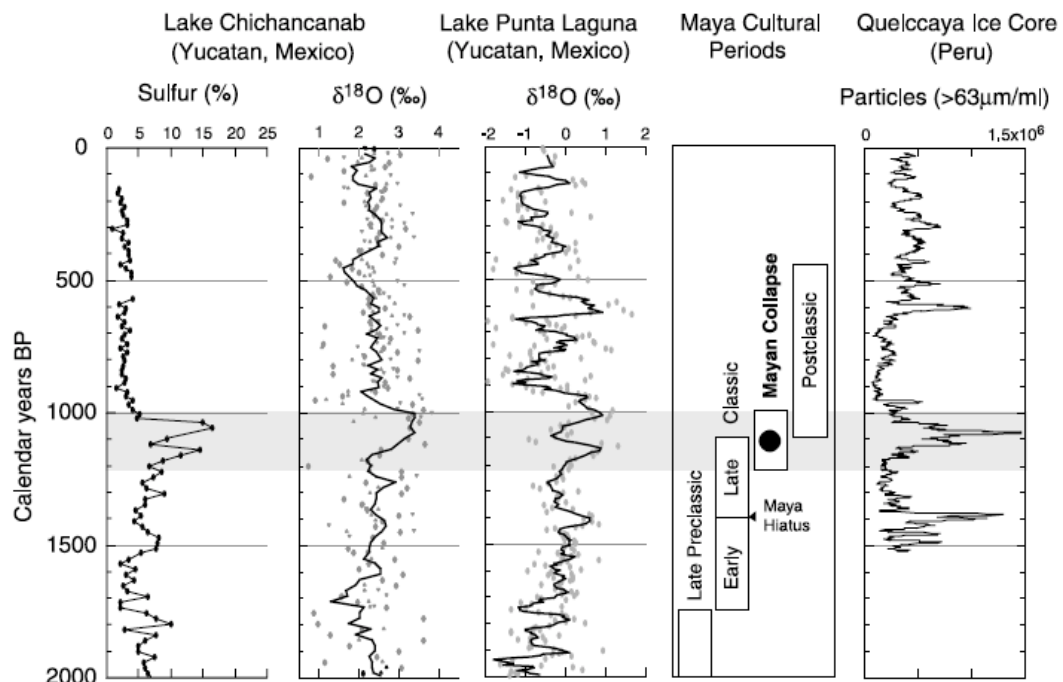


Figure 6 : L'étude des sédiments lacustres de Chichancanab (Yucatan, Mexique) et Punta Laguna (Mexique) montrent une augmentation rapide de l'aridité vers 800 ans AD qui dura 200 ans. Cet événement est corrélé à un fort apport de poussière dans les glaces du Quelccaya sur l'altiplano bolivien.

2.3. Moche IV-V (Côtes du Pérou, ca. 1500 cal BP)



Figure 7 : Peru, Bolivie

La civilisation Moche IV est encore plus intéressante et exceptionnelle qu'elle arrivait à maintenir une population élevée, complexe et agricole dans l'environnement hostile que sont les côtes extrêmement arides du Pérou (Shimada et al, 1991) (Figure 7) où une parfaite maîtrise de l'irrigation était nécessaire. Cette civilisation pré-colombienne a assis les bases de sa société grâce à une métallurgie très développée, elle a construit de grands

centres urbains et contrôlait la totalité de la cote Nord du Pérou à partir du Désert de Sechura depuis 300 jusqu'à 500 AD (Shimada et al, 1991).

Parmi les plus grands centres urbains celui de Huaca del Sol était le plus grand. Cet immense site côtier a été brutalement abandonné autour de 600 AD (Shimada et al, 1991). Les fouilles archéologiques ont révélé que le système d'irrigation, vital pour la cité, a été entièrement dévasté par les dunes de sable au moment de l'abandonnement. La civilisation Moche V a rapidement repeuplé la région entre 600 et 750 AD, mais elle a construit cette fois ses cités plus vers l'intérieur des terres, à la confluence des rivières qui drainent les contreforts Andins.

Cette transformation de la culture Moche IV à V est particulièrement remarquable de part la portée, l'échelle ainsi que la rapidité. Mais pourquoi le déclin de cette société a-t-il été si brutal ? La réponse est venue d'un enregistrement glaciologique au Quelccaya (Peru). Les mesures des isotopes de l'oxygène, du taux d'accumulation ainsi que des poussières ont tous révélé un changements climatiques abrupts (Thompson et al, 1994). Effectivement la transition Moche IV à V est immédiatement précédée d'une période de faible taux d'accumulation soit environ 30 ans avec un régime de précipitation réduit, ainsi qu'une période d'une soixantaine d'année où la glace contient beaucoup de particules éoliennes. L'abandon de l'irrigation devenue dès lors insuffisante et la migration vers l'intérieur des terres apparaît donc être une réponse évidente de la culture Moche IV. Paulsen, 1976 a relevé des comportements migratoires de population durant le premier et second millénaire AD et a remarqué une relation en « seesaw » entre l'établissement et la décadence des cultures

agricoles entre les côtes et l'intérieurs des terres au Pérou et en Equateur. Cette aridification entre 900 et 600 AD se retrouve dans d'autres enregistrements des tropiques des deux hémisphères (Curtis et al, 1996).

2.4. Tiwanaku (Bolivie-altiplano du Pérou, ca. 1000 cal BP)

Encore une civilisation remarquable mais cette fois pour sa longévité, puisque les Tiwanaku ont prospéré 1500 ans entre 300 BC et 1100 AD dans des villes mais aussi des centres ruraux agricoles autour du Lac Titicaca au Sud de l'Altiplano péruvien-bolivien (environs 4000 m d'altitude) (Kolata, 1996 ; Binford et al, 1997). Cette civilisation avait établi une agriculture très ingénieuse de champs surélevé pour favoriser un meilleur recyclage des nutriments ainsi qu'un système d'irrigation également utilisé pour protégé thermiquement les récoltes contre les gelées assassines (Kolata, 1996). Ces procédés permettaient de garantir des récoltes pouvant subvenir à des centres urbains avec une population estimée d'un demi million d'habitants. Malgré un savoir-faire ingénieux témoin d'une civilisation avancée, les centres urbains et agricoles furent totalement abandonnés autour de 1100 AD (Kolata, 1996 ; Binford et al, 1997) et la civilisation Tiwanaku a complètement disparu entre le 12ème et 15ème siècle.

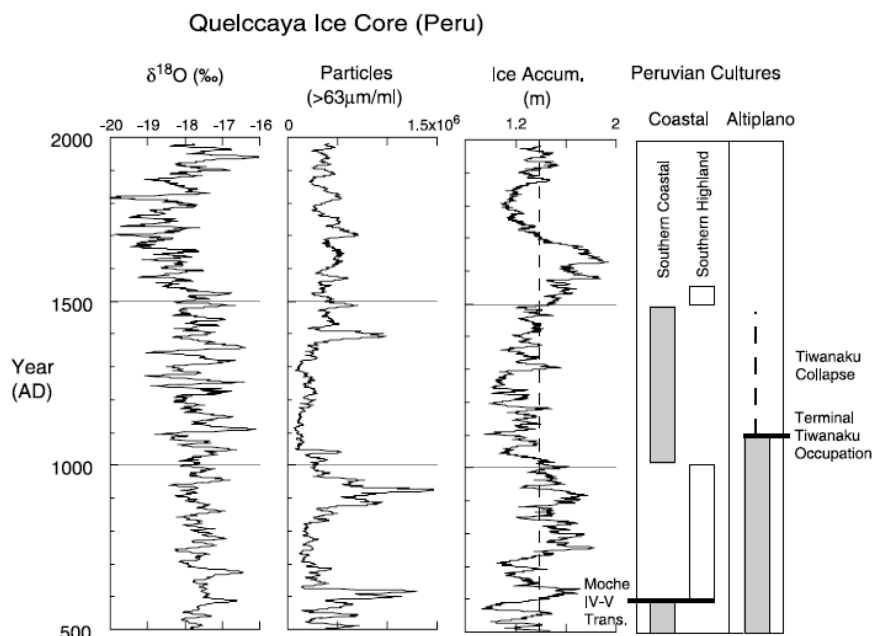


Figure 8 : Enregistrements climatiques contenus dans les glaces du Quelccaya, Pérou. Les poussières enregistrées dans les glaces suggèrent la présence d'un événement sec pouvant expliquer la fin de la civilisation Tiwanaku.

Une nouvelle fois les glaces du Quelccaya ont livré de précieuses informations puisque l'abandon des cités s'est produit à une période où le climat s'est très nettement détérioré vers une aridification. Effectivement autour de 1040 AD, les glaces montrent des conditions très clairement plus arides que celles actuelles et qui ont perduré pendant quelques siècles (Thompson et al, 1994). On peut donc penser que ce changement climatique a bouleversé dramatiquement la productivité des champs surélevés et de ce fait leur capacité à réapprovisionner les grands centres urbains.

3. Holocene Moyen : Emergence des sociétés complexes

Cette partie a pour but de montrer brièvement le développement des 6 principales civilisations au cours de la transition à l'Holocène Moyen. Effectivement les premières sociétés complexes, hautement organisées, émergent pendant le 6^{ème} et 5^{ème} millénaire. Cette période est connue pour avoir subi d'importants changements climatiques et environnementaux et est globalement caractérisée par un affaiblissement de la mousson entraînant une aridification à très large échelle dans les régions qui contiennent l'essentiel des déserts actuels.

D'un point de vue général, il est reconnu que le processus d'accroissement de la complexité sociale d'une civilisation est associé au développement de l'agriculture, l'établissement de larges communautés qui ont été rendu possible par les changements relativement faibles du climat de l'Holocène (Burroughs, 2005). Dans ce modèle de l'évolution sociale humaine, les changements climatiques majeurs, abrupts sont associés à des interruptions ou à des régressions dans le développement progressif des sociétés humaines (Brooks, 2006). Or il semblerait que de nombreuses preuves semblent montrer que l'augmentation de la complexité sociale de l'Holocène Moyen coïncide avec la détérioration du climat et en particuliers l'augmentation de l'aridité (Brooks 2006).

Ici le terme de complexité sociale signifie une société hautement organisée avec un haut degré d'urbanisation, une stratification sociale, une spécialisation de la production et une centralisation du pouvoir (Chapman, 2003 ; Yoffee, 2005).

3.1. Sahara Central

Le Sahara est traité ici en premier car il apparaît être l'exemple le plus évident, parmi les 6 civilisations exposées ici, de lien entre le climat et l'adaptation humaine (Brook, 2006). Le contexte climatique au Sahara est plutôt bien détaillé. Effectivement du Tardi- à l'Holocène moyen les preuves d'un climat plutôt humide sont particulièrement riches (Maley, 1977 ; Lezine, 1989 ; Lioubimsteva, 1995, Kutzbach et Liu, 1997 ; Jolly et al, 1998).



Figure 9 : Sahara

Cette phase humide qui commença aux alentours de 10 000 ans s'est établie après un long contexte climatique aride lié à la dernière période glaciaire (Goudie, 1992 ; Ritchie, 1994 ; Roberts, 1998) et s'est terminée vers 5000 cal BP avec certaines variations régionales. Cette période humide est associée à une intensification de la mousson Africaine causée par une augmentation de l'insolation de l'hémisphère Nord. Il en a résulté une pénétration plus au Nord de sa position actuelle la plus au Nord (Ganopolski et al, 1998 ; Claussen et al,

1999, 2003 ; Tuenter et al, 2003). Après 5 000 ans, il s'en est suivi une détérioration marquée du climat vers des conditions plus arides.

Le contexte humain est particulièrement intéressant. Même si, dans un premier temps, les habitants du Sahara ont subi le changement climatique, ils ont su évoluer s'adapter à la nouvelle situation :

La phase humide de l'Holocène, c'est-à-dire avant 5000 ans, par ses conditions favorables a permis aux « chasseurs-cueilleurs » de développer l'élevage de bétail (di Lernia et al, 2002). C'est au cours de cette période que l'élevage de chèvre et de moutons s'est développé car mieux résistants à l'aridité. Cependant lors de l'Holocène Moyen, 5 000 ans, la détérioration climatique est établie et, l'élevage de bétail, jusqu'alors prédominant comme moyen d'existence, a complètement disparu en dehors de quelques oasis. Di Lerna et al, 2002, décrivent cette période centrée sur 5000 ans comme étant une période « charnière » entre la culture pastorale de l'Holocène moyen à tardi. Effectivement, on trouve une transition étrange dans les rites d'enterrement, indice indirect de l'empreinte climatique : Avant cette transition à 5000 ans, on retrouve essentiellement des animaux enterrés. Les premières constructions

mortuaires majeures datent d'environ 6 400 ans. Puis après une courte période de transition entre 5 800 et 4 900 ans où homme et animaux sont enterrés ensemble, on rentre dans une période où l'homme devient le seul symbole de la mort et se retrouve seul dans des édifices funéraires (Sivili, 2002). Di Lernia et al, 2002 associent cette mise en valeur de l'Homme au sein des communautés pastorales comme une augmentation de la stratification sociale. Les édifices mortuaires servaient pour marquer les limites des territoires, frontières, ou zones d'influence alors que la région était sujette à d'importants flux migratoires suite à la dégradation climatique. Les changements démographiques associés aux changements environnementaux ont transformé la structure sociale et menés à des innovations dans les idéologies associées à la mort et aux enterrements (di Lernia et al, 2002 ; Brooks, 2006).

En termes de stratégie de survie, la population humaine s'est adaptée à la détérioration climatique. Pour les sites de hautes altitudes, l'élevage a été remplacé par du pastoralisme très mobile basé sur le mouton et la chèvre impliquant des mouvements à très large échelle temporelle afin d'exploiter les pâtures et point d'eau disponibles. C'est ce style nomade qui perdure aujourd'hui encore. Pour les sites de basses altitudes, la vie s'est organisée autour d'oasis, associée à du sédentarisme et une très forte exploitation des ressources voire quasi intensive (di Lernia et al, 2002).



Figure 10 : Egypte et les plaines du Nil

L'Egypte (Figure 10) est bien sûr située sur le pourtour du Sahara mais est un cas particulièrement intéressant puisqu'on y trouve le Nil qui a longtemps ponctué la vie de l'homme et notamment l'Empire Egyptien. Les variations climatiques prises en compte, tout comme le paragraphe précédant sur le Sahara, expriment un très net changement vers des conditions très arides au milieu de l'Holocène. Comment

l'Homme y a-t-il répondu ? L'aridification du climat a tout simplement mené à l'émergence de la civilisation et des dynasties Egyptiennes. Ce lien entre climat et complexité sociale de la civilisation égyptienne a déjà été souligné par de nombreux auteurs (Midant-Reynes, 1992 ; Adams et Cialowicz, 1997 ; Malville et al, 1998).

3.2. Chine

C'est autour du 4^{ème} ou 5^{ème} millénaire que sont apparues les prémices fondateurs d'une société en Chine : Les cultures Longshan, au cœur des vastes plaines de Chine du Nord (Liu 1996 ; Lee, 2004). Liu 1996 a décrit cette culture comme « *the crucial matrix in which the first states evolved from the basis of earlier Neolithic societies.* ». La période Longshan a commencé autour de 4800 ans et a remplacé la culture Yang-Shao dans les provinces du Henin et du Shanxi. Ce changement de culture a été caractérisé par des évolutions sociales majeurs en passant d'un système égalitaire à une société beaucoup plus stratifiée (Liu, 1996).

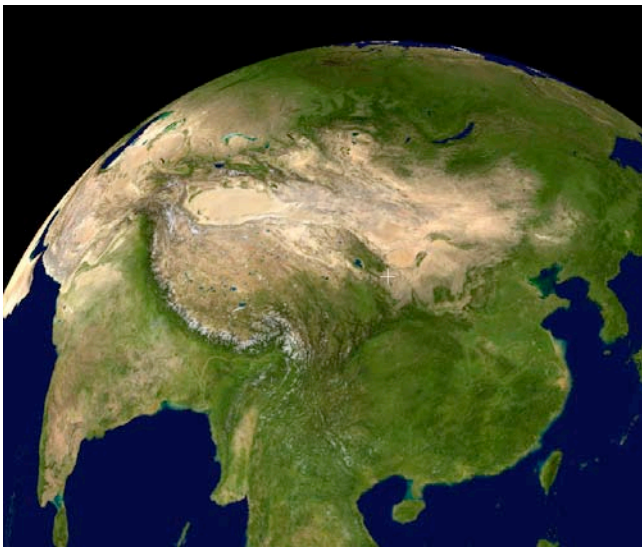


Figure 11 : Chine

Le modèle de règlement au cours de la période Longshan est conforme à celle de chefferies, en particulier celui de chefferies simples. (Chefferie est une appellation d'origine coloniale qui désigne les institutions sociopolitiques typiques: la chefferie apparaît comme une forme intermédiaire entre les sociétés lignagères et les royaumes.) C'est à cette période que la taille des villages a évolué d'un facteur 10 environs (Lee, 2004).

Ceci a été mis en parallèle avec la détérioration climatique de la transition des 6 et 5^{ème} millénaire. Les preuves d'un changement climatique autour de la transition à l'Holocène Moyen sont nombreuses. Effectivement An et al, 2000 ; Zhang et al, 2000 ; Yang et al, 2003 ont documenté le passage de conditions chaudes et humides à arides et sèches. Wei et Gasse, 1999 ont expliqué, par l'étude des 5 lacs du Tibet et du Nord ouest de la Chine, que cette transition était à mettre en lien avec un affaiblissement de la mousson.

3.3. Pérou



Figure 12 : Pérou, Bolivie.

Il est important de parler ici du cas du Pérou car, Mann, 2005 après une review des recherches archéologiques travaillant dans la région très connue du Norte Chico (un des plus grands et précoces centres urbains au monde, Mann, 2005), a écrit que la concentration du nombre des villes dans la région du Norte Chico est tellement étendue et précoce que les archéologues pensent que les cotes du Pérou doivent être ajouté aux rangs de la très courte

liste des civilisations berceau de l'Humanité à laquelle figurent la Mésopotamie, l'Egypte, La Chine et l'Inde.

Encore une fois, l'Holocène moyen est une période de transition, cette fois, au niveau Nord et centre des cotes du Pérou. Reitz et Sandweiss, 2001 ont proposé que ce changement de conditions autour de 5000 ans corresponde à la mise en route de El Nino dans sa cyclicité actuelle. Les upwellings côtiers, en dehors de leur impact sur les écosystèmes marins, influence aussi le climat continental. Les eaux froides remontées par upwelling aux larges des cotes Sud-Américaines entraînent une aridité sur les cotes au travers un refroidissement et impact stabilisateur sur l'atmosphère (Hastenrath, 1991). Il est donc possible qu'un changement dans la température-circulation océanique, remarqué dans les enregistrements marins le long du Pérou (Andrus et al, 2004), a entraîné une mise en place de l'aridité dans les zones côtières (Brooks, 2006). Une hypothèse propose que les changements environnementaux aient réduit la viabilité des stratégies pour se procurer la nourriture basée essentiellement sur les ressources marines, forçant ainsi les communautés à diversifier leurs moyens d'existence en combinant ressources marines et terrestres. Wells et Noller (1999) supposent que les populations vivant le long des côtes péruviennes sont devenues plus ou moins progressivement dépendants des ressources terrestres pendant l'Holocène Moyen. Les nouvelles sociétés ont donc basculé vers une économie agricole qui les a forcée à migrer vers l'intérieur des terres le long des rivières. Les événements extrêmes tels que des sécheresses, crues El Nino, etc ont probablement facilité l'évolution rapide des technologies ainsi que l'innovation culturelle.

4. Homme, climat, Gaz à effet de serre (CH_4 , CO_2) :

Crutzen et Stoermer 2000, ont proposé de mettre fin à l'Holocène et présenter l'entrée dans une nouvelle période, l'Anthropocène qui a commencée selon eux, il y a 2 siècles. Cette période se distingue de la précédente par une augmentation exponentielle de la concentration des gaz à effets de serre dans l'atmosphère et une accélération de l'altération de la surface de la Terre. Cependant Ruddiman (2007) argumente en faveur d'un impact anthropique vieux de plusieurs millénaires en commençant son papier par cette phrase provocatrice et polémique:

« The CH_4 increase during the last 5000 years is not natural. »

Ruddiman, 2007

Ce n'est pas la première tentative puisque les premières apparitions de cette hypothèse sont apparues dès 2001 par Ruddiman et Thompson. Depuis le débat n'est pas clos au regard de l'activité qui circule autour de cette thématique (Par exemple : Broecker et al, 2001 ; Ruddiman, 2003, 2005a,b, 2007a,b, Schmidt et al, 2004 ; Joos et al, 2004, Masson-Delmotte et al, 2006, ...).

La théorie de l'« Early anthropogenic hypothesis » de Ruddiman, 2003 se décompose en 4 idées directrices:

- L'effet anthropique sur la concentration des gaz à effet de serre a commencé il y a quelques milliers d'années et a augmenté lentement en amplitude jusqu'au début de l'ère industrielle où l'augmentation s'est encore accrue.
- Le climat global aurait dû se refroidir substantiellement ce dernier millénaire mais les gaz à effet de serre d'origine anthropique ont contrebalancé ce refroidissement naturel.
- Sans l'intervention humaine, des calottes de glaces continentales auraient dû se développer dans les régions polaires du Nord.
- Les oscillations climatiques enregistrées lors des dernières 2000 années sont le résultat de pandémies qui ont entraîné une forte mortalité, la reforestation, et le piégeage de carbone.

Depuis, Ruddiman 2007, a précisé et nuancé sa perception. Il suggère que la combustion disproportionnée de biomasse et l'irrigation en riz peut expliquer l'anomalie enregistrée depuis 5 000 BP pour le méthane, alors que pour le CO_2 , qui est anormal depuis 8000 BP, proviendrait d'un océan qui est resté anormalement chaud suite à l'intervention anthropique.

Selon son argumentation, la concentration en méthane et CO₂ est anormale car, aussi long que les enregistrements le permettent, elle a toujours suivi l'insolation. Cependant, Masson-Delmotte, 2006 souligne le fait qu'il est très difficile de trouver un analogue à l'insolation Holocène parmi les derniers interglaciaires.

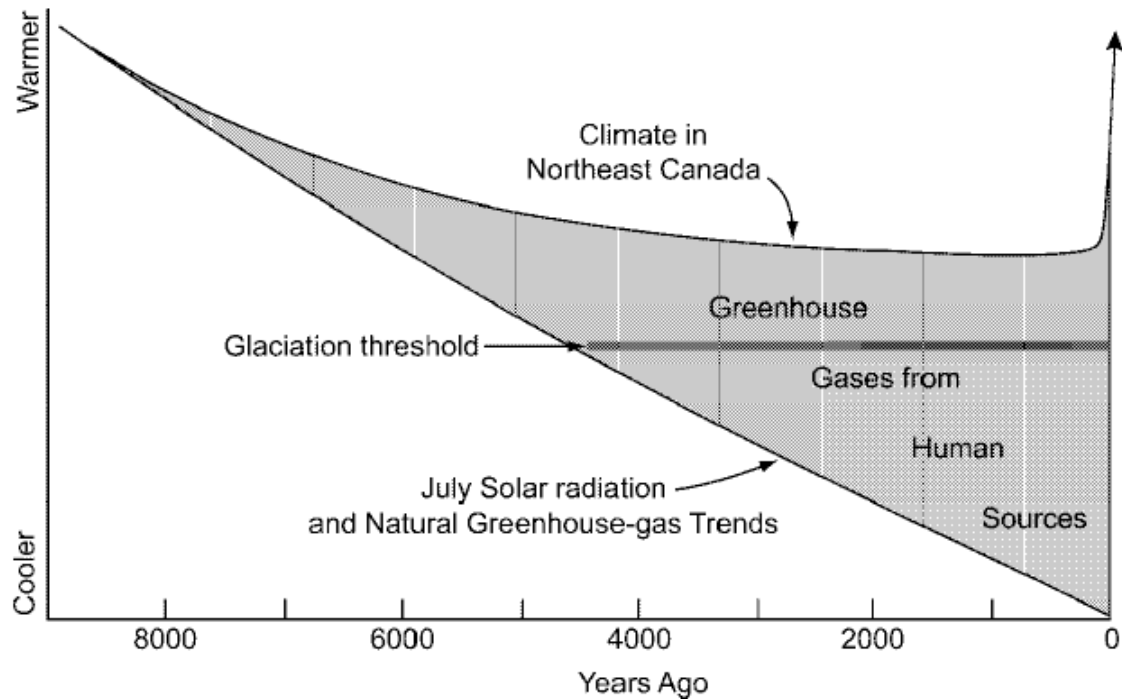


Figure 13 : L'impact anthropique sur les gaz à effets de serre aurait empêché le climat de la Terre de basculer dans une glaciation. Ruddiman, 2007.

D'abord reconnu comme le plus proche analogue, le MIS 11 s'est avéré trop éloigné des conditions Holocène (Masson-Delmotte et al, 2006). Ruddiman, 2007 propose alors d'utiliser un autre index d'insolation basé sur les observations de Milankovic, 1941. Cet index de Milankovic est basé sur une durée d'intégration de l'insolation calculée sur une demi année plutôt qu'un mois. Selon cet index, le MIS 9 est le plus proche de l'Holocène. Cependant, Ruddiman, 2007 confie dans son article que trouver un analogue à l'Holocène n'est pas une science exacte. Cependant il utilise cet argument pour repousser les hypothèses de Broecker et al, 2001 (voir aussi Joos et al, 2004 ; Broecker et Stocker, 2006). Les auteurs proposaient que l'augmentation du CO₂ était une réponse décalée de la chimie des océans (compensation des carbonates) suite à la reforestation des continents au Nord pendant la dernière déglaciation. Selon Ruddiman, 2007, la forêt a ré avancé tout comme elle l'a faite pour les autres déglaciations. Dans tous les cas le CO₂ a tout de même diminué et non augmenté.

Cependant l'étude du gradient interhémisphérique du méthane par Chappellaz et al, 1997 n'est pas en parfait accord avec une concentration en méthane d'origine anthropique à

partir de 5000 BP. Le gradient interhémisphérique est un indice qui est calculé entre le Groenland et l'Antarctique. Deux échantillons du même âge en Antarctique et au Groenland, sont mesurés pour leur concentration en méthane. Leurs valeurs sont incérées dans un modèle en boîte permettant de distinguer les sources du méthane. Les résultats indiquent que de larges variations du cycle hydrologique ont eu lieu pendant l'Holocène. En regardant cette transition à 5000 BP, les sources alors d'origine essentiellement des tropiques seraient devenues plus d'origine boréale jusque 2500 BP, ce qui est en parfait accord avec la bibliographie qui montre un développement des tourbières et à la fonte du permafrost à ce moment. À partir de 2500 BP, les sources peuvent être d'origine anthropique (Chappellaz et al, 1997).

Pour le CO₂, l'étude du cycle du carbone par Indermühle et al, 1999, ne permet pas d'ajouter d'arguments en faveur de l'une ou l'autre des hypothèses (Figure 14). Le δ¹³C du CO₂ donne des informations sur l'origine du CO₂. Mesuré à Taylor Dôme, Antarctique, cet isotope indique que de 11 000 à 7 000 ans environs, le CO₂ augmente suite au développement de la végétation suite à la déglaciation et la formation de sol sur des terres fraîchement déglacées. Pour la période de 7 000 à 1 000 BP, Indermühle et al, 1999 impliquent un réchauffement de l'océan, avec une possible contribution du cycles des carbonates ainsi qu'un rôle non négligeable de la biomasse.

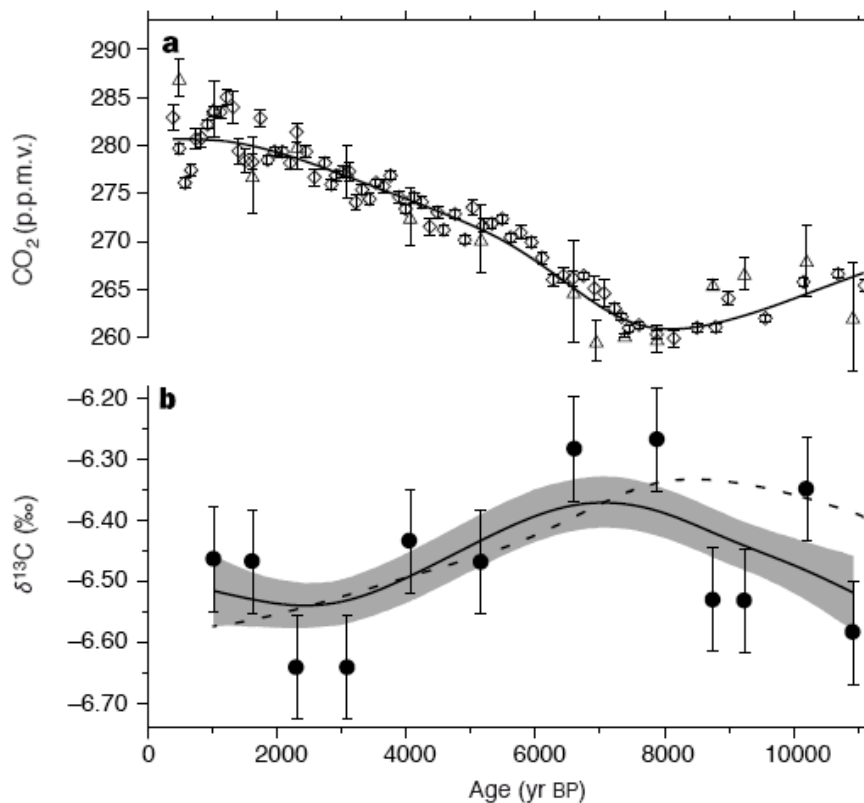


Figure 14 : Concentration en ppmv du CO₂ à Taylor Dôme et mesure du ratio en isotope stable dans le CO₂ à Taylor Dôme, Antarctica.

Le problème de l'augmentation des gaz à effet de serre ainsi que son découplage avec l'insolation est donc un problème complexe, dont le débat n'est pas clos et d'une importance capitale pour l'avenir de l'Humanité.

Conclusion

Il ne faut certes pas succomber à la tentation du déterminisme environnemental comme clef absolue de l'évolution de l'Homme. Cependant les différentes études ont montré l'émergence de civilisation avec des sociétés complexes sur des continents différents à quelques siècles d'écarts. Étant donné l'absence de contact entre les civilisations émergentes d'Égypte, d'Asie et d'Amérique du Sud, ces développements indépendants sont remarquables et indiquent que l'augmentation de la complexité des sociétés à l'Holocène Moyen a été le résultat de réponses indépendantes à des stimuli externes, très certainement climatiques.

CHAPITRE 2
FORÇAGES EXTERNES, RÉACTIONS DU SYSTÈME
CLIMATIQUE PENDANT L'HOLOCÈNE

| | |
|--|-----------|
| INTRODUCTION : | 35 |
| 1. FORÇAGES EXTERNES | 37 |
| 1.1. INSOLATION | 37 |
| 1.2. ACTIVITE SOLAIRE | 37 |
| 1.3. VOLCANISME | 40 |
| 2. OSCILLATION INTERNE DU SYSTEME CLIMATIQUE | 41 |
| 2.1. MECANISMES ET MODES D'EXPRESSION | 42 |
| 2.2. INERTIE D'UNE CALOTTE DE GLACE | 43 |
| 2.3. CYCLES MILLENAIRES | 44 |
| 2.4. EXEMPLES D'OSCILLATIONS A COURT TERME DU SYSTEME INTERNE:..... | 48 |
| 2.5. 8.2 KA : EVENEMENT PONCTUEL..... | 54 |
| 3. DE LA REPOSE DU SYSTEME A SON ARCHIVAGE | 58 |
| SYNTHESE | 60 |

Introduction :

Le système climatique est une machine complexe dans laquelle l'énergie solaire est à l'origine des interactions entre océan, atmosphère, continent, glace. Les proxies climatiques y sont plus ou moins sensibles. On peut imaginer la machine climatique comme une boîte qui subit différents forçages externes, elle les modifie, possède elle-même des interactions, rétroactions, effet de seuils, amplification,... Le signal d'un proxy donné sera plus ou moins sensible et fidèle aux réactions de l'ensemble du système.

Par exemple, la figure 1 est une schématisation du système climatique, le forçage externe 1 et 2 représentent deux fréquences différentes (1). On symbolise l'amplitude du forçage au travers le débit imprimé par le signal (1). En (2) est symbolisé le filtre que peut exercer le système sur les fréquences du forçage, qui sont sommées (3) et peuvent impliquer des phénomènes de résonance (4). En (5), on schématise l'effet réservoir mais aussi, si le débit d'entrée dans le réservoir est supérieur au débit de sortie, un effet de seuil. Cet effet est mieux symbolisé en (6), par cette balance qui ne bascule que lorsque le débit est suffisant, le poids étant la sensibilité du système.

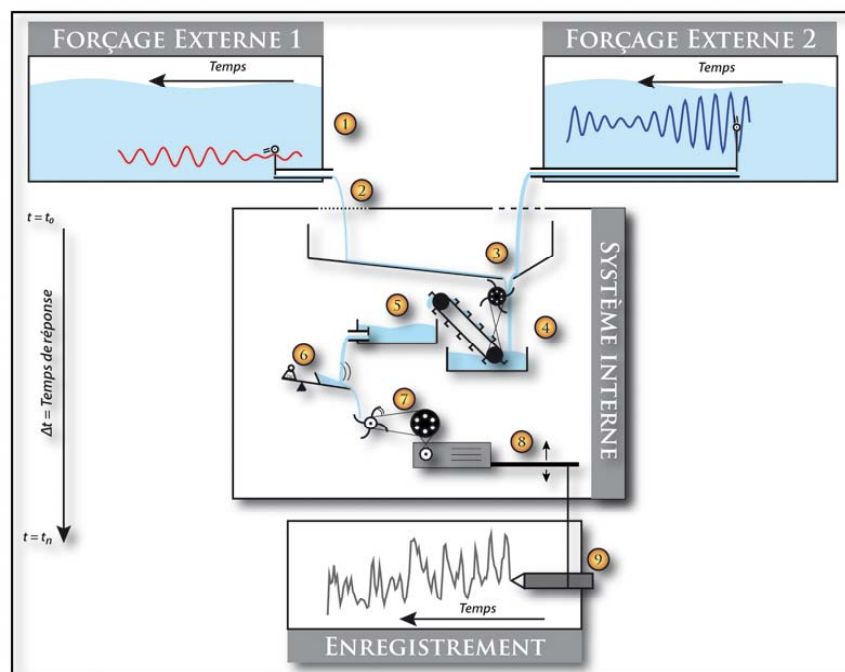


Figure 1 : Schéma du système interne. Le système climatique possède une quantité de paramètres physiques pour moduler le signal fourni par le forçage externe.

En (7) on transcrit le signal en un proxy, ce qui implique une création potentielle de bruit, mais aussi implique la fidélité du proxy. En (8), c'est le proxy lui-même qui est symbolisé avec des contraintes de sensibilité maximale et minimale. En (9), le stylo représente la fidélité de l'enregistreur, sédimentaire, glace,... à enregistrer ou modifier le proxy.

Dans une première partie, nous proposons une synthèse des principaux forçages externes au système climatique ainsi que leur mode de fonctionnement. Ces forçages sont principalement, le soleil au travers l'insolation mais aussi l'activité solaire, le volcanisme est aussi abordé comme contribution possible.

Puis nous aborderons dans une seconde partie, les réactions du système à ces forçages externes. Comme nous le montrons dans la figure 1, de nombreux facteurs peuvent amplifier, retarder, filtrer, moduler la réponse du système climatique. Nous prendrons l'exemple de boucles de rétroaction qui illustrent bien cet aspect du système climatique.

En troisième partie, nous explorons au travers quelques exemples, les expressions du système climatique à différentes échelles : tout d'abord millénaire avec l'impact d'une calotte de glace sur le climat, puis la variabilité millénaire sera illustrée au travers les travaux de Bond et al, 2001 etc, l'échelle décennale est illustrée par les couplages atmosphériques/océaniques comme El Nino et la NAO. Enfin, nous finirons par un épisode ponctuel et isolé dans l'Holocène, l'événement à 8 200 BP qui correspond au drainage d'un lac proglaciaire dans l'atlantique Nord.

1. Forçages externes

1.1. Insolation

Le facteur principal affectant le climat de l'Holocène est lié au forçage orbital et plus particulièrement la précession (Figure 2). Ces changements d'insolation ont un impact significatif dans la redistribution de l'énergie, à l'échelle temporelle (la saison) mais aussi spatiale (latitudinale). Pendant l'Holocène Récent, les changements induits par la précession placent le solstice d'été de l'hémisphère Nord au périhélie (Aujourd'hui le périhélie est plus près du solstice d'hiver). Il en résulte une plus grande insolation d'été à toutes les latitudes de l'hémisphère Nord. (Atteignant $\sim 40^{\circ}\text{W/m}^2$ de plus qu'aujourd'hui à 60°N à $\sim 25^{\circ}\text{W/m}^2$ plus élevé qu'à l'équateur). Ainsi l'insolation de Juillet a atteint un maximum vers 12 000 ans. Les différences pendant les étés de l'hémisphère Sud sont plus faibles, centrées aux faibles latitudes et de signe opposé. Par exemple, l'insolation de Janvier à 20°S pendant l'Holocène Récent était de 30°W/m^2 sous les valeurs actuelles.

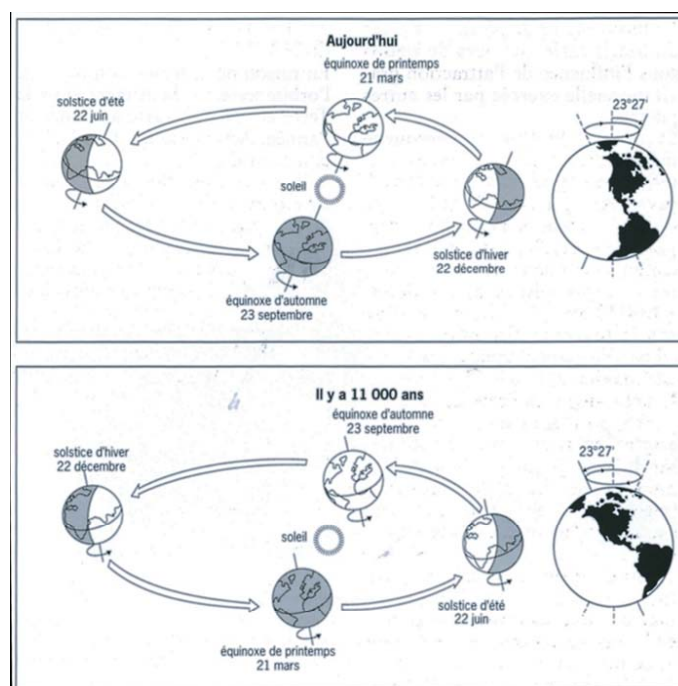


Figure 2 : Représentation des variations de précessions et impact sur les saisons pour la période actuelle et le début de l'Holocène.

1.2. Activité solaire

Les variations des deux isotopes cosmogéniques ^{14}C et ^{10}Be sont très largement utilisées pour reconstituer l'activité solaire du passé (Hoyt et Schatten, 1997). Ces deux isotopes sont formés dans la haute atmosphère sous l'influence des rayons cosmiques

d'origine galactique et solaire. Les fluctuations des rayons cosmiques sont principalement dû aux vents solaires (gaz ionisé à faible densité éjecté du soleil) influençant le champ magnétique autour de la Terre. Le ^{14}C intègre le cycle du carbone via le CO_2 alors que le ^{10}Be précipite avec les aérosols pour être enregistré dans les sédiments et les carottes de glace.

La courbe de calibration du ^{14}C (Stuiver et Braziunas, 1993) est basée sur des mesures datées dendrochronologiquement et reflètent les fluctuations passées des teneurs en ^{14}C atmosphérique.

Lorsque l'activité solaire est élevée, le champ magnétique solaire s'étend jusque dans l'espace interplanétaire et protège la Terre des rayons cosmiques, réduisant ainsi la production de ^{14}C . Si le champ magnétique est faible, plus de rayons cosmiques pénètrent l'atmosphère de la Terre et pour produire plus de ^{14}C .

Cependant les changements climatiques peuvent causer des changements dans le cycle global du carbone. Dans les profondeurs des océans, de grandes quantités de « vieux carbone » sont stockés avec moins de ^{14}C que l'atmosphère. Donc, une baisse de la concentration en ^{14}C peut être expliquée, soit par une plus faible production soit par un relargage de « vieux carbone » au moyen d'une augmentation de l'activité des upwellings (Broecker, 1997). Ceci ne peut être résolu sans informations additionnelles. En combinant l'enregistrement de ^{14}C avec des mesures d'un autre isotope cosmogénique, ^{10}Be , on peut vérifier l'origine solaire des variations du rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$. La production du ^{10}Be s'effectue principalement dans la basse stratosphère haute troposphère à hautes latitudes, résultat de réactions nucléaires induites par le ^{10}Be . Il se dépose sur Terre principalement au travers les précipitations. Au Groenland, les fluctuations reflètent principalement les variations de précipitations puis secondairement les variations de l'activité solaire (McHargue et Damon, 1991 ; Yiou et al, 1997). Cependant une fois déconvolué, Bard et al, 1997 ; Finkel et Nishiizumi, 1997 ont montré des parallèles entre le ^{14}C et ^{10}Be validant ainsi l'utilisation de ces proxies comme marqueur de l'activité solaire.

Mécanisme pouvant amplifier les changements d'activité solaire

Les changements d'énergie associés à l'activité solaire sont faibles 0,1% (0,34 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) pendant les cycles à 11 ans (Friis-Christensen, 2000), 0,2% à 0,6% (0,7 à 2 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) pour les cycles séculaires (Lean et Rind, 1998 ; Mendoza, 1997) et 1,3% (4 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) à l'échelle de l'Holocène (Renssen et al, 2006).

1) La première hypothèse implique les radiations UV et la production d'ozone (Figure 3). Il semblerait que les UV seraient les meilleurs candidats pour transmettre les variations d'origine solaire sur le climat car les fluctuations de l'irradiance spectrale sont proportionnellement plus grandes à basse fréquence et aussi parce qu'ils portent une fraction significative de la variabilité de l'énergie solaire (Lean, 1991). Selon Haigh (1996), pendant des maxima solaires, plus d'UV sont absorbées par l'ozone stratosphérique, augmentant ainsi la température ainsi que la force des vents stratosphériques menant à un déplacement vers les pôles des courants jet troposphériques. Ces vents d'ouest déterminent l'extension latitudinale des cellules de Hadley. Ceci a mené à une nouvelle configuration des cellules atmosphériques et donc à déplacer l'emplacement et les trajectoires des dépressions des latitudes moyennes.

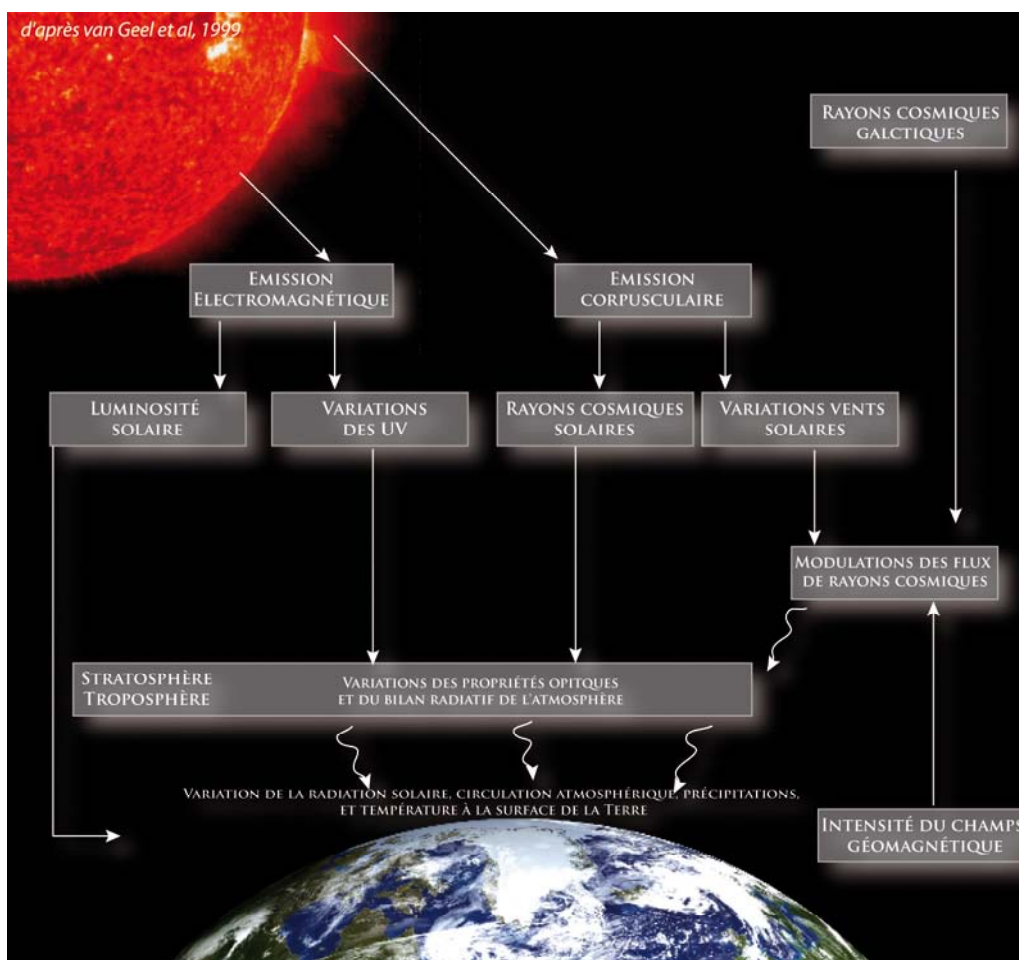


Figure 3 : Schéma montrant les différents facteurs solaires et cosmiques pouvant influencer sur le climat de la Terre selon van Geel et al, 1999. Les effets du forçage des UV et des vents solaires (modulant l'intensité des rayons cosmiques) sont mis en avant dans la figure et dans le texte.

2) La seconde hypothèse ferait intervenir les variations des flux de rayons cosmiques (galactiques et solaires) qui modifieraient les propriétés optiques et donc les bilans radiatifs de

l'atmosphère (Figure 3). Les flux de rayons cosmiques galactiques et solaires pénètrent dans la troposphère et stratosphère et causent des réactions physico-chimiques. Ces flux sont modulés par l'activité solaire. Pendant les cycles à 11 ans, les flux des rayons galactiques pourraient être d'ordre 10% sur la surface de la Terre et 50% dans la stratosphère.

Ces deux hypothèses restent cependant très débattue (van Geel et al, 1999)

Parmi les cycles solaires identifiés dans la littérature ont retrouve : les cycles de tâches solaires a 11 ans nommés cycles de Schwabe, Cycle de Hale pour l'harmonique à 22 ans, Gleissberg à 88 ans, Suess 211 ans, Hallstattzeit 2200 à 2500 ans.

1.3. Volcanisme

L'impact des éruptions volcaniques sur le climat est démontré à l'échelle annuelle par exemple : Le Pinatubo

La gigantesque explosion a émis une importante quantité d'aérosols et de poussières dans la stratosphère. Parmi les aérosols, l'acide sulfurique qui s'est répandu dans toute la stratosphère dans l'année qui a suivi l'éruption.

L'acide sulfurique absorbe et réfléchit le rayonnement solaire, entraînant une diminution de la lumière de l'ordre de 10% à la surface terrestre dans le cas du Pinatubo. Il se produit alors un refroidissement à l'échelle mondiale : on estime la diminution de la température moyenne au sol entre 0,5 et 0,6 °C dans l'hémisphère Nord et 0,4 °C sur tout le globe. Dans le même temps, les températures dans la stratosphère se sont accrues de plusieurs degrés en raison de l'absorption du rayonnement solaire par les aérosols.

Les aérosols propulsés dans la stratosphère, se dispersèrent et firent plusieurs fois le tour de la Terre ; elles y restèrent près de trois ans. La présence, dans la stratosphère, d'un nuage de fines particules volcaniques était perceptible car celui-ci accentuait la diffusion du rayonnement solaire ce qui donnait un véritable flamboiement du ciel. Le temps pluvieux sur l'Amérique du Nord en 1992 et l'inondation du Midwest américain de 1993 sont en partie attribuables à l'augmentation de ces poussières atmosphériques qui ont servi à un ensemencement des nuages plus prononcé que la normale.

Cette éruption a aussi eu un effet sur la couche d'ozone, en augmentant de manière significative le taux de destruction. Dans les zones tempérées, les niveaux d'ozone ont atteint un minimum historique, alors que dans l'hémisphère Sud durant l'hiver 1992 le trou dans la couche d'ozone au-dessus de l'Antarctique a atteint la plus grande taille jamais observée.

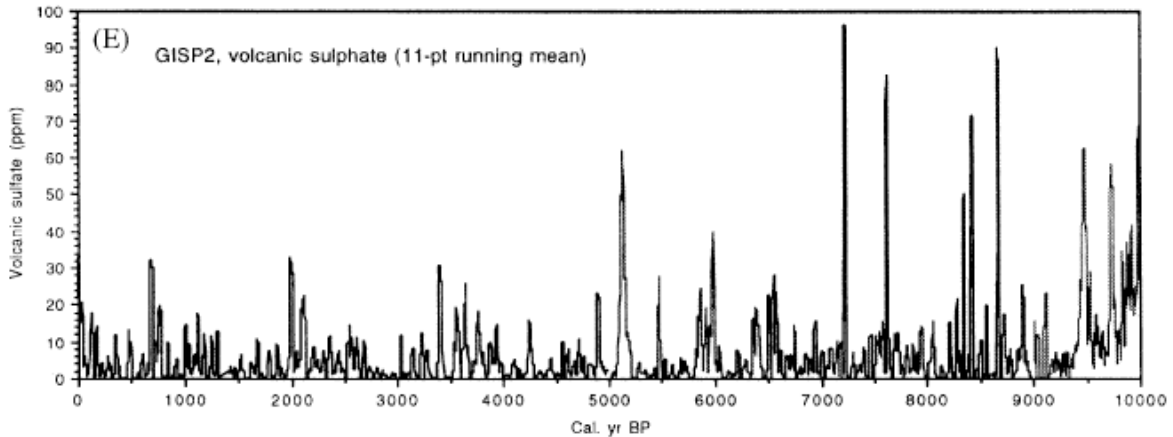


Figure 4 : Reconstitution des événements volcaniques à partir des sulfates contenus dans les glaces du Groenland, GISP 2. (Zielinski et al, 1996)

Cependant à l'échelle de l'Holocène, peu d'enregistrements permettent de créer un lien entre changement climatique Holocène et éruptions climatiques majeures. Parmi les rares exemples, Lamoureux et al, 2001 ont reconnu, dans un lac laminé dans un archipel arctique au Canada, des cendres volcaniques qui précèdent le Petit Age Glaciaire. Ils proposent un lien entre ce changement climatique majeur et l'éruption volcanique. Un enregistrement continu d'éruptions a été publié par Zielinski et al, 1996 qui a mesuré la part de sulfate volcanique contenu dans les glaces du Groenland (Figure 4). Cette hypothèse n'est toutefois pas ou peu reprise à l'échelle séculaire et millénaire.

Les sulfates stratosphériques ont un effet potentiel sur le climat. Cependant, les relations entre flux émissions de sulfates stratosphériques ou activité volcanique telle qu'elle a pu être reconstituée par les enregistrements de glace au Groenland, et les variations du climat, reste une question ouverte.

2. Oscillation interne du système climatique

On parle souvent de forçage externe et forçage interne. Nous venons de décrire les forçages externes, mais de quelle nature sont les forçages internes au système climatique.

2.1. Mécanismes et modes d'expression

Ce qu'on appelle forçage interne du système est, en fait, la réaction et capacité du système à transformer le forçage original. Pour cela le système interne bénéficie de différents moyens physiques comme : les effets de seuil, effet réservoir, résonances, filtre de fréquence, boucle de rétroactions, bruit, boucle d'hystérésis, sensibilité des enregistreurs climatiques, temps de réponse, inertie,... qui peuvent modifier, amplifier, atténuer, ignorer, inverser certains changements dont l'origine est le forçage externe.

Bard 2002 explique comment le comportement du système interne peut influencer sur la variabilité climatique en prenant l'exemple du phénomène d'hystérésis : le chemin emprunté pour passer d'un état stable A à un état stable B est différent. Il est reconnu que le système océan-atmosphère montre différent régime stable sous un forçage équivalent. La transition d'un état à un autre s'effectue très rapidement lorsque certains paramètres climatiques atteignent des seuils. Ce comportement non linéaire du climat est illustré par Bard, 2002 par une boucle d'hystérésis. L'exemple utilisé est l'évolution de la température continentale en fonction du flux d'eau douce injectée dans l'atlantique Nord. Selon les modèles, une légère augmentation des flux d'eau de fonte produit une décroissance de la circulation thermohaline et un refroidissement modéré de l'Atlantique Nord. Or, lorsque les flux atteignent une valeur seuil, le système bascule dans un autre état, sans convection thermohaline avec des températures 6°C plus basses. Cependant pour que le système revienne à son état initial, les flux d'eau douce doivent diminuer significativement bien au delà de la valeur seuil qui avait déclenché le premier changement d'état, pour réamorcer la convection.

Il existe d'autres systèmes pour moduler le climat comme, par exemple, les boucles de rétroaction. Soumis, à un forçage, le système répond par une suite de réactions qui amplifie ou diminue le signe et l'amplitude de la réponse. Le système climat forme un réseau complexe d'interactions qui crée un lien entre l'atmosphère, l'océan, et les continents en impliquant des processus physiques, chimiques, biologiques. Paul et Schultz, 2002 définissent la relation entre la réponse du changement climatique et un forçage d'une intensité définie comme la sensibilité du climat et les boucles de rétroaction sont un des processus qui alter cette sensibilité au forçage. Ils ont pris le cas d'une décharge d'eau douce en Atlantique Nord entraînant un ralentissement de la circulation thermohaline et ce n'est pas moins de 12 boucles de rétroaction qu'ils ont mis en évidence qui peuvent s'activer dans des proportions variables. Ces boucles peuvent affecter uniquement l'océan au travers l'advection, la salinité ou encore la température, mais aussi uniquement l'atmosphère via évaporation. D'autres

phénomènes peuvent être impliqués comme le transport d'humidité et/ou de chaleur, l'albédo, ... Ces effets peuvent altérer la sensibilité de façon positive en exacerbant le forçage ou négativement en le diminuant.

Paul et Schulz expliquent que la sensibilité de la circulation méridionale par exemple, est déterminée par le nombre de boucles de rétroaction dans le système climat, qui peuvent interagir et générer des oscillations internes. Ces oscillations internes n'existent pas sans forçage externe cependant elles ne permettent pas d'identifier le forçage. Paul et Schulz estiment que la phase peut être imprimée par le forçage externe, ou les oscillations internes peuvent tirer leur énergie de ce même forçage. Une seule condition cependant pour que le système puisse produire une oscillation interne, il lui faut une capacité de mémoire ou d'inertie. On peut supposer que plus l'inertie sera importante le système sera capable de générer des ondes internes de basses fréquences, millénaires. L'océan et les calottes de glace semblent être les seules capables de cela. L'atmosphère peut quant à lui générer des fréquences plus élevées.

2.2. Inertie d'une calotte de glace

Giraudeau et al., 2000 ont montré que le point culminant de l'Optimum Climatique Holocène apparaît plus tard dans l'Atlantique Nord. Ce retard est évalué à 4 000 ans, soit un maximum aux environs de 6 500 ans. Andersen et al., 2004 signalent l'Optimum Holocène entre 7 500 et 5 000. Ce délai de réponse au maximum d'insolation d'été qui est daté à 11 000-10 000 ans BP (Figure 2), s'explique par l'existence, bien que réduites, de glaces rémanentes : la calotte Laurentides. Elle a joué un rôle climatique majeur de part son impact sur la température atmosphérique, les précipitations, mais aussi par les injections d'eaux de fonte dans l'Atlantique Nord-ouest. Les facteurs ayant pu affecter ce temps de réponse du climat à l'insolation sont en rapport avec l'inertie propre de la calotte mais aussi avec son albédo. Le fait de retrouver un retard en Colombie Britannique, Canada, qui avait aussi sa calotte, la calotte Cordillère (Pellatt et al., 2001 ; Brown et Hebda, 2003, Walker, 2001, Tunnicliffe et al., 2001 ; Hallett et al., 2003) montre bien que la glace rémanente est bien l'origine de ce délais. Giraudeau et al, (2000) met en évidence dans l'Atlantique Nord, l'existence de drainage d'eau douce en provenance de Nouvelle-Écosse (Ungava, Canada), et de différents lacs de glaces marginales. Ceci cause le déplacement du front subpolaire,

entraînant une réorganisation de la surface hydrologique (précipitations, etc.). Ce remodelage est à l'origine de la réponse du climat de l'Atlantique Nord.

2.3. Cycles millénaires

En 1973, Denton et Karlen publient une synthèse Holocène des variations d'extension des glaciers scandinaves mais aussi d'Amérique du Nord et de l'Hémisphère Sud. Ils repèrent une variabilité qui semble périodique autour d'une période de 1500 ans.

Depuis le timing des évènements de changements climatiques de l'Holocène à une périodicité approximative de 2800–2000 et 1500 ans est bien établie dans la littérature (Allen and Anderson, 1993; Bianchi and McCave, 1999; Bond et al., 1997, 1999, 2001; Denton and Karlén, 1973; Giraudeau et al., 2000 ; Klitgaard-Kristensen et al., 2001 ; Mayewski et al., 1997; Moy et al, 2002 ; Naidu et Malmgren, 1996; Nederbragt et Thurow, 2005 ; Noren, 2002; O'Brien et al., 1995; Saint-Onge et al, 2005 ; Sonett et Finney, 1990; Stager et al., 1997; Stuiver and Braziunas, 1993 ; Viau et al, 2002, etc).

L'origine de ces oscillations est complexe et mal identifiée. Les cycles à 1500 ans sont parmi les plus repris dans la littérature et notamment depuis les travaux de Bond et al, 2001. Les *cycles de Bond* correspondent aux évènements de décharge de débris (IRD) dans l'Atlantique Nord résultant de débâcle d'icebergs décrit ci-dessous. D'une périodicité de $1\,470 \pm 500$ ans, ils apparaissent à des dates qui corrélerent avec les périodes délimitées par Denton et Karlén, (1973) : 9 400, 8 100, 5 900, 4 200, 2 800, 1 400 ans BP (Figure 5).

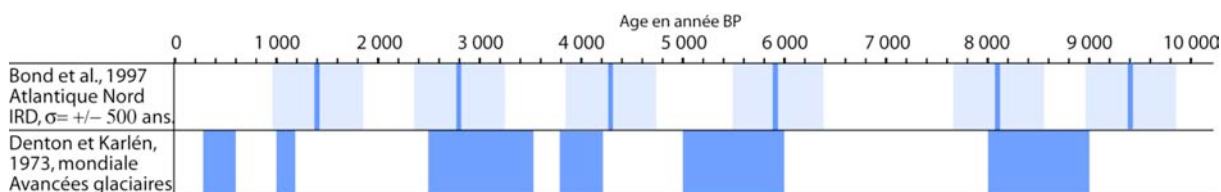


Figure 5 : Repères bibliographiques de l'Holocène, les cycles de Bond sont indiqués avec la marge d'erreur +/- 500 ans.

De nombreux travaux se sont appuyés sur la reconnaissance de ces cycles pour établir des connexions avec l'Atlantique Nord. De là, des hypothèses nombreuses et variées ont vu le jour :

Scénario d'un forçage océanique

Bond et al, 1997 ont montré, dans un premier temps, que l'activité de la circulation thermohaline (CTH), pouvait expliquer les oscillations de leurs différents proxies (IRD, foraminifères, traceurs pétrologiques). La circulation de surface de l'Atlantique Nord alternait entre 2 modes : pendant des temps de minimum de concentration d'IRD, la température de surface était plus élevée que la moyenne, la circulation était sensiblement la même qu'aujourd'hui. Lors des pics d'IRD, l'exportation de glace de la mer du Labrador a augmenté, les eaux de surface des mers du Groenland-Island plongeaient plus au sud qu'actuellement, la CTH était réduite. La plus large amplitude des changements de circulation est spécialement évidente à l'Est de l'Atlantique Nord où les dérives d'icebergs se sont déplacées de plus de 5° de latitude. Bond et al., 1997 ont également établi un parallèle avec la circulation atmosphérique au dessus du Groenland, appuyant ainsi le fait que ces oscillations climatiques à l'échelle du millénaire résultaient d'un couplage de système océanique et atmosphérique. Cette hypothèse a été soutenue par de multiples auteurs dont Campbell et al, 1998. Cependant seul Broecker et al, 2001 proposent un forçage océanique en impliquant une exportation de vapeur d'eau, créant un déséquilibre de salinité et relançant ainsi la « pompe » de la circulation thermohaline. Chapmann et Shackleton (2000) retrouvent une cyclicité de 1 600 ans, dans une contourite au Sud de l'Island, qu'ils apparentent aux cycles de Bond. Ils s'interrogent sur l'effet des variations de l'activité solaire mais suggèrent plutôt le rôle des fluctuations de la *NADW* comme étant le facteur principal influençant le climat de l'Atlantique Nord à l'échelle millénaire.

Scénario d'un forçage solaire

En 2001, Bond et al., évoquent les variations d'activité du soleil comme étant le forçage prépondérant à l'origine des cycles de 1 500 ans. En effet, les changements dans la production des isotopes cosmogéniques du ¹⁰Be et du ¹⁴C montrent des corrélations évidentes avec les changements à l'échelle millénaire de leurs proxies (Figure 6). La CTH ne joue plus ici qu'un rôle amplificateur par l'intermédiaire de la *NADW* (*North Atlantic Deep Water*). Cette dernière a pu propager l'anomalie à l'échelle globale. Le dernier cycle d'IRD corrèle avec le *Petit Age Glaciaire* ainsi qu'avec la *Période Chaude Médiévale*. L'étude de Bond et al., 2001 montre que les deux périodes ont pu être entièrement ou tout du moins partiellement liés aux variations d'activité solaire. Cependant la marge d'erreur des âges calibrés exclue toutes comparaisons directes avec les minima solaires de *Wolff*, *Spörer*, *Maunder* ainsi que *Dalton*. Les connections entre le *Minimum de Maunder* et la phase froide du *Petit Age Glaciaire* ne serait sans doute pas qu'une coïncidence.

Giraudeau et al., 2000 parviennent à discerner la source des IRD pour l'Holocène en Atlantique Nord. Ils situent leur origine dans la mer du Groenland-Islande ou un peu plus au Nord par le courant Est Groenlandais via le détroit du Danemark pour être éjecté dans l'Atlantique Nord avec une direction Sud-est au niveau de îles Britanniques. Giraudeau et al., 2000 précisent un peu plus la théorie de Bond et proposent que la diminution d'activité solaire impose une réorganisation générale de la surface hydrologique qui affecte de façon synchrone les Hautes et Moyennes latitudes de l'Atlantique Nord.

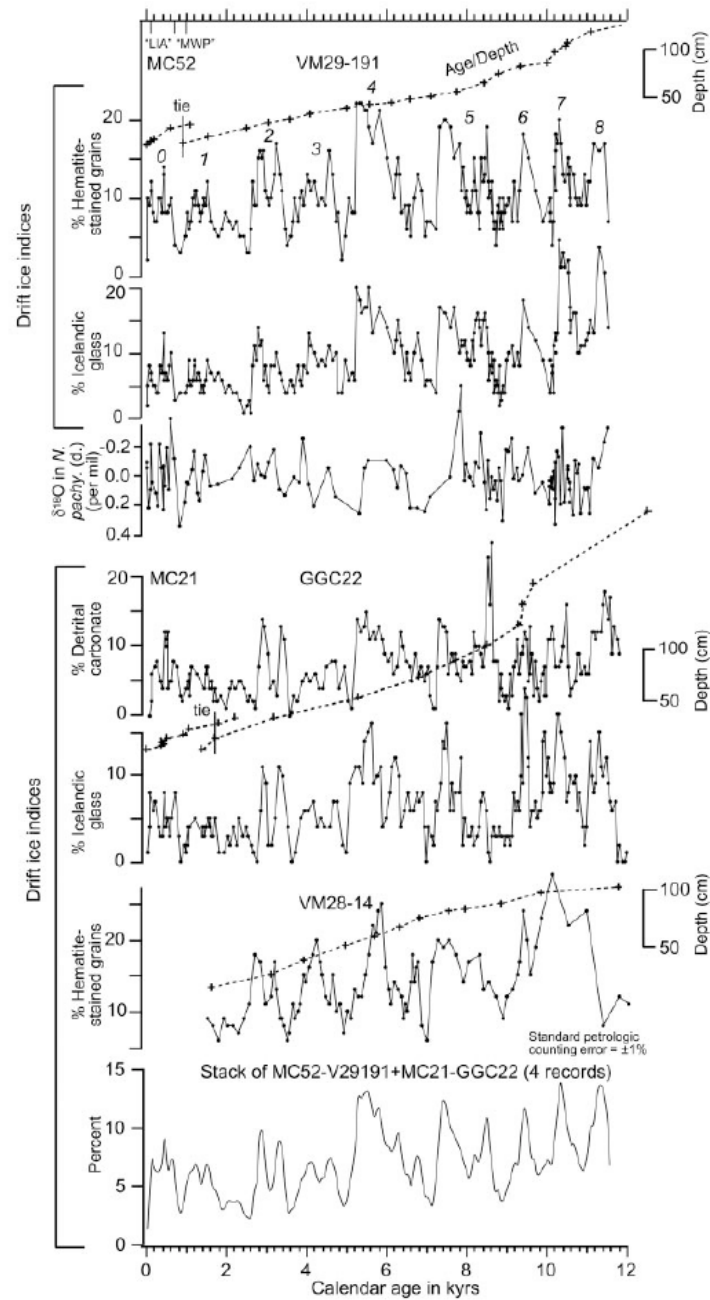


Figure 6 : Indice d'IRD d'après Bond et al, 2001. L'indice d'IRD a été calculé à partir de 4 enregistrements (MC52, V29191, MC21, GGC22). La nouvelle courbe a été obtenue en moyennant toutes les séries (tendances soustraites et rééchantillonnées). Elle reflète la composition en IRD dans le sédiment. Les numéros de 0 à 8 désignent les cycles millénaires à « 1500 ans ».

L'hypothèse solaire semble, la plus communément admise dans la communauté scientifique : Leuschner et Sirocko, 2003 ; Bianchi et McCave, 1999 ; Mayewski et al., 2004, Zazo et al., 1994 ; Cacho et al., 2001 ; Leemann et Nielsen, 1994 ; Allen et Anderson, 1993 ; Mayewski et al., 1997 ; Naidu et Malmgren, 1996 ; Noren, 2002 ; O'Brien et al., 1995 ; Sonett et Finney, 1990 ; Stager et al., 1997 ; Stuiver et Braziunas, 1989, 1993

Scénario d'une influence géomagnétique

Saint-Onge et al., 2003 en s'appuyant sur les isotopes cosmogéniques (^{14}C et ^{10}Be) suggère l'influence du champ magnétique sur les cycles de Bond. Une connexion entre rayons cosmiques et climat, via les changements d'abondance des noyaux de condensation nécessaires à la formation des nuages est actuellement soumis à controverse (Marsh et Svensmark, 2000a,b ; Yu, 2002 ; Svensmark et al., 1997 ; Wagner et al., 2001 ; Sun et Bradley, 2002 ; Carslaw et al., 2002) et pourrait apporter un mécanisme possible par lequel, le champ magnétique pourrait affecter le climat à l'échelle centenaire à millénaire.

Scénario pour une influence des marées

Berger et von Rad, 2002 ont analysé 5 000 ans de sédiments varvés prélevés dans la mer d'Arabie. Ils ont « *cherché une cyclicité dans les séries de varves* » (Berger et von Rad, 2002), ils ont trouvé une cyclicité de 1 470 ans qu'ils ont interprété qui pourrait se propager globalement et induite par les marées. Selon leur interprétation des travaux de Schultz et al., (1999), ils suggèrent que la glace « posée » sur la mer est périodiquement décollée de la plateforme continentale lorsque des raz de marées régulés par les marées sont exceptionnellement forts (et lorsqu'ils apparaissent à la bonne saison). La décharge d'iceberg ainsi créée pourrait alors influencer suffisamment sur le climat et induire les changements climatiques cycliques. Cette hypothèse n'est cependant que peu ou pas reprise.

Scénario évoquant des interactions multiples

Nesje et al., (2004) comparent les facteurs les plus probables de forcer le climat et des enregistrements glaciaires et lacustres norvégiens. Il apparaît que la période précédant 8 000 BP comporte, à l'image de l'Holocène récent dans le monde, des oscillations climatiques

abruptes et de fortes amplitudes. Cette variabilité a du être provoquée par les décharges successives d'eau douce provenant de la fonte des calottes de l'hémisphère Nord (Barber et al., 1999B ; Clark et al., 2004 ; Nesje et al., 2004), tout ceci dans un contexte de changements orbitaux et de variations d'activité solaire ici plutôt minoritaires. Alors que pour la suite de l'Holocène, la variabilité climatique a été induite par des effets combinés de changements solaires, des périodes d'augmentations d'activité volcanique ainsi que de mécanisme de boucles de rétroactions internes dans le système du climat de la Terre (Nesje et al., 2004).

2.4. Exemples d'oscillations à court terme du système interne:

Parmi les exemples, l'oscillation Nord Atlantique et El Nino Southern Oscillation représentent bien des oscillations internes du climat. Lorsque l'on parle de fréquence El Nino, il s'agit de fréquence décennale, or à l'échelle de l'Holocène, on s'aperçoit que ces fréquences n'apparaissent que pendant la deuxième partie en suivant une périodicité de 2000 ans.

2.4.1. Oscillation Nord Atlantique, NAO (*North Atlantic Oscillation*)

Il existe sur tout le bassin de l'Atlantique Nord, un champ de pression caractérisé par une région de basses pressions centrées sur l'Islande et une région de hautes pressions centrées sur les Açores. En général, une pression inférieure à la normale en Islande correspond à une pression supérieure à la normale aux Açores et vice-versa (Figure 7 et 8). Cette oscillation des modes de pression, caractéristique du régime des perturbations de l'Atlantique Nord a été définie comme l'Oscillation Nord Atlantique, *NAO*. Pour caractériser simplement ces situations barométriques opposées sur l'hémisphère Nord, les climatologues ont établi un indice qui remonte jusqu'en 1864. Cet indice est défini et mesuré comme la différence de pression moyenne journalière (normée par l'écart type sur la période de mesure), entre deux stations météorologiques fixes (Uppenbrick, 1999 ; Wanner, 1999). Husum et Hald, 2004, reconnaissent, dans leurs assemblages de foraminifères benthiques ainsi que leur reconstruction $\delta^{18}O$ d'un fjord norvégien, un schéma semblable à la NAO pendant l'Holocène moyen et récent. Chapron et al., 2002, Andersen et al., 2004, Rimbu et al., 2004, Giraudeau et al., 2000 confirment la présence d'une oscillation climatique qui pourrait être associée à l'Oscillation Nord Atlantique.

Les climatologues ont constaté qu'à un indice positif de la NAO (c'est à dire à des pressions supérieures à la normale aux Açores et inférieures à la normale vers l'Islande)

correspondent des conditions plus sèches sur le centre et le Sud de l'Europe, et des conditions plus humides et plus douces sur l'Atlantique Nord-ouest (Scandinavie, Islande...) (Figure 7).

En revanche, un indice négatif entraîne des courants d'ouest océaniques affaiblis et donc des conditions assez sèches et anticycloniques sur le Nord de l'Europe, tandis que le Sud de l'Europe est alors plus humide (Figure 8).

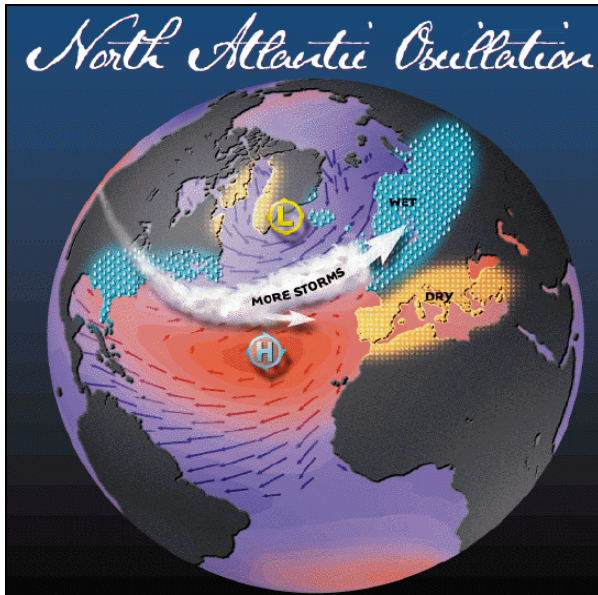


Figure 7 : Impact de l'Oscillation Nord Atlantique en phase positive – University of Columbia

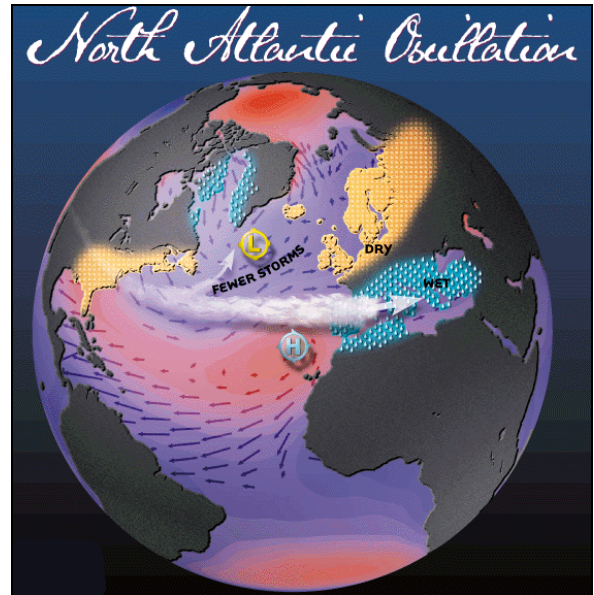


Figure 8 : Impact de l'Oscillation Nord Atlantique en phase négative – University of Columbia

Par exemple, lorsque les bilans glaciaires sont supérieurs à la moyenne dans les Alpes, ils tendent à être inférieurs à la normale en Scandinavie et réciproquement, lorsque les glaciers avancent en Scandinavie, ils reculent dans les Alpes (Six et al., 2001). En fait, les glaciers scandinaves sont sensibles à l'apport des précipitations, tandis que les températures semblent prépondérantes pour les bilans annuels des glaciers Alpains (Six et al., 2001). Parmi les autres réponses aux changements de la NAO, notons des variations dans la distribution, l'intensité et la prévalence des tempêtes, le volume des glaces et les flux d'iceberg (Dickson et al., 2000).

La NAO est reconnue comme le principal mode de variabilité du climat dans l'hémisphère Nord extratropical, reproduisant à peu près 60% de la variation de la pression totale au niveau de la mer (Gimeno et al., 2003). Son influence sur les conditions en Europe sont très fortes (Walker et al., 1932) et relativement bien caractérisées (Hurrell, 1995), mais ce qui est peut-être la découverte la plus significative au sujet de la NAO a été faite par Hurrell (1996), qui démontre un lien entre la tendance croissante de l'index d'hiver de la NAO et la température de surface de l'hémisphère Nord en hiver, qui peut expliquer, au

moins partiellement, la température globale. Depuis, de nombreux efforts ont été fournis pour clarifier cette relation (Nicholls et al., 1996 ; Rogers, 1984 ; Tourre et al., 1999). Castro-Diez et al., (2002) ont montré que les températures dans le Sud de l'Europe ne sont pas seulement sensibles à la phase de la NAO, mais aussi à l'emplacement exact du centre d'action de la NAO. Cependant cette explication ne satisfaisait que les données suivant le milieu du 19^{ème} siècle. Selon les travaux de Gimeno et al., 2003, la relation entre l'Oscillation Nord Atlantique et la température de surface de l'hémisphère Nord est dépendante de l'activité solaire. Elle est positive pour des phases de haute activité solaire, et peu significative voire négative pour des phases de faible activité (Gimeno et al., 2003). En effet pour une phase de maximum solaire, la NAO a une structure hémisphérique s'étendant jusque dans la stratosphère, ce qui est similaire à l'Oscillation Arctique (Thompson et Wallace, 1998). Cependant pour les phases de minimum, la NAO est confinée dans l'Atlantique de l'Est dans la troposphère (Gimeno et al., 2003). Ces résultats sont confirmés par l'étude du comportement de la NAO pendant les cycles à 11 ans du soleil (Kodera, 2002).

Variabilité Holocène

Rimbu et al., 2004, par une étude des températures de surface des régions tropicales ainsi que l'Atlantique Nord par les alkénones, couplée à un modèle Océan-Atmosphère, ont reconnu la signature de l'Oscillation Arctique/Oscillation Nord Atlantique à l'échelle millénaire. Ils supposent que AO/NAO, joue un rôle pour générer, non seulement une tendance mais surtout une variabilité millénaire pendant l'Holocène d'une période de retour de 2500 ans. Cyclicité déjà observée en Europe (Denton et Karlén, 1973), Amérique du Nord, Nouvelle-Zélande (Denton et Karlén, 1973) en Asie Centrale (Zhang et al., 2000) mais aussi dans l'hydrographie de l'océan Indien (Pestiaux et al., 1988) ainsi que dans les travaux de Bond et al., 1997, Mayewski et al., 1997, Rohling et al., 2002. Les courbes des SST (*Sea Surface Temperature*) (Rimbu et al, 2004), basées sur les alkénones, proposent que le cycle de 2300 ans est lié à la force de AO/NAO pendant l'Holocène. Tout ceci est cohérent avec les travaux de Rohling et al., 2002 qui montrent que l'augmentation dans la force, la durée et la fréquence des déclenchements d'air polaire continental orienté Nord au travers de la mer Egée qui suit une cyclicité de 2300 ans modulant les températures dans ces régions. L'étude des modèles a montré que la variabilité de AO/NAO (AO= Arctic Oscillation) à différentes échelles peut être liée à un forçage externe mais aussi interne. La période de retour de l'ordre de plusieurs années à plusieurs siècles peut être générée par des processus atmosphériques (James et James, 1989 ; Garric et Huber, 2003), océaniques ou un couplage océan-atmosphère

(Latif et Barnett, 1994 ; Goodman et Marshall, 1999 ; Delworth et Mann, 2000). Tous ces forçages internes peuvent partiellement générer la variabilité de AO/NAO. Mais des forçages externes tels que l'activité volcanique et solaire (Schindell et al., 2001, 2003) sont sûrement responsables de la variabilité à long terme.

2.4.2. ENSO (El Niño Southern Oscillation)

ENSO est le premier système global de variabilité climatique avec une période de 2 à 7 ans. L'oscillation du Sud est une oscillation de la pression entre le Nord de l'Australie et le Pacifique central. La phase chaude est en relation avec *El Niño* (« L'enfant Jésus »), un réchauffement intensif de l'océan dans le Pacifique Est au niveau des tropiques durant environ 5 mois. La phase froide est appelée *La Niña* (Philander, 1999 ; Wang et al., 1999). Le système oscille entre conditions chaudes et froides sur une période de retour de 4 ans environs.

L'impact climatique d'ENSO est spatialement et temporellement complexe et implique des retards dans le temps (voir Jacobs et al., 1994) caractéristique d'une oscillation interne. Chaque événement El Niño est distinct d'un autre en termes de précipitations, températures. Voici les principales caractéristiques (Figure 9):

- conditions anormalement sèches dans le Nord de l'Australie, l'Indonésie et les Philippines.
- des conditions plus sèches que la normale sont habituellement observées en Afrique du Sud ainsi qu'au Brésil.
- pendant la saison d'été au Nord, la mousson indienne est moins marquée, spécialement au Nord-Ouest.
- des conditions plus humides que la normale sont habituellement remarquées le long de la côte ouest de l'Amérique du Sud au niveau des tropiques, aux latitudes sub-tropicales de l'Amérique du Nord ainsi que l'Amérique du Sud (du Sud du Brésil au centre de l'Argentine).
- Aux Etats-Unis, les températures d'hiver sont plus chaudes que la normale au centre mais plus fraîches dans le Sud-Est et le Sud-Ouest.
- les conditions d'El Niño sont soupçonnées de supprimer le développement de tempêtes tropicales et des tornades dans l'Atlantique, mais d'augmenter le nombre de tempêtes et de tornades dans le Pacifique Est et Central.
- il est même proposé l'influence d'El Niño en Europe (Rowntree, 1972 ; Fraedrich, 1994 ; Merkel et Latif, 2002 ; Fraedrich et Müller, 1992 ; Raible et Blender, 2004) par

renforcement de la cellule de Hadley (Klein et al., 1999). D'autres modèles ont montré un affaiblissement de cette même cellule.

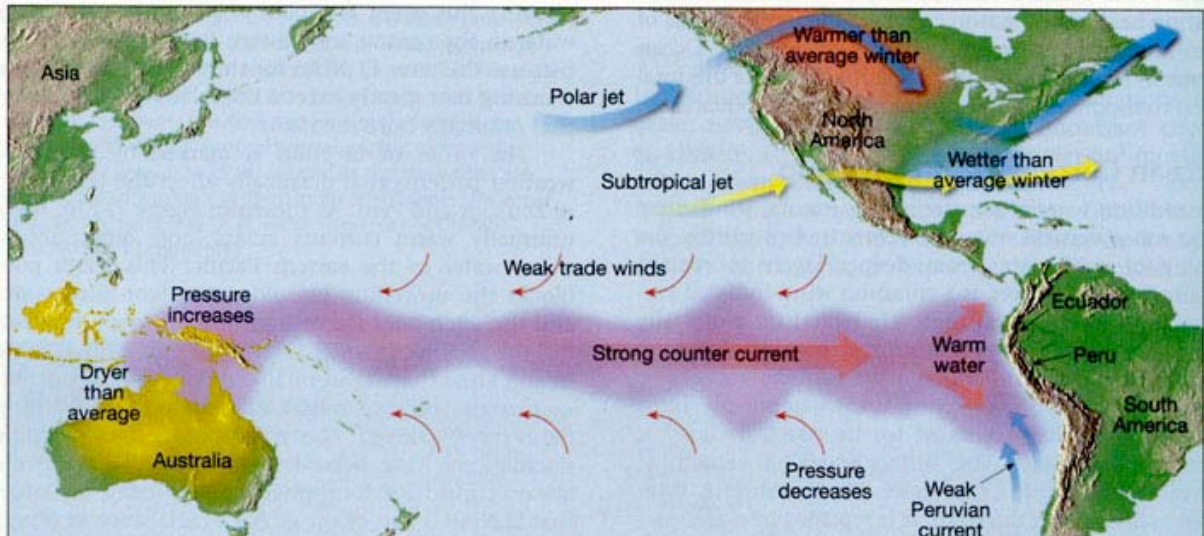


Figure 9 : Pendant un événement ENSO, les pressions entre le Pacifique Est et Ouest s'inversent entraînant une diminution des vents qui permettent le mouvement d'eau chaude le long de l'équateur. Il en résulte un réchauffement des eaux de surface du Pacifique Est et Central, avec les conséquences sur le climat qui en découlent.

Les phases La Niña (Figure 10) produisent des tendances inverses d'El Niño, avec pour exemple, des conditions plus sèches dans les îles du Pacifique équatorial, des conditions plus humides que la normale en Afrique du Sud et les régions soumises à la mousson indienne, Indonésie, Nord de l'Australie. L'Est de l'Afrique, l'Ouest de l'océan Indien équatorial, le Sud de l'Amérique du Sud ainsi que le Sud-Est des Etats-Unis connaissent des conditions plus sèches. L'écart de température le plus prononcé produit par La Niña se trouve aux U.S.A. dans leur partie extra équatoriale. Les températures d'hiver y sont plus chaudes qu'habituellement dans le Sud-Est et plus fraîches au Nord-Ouest.

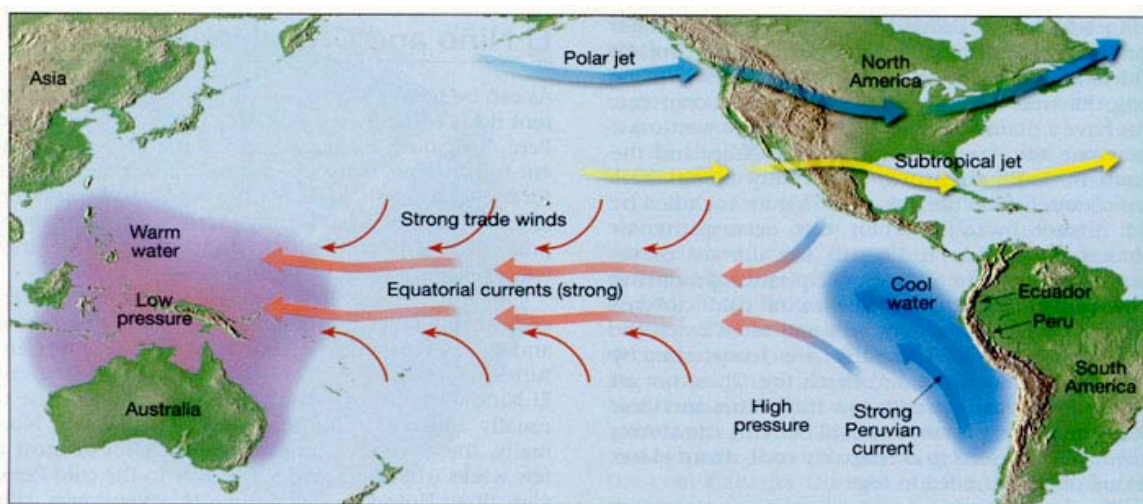


Figure 10 : Les vents ainsi que les forts courants équatoriaux s'écoulent vers l'Ouest. Pendant ce temps le courant péruvien est intense et provoque un upwelling le long des côtes Ouest de l'Amérique du Sud.

Variabilité Holocène

De nombreuses méthodes ont été utilisées pour reconstruire celle-ci tout au long de l'Holocène. Les archives, cernes d'arbres, enregistrements isotopiques sur des coraux donnent une image des derniers siècles (e.g. Felis et al., 2000; Ortlieb, 2000; Stahle et al., 1998). Mais l'histoire d'El Niño pendant l'Holocène est matière à controverse (Wells and Noller, 1999). Il apparaît que la périodicité moderne a pu être établie autour de 5 000 BP (McGlone *et al.*, 1992; Schulmeister et Lees, 1995), vraisemblablement en réponse au changement d'insolation induit par les paramètres orbitaux (Clement et al., 2000; Liu et al., 2000). Alors que, malgré quelques incertitudes régionales, il y a une augmentation des preuves mettant en avant des variations d'intensité et de fréquence d'ENSO pendant l'Holocène (Grosjean et al., 1997 ; Rodbell et al., 1999 ; Hughen et al., 1999, Gagan et al., 1998), après une revue des indicateurs paléoclimatiques. Markgraf et Diaz (2000), ne semblent pas trouver d'indices formels confirmant la présence d'El Niño avant 6 000 BP. Moy et al., 2002 ont montré une cyclicité dans son intensité comparable aux cycles de Bond sans toutefois aller plus loin dans la comparaison.

2.4.3. Autres réponses atmosphériques régionales

The Pacific Decadal Oscillation and Interdecadale Pacific Oscillation (PDO et IPO)

Tout comme ENSO, d'autres modes de variabilité climatique opérant à des échelles de la dizaine à plusieurs dizaines d'années ont été reconnus. Cette oscillation à plus long terme est relativement plus préminente dans la partie extratropicale du bassin du Pacifique. PDO

est considéré comme un « *El Niño* » à long terme du climat Pacifique. Houghton et al. (2001, p.151) décrit IPO comme une manifestation de PDO à l'échelle de tout le Pacifique. Pendant une phase positive, les SST sont basses dans le Centre du Pacifique Tropical. IPO et PDO apparaissent être important dans la modulation de la variabilité d'ENSO pour bon nombre de région (Pacifique Sud, télé connexion avec l'Amérique du Nord) (Salinger et al., 2001). Depuis 1900, El Niño (La Niña) a été plus prévalant pendant des phases d'IPO positives (négatives). On retrouve même des évidences dans les cernes d'arbre d'oscillation agissant il y a 4 siècles (Biondi et al., 2001). La reconstruction de ce phénomène à plus grande échelle est importante pour comprendre les précipitations de l'Ouest des Etats-Unis (McCabe and Dettinger, 1999).

Arctique et Antarctique Oscillation (OA et OAA)

Cette oscillation concerne cette fois une oscillation de pression atmosphérique entre les pôles et les moyennes latitudes dans l'Hémisphère Nord. Dans une phase négative, les pressions sont supérieures à la moyenne aux pôles alors qu'à 45° elles sont plus basses. La phase positive dirige les tempêtes plus au nord, apporte des conditions plus humides en Alaska, Ecosse, et Scandinavie, mais des conditions plus sèches plus au Sud comme la Californie, l'Espagne ou encore le Moyen Orient. La NAO pourrait être une manifestation de AO dans le secteur Atlantique. L'équivalent dans l'hémisphère Sud est l'oscillation Antarctique (AAO).

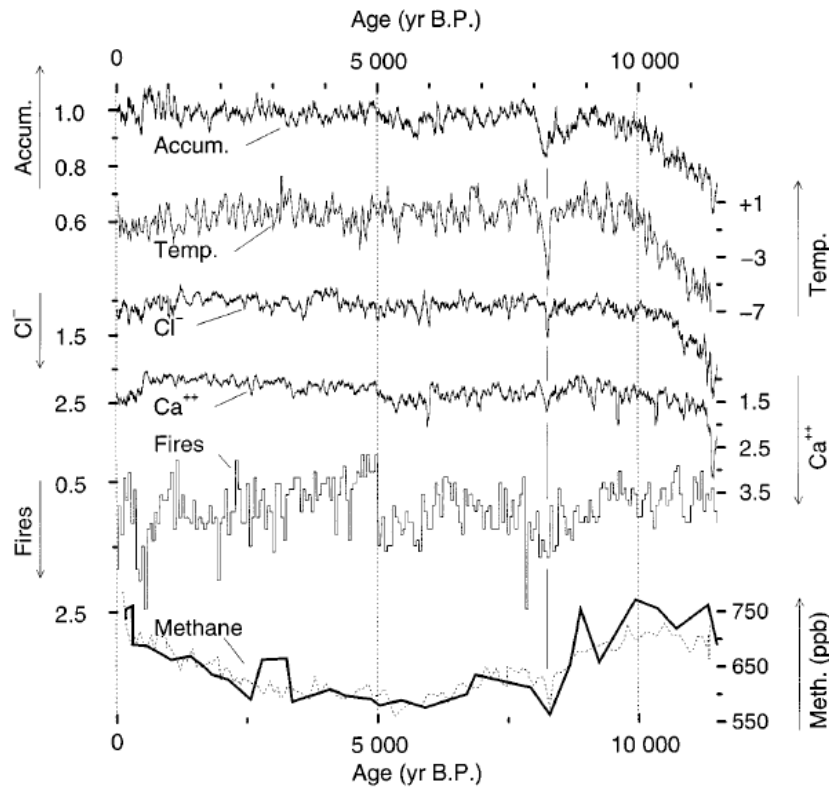
The Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO)

AMO a une cyclicité de 65 à 80 ans récemment découverte. L'amplitude de variation de température est de 0,4°C mais lors des phases de réchauffement pendant AMO, les Etats-Unis voient leurs précipitations diminuer et lors du changement de phase de AMO, le Mississippi subit des variations d'environ 10% de son débit (Enfield et al., 2000).

Il en existe d'autres qui ont plus ou moins d'importance, mais d'un impact moins grand que ceux déjà cités. Cependant tous ces phénomènes climatiques montrent qu'ils jouent un grand rôle dans l'espace mais aussi dans le temps. Ils restent cependant très mal connus et donc difficiles à extrapoler à tout l'Holocène. Seul El Niño et NAO semblent avoir laissé une empreinte climatique claire dans les enregistrements.

2.5. 8200 BP : événement ponctuel

Cet événement est le seul événement qui ressort très nettement des enregistrements isotopiques du Groenland (Figure 11). Il est étudié ici car constitue une surprise climatique due à une convergence de facteurs qui en font un événement unique, qui ne s'inscrit pas dans une périodicité.



Geology; June 1997; v. 25; no. 6; p. 483-486; 2 figures; 1 table.

Figure 11 : Identification de l'événement 8 200 ans dans les paramètres d'accumulation, température, et chimiques dans la carotte de GISP 2. Alley et al, 1997.

Pendant la déglaciation, avant le brusque changement climatique de 8 200 BP, 3 dômes de glace centrés sur la baie d'Hudson persistaient et laissaient écouler leurs eaux de fontes vers le Sud pour former les Lacs Agassiz et Ojibway (Figure 9). Ces deux lacs proglaciaires rassemblés étaient longs de 1500 km, larges de 1000 km, pour 210 m de profondeur. Ils se drainaient selon trois exutoires majeurs : par le bassin du McKenzy au Nord, par le Mississippi au Sud ou par le St Laurent à l'Est.

Il suffit de regarder les taux de sédimentation du St-Laurent pour se rendre compte de l'importance de cet exutoire (Figure 12). Les taux s'élevaient à plus de 3,3 cm/an jusqu'à environ 8 500 ans. Puis il a brusquement chuté pour n'être qu'à 0,15 cm/an en moyenne depuis 8 000 ans (Saint-Onge et al, 2003).

Ce changement de vitesse de sédimentation correspond à un changement environnemental drastique. En effet, le dôme de glace de la baie d'Hudson (deVernal et al., 1997) s'est rapidement désagrégé et a rompu pour laisser les 151 000 km³ d'eau douce (Clark et al., 2004) des lacs se drainer dans la mer du Labrador via le détroit d'Hudson (Figure 12). Le drainage de cette quantité phénoménale d'eau douce s'est effectué en seulement 6 mois selon un débit de 5 Sv environ soit 5 millions de m³ par seconde (Clark, 2004).

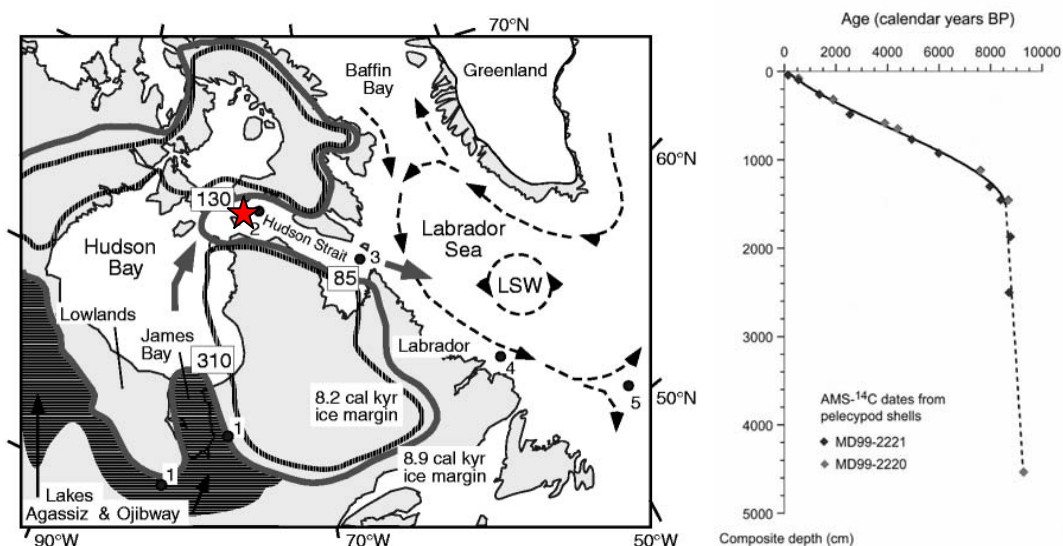


Figure 12 : Mise en évidence du drainage des lacs proglaciaires. à droite : Déglaciation et drainage des lacs proglaciaires Ojibway et Agassiz par la baie d'Hudson – Barber et al. 1999. à gauche : Evolution du taux de sédimentation à l'exutoire du Saint Laurent, Québec, Canada. Evidence du changement d'exutoire des lacs proglaciaires autour de 8 200 ans BP. – Saint-Onge, 2003.

A titre de comparaison, le débit mondial des fleuves est de 1,3 Sv ! Cette masse d'eau douce serait donc la responsable d'un arrêt ou d'un ralentissement de la circulation thermohaline (Alley et al., 1997, von Grafenstein et al., 1998 ; Barber et al., 1999a,b).

Les observations les plus spectaculaires sont remarquées d'une part au Groenland où l'on estime la chute de température d'au moins 6°C pendant 200 ans (Alley et al, 1997) et en Europe, à Ammersee (Allemagne) où la chute s'est chiffrée à 1,7°C pour une durée de 180 ans (von Grafenstein et al., 1998). Par ailleurs, il est intéressant de noter que le système a répondu très rapidement à cette baisse de température car la chute des températures a été brusque, suivie d'un plateau puis est remonté très rapidement (von Grafenstein et al., 1998). Les enregistrements montrent : une ré-avancée glaciaire en Norvège (Dahl et Nesje, 1994,1996) et en Autriche (Patzehlt, 1973), Magny (2003) reconstitue une température 2,5° plus basse et une augmentation de 130 mm des précipitations dans un lac Alpin (Lac d'Annecy, France) ; on retrouve des périodes de sécheresse plus intenses dans les régions subtropicales comme en a témoigné le niveau des lacs (Gasse et Van Campo, 1994) ; ou encore

une augmentation de l'intensité des vents à Cariaco (Atlantique tropical) qui révèle une augmentation du gradient de température. Les enregistrements des lacs de la bordure Sud du Sahara indiquent des conditions extrêmement sèches (Street-Perrot et Perrot, 1990 ; Gasse et van Campo, 1994). Il se peut que cet événement 8 200 BP ait pu être mondial (Stager et Mayewski, 1997). Un refroidissement semblable est enregistré par une faible avancée glaciaire dans les Alpes de Nouvelle-Zélande (Salinger et McGlone, 1989).

Le coup de froid qui a suivi la décharge d'eau douce serait la conséquence d'un arrêt de la circulation thermohaline (Alley et al, 1999). Cependant les preuves ne sont pas nombreuses et divergent parfois :

Andrews et Dunhill, (2004) s'oppose à la thèse d'un arrêt de la circulation thermohaline : aucune preuve de l'arrêt ni même d'un affaiblissement de la circulation thermohaline (CTH) n'a été mis en évidence. Andrews et Dunhill, (2004) retrouve dans le signal de la composition isotopique de *C. neoteretis*, foraminifère benthique associé aux changements de la masse d'eau Atlantique, une baisse des valeurs de la composition isotopique en $\delta^{18}\text{O}$. Ils l'identifient comme étant l'évènement 8 200 BP, mais ils sont surpris de sa présence (Cependant le pas d'échantillonnage est de 200 ans, une étude plus précise serait nécessaire).

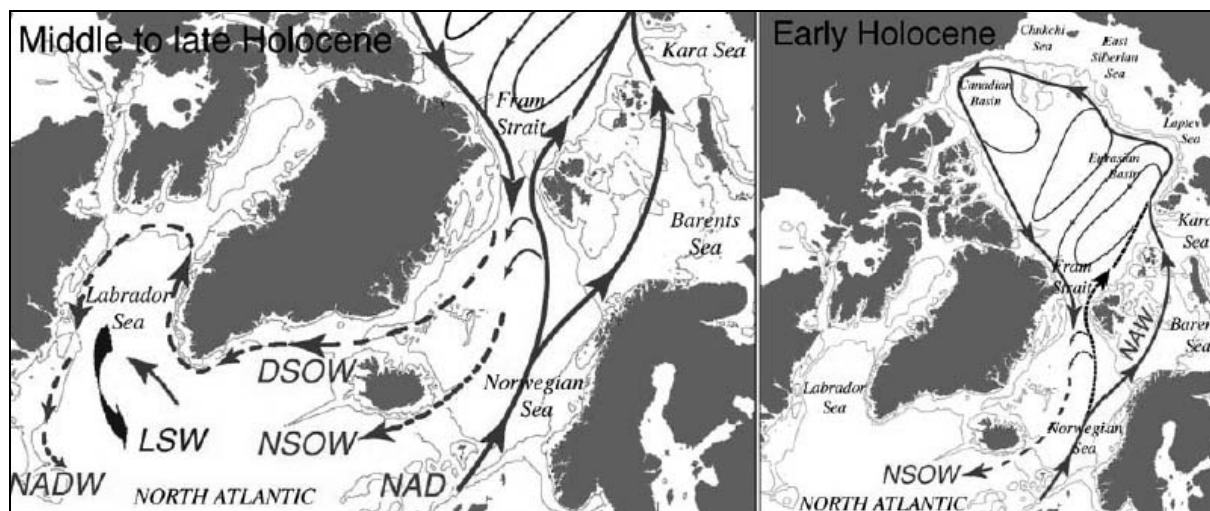


Figure 13 : La circulation thermohaline pendant l'Holocène. Les apports d'eaux de fonte pendant l'Holocène Récent ont pu arrêter la gyre du Labrador mais n'a pas pu suspendre totalement le fonctionnement de la circulation thermohaline – Weaver et Hillaire-Marcel, 2004.

En effet si la masse d'eau Atlantique avait été coupée par l'arrêt de la CTH, ils n'auraient pas du trouver ce taxon.

Selon Weaver et Hillaire-Marcel (2004a,b), la circulation thermohaline ne s'est pas arrêtée. En effet, la gyre de la mer du Labrador a pu cesser son activité à cause du

déversement de millions de m³ d'eaux douces mais n'aurait en aucun cas pu arrêter la NADW (Figure 13).

A l'inverse, Ljung et Björck, 2007 ont étudié un lac situé sur l'île près de Tristan da Cuna en Atlantique Sud. Lors de cette période, ils ont observé une augmentation de leur marqueur de précipitation centré vers 8200 BP. Cette augmentation, selon les auteurs, est à mettre en lien avec un ralentissement de la circulation thermohaline suite au drainage proglaciaire de la calotte Laurentides. Ils en concluent que le Bipolar seesaw, observé pendant la période glaciaire, peut avoir eu lieu en période interglaciaire. Cependant rien n'est observé en Antarctique.

3. De la réponse du système à son archivage

Le cas idéal voudrait que l'on instrumente le site de prélèvement pour comprendre son fonctionnement, en parallèle, que l'on prélève le matériel susceptible de contenir l'archive. Puis on évalue le paramètre à analyser pour rechercher tel ou tel facteur climatique afin de le quantifier le long de l'enregistrement. Il faut ensuite comprendre comment l'information est archivée, de façon linéaire ou non, avec des effets de seuil,... pour pouvoir calibrer une méthode de reconstruction valable à l'actuel et ainsi le reporter dans le passé (en supposant que l'actuel représente aussi le fonctionnement passé). À partir de cette étape, on peut parler de proxy puisque le paramètre mesuré reflète un fonctionnement climatique et on peut donc effectuer une analyse statistique pour caractériser la variabilité du phénomène enregistré.

Or nous n'avons, pour ainsi dire, jamais un système parfaitement contraint de A à Z.

La figure 14 met en évidence que très peu d'étapes nous sont accessibles lors de l'archivage d'un paramètre climatique. Lorsque la carotte de glace ou de sédiment arrive au laboratoire, de nombreux facteurs ont pu modifier l'enregistrement. Tout d'abord, lors des processus d'archivage mais surtout lors de la conservation, le vent pour la glace, les mouvements gravitaires (Slump) pour le sédiment ont pu effacer une partie de l'enregistrement, par exemple. Le prélèvement de la carotte, la température de conservation sont autant de paramètres qui peuvent influencer sur la qualité de l'enregistrement stocké. Enfin la carotte arrive au laboratoire, mais de nouvelles sources de modifications du signal peuvent survenir, notamment lors du ré-échantillonnage et de l'analyse. Le dernier biais peut survenir lors du passage de série en fonction de la profondeur en série temporelle. L'application d'un modèle d'âge constitue toujours une source d'erreur que l'on essaye de contraindre au maximum.

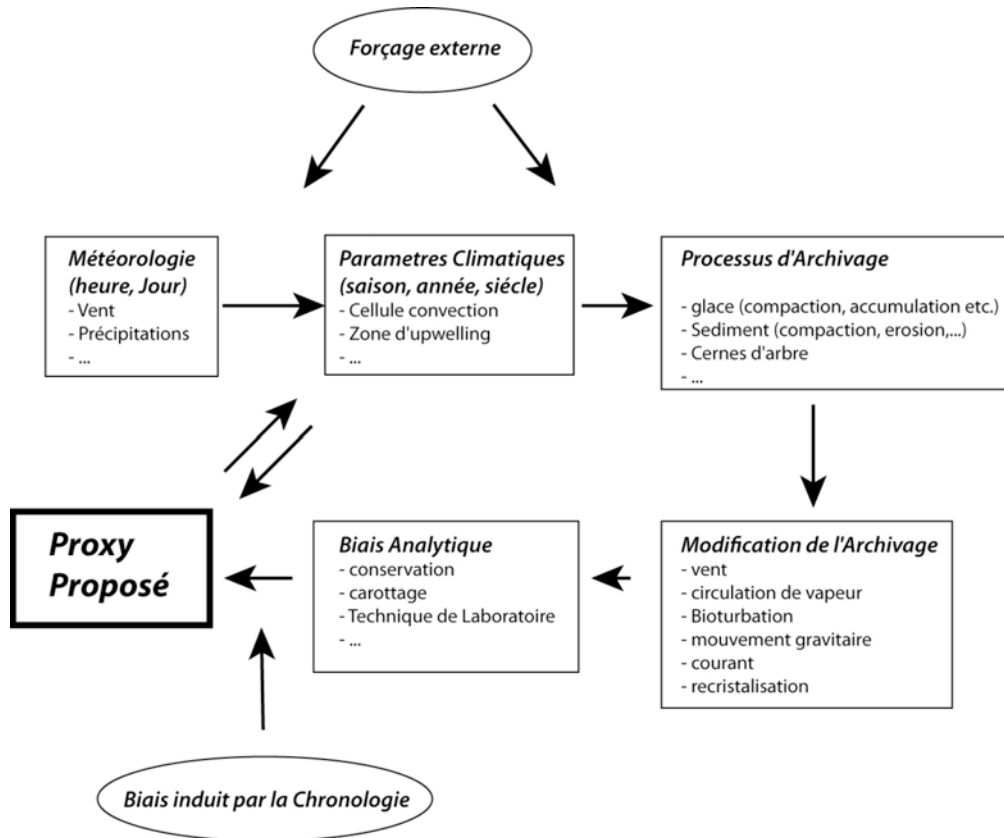


Figure 14 : Réponse d'un proxy à la complexité du système climatique.

En effet, le modèle d'âge parfait est très rare en paléoclimatologie, il faut donc essayer de s'en approcher pour enfin proposer un proxy en fonction du temps. La justesse du proxy est même parfois délicate à estimer puisque parfois on arrive difficilement à distinguer si le proxy enregistre un événement spontané météorologique (une tempête de poussière un jour dans l'année) ou s'il enregistre un épisode continue climatologique (apports saisonnier de poussière).

À partir de tout cela, on se rend compte qu'il est très difficile voire impossible de maîtriser l'enregistrement dont on dispose, le rôle du paléoclimatologue est d'identifier, contraindre et minimiser ces incertitudes pour proposer un proxy le plus proche de la réalité. Un des moyens de contrôle est de croiser les jeux de données afin de distinguer ceux qui fonctionnent ensemble et les autres.

Synthèse

Le climat de l'Holocène, sous l'apparence d'une stabilité toute relative, contient une variabilité très riche. Cette variabilité peut être d'origine différente en fonction qu'elle soit générée par des forçages externes tels que l'activité solaire ou qu'elle soit d'origine interne au système climatique. Dans le cas de forçages externes, l'insolation et l'activité solaire sont les principaux paramètres influant sur le climat alors que le système climatique interne contient toute une série de phénomènes physiques pour moduler ou transformer le forçage original tels que les boucles de rétroaction, boucle d'hystérésis, effet de seuil, ... Les exemples de ces forçages se retrouvent à toutes les échelles temporelles et spatiales. De l'inertie d'une calotte de glace aux oscillations El Nino, en passant par les fluctuations millénaires du climat, ces interactions climats forçages sont particulièrement variées. L'événement 8200 BP qui correspond au drainage d'un lac proglaciaire en Atlantique Nord est un exemple ponctuel où un forçage a provoqué une suite de réactions dans le système interne (boucles de rétroaction, effets de seuil etc au travers la fonte de la glace et le drainage d'eau douce, entraînant la diminution du gradient de salinité). Malgré le peu de moyens de contrôle sur les processus d'enregistrement ou le lien indirect entre forçage et archive, le travail du paléoclimatologue visera à déceler les corrélations avant d'explorer les relations physiques.

CHAPITRE 3
VARIABILITÉ CLIMATIQUE MILLÉNAIRE
HOLOCÈNE DE L'ATLANTIQUE NORD

Article 1:
« The origin of the 1500-year climate cycles in Holocene North-Atlantic records »
Debret et al., 2007
Climate of the past
3, 569–575.

Résumé :

Pendant la dernière période glaciaire, des cycles naturels de 1500 ans semblaient être persistants (Mayewski et al, 1997 ; Rahmstorf, 2003). Au Groenland (NGrip), lors du dernier stade glaciaire, les oscillations rapides du climat, d'une durée comprise entre la décennie et le millénaire, sont mémorisées tant dans les carottes de glace (Dansgaard et al, 1993), que dans les carottes marines (Heinrich, 1988). On les appelle, évènements de *Heinrich* et cycles de *Dansgaard-Oeschger* (D/O). Les évènements d'*Heinrich* sont les évènements froids les plus imposants, intervenant tous les 7 000 à 8 000 ans. Lors d'un évènement type D/O, les carottes de glace du Groenland ont révélé des refroidissements rapides (5 à 10°C en quelques siècles) suivis de réchauffements très rapides (quelques décennies). Ces anomalies seraient intervenues approximativement tous les 1500 ans. Cette cyclicité a d'abord été attribuée à une fréquence solaire (Bond et Lotti, 1995, Bond et al, 1997, Rahmstorf, 2003) puis remis en question par Ditlevsen et al, 2007 qui a montré que cette fréquence était induite par une mauvaise datation des carottes de glace, maintenant corrigées.

Pour l'Holocène, l'origine de ce schéma reste un mystère (Rahmstorf, 2003), rendant ce problème comme un des plus incompréhensibles de la variabilité climatique. Depuis les premières hypothèses de cycles à 1500 ans pendant l'Holocène observés dans les fluctuations glaciaires (Denton et Karlen, 1973), de nombreuses études ont mis en évidence des oscillations climatiques répétées de l'ordre de 2500, 1500 et 1000 ans. La variabilité solaire est souvent considérée comme responsable de ces cyclicités, mais les preuves en faveur d'un forçage solaire sont difficiles à évaluer au travers des données disponibles dues à la faible résolution des séries temporelles conventionnelles. Cependant la méthode d'analyse en ondelettes est appropriée lorsque l'on considère une variabilité non-stationnaire. Ici, nous montrons par l'utilisation de l'analyse en ondelette, qu'il est possible de distinguer le forçage solaire avec des oscillations autour de 1000 et 2500 ans du forçage interne (océanique) avec des cycles à 1500 ans. En utilisant cette méthode, il est possible de distinguer les contributions relatives du solaire et de l'océanique tout au long des 10 000 dernières années. Ces résultats indiquent que les cycles à 1500 ans sont liés avec la circulation océanique et non avec l'activité solaire comme montré précédemment (Bond et al, 2001). À la lumière de ces explications, les études déjà publiées de sédiments marins (Bianchi et McCave, 1999; Chapman et Shackleton, 2000; Giraudeau et al., 2000), de carottes de glace (O'Brien et al., 1995; Vonmoos et al., 2006) et d'enregistrement de poussières (Jackson et al., 2005) peuvent être vu comme contenant des preuves de forçages combinés dont l'influence relative varie au

cours de l'Holocène. Les enregistrements climatiques circum-Atlantique ne peuvent plus être expliqués exclusivement par un forçage solaire mais demande désormais l'influence de la circulation thermohaline, comme précédemment suggéré (Broecker et al., 2001; McManus et al., 1999).

The origin of the 1500-year climate cycles in Holocene North-Atlantic records

M. Debret¹, V. Bout-Roumazeilles², F. Grousset³, M. Desmet⁴, J. F. McManus⁵, N. Massei⁶, D. Sebag⁶, J.-R. Petit¹, Y. Copard⁶, and A. Trentesaux²

¹Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement, UMR CNRS 5183, BP96, 38402, St Martin d'Hères, France

²PBDS Laboratoire, UMR 8110 CNRS, Université de Lille 1, 59 655 Villeneuve d'Ascq, France

³EPOC, UMR CNRS 5805, Université de Bordeaux I, Avenue des Facultés, 33405 Talence, France

⁴EDYTEM Laboratoire, UMR 5204, Université de Savoie, CISM, Campus Scientifique 73376 Le Bourget du Lac Cedex, France

⁵Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, MA 02543, USA

⁶Laboratoire de Morphodynamique Continentale et Côtière, UMR CNRS 6143, Département de Géologie, Université of Rouen, 76821 Mont-Saint-Aignan Cedex, France

Received: 21 December 2006 – Published in *Clim. Past Discuss.*: 26 March 2007

Revised: 20 July 2007 – Accepted: 18 September 2007 – Published: 1 October 2007

Abstract. Since the first suggestion of 1500-year cycles in the advance and retreat of glaciers (Denton and Karlen, 1973), many studies have uncovered evidence of repeated climate oscillations of 2500, 1500, and 1000 years. During last glacial period, natural climate cycles of 1500 years appear to be persistent (Bond and Lotti, 1995) and remarkably regular (Mayewski et al., 1997; Rahmstorf, 2003), yet the origin of this pacing during the Holocene remains a mystery (Rahmstorf, 2003), making it one of the outstanding puzzles of climate variability. Solar variability is often considered likely to be responsible for such cyclicities, but the evidence for solar forcing is difficult to evaluate within available data series due to the shortcomings of conventional time-series analyses. However, the wavelets analysis method is appropriate when considering non-stationary variability. Here we show by the use of wavelets analysis that it is possible to distinguish solar forcing of 1000- and 2500- year oscillations from oceanic forcing of 1500-year cycles. Using this method, the relative contribution of solar-related and ocean-related climate influences can be distinguished throughout the 10 000 yr Holocene intervals since the last ice age. These results reveal that the 1500-year climate cycles are linked with the oceanic circulation and not with variations in solar output as previously argued (Bond et al., 2001). In this light, previously studied marine sediment (Bianchi and McCave, 1999; Chapman and Shackleton, 2000; Giraudeau et

al., 2000), ice core (O'Brien et al., 1995; Vonmoos et al., 2006) and dust records (Jackson et al., 2005) can be seen to contain the evidence of combined forcing mechanisms, whose relative influences varied during the course of the Holocene. Circum-Atlantic climate records cannot be explained exclusively by solar forcing, but require changes in ocean circulation, as suggested previously (Broecker et al., 2001; McManus et al., 1999).

1 Introduction

It was suggested, for both the late Glacial and the Holocene, a 1500 yr variability of the climate (Bond et al., 1995, 1997, 2001). Initially associated with the so-called Dansgaard-Oeschger oscillations (Dansgaard et al., 1993), this period seems to occur independently of the general glacial-interglacial climate changes. According to these results, the millennial-scale variability was attributed to the same forcing, ruling out any direct link with the ice-sheet oscillations. In North Atlantic as in other part of the world, many paleo-climatic records of the last 10 000 years show a pattern of rapid climate oscillations with cyclicity around 1–2 kyrs. Since the pioneering studies of Gerard Bond on IRD from the North Atlantic Ocean (Bond et al., 1995, 1997, 2001), the 1500-year cycle during the Holocene was tentatively attributed to solar activity (Bond et al., 2001), to ocean current intensity variation (Bianchi and McCave, 1999), to tidal

Correspondence to: M. Debret
(debret@lgege.obs.ujf-grenoble.fr)

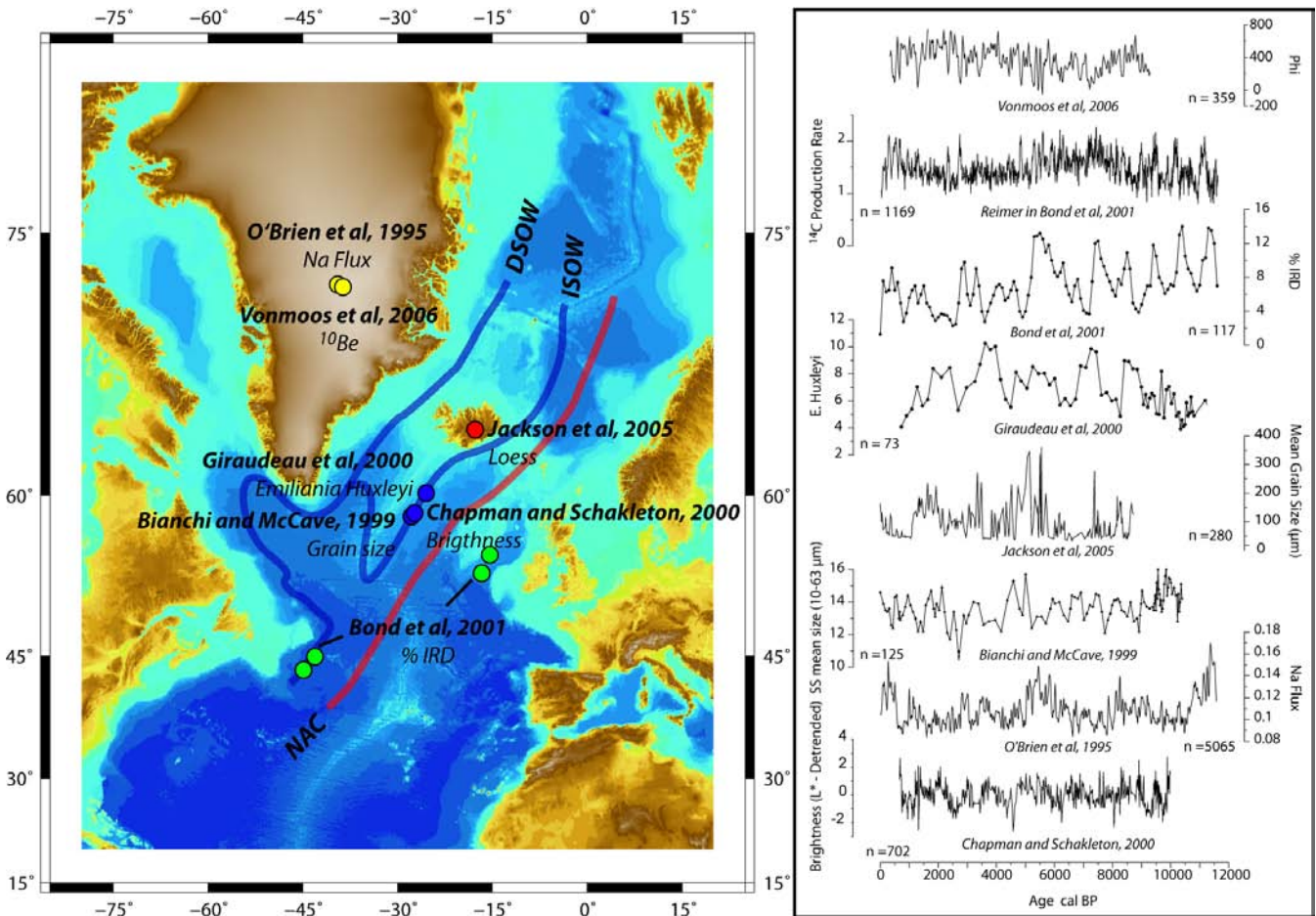


Fig. 1. Map of the North Atlantic region with location of the core sites along with the main patterns of the oceanic circulation (left), and the high resolution marine, continental and ice core records documenting the Holocene period (right). Left panel: the main North Atlantic Current (NAC) has two upper branches: one on the Eastern is the Iceland Scotland Overflow Water (ISOW) and the Denmark Strait Overflow Water (DSOW) on the West. Right panel, from top to bottom: Flux of ^{14}C (from P. Reimer in Bond et al., 2001), ^{10}Be coming from Grip ice core (Vonmoos et al., 2006). Ice rafted Debris (Bond et al., 2001), record of *Emiliana Huxleyi* concentration (from Giraudeau et al., 2000); Icelandic record of the mean grain size from loess deposits (Jackson et al., 2005); Marine record of sorted size grain (10–63 mm) record (from Bianchi and McCave, 1999); Greenland ice core record (GISP2) of sodium concentration (from O'Brien et al., 1995) and color of sediment (Chapman and Shackleton, 2000). The Ice Rafted Debris record from Bond et al., 2001 is a stack serie of 4 drillings (shown as green dot on the Map).

forcing (Berger and von Rad, 2002), to atmospheric processes linked to the North Atlantic Oscillation (NAO, Giraudeau et al., 2000) or to modifications of the geomagnetic field (St-Onge et al., 2003).

Up to now, classical Fourier spectral analysis remains the most common tool for studying the frequency pattern of a signal, although many alternative methods clearly improved the efficiency of Fourier analysis for variance density estimation (for instance, multi-taper methods).

Nevertheless, a thorough study of the Bond et al. (2001) time series clearly highlights the limits of Fourier spectral analysis. For instance, a simple Fourier transform (Blackmann-Tuckey, max entropy) provides 2 peaks corresponding to 1000-year and 2500-year cyclicities, while Bond et al. (2001) reported a quasiperiodic “1500-year oscillation”

(Fig. 2). The confidence limits shown on the figures were computed by testing the estimated power spectra against a background red noise spectrum (AR (1)) with a lag-1 autocorrelation of 0.11. The background red noise spectrum was itself calculated by filtering noise from signal using eigenmode decomposition, noise being modelled thereafter using a first-order autoregressive spectrum procedure. As a matter of fact, the application of a 1000-year filter to the composite series of IRD does not provide very conclusive correlation during 0–5000 years, whereas the 1500-year Gaussian filter highlights a good correlation between filtered and raw data (Fig. 2) and conversely for the earlier part of the record. This provides a perfect example of the effect of instationarity in a signal.

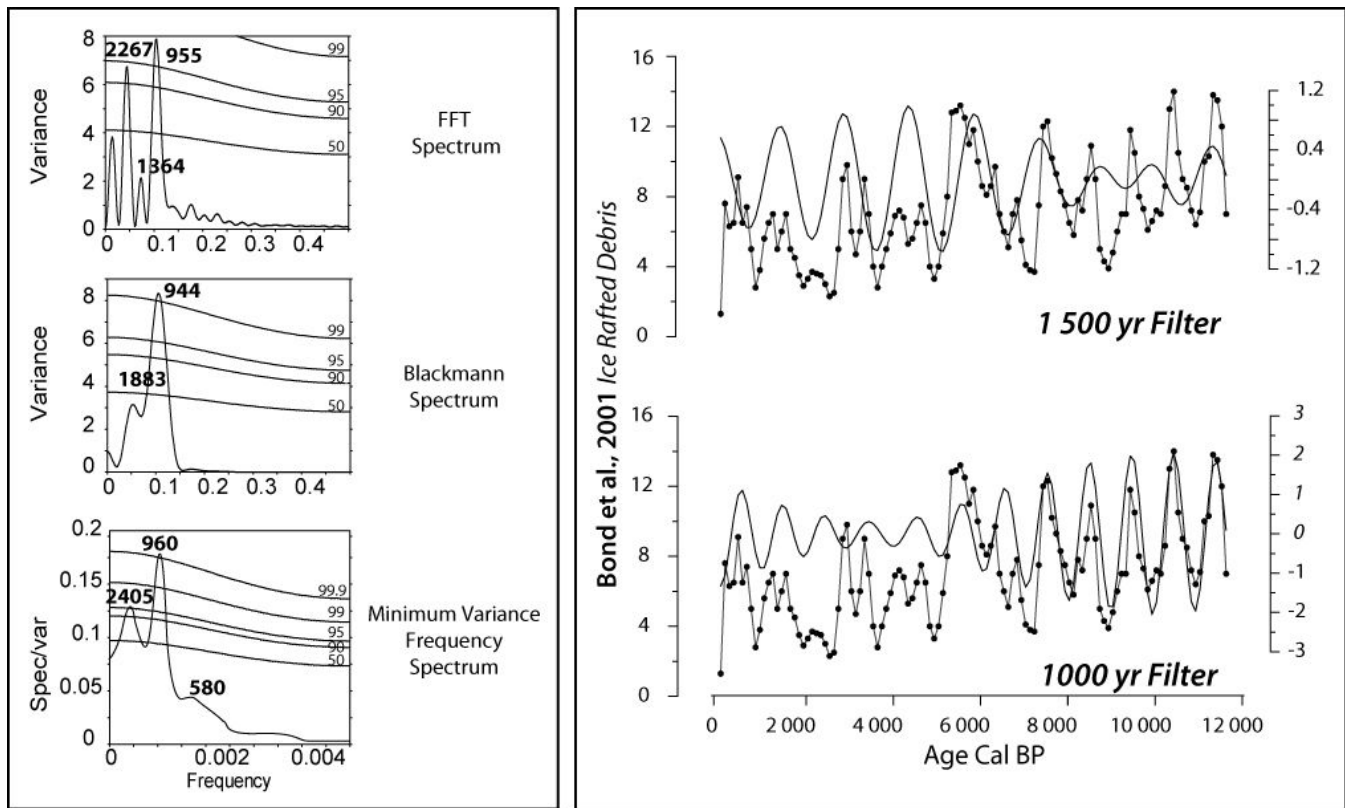


Fig. 2. Spectral analysis and filtered component of the stacked record from Bond et al. (2001). FFT highlights 2 major peaks in accordance with Blackmann-Tuckey and Maximum Entropic (left panel top). A small peak with a low energy around 1450-year appear only in FFT, however this periodicity is present between 1000 and 6000 years BP as shown by Gaussian filter applied on the series. On the other hand, the early Holocene period clearly displays 1000 years cycles. The bandwidth is 200 years for the Gaussian filters; we used e.g. 900–1100 years and 1400–1600 years, respectively.

This result demonstrates the limited ability of classical Fourier spectral analysis to detect a 1500-year fluctuation that evolves through time. Such observations are typical of non-stationary processes, in which frequency content and statistical properties change through time. Wavelet analysis (WA) presents the advantage of describing non-stationarities, i.e. discontinuities, changes in frequency or magnitude (Torrence and Compo, 1998). Redundancy of the continuous wavelet transform is used to produce a time/frequency or time/scale mapping of power distribution, called the local wavelet spectrum (or scalogram). As a major advantage with respect to classical Fourier analysis, the local wavelet spectrum allows direct visualization of the changing statistical properties in stochastic processes with time.

WA performed on Bond et al. (2001) time series highlights 2 major cyclicities (up to 90% of confidence): 1000 and 2500 years (Fig. 3). The 2500-year cycle is continuous throughout the Holocene whereas the 1000-year cycle is absent during the Late Holocene (until 5000 years). This time-slice is characterized by an increase in spectral power at another period around 1500 years, reaching its maximum intensity at 3000 years but remains with a low confidence (<50%). Bond et al. (2001) had compared their records with the ^{14}C produc-

tion rate (Reimer in Bond et al., 2001) to justify the solar influence. We have processed the ^{14}C production rate (Reimer in Bond et al., 2001) and solar modulation function inferred from the ^{10}Be (Vonmoos et al., 2006) following the same protocol as the one used when processing the IRD data. WA reveals the same general feature for the ^{14}C production rate, ^{10}Be and IRD for the dominant periodicities with special emphasis on the attenuation of the 1000-year cycle during 5000–0 years period (Fig. 3). For the last millennia the problem is difficult to disentangle because only one cycle is concerned with a probable reappearance of 1000-yr cycle. This is likely in accordance with Little Ice Age well recognized in North Atlantic Area. These results corroborate the solar origin of the cycles at 1000 and 2500 years recorded in the IRD series. Nevertheless the two series show some discrepancies: a 1600-year cycle is recorded during the Holocene in the ^{14}C production rate excepted during 5000–0 years when the 1500-year cycle of Bond's series is expressed (but with a low level of significance). Thus the occurrence of this 1500-year cycle in the IRD series records a forcing other than solar activity. Is it a pacing induced by a combination of cyclicities or a problem of proxy sensitivity to an other forcing factor?

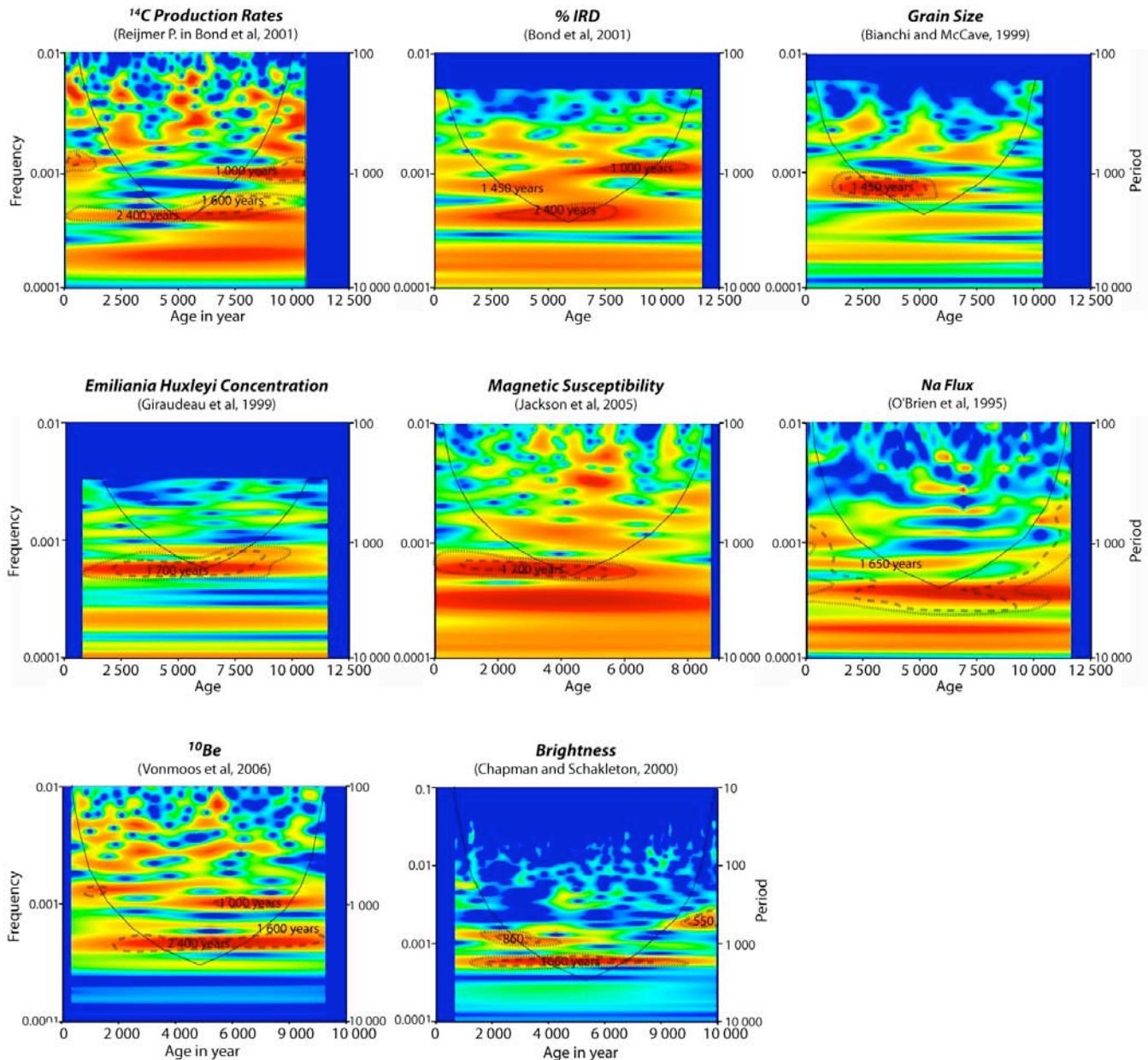


Fig. 3. Wavelet transform analysis of the marine, continental and ice core records of North Atlantic climate proxies over the Holocene period. Occurrence of the periods (labelled) with respect to the time is given by the bright yellow-red colours. Black line corresponds to cone of influence (see Methods paragraph). Horizontal band corresponding to periodicity higher than 3000 years are not meaningful. The confidence levels are indicated with the dot line: the fine one is 50% the larger is more than 95%.

In this matter, WA were performed on some discriminating published records considered as well-dated data series of North Atlantic climate proxies, such as variations of the sediment grain-size to reconstruct the activity of deep-water masses. Also, we re-processed sortable silt grain-size data published by Bianchi and McCave (1999) on a sediment core situated off Iceland whose sedimentation is directly influenced by the activity of the “Iceland Scotland Overflow Water”, ISOW, (Fig. 1), one of the main component of the ther-

mohaline circulation. WA confirms the previously published results of FFT analysis (Bianchi and McCave, 1999) which evidenced a cyclicity around 1500 years. Moreover WA also highlights the maximum influence of this cyclicity during 5000–2000 years at this time the IRD displayed the 1500-year cycle (Fig. 3). Chapman and Shackleton (2000), by the study of sediment color as a proxy of carbonate content, highlighted the same pattern with a frequency around 1660 years in the same core than Bianchi and McCave (1999).

This is also confirmed with a 1700-years cycle in the *Emiliana Huxleyi* concentration record, a proxy of surface hydrology, in a core off Iceland (Giraudeau et al., 2005).

So we can propose that the IRD are not good proxies to track thermohaline activity in North Atlantic area. Indeed the oceanic forcing (1500 years) is found but only with a very low significance in the signal unlike solar forcing. Also, we can postulate that the IRD series, classically used as a reference of the climatic fluctuations during the Holocene, records at least one dominant forcing: solar activity for wavelengths at 1000- and 2500-year (up to 90% of the signal), and one minor: oceanic activity for the cyclicity at 1500 years characterising the late Holocene. According to the actual state of the art, this “double” forcing on the IRD signal can be mainly explained by the respective influence of solar activity on continental ice-sheets or calving, during the Early Holocene, and, for a lower level, of oceanic currents intensity strength on the geographical distribution of IRD in the North Atlantic Ocean during 5000–0 years cal BP. A question remains: what are the processes allowing to link solar cycle and IRD deposit in north Atlantic area? The dynamic of the ice sheet could be involved but implies a time response lag that is difficult to identify. Perhaps could the sea ice and/or calving processes be a good contributor of this pattern however it remains still unclear.

In addition to analysis of several marine paleoclimatic proxies, the detailed Holocene variations of both ice-core and continental parameters were studied. The GISP 2 ice core from the summit of Greenland (Fig. 1) provides a precise and accurately-dated record of climatic changes during the Holocene. We looked at the evolution of sodium concentration in the ice because it is thought to represent the direct deposition of sea spray (O’Brien et al., 1995). WA of this signal reveals an unexpected result (Fig. 3): the variations of sodium shows an “oceanic forcing”-like cyclicity at 1600 years (1500–1700) during the late Holocene with maximum of intensity during the 5000–0 years cal BP. The striking feature of sodium flux in ice likely reflecting the cyclonic activity forced by ocean activity could be explained by considering the ocean-atmosphere coupling. Indeed in the North Atlantic Ocean the meridional overturning circulation obviously has a direct influence on sea-ice repartition subsequently affecting the synoptic atmospheric configuration in the North Atlantic area (O’Brien et al., 1995). As a result, the variations of the oceanic circulation near Iceland during the Holocene as recorded both by grain-size evolution (Bianchi and McCave, 1999) and Calcareous nannofossils abundance (Giraudeau et al., 2000) modify indirectly the atmospheric transfer of oceanic Na toward Greenland. However the very low confidence of this frequency with the signal of sodium flux in Greenland shows that another proxy is needed. In order to constrain the atmospheric variability during the Holocene, a loess series from Iceland (Fig. 1, Jackson et al., 2005), the only dust record available, was analysed using WA. The results display a dominant 1700 years variability

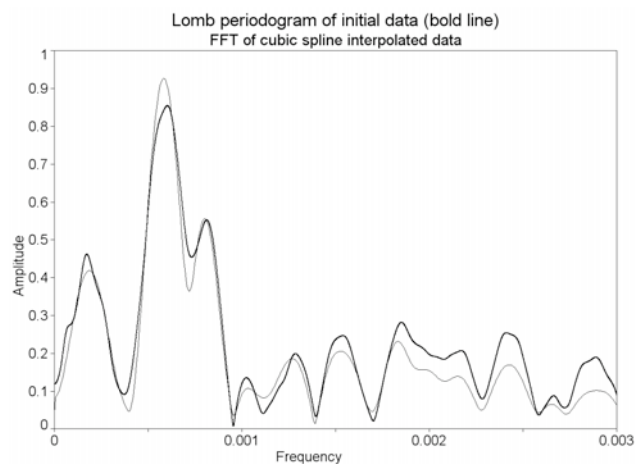


Fig. 4. Lomb periodogram of initial data (bold line) FFT of cubic spline interpolated data.

ity (Fig. 3) evidencing the influence of ocean activity on the overlying low-altitude atmospheric configuration confirming the oceanic pacing felt in Greenland ice core. The rather dispersive values obtained for the “so-called 1500-year cycle” through WA on the various data series analysed could result from discrepancies in their respective model-age (isotopic stratigraphy, AMS¹⁴C, ice-core tuned).

2 Conclusion

By re-visiting well-known series from the North Atlantic Ocean, wavelet analysis reveals that the Holocene millennial variability is composed of at least three periodicities. Our results strongly suggest that two wavelengths are directly forced by solar activity (1000 and 2500-year cycles) whereas the third one (1600-year cycle, dominant during 5000–0 years) may correspond to oceanic internal forcing. Our results, based on a purely mathematical approach are not able to provide any additional explanation on the origin(s) of this oceanic variability, which may result from atmospheric water transport (Broecker et al., 2001) or a persistent internal salt oscillator (McManus et al., 1999) or perhaps an orbital modulation of the mechanisms driving millennial- and centennial-scale climatic change through the Holocene as suggest by Turney et al. (2005). They nevertheless rule out the strictly external climate forcing due to variations in solar output through a linear process.

Although cyclicities of 1000 years and 2500 years are apparently broadly distributed over the whole climatic system (Nederbragt and Thurow, 2005) the global extension of the 1600-year cycle is much more controversial. Indeed the 1500-year cycle is often evidenced within various series on the basis of a simple comparison with the mis-interpreted IRD reference datasets, thus introducing a systematic bias in their conclusions. When submitted to our WA, these series

display in fact cyclicities of 2500 and 1000 years instead of the expected 1500-year one. The circum-North Atlantic climate is particularly sensitive to changes in oceanic forcing due to changes in the strength of the meridional overturning circulation (Manabe and Stouffer, 2000; Alley et al., 1997; McManus et al., 2004). It remains to be seen whether this oceanic forcing extends globally, but the approach presented here provide a means to evaluate the respective influence of solar and oceanic forcing in high-resolution records from appropriate locations throughout the climatic system.

3 Methods

3.1 Wavelet transforms

The wavelet transform, contrary to the Fourier transform, is used to decompose a signal into a sum of small wave functions of a finite length that are highly localized in time, for different exploratory scales. By difference, Fourier transform aims to separate a signal into infinite-length oscillatory functions (sine waves) like, which results in a complete loss of time information as separated frequencies always apply to the entire length of the signal. Hence, instationary processes can not be described correctly using infinite complex exponentials, because of changes in frequency content across time. Wavelet transform is a band-pass filter which consists of convoluting the signal with scaled and translated forms of a highly time-localized wave function (the filter), the so-called “mother wavelet”. The reference wavelet ψ , referred to as the “mother wavelet”, comprises two parameters for time-frequency exploration, i.e. a scale parameter (a) and a time-localization parameter (b) so that:

$$\psi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}} \cdot \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad (1)$$

Parameter a produces “daughter wavelets” for investigation at different scale levels, while parameter b allows translation of each daughter wavelet across time to detect changes in frequency content. The continuous wavelet transform of a signal $s(t)$, producing the wavelet spectrum, is defined as:

$$S(a, b) = \int_{-\infty}^{+\infty} s(t) \cdot \frac{1}{\sqrt{a}} \cdot \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \cdot dt \quad (2)$$

Time-frequency representation actually plots the wavelet power the time series. In practice, since the wavelet transform consists in applying a low-pass filter to a given time series, wavelet power is computed by fast Fourier transform (FFT), which makes easier the convolution of the time series by the wavelet filter (convolution in the time domain corresponds to a simple algebraic product in the frequency domain). Once the Fourier transforms of the time series and the

wavelet filter have been computed, the inverse Fourier transform of their product is calculated as follows:

$$W_n(s) = \sum_{k=0}^{N-1} \hat{x}_k \cdot \hat{\psi}^*(s \cdot \omega_k) e^{i\omega_k n \delta t} \quad (3)$$

with N : number of points in the time series, s : scale of daughter wavelets, n : time index, k : frequency index, \hat{x}_k : Fourier transform of the initial time series x_n , $\hat{\psi}^*$: complex conjugate of the Fourier transform of ψ (wavelet filter), ω : frequency, δt : time step. Finally, the wavelet power of the complex function $W_n(s)$ is defined as the square of the amplitude of the wavelet transform, that is, $|W_n(s)|^2$. The resulting plot of the wavelet power spectrum $|W_n(s)|^2$ is a contour map in which frequency, Fourier period or wavelet scale (y-axis), and power (z-axis) are plotted against time (x-axis). Several types of wavelet are available. In this study the Morlet wavelet (a gaussian-modulated sine wave) was chosen for continuous wavelet transform:

$$\psi(\eta) = \pi^{-1/4} \cdot e^{im\eta} \cdot e^{-\eta^2/2} \quad (4)$$

where η is a dimensionless time parameter and m is the wavenumber that defines the basic resolution of the mother wavelet. A wavenumber of 10 was used, this choice offering a good trade-off between frequency and temporal resolution for the time series analyzed herein.

3.2 Cone of influence

To avoid edge effects and spectral leakage that are produced by the finite length of the time series, all series were zero-padded to twice the data length. However, zero-padding causes the lowest frequencies near the edges of the spectrum to be underestimated as more zeros enter the series. The area delineating this region is known as the cone of influence and marks those parts of the spectrum where energy bands are likely to be less powerful than they actually are because edge effects are becoming important.

3.3 Statistical test

For all local wavelet spectra, monte carlo simulation was used to assess the statistical significance of peaks. Background noise for each signal was estimated and separated using singular spectrum analysis. Autoregressive modelling was then used for each noise time series to determine the AR(1) stochastic process against which the initial time series was to be tested. AR(1) background noise could be either white (AR(1)=0) or red noise (AR(1)>0).

3.4 Unevenly time sampled records

Blanks/gaps in the data were filled up/interpolated using a cubic spline interpolant (passes exactly through each data point). Although we did not use the weighted wavelet Z-transform algorithm, the cubic spline interpolation we used

for handling unevenly-spaced data would not imply significant changes in the results of spectral/continuous wavelet analysis: for instance as shown in Fig. 4, a Lomb periodogram performed on the initial data of the most heterogeneously sampled series leads to the same results as a FFT of the interpolated time series (here interpolated to 4 times the length of the initial series).

Acknowledgements. Special thanks and respects to the memory of G. Bond: his innovative paper inspired this work.

We wish to thank M. Jackson, D. Oppo, J. Giraudeau, V. Peyaud, E. Chapron, M. Magny, P. J. Reimer, J. Beer for their valuable insight, availability and/or for having shared their data. The friendly review of N. McCave, P. Yiou, D. Raynaud and A. deVernal has been essential. We are very grateful to A. Witt and the anonymous reviewer for very constructive criticisms and L. Beaufort, N. Otto, D.-D. Rousseau for their help during the review processing. This work is supported by ANR project: “Intégration des contraintes Paléoclimatiques pour réduire les Incertitudes sur l'évolution du Climat pendant les périodes Chaudes”- PICC (ANR-05-BLAN-0312-02).

Edited by: L. Beaufort

References

- Alley, R. B., Mayewski, P. A., Sower, T., Stuiver, M., Taylor, K. C., and Clark, P. U.: Holocene climate instability: a prominent, widespread event 8200 yrs ago, *Geology*, 25, 483–486, 1997.
- Berger, W. H. and von Rad, U.: Decadal to millennial cyclicity in varves and turbidites from the Arabian Sea: Hypothesis of tidal origin, *Global Planet. Change*, 34, 313–325, 2002.
- Bianchi, G. G. and McCave, N.: Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland, *Nature*, 397, 515–517, 1999.
- Bond, G. G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., and Bonani, G.: Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene, *Science*, 294, 2130–2136, 2001.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Alsami, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., and Bonani, G.: A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene glacial climates, *Science*, 278, 1257–1266, 1997.
- Bond, G. and Lotti, R.: Iceberg discharges into the north Atlantic on millennial time scales during the last glaciation, *Science*, 267, 1005–1010, 1995.
- Broecker, W., Sutherland, S., and Peng T.-H.: A possible 20th-century slowdown of Southern ocean deep Water formation, *Science*, 286, 1132–1135, 2001.
- Chapman, M. R. and Shackleton, N.: Evidence of 550-year and 1500-year cyclicities in North Atlantic circulation pattern during the Holocene, *The Holocene*, 10(3), 287–291, 2000.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdóttir, A. E., Jouzel, J., and Bond, G.: Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record, *Nature*, 364, 218–220, 1993.
- Denton, G. H. and Karlén, W.: Holocene climatic variations – Their pattern and possible cause, *Quat. Res.*, 3, 155–205, 1973.
- Giraudeau, J., Cremer, M., Manthè, S., Labeyrie, L., and Bond, G.: Cocolith evidence for instabilities in surface circulation south of Iceland during Holocene times, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 179, 257–268, 2000.
- Jackson, M. G., Oskarson, N., Trønnnes, R. G., McManus, J. F., Oppo, D., Grönvold, K., Hart, S. R., and Sachs, J. P.: Holocene loess deposition in Iceland: Evidence for millennial-scale atmosphere-ocean coupling in the North-Atlantic, *Geology*, 33, 509–512, 2005.
- Manabe, S. and Stouffer, R. J.: Study of abrupt climate change by a coupled ocean-atmosphere model, *Quat. Sci. Rev.*, 19, 285–299, 2000.
- Mayewski, P. A., Meeker, L. D., Twickler, M. S., Whitlow, S., Yang, Q., Lyons, W. B., and Prentice, M.: Major features and forcing of high latitude northern hemisphere atmospheric circulation using 110 000-year long glaciochemical series, *J. Geophys. Res.*, 102, 26 345–26 366, 1997.
- McManus, J. F., François, R., Gherardi, J.-M., Keigwin, L. D., and Brown-Leger, S.: Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes, *Nature*, 428, 834–837, 2004.
- McManus, J. F., Oppo, W. D., and Cullen, J. L.: A 0.5-million-year record of millennial-scale climate variability in the North Atlantic, *Science*, 283, 971–974, 1999.
- Nederbragt, A. J. and Thurow, J.: Geographic coherence of millennial-scale climate cycles during the Holocene, *Pal3*, 221, 313–324, 2005.
- O'Brien, S. R., Mayewski, P. A., Meeker, L. D., Meese, D. A., Twickler, M. S., and Whitlow, S. L.: Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core, *Science*, 270, 1962–1964, 1995.
- Rahmstorf, S.: Timing of abrupt climate change: a precise clock, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1510, doi:10.1029/1003GL017115, 2003.
- Saint-Onge, G., Stoner, J. S., and Hillaire-Marcel, C.: Holocene paleomagnetic records from St. Lawrence Estuary, eastern Canada: Centennial- to millennial-scale geomagnetic modulation of cosmogenic isotopes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 209, 113–130, 2003.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., Bard, E., Beck, J. W., Burr, G. S., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, F. G., van der Plicht, J., and Spurk, M.: INTCAL98 radiocarbon age calibration, *Radiocarbon*, 40, 1041–1083, 1998.
- Torrence, C. and Compo, G. P.: A practical guide to wavelet analysis, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79, 61–78, 1998.
- Turney, C., Baillie, M., Clemens, S., Brown, D., Palmer, J., Pilcher, J., Reimer, P., and Leuschner, H. H.: Testing solar forcing of pervasive Holocene climate cycles, *J. Quat. Sci.*, 20, 511–518, 2005.
- Vonmoos, M., Beer, J., and Muscheler, R.: Large variations in Holocene solar activity – constraints from ¹⁰Be in the GRIP ice core, *J. Geophys. Res.*, 111, A10105, doi:10.1029/2005JA011500, 2006.

CHAPITRE 4

GLACE DE MER ET OCÉAN AUSTRAL

Article 2:

« Holocene long- and short-term climate changes off Adélie Land, East Antarctica »

Crosta, Debret et al., 2007

Geochemistry, Geophysics, Geosystems (G³)

Vol. 8, N° 11

Q11009, doi:10.1029/2007GC001718

Contribution

Xavier Crosta de l'université de Bordeaux (EPOC) a produit une série climatique originale. Nous avons participé à l'analyse du signal qui s'inscrit dans l'approche, le raisonnement et la démarche que nous avons établi pour décrypter les variations climatiques Holocène.

Résumé de l'article :

Les données de diatomées acquises dans une carotte sédimentaire marine aux hautes latitudes au large de la Terre Adélie, en Antarctique de l'Est donnent des informations sur les conditions de glace de mer. L'Holocène récent à moyen était plus chaud que le Tardi-Holocène avec une transition à environs 4000 BP. La glace de mer était moins présente et la saison de croissance de printemps et d'été était plus grande pendant la période chaude en comparaison à la saison froide limitant ainsi la production de diatomées de glace de mer et favorisant celles d'océan plus ouvert. L'évolution climatique à long terme de l'Holocène en Antarctique de l'Est apparaît comme une combinaison entre une réponse retardée au changement de l'insolation locale couplée à la mémoire à long terme de l'Océan Austral. Les variations abruptes de la concentration relative des diatomées, indiquant des changements climatiques rapides, se superposent à la tendance à long terme de l'Holocène. L'analyse spectrale met en évidence des fréquences significatives autour de 1600 ans, 1250 a, 1050 a, 570 a, 310 a, 230 a, 150–125 a, 110 a, 90 a, et 66 a. Ces périodes sont très proches des fréquences solaires, mis à part les fréquences à 310 et 1250 ans, qui seraient attribuées au système climatique. L'analyse indique des instationarités dans les fréquences. Les changements rapides du climat aux hautes latitudes Sud peuvent s'expliquer par une combinaison de forçage externe (solaire) et interne (circulation thermohaline).



Holocene long- and short-term climate changes off Adélie Land, East Antarctica

X. Crosta

UMR-CNRS 5805 EPOC, Avenue des Facultés, F-33405 Talence, France (x.crosta@epoc.u-bordeaux1.fr)

M. Debret

Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement, BP 96, F-38402 St Martin d'Heres, France

D. Denis

UMR-CNRS 5805 EPOC, Avenue des Facultés, F-33405 Talence, France

M. A. Courty

UMR 5198, CNRS-IPH, F-66720 Tautavel, France

O. Ther

UMR-CNRS 5805 EPOC, Avenue des Facultés, F-33405 Talence, France

[1] Diatom data from a marine sediment core give insight on Holocene changes in sea-surface conditions and climate at high southern latitudes off Adélie Land, East Antarctica. The early to mid-Holocene was warmer than the late Holocene with a transition at ~4000 calendar years B. P. Sea ice was less present and spring-summer growing season was greater during the warm period relative to the cold one, thus limiting sea ice diatom production and favoring more open ocean diatom to develop. The long-term Holocene climatic evolution in East Antarctica is explained by a combination of a delayed response to local seasonal insolation changes coupled to the long memory of the Southern Ocean. Abrupt variations of the diatom relative abundances, indicating rapid climate changes, are superimposed to the Holocene long-term trends. Spectral analyses calculate robust frequencies at ~1600 a (where “a” is years), ~1250 a, ~1050 a, ~570 a, ~310 a, ~230 a, ~150–125 a, ~110 a, ~90 a, and ~66 a. Such periods are very close to solar activity cyclicities, except for the periods at ~310 a and ~1250 a, which are close to internal climate variability cyclicities. Wavelet analyses estimate the same periods but indicate nonstationary cyclicities. Rapid climate changes at high southern latitudes may therefore be explained by a combination of external (solar) and internal (thermohaline circulation) forcings.

Components: 9422 words, 8 figures.

Keywords: Antarctica; sea ice; Holocene; insolation; thermohaline circulation.

Index Terms: 9310 Geographic Location: Antarctica (4207); 4901 Paleoceanography: Abrupt/rapid climate change (1605); 4936 Paleoceanography: Interglacial.

Received 12 June 2007; **Revised** 10 October 2007; **Accepted** 23 October 2007; **Published** 30 November 2007.

Crosta, X., M. Debret, D. Denis, M. A. Courty, and O. Ther (2007), Holocene long- and short-term climate changes off Adélie Land, East Antarctica, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 8, Q11009, doi:10.1029/2007GC001718.

1. Introduction

[2] Marine records [Leventer *et al.*, 1996; Hodell *et al.*, 2001; Taylor *et al.*, 2001; Brachfeld *et al.*, 2002; Presti *et al.*, 2003; Cunningham *et al.*, 1999; Nielsen *et al.*, 2004] and glacial records [Masson *et al.*, 2000; Masson-Delmotte *et al.*, 2004] indicate a warmer early to mid-Holocene and a colder late Holocene. The transition between the warmer Hypsithermal and the colder Neoglacial is found to be more or less abrupt depending on the study area and the proxy used. However, no consensus has been reached about forcing factors of Holocene long-term climate trends at high southern latitudes. The long-term climate evolution at southern latitudes was explained as a response to the decreasing summer insolation at high northern latitudes [Nielsen *et al.*, 2004] or to the decreasing annual mean meridional insolation gradient in the Southern Hemisphere [Masson *et al.*, 2000]. Both mechanisms impact heat transport via their influence on the thermohaline circulation to or from the Southern Ocean. More recently, a modeling experiment demonstrated that long-term climate trends in the Southern Ocean more likely result from a delayed response to local orbital forcing with temperatures lagging seasonal insolation by a few months and winter storage of oceanic warmth below the shallow summer mixed layer [Renssen *et al.*, 2005].

[3] Similarly, marine and glacial records indicate Holocene rapid climate changes at decadal-to-millennial timescales. Little is known about the forcing mechanisms of rapid climate changes in the Southern Ocean because of the lack of high-resolution records, especially in the marine environment. Millennial cycles were related to regional climate change over Antarctica [Masson *et al.*, 2000] involving the strength and extent of the polar vortex [Delmonte *et al.*, 2005]. Similar cycles were found in the South Atlantic possibly indicating a link between Antarctic climate and lower latitudes [Nielsen *et al.*, 2004]. Centennial climate changes of 200–300 a (where “a” is years) [Leventer *et al.*, 1996] and 200 a [Delmonte *et al.*, 2005] were noted to possibly result from solar activity. There is however not enough overlap between the recorded periods and solar activity cyclicities to define a casual relationship. Additionally, internal climate variability involving rapid shifts of the Southern Ocean thermohaline circulation, with periods of 320–360 a and 1060–1100 a, and known as the “Southern ocean flip-flop oscillator” [Pierce *et al.*, 1995; Drijfhout *et al.*, 1996; Osborn, 1997] exists.

[4] We present here a high-resolution diatom record from core MD03-2601 retrieved on the Antarctic Continental Shelf off Adélie Land and covering the 9000–1000 years B. P. period. One diatom species group, *Fragilariopsis curta*, is intimately linked to sea ice presence [Armand *et al.*, 2005] while the other species, *Fragilariopsis kerguelensis*, thrives in the open ocean and is rare when sea ice is present during the growing season [Crosta *et al.*, 2005a]. These diatom species therefore were used as proxies to document surface temperatures and sea ice conditions, with a 10 to 20 a resolution in core MD03-2601. Sea ice is one of the fastest reacting, most seasonal geophysical parameter on Earth’s surface. Its seasonal cycle is strongly dependent on water temperature, surface air temperatures and wind activity [Ackley, 1980] and to incoming solar energy [Comiso, 2003; Haas, 2003]. It is therefore sensible to investigate past sea ice dynamics to better understand the driving mechanisms of Holocene climate change at high southern latitudes.

2. Material and Methods

2.1. Material

[5] Piston core MD03-2601 was retrieved during MD130 - Images X cruise (CADO – Coring Adélie Diatom Oozes) in February 2003 on board R.V. Marion Dufresne II with the logistic support of the French IPEV (Institut Paul Emile Victor). Core MD03-2601 was retrieved at 66°03.07’S, 138°33.43’E in 746 m water depth in one of the small depressions composing the D’Urville Trough (Figure 1). The Trough incises the shelf out to the shelf break and is bounded to the east by the Adélie Bank and to the west by the Dibble Bank. The trough has an average depth of 600–700 m and consists of a series of small depressions reaching a maximum depth of 900–1000 m [De Santis *et al.*, 2003]. These depressions act as funnels, which focus the phytoplankton cells (mainly diatoms [Wright and van den Enden, 2000]) produced in the area, thereby increasing their preservation efficiency. Core MD03-2601 is composed of diatom ooze alternating between structureless greenish ooze and green-to-dark green laminations of millimeter to centimeter thickness.

2.2. Stratigraphy

[6] Nine radiocarbon dates were performed on the green material humic fraction of bulk organic matter at the Leibniz Laboratory, Kiel, Germany. Raw ¹⁴C dates were calibrated to calendar ages

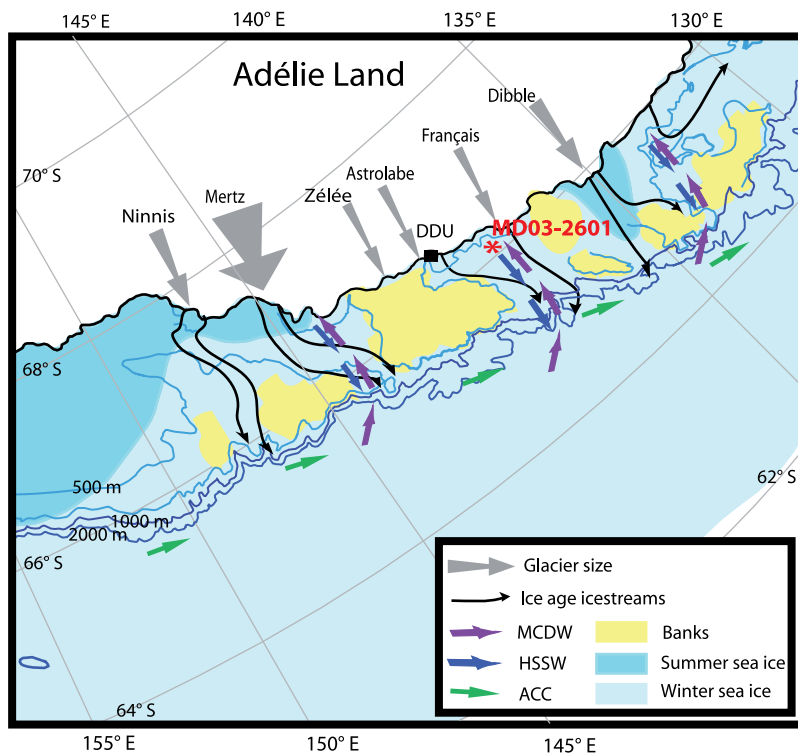


Figure 1. Map showing the location of core MD03-2601 and the bathymetry and the oceanography of the Adélie Land region.

using Bard's polynome [Bard *et al.*, 1998] after applying a 1300 a reservoir age effect [Ingólfsson *et al.*, 1998]. Calibration using another polynome [Stuiver *et al.*, 1998a] provides very similar calendar ages with associated errors of ± 100 a at 1σ . Radiocarbon concentration in the Southern Ocean is dominated by the upwelling of Circumpolar Deep Waters at the Antarctic Divergence, which induces an older average reservoir age than the global ocean mean. Circum-Antarctic studies of living mollusks showed that the average correction for reservoir age is 1100–1400 ^{14}C a [Stuiver *et al.*, 1981; Björck *et al.*, 1991; Gordon and Harkness, 1992; Berkman and Forman, 1996]. The correction for marine reservoir age at high southern latitudes is generally 1300 ^{14}C a [Ingólfsson *et al.*, 1998] except in semi-closed bay systems where the correction can be as high as 2600 ^{14}C a [Adamson and Pickard, 1986; Taylor and McMinn, 2001] due to input of depleted ^{14}C CO_2 from melting ice and presence of perennial sea ice. Given the location of core MD03-2601 and the oceanography of the area, there is no reason to use a marine reservoir age older than 1300 a.

[7] In core MD03-2601, two samples at 998 cm and 1498 cm yield older dates than expected from the distribution pattern of the other dates (Figure 2). The resulting higher sedimentation rate between these depths is spurious because of congruent low values of the focusing factor and low numbers of laminations [Denis *et al.*, 2007]. Rather than an increase in the sedimentation rate these two dates indicate a greater input of old carbon, possibly in relation to the 4000 years B. P. meteoritic impact [Courty *et al.*, 2007]. A linear regression ($r^2 = 0.98$) was therefore applied to the nine radiocarbon dates to minimize biases due to old carbon input. The seven other dates closely follow the regression line (Figure 2).

[8] Additional support for using a correction of 1300 a and applying a regression line to the nine dates is provided by the indication of the 4000 years B. P., or 4470 calendar years B. P., meteoritic impact at 1440–1400 cm in core MD03-2601. Exogene material typical of the 4000 years B. P. impact is abundant between 1440 cm and 1400 cm and subsequently diluted by hemipelagic material up-core until 1000 cm [Courty *et al.*, 2007]. This external control point falls in line with the regres-

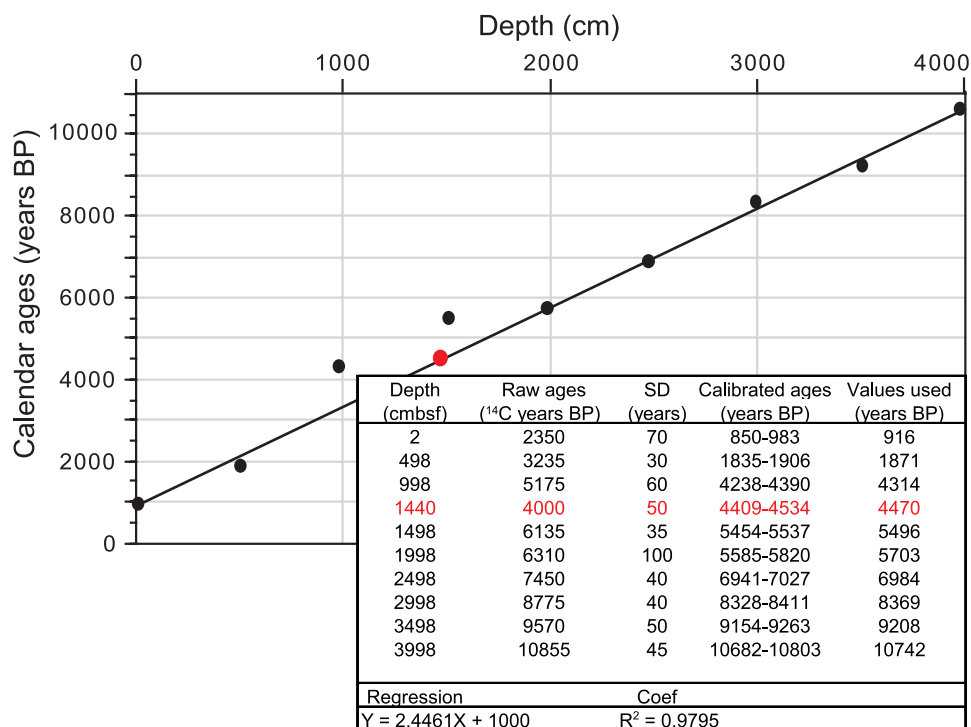


Figure 2. Calibrated radiocarbon ages versus depth in core MD03-2601. Radiocarbon ages were calibrated using Bard's polynome [Bard *et al.*, 1998] and assume a constant reservoir age of 1300 a [Ingólfsson *et al.*, 1998]. Black dots represent radiocarbon dates performed on humic acids. The red dot represents the depth at which the 4000 yr B. P. meteoritic impact was evidenced [Courty *et al.*, 2007].

sion line (Figure 2, red dot), thus supporting the ¹⁴C-based stratigraphy.

[9] The core covers the 9000–1000 calendar years B. P. (cal yr B. P.) period with an average sedimentation rate of 0.4 cm.a⁻¹ (Figure 2), in agreement with early investigations of East Antarctica sediments [Domack, 1988].

2.3. Diatom Analysis

[10] Diatom identification was performed every 4 to 8 cm providing a 10–20 a resolution. Samples were prepared and analyzed according to the technique described by Rathburn *et al.* [1997]. Diatom counts followed Schrader and Gersonde [1978] and Laws [1983]. Around 350 diatom valves were counted in each sample at a magnification of 1250. Diatoms were identified to species or species group level, and the relative abundance of each was determined as the fraction of diatom species against total diatom abundance in the sample. More details about slide preparation, diatom identification and statistical treatment are described by Crosta *et al.* [2004].

2.4. Spectral Analysis

[11] Two software programs of spectral analysis, Wavelet [Torrence and Compo, 1998] and Redfit 3.8 [Schulz and Muldesee, 2002], were used to decipher information from the diatom records in the frequency domain. Wavelet analyses were performed on the whole time series (9000–1000 years B. P.) whereas Redfit was applied separately on the Hypsithermal (9000–3900 years B. P.) and Neoglacial (3900–1000 years B. P.) periods as the Fourier transform is disturbed by the sharp jump in diatom relative abundances at the Hypsithermal-Neoglacial transition.

[12] The climatic system is typical example of nonstationary processes, in which frequency content and statistical properties change through time. Wavelet analysis (WA) presents the advantage of describing nonstationarities, i.e., discontinuities, changes in frequency or magnitude [Torrence and Compo, 1998]. Redundancy of the continuous wavelet transform is used to produce a time/frequency or time/scale mapping of power distribution, called the local wavelet spectrum (or scalogram). As a major advantage with respect to

classical Fourier analysis, the local wavelet spectrum allows direct visualization of the changing statistical properties in stochastic processes with time. A wave number of 10 was used, this choice offering a good trade-off between frequency and temporal resolution for the time series analyzed herein. To avoid edge effects and spectral leakage that are produced by the finite length of the time series, all series were zero-padded to twice the data length. However, zero-padding causes the lowest frequencies near the edges of the spectrum to be underestimated as more zeros enter the series. The area delineating this region is known as the cone of influence and marks those parts of the spectrum where energy bands are likely to be less powerful than they actually are because edge effects are becoming important.

[13] Redfit 3.8 is based on a Lomb-Scargle Fourier transform combined with a Welch-Overlapped-Segment-Averaging procedure for consistent spectral estimates [Schulz and Muldese, 2002]. Redfit has two advantages. First, it works with unevenly spaced time series which avoid tapering of high frequencies. Second, it estimates the red-noise spectrum which allows the identification of significant frequencies. Spectral analysis was performed with 1000 Monte-Carlo simulations, an oversampling factor of 4 for the Fourier transform, four segments with a 50% overlapping, and a Welch window-type. Red-noise spectrum of 90% was selected to highlight significant frequencies.

3. Results and Discussion

3.1. Reconstruction of Antarctic Paleoclimate Using Diatoms

[14] Antarctic sea ice diatom populations are largely represented by *Fragilariopsis* species with *Fragilariopsis curta* and *F. cylindrus* (the *F. curta* group hereafter) as the dominant taxa. Sediment traps experiments have shown that relative abundances of the *F. curta* group in the phytoplankton increase southward with increasing sea ice cover and decreasing temperature [Gersonde and Zielinski, 2000]. Similarly, investigation of surface water samples between New Zealand and the Ross Sea demonstrated increasing abundances of the *F. curta* group during spring with increasing sea ice concentration [Burckle et al., 1987]. *Fragilariopsis curta* develops at the retreating sea ice edge in relatively stable and nutrient-rich environments. The surface water seasonal production results in a southward positive gradient of the *F. curta* group in

surface sediment at the basin scale [Zielinski and Gersonde, 1997; Armand et al., 2005] and at the local scale [Leventer, 1992]. Investigation of the sediment micro-structure in core MD03-2601 confirmed the spring occurrence of the *F. curta* group and its greater occurrence during the colder Neoglacial period that during the warmer Hypsithermal period during which cryophilic *Fragilariopsis* are mainly represented by *F. rhombica* [Denis et al., 2006]. It is therefore believed that higher relative abundances of the *F. curta* group in sediments indicate reduced growing season due to denser sea ice cover and late waning. Relative abundances of the *F. curta* group have been successfully used to reconstruct presence of sea ice during the late Pleistocene through qualitative [Gersonde and Zielinski, 2000] or transfer function [Crosta et al., 2004] approaches.

[15] The Southern Ocean plankton is dominated by *F. kerguelensis* which achieves its highest abundances during summer just south of the Polar Front [Kozlova, 1962, 1966; Froneman et al., 1995]. Low occurrences of this diatom have been observed along the Antarctic Coast [Gersonde, 1984; Fenner et al., 1976] consistent with a growing season that is too short to allow *F. kerguelensis* to bloom. The resulting surface sediment distribution of *F. kerguelensis* reflects its production in surface waters with highest abundances south of the Polar Front and decreasing abundances both northward and southward [Crosta et al., 2005a; Cortese and Gersonde, 2007]. Investigation of the sediment micro-structure in core MD03-2601 demonstrated the summer occurrence of *F. kerguelensis* and the greater occurrence during the warmer Hypsithermal period that during the colder Neoglacial period [Denis et al., 2006]. It is believed that a longer growing season during the Hypsithermal, a function of the early retreat and late waxing of sea ice promoted *F. kerguelensis* to become more abundant.

3.2. Diatom Records

[16] The records of the *F. curta* group and *F. kerguelensis* are strongly anti-correlated giving a correlation coefficient of 0.6 and present a strong amplitude shift in relative abundances at the Hypsithermal-Neoglacial transition (Figures 3a and 3b). The anti-correlation results from the opposite ecological preferences of the two taxa. The jump results from the loss or gain of competitiveness of one species in response to changing environmental conditions, especially in sea surface temperature

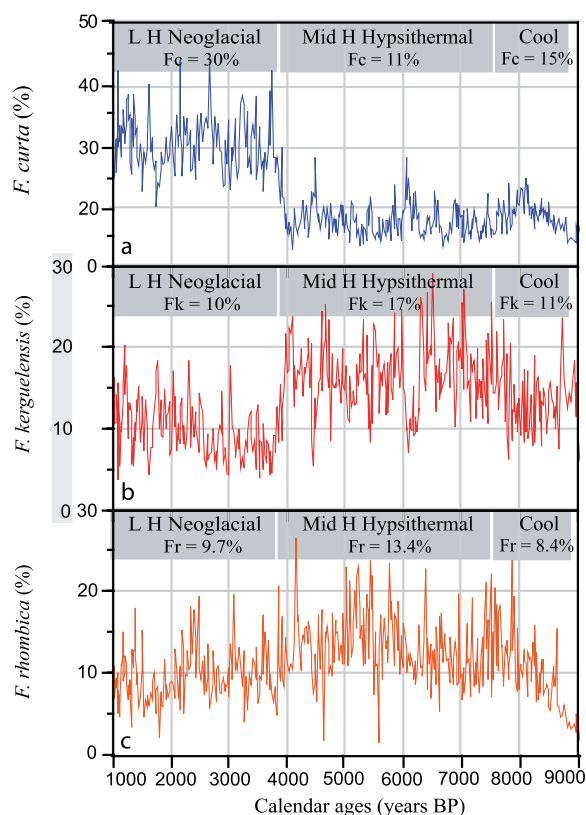


Figure 3. Relative abundances of (a) the *Fragilariopsis curta* group and (b) *F. kerguelensis* and (c) *F. rhombica* versus calendar ages in core MD03-2601. Mean abundances of the three species are reported for each climatic period. Fc, *F. curta*; Fk, *F. kerguelensis*; Fr, *F. rhombica*; LH, late Holocene; Mid H, mid Holocene.

and sea ice cover. The diatom records must be approached on two scales: the Holocene long-term scale and the decadal-to-millennial scale.

3.2.1. Holocene Long-Term Trends

[17] At the long-term scale, the Holocene can be separated in three distinct periods. Between 8700 cal yr B. P. and 7700 cal yr B. P., both the *F. curta* group and *F. kerguelensis* present relative abundances around 10–15% (Figures 3a and 3b). Between 7700 cal yr B. P. and 3900 cal yr B. P., the *F. curta* group shows abundances around 10% while *F. kerguelensis* shows abundances around 15–20%. Between 3900 cal yr B. P. and 1000 cal yr B. P., the *F. curta* group represents 25–35% of the total diatom assemblage while *F. kerguelensis* represents 5–15% of the assemblage. These patterns indicate cooler conditions during the 8700–7700 cal yr B. P. period, warmer conditions during the 7700–3900 cal yr B. P. period and colder con-

ditions during the 3900–1000 cal yr B. P. period. The transition between the Hypsithermal and the Neoglacial periods appears very abrupt in the diatom records (Figures 3a and 3b). This jump may be related to a threshold in the diatom ecological response to a small climate change. Today, the surface water temperature is around 0.5°C and sea ice covers the region around 9 months per year. These conditions represent the upper ecological limit for *F. curta* and the lower ecological limit for *F. kerguelensis*. Indeed, *F. curta* relative abundances in 228 modern surface sediments from the Southern Ocean are maximum between 0°C and 0.5°C and decrease abruptly above 1°C [Armand *et al.*, 2005]. *Fragilariopsis kerguelensis* relative abundances in modern sediments are conversely highest between 1°C and 6°C and decrease sharply below 1°C [Crosta *et al.*, 2005a]. A small sea-surface temperature change across the 1°C boundary, and associated sea ice conditions, will therefore completely change the diatom species dominating the siliceous assemblage. Evaluating relative abundances of *F. curta* and *F. kerguelensis* during the Hypsithermal and Neoglacial periods based on their distribution in modern surface sediments [Armand *et al.*, 2005; Crosta *et al.*, 2005a] allows us to estimate a ~1°C cooling and ~1 month increase in sea ice cover at the Hypsithermal-Neoglacial transition. This is confirmed by model output which estimates that spring temperatures were ~1.5°C warmer during the Hypsithermal than the Neoglacial [Renssen *et al.*, 2005]. Warmer spring temperatures are unfavorable to *F. curta* that become less competitive relative to *F. rhombica* in such conditions [Armand *et al.*, 2005]. The faster sea ice melting increased the length of the summer season [Denis *et al.*, 2006], thus allowing *F. kerguelensis* to build up greater biomass. The situation is reversed for the Neoglacial period with colder spring temperatures and shorter summer season favorable to *F. curta* production relative to *F. rhombica* and *F. kerguelensis* (Figure 3).

[18] The diatom records confirm the climatic interpretations based on the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ record in core MD03-2601 [Crosta *et al.*, 2005b]. They are also in agreement with climatic interpretations based on temperature anomalies recorded at EPICA Dome C [Masson-Delmotte *et al.*, 2004], on sea-surface temperatures reconstructed for the Southern Atlantic [Nielsen *et al.*, 2004] and on magnetic susceptibility changes from the Antarctic Peninsula [Brachfeld *et al.*, 2002], all records showing a similar cool event during the early Holocene, a warm mid-Holocene and a cold late Holocene.

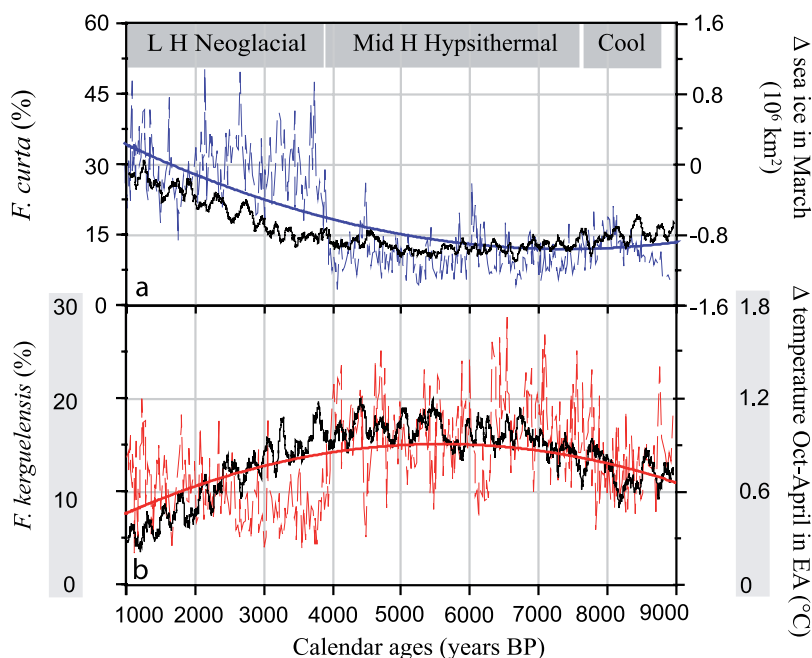


Figure 4. Relative abundances of (a) the *Fragilariopsis curta* group (blue dotted line) and (b) the *Fragilariopsis kerguelensis* (red dotted line) versus calendar ages in core MD03-2601. Polynomial regressions indicate the Holocene first-order evolution for the *F. curta* group (Figure 4a, blue solid line) and the *F. kerguelensis* (Figure 4b, red solid line) and are compared to simulated time series of the March sea ice area (Figure 4a, black line) and the October-to-April temperature for East Antarctica over the last 9000 a (Figure 4b, black line), plotted as deviation from the preindustrial mean [Renssen *et al.*, 2005].

Timing of the climatic periods is however not in phase in the different regions, which may reflect intrinsic discrepancies in core stratigraphies, core resolutions and proxies, or different climate regional evolution. A recent model experiment relates the earlier Holocene warming in West Antarctica to a stronger sea ice reduction in the western sector of the Southern Ocean than in the eastern sector [Renssen *et al.*, 2005]. The 9000-yr transient experiment also estimates a mid-Holocene warm phase surrounded by cooler early and late Holocene periods.

[19] The summer sea ice area quantified by the model [Renssen *et al.*, 2005], presented as a difference from the preindustrial mean, is compared to relative abundances of the *F. curta* group over the last 9000 cal years. Summer sea ice cover was lower than today during the 7500–4000 cal yr B. P. period when it started increasing to reach its preindustrial values ~1000 a ago (Figure 4a, black line). The sharp jump in *F. curta* relative abundances at 3900 yr B. P. precludes a direct comparison with summer sea ice area. We therefore applied a polynomial regression to extract the first order long-term trend in *F. curta* abundances (Figure 4a, blue solid line). The long-term evolution of the *F. curta*

group is very similar to summer sea ice area with lower diatom occurrence during the Hypsithermal (7700–3900 cal yr B. P.) when summer sea ice is less present and with greater diatom abundances during the Neoglacial (3900–1000 cal yr B. P.) when summer sea ice is more extended.

[20] The reconstructed surface temperatures for the spring-summer season [Renssen *et al.*, 2005] are compared to *F. kerguelensis* relative abundances over the last 9000 cal yr B. P. Surface temperatures were ~1°C warmer during the 7500–3800 cal yr B. P. period they started decreasing to reach their preindustrial values ~1000 a ago (Figure 4b, black line). The long-term trend of *F. kerguelensis* abundances (Figure 4b, red solid line) presents a similar evolution than the spring-summer temperature trend with higher occurrence during the Hypsithermal (7700–3900 cal yr B. P.) when temperatures are warmer and lower abundances during the Neoglacial (3900–1000 cal yr B. P.) when temperatures are cooler.

[21] The Holocene long-term trends in sea ice area and surface temperatures are explained by a combination of a delayed response to local orbital forcing with temperatures lagging seasonal insola-

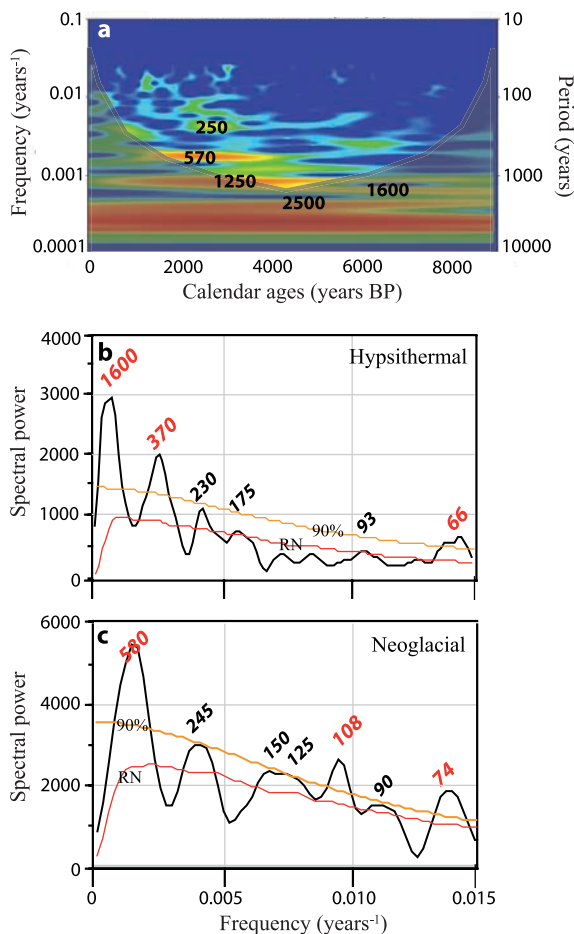


Figure 5. Spectral analyses of the *F. curta* gp relative abundances. (a) Wavelet analysis for the whole Holocene, (b) Redfit analysis for the Hypsithermal period, and (c) Redfit analysis for the Neoglacial period. Significant cycles (red values) are identified as peaks crossing the red noise (RN) and 90% confidence level lines.

tion by few months and winter storage of oceanic warmth below the shallow summer mixed layer until the next winter thus producing year-round warm conditions at high southern latitudes [Renssen *et al.*, 2005]. Sea ice is not a simple passive parameter responding to climate changes. At each step, sea ice acts as a strong amplifying factor through albedo and insulation feedbacks.

[22] Holocene long-term changes were previously explained through connections to summer insolation at high northern latitudes [Nielsen *et al.*, 2004], through the annual mean meridional insolation gradient in the Southern Hemisphere [Masson *et al.*, 2000] or through the seasonal difference in insolation [Lamy *et al.*, 2002]. The diatom records in core MD03-2601 support a more

direct driver of Holocene long-term climate evolution at high southern latitudes in which local insolation modulated by local feedbacks is the central process.

3.2.2. Short-Term Changes

[23] The two diatom records show high amplitude variations at several shorter timescales. Amplitudes are up to 15% for centennial timescales and up to 10% for decadal timescales in both records (Figure 3). Variability of each species is greater when the contribution of that species is higher. Spectral and wavelet analyses were therefore performed (1) to determine periodicities of diatom relative abundance variations, (2) to determine whether the cyclicities are persistent throughout the Holocene, and (3) to determine what forcings may trigger the observed rapid changes.

3.2.2.1. Spectral Analyses of the Diatom Records

[24] Wavelet analyses were performed on the total data set while Redfit analyses were performed on the Neoglacial and Hypsithermal periods. For the Hypsithermal, wavelet analysis of the *F. curta* group estimates only one significant period centered at ~ 1600 a (Figure 5a). The same period is also evidenced by Redfit along with a set of shorter periods. Significant periods at the 90% confidence level appear at ~ 370 a and ~ 66 a while additional periods above the red noise appear at ~ 230 a, ~ 175 a and ~ 93 a (Figure 5b). For the Neoglacial, wavelet analysis calculates periods at ~ 1250 a, ~ 570 a and ~ 250 a (Figure 5a). The ~ 1250 a cyclicity is not estimated by Redfit because of its nonstationary state. Conversely, Redfit identifies periods at ~ 580 a, ~ 108 a and ~ 74 a at the 90% confidence level and periods at ~ 245 a, 150–125 a and ~ 90 a above the red noise (Figure 5c).

[25] For the Hypsithermal, wavelet analysis of *F. kerguelensis* relative abundances calculates ~ 1600 a, ~ 1050 a, ~ 570 a and ~ 320 a (Figure 6a). Redfit also identifies cyclicities at ~ 1600 a and ~ 575 a accompanied by several shorter periods at ~ 310 a and ~ 110 a significant at the 90% confidence level and additional periods at ~ 240 a, ~ 160 a and ~ 86 a above the red noise (Figure 6b). For the Neoglacial, wavelet analysis estimates periods at ~ 580 a and ~ 280 a (Figure 6a). Redfit similarly identifies the period at ~ 270 a along with shorter cyclicities at ~ 170 a and ~ 110 a (Figure 6c). All periods are significant at the 90% confidence level.

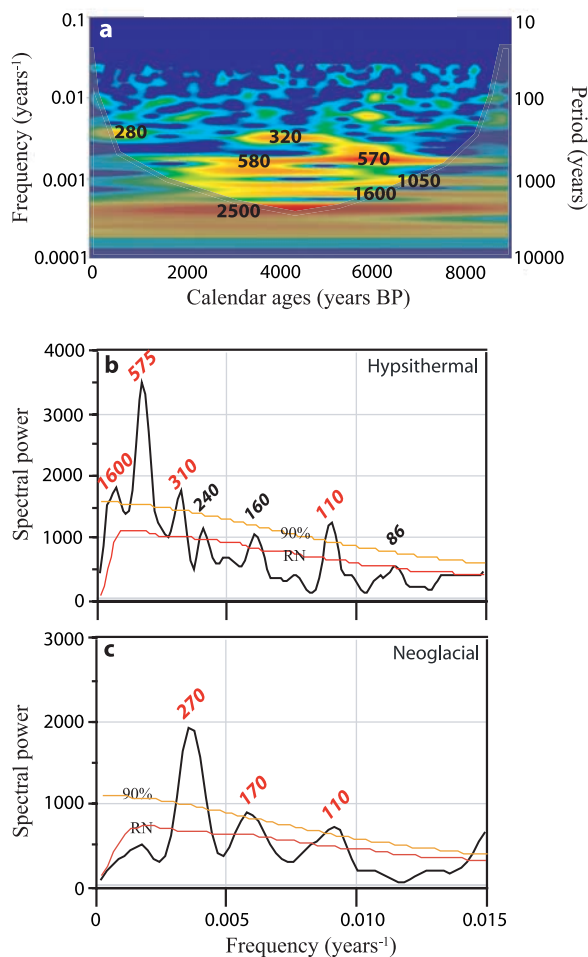


Figure 6. Spectral analyses of *F. kerguelensis* relative abundances. (a) Wavelet analysis for the whole Holocene, (b) Redfit analysis for the Hypsithermal period, and (c) Redfit analysis for the Neoglacial period. Significant cycles (red values) are identified as peaks crossing the red noise (RN) and 90% confidence level lines.

[26] During the Hypsithermal, changes *F. kerguelensis* abundance are up to 15–20% while changes in *F. curta* occurrence is only 5–10%. The situation is reversed for the Neoglacial period with variations of greater amplitude for the *F. curta* group than for *F. kerguelensis*. Cyclicities calculated on *F. kerguelensis* relative abundances during the Hypsithermal and periods estimated on occurrence of the *F. curta* group during the Neoglacial therefore appear more robust. Very consistent cyclicities at ~580 a, ~240 a, ~150 a, ~110 a, ~90 a and ~75 a are thence calculated for both climatic periods. Cyclicities at ~1600 a, ~1050 a and ~310 a are only present during the Hypsithermal

while a period at ~1250 a is only present during the Neoglacial.

3.2.2.2. Coherency With Solar Activity Cycles

[27] Local cyclic climate changes, as recorded by the diatom assemblages in core MD03-2601, are very similar to known periods of solar activity. A maximum entropy method applied to a Holocene tree ring $\Delta^{14}\text{C}$ record from North America shows periodicities of 805 a, 385 a, 232 a, 208 a, 131 a, 105 a and 88 a [Damon and Sonnett, 1991]. Similarly, a multitapered method applied to the ^{14}C production rate recorded in Irish bog trees yields periodicities of 860 a, 500 a, 358 a, 291 a, 228 a, and 209 a [Turney et al., 2005].

[28] For confirmation of solar activity periodicities and for harmonization with our own results, we applied both wavelets and Redfit to the $\Delta^{14}\text{C}_{\text{residual}}$ record [Stuiver et al., 1998b]. Spectral analyses were performed on the whole Holocene record as not abrupt step exists in the radiocarbon record. Wavelet analysis identifies periods of ~1600 a, ~950 a and ~550 a during the Hypsithermal and a period of ~550 a during the Neoglacial (Figure 7a). Redfit calculates periods at ~930 a, ~540 a, ~350 a, ~230–205 a, ~150–125 a, ~105 a, ~88 a and ~68 a (Figure 7b). Such cyclicities are very close to the periods identified from the composite diatom record, except for the period at ~1250 a restricted to the Neoglacial.

[29] Within the accuracy of our radiocarbon chronology, our results thus indicate cyclic climate changes at decadal-to-centennial scales in coincidence with known solar cycles. This similarity suggests that a link may be likely between solar activity and the ultimate geophysical parameter influencing diatom production at high southern latitudes, namely sea ice cover and seasonal cycle.

[30] A few studies from Antarctica [Masson et al., 2000; Delmonte et al., 2005] and the Southern Ocean [Domack et al., 1993; Leventer et al., 1996; Domack and Mayewski, 1999; Nielsen et al., 2004] have inferred a solar forcing of local climate during the Holocene, and they were generally restricted to pluri-centennial periodicities because of the lack of high accumulation sites. However, two studies indicate pluri-decadal cyclicities. Spectral analysis of diatom-based sea-surface temperatures in the Polar Front Zone of the South Atlantic identified periods of 1220 a, 1070 a, 400 a and 150 a [Nielsen et al., 2004]. Spectral analysis of the variability in clay and medium-silt content over the last 9000 years B. P. in one core from the Antarctic Peninsula

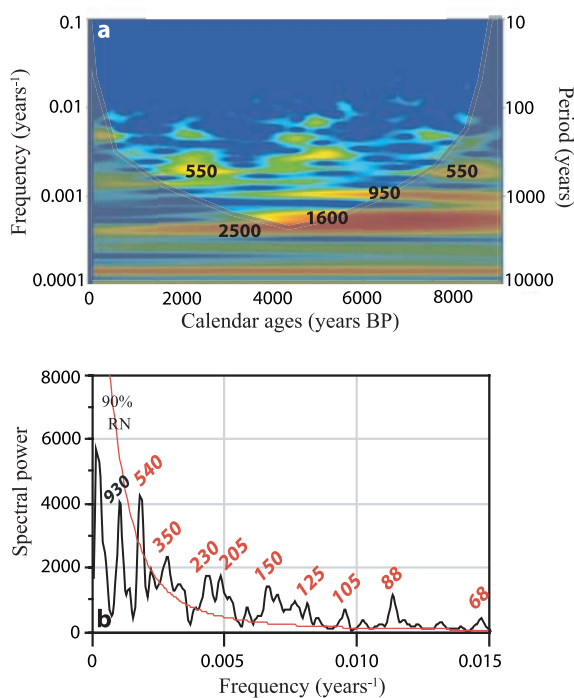


Figure 7. Spectral analyses of the $\Delta^{14}\text{C}_{\text{residual}}$ [Stuiver et al., 1998b]. (a) Wavelet analysis and (b) Redfit analysis for the whole Holocene. Significant cycles (red values) are identified as peaks crossing the red noise (RN) and 90% confidence level lines.

however demonstrated cycles at 400 a, 200 a, 100 a and 70 a and were related to solar or multidecadal forcing [Warner and Domack, 2002]. The presence of high-resolution records outside the Southern Ocean confirm our own results and provide a more global view of rapid cyclic climate change. A long-term Tasmanian tree ring record of warm season temperatures presents significant periods of 77–80 a and 200 a [Cook et al., 1996] possibly attributed to solar activity. Many studies from the Northern Hemisphere [Poore et al., 2003; Mayewski et al., 2004] and particularly from the northern high latitudes [Campbell et al., 1998; Sarnthein et al., 2003; Hu et al., 2003] highlight the Sun-Earth relations at decadal-to-centennial timescales. Therefore a solar forcing of rapid climate changes at high latitudes during the Holocene is plausible, although the Sun-Earth relation is not always well expressed depending on the reconstructed parameter and the location of the cores.

3.2.2.3. Possible Amplifying Mechanisms of Solar Activity

[31] Energy changes associated with solar activity are small amounting 0.1% (0.34 W.m^{-2}) during the

11 a cycle [Friis-Christensen, 2000], 0.2% to 0.6% (0.7 W.m^{-2} to 2 W.m^{-2}) on secular cycles [Lean and Rind, 1998; Mendoza, 1997], and 1.3% (4 W.m^{-2}) on the Holocene timescale [Renssen et al., 2006]. The question to address is how the climate system reacts to changes in solar forcing. Amplifying feedbacks are necessary to explain the amplitude of the climate response. Two possible mechanisms have been postulated, both of them working through atmospheric processes. They may work alone or in concert, and are superposed to other climate forcing and internal climate variability [Rind, 2002] to introduce additional climate variability around the average climate conditions prevailing during the Neoglacial and the Hypsithermal.

[32] The first feedback mechanism involves UV radiations and ozone production. Solar spectral irradiance fluctuations are proportionally larger at short wavelengths and UV radiation carries $\sim 20\%$ of the total solar energy variability [Lean, 1991]. During solar maxima, more UV radiation is absorbed by the stratospheric ozone hence raising the temperature and producing stronger winds in the lower stratosphere that subsequently penetrate in the troposphere where they lead to a relocation of storm tracks and pressure cells [Shindell et al., 1999] (Figure 8). More recurrent storms and poleward distribution of low pressure cells may enhance the mechanical break-up of the sea ice [Enomoto and Ohmura, 1990; Simmonds, 1996]. Strong variations in the number of storms reaching the Adélie Land have been observed at the pluri-annual timescale during the Holocene [Denis et al., 2006]. Additionally, penetration of the stratospheric warm temperature anomaly of few tenths of a degree Kelvin into the lower troposphere [Shindell et al., 1999] may reduce sea ice freezing. Both processes therefore alter the sea ice seasonal cycle and the biosiliceous production toward less cryophilic and more open ocean diatoms. Conversely, solar minima induce less storms, equatorward displacement of the low-pressure cells and injection of a cool temperature anomaly into the lower troposphere leading to later sea ice break-up and earlier freezing. A shorter growth season implies more cryophilic and less open ocean diatoms.

[33] The second feedback involves the cosmic ray flux and cloud cover. The net forcing of the global cloud cover has been estimated at $17\text{--}35 \text{ W.m}^{-2}$ cooling due to greater occurrence of low clouds (cooling) than high clouds (warming), which makes global cloud cover a very effective ampli-

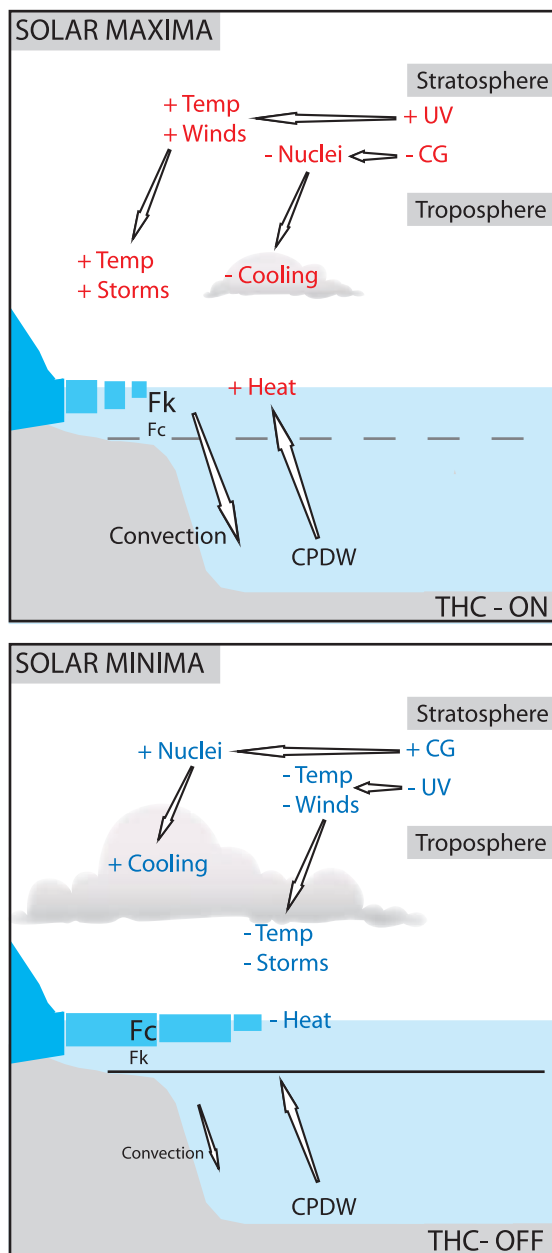


Figure 8. Conceptual model of processes affecting sea ice extent, and subsequently diatom production, during (top) solar maxima and THC-ON states and (bottom) solar minima and THC-OFF states. Fc, *F. curta*; Fk, *F. kerguelensis*; CG, cosmic grains; CPDW, Circumpolar Deep Water; THC, thermohaline circulation.

fying mechanism for climate forcing [Svensmark, 2000]. The relationship between the intensity of the galactic cosmic rays and low cloud cover is still under debate, mainly about the handling of the observational data [Damon and Laut, 2004]. Some authors found that global cloud cover appears highly correlated with cosmic ray flux and anti-correlated with solar activity [Svensmark and

Friis-Christensen, 1997]. Other authors state that such relationship does not exist but prone that both cosmic rays and low cloud cover are tied to solar activity, thence showing a certain degree of correlation even if cosmic rays do not play any role in cloud formation [Laut, 2003]. It is believed that less cosmic particles reach the atmosphere during events of high solar activity, which decreases the amount of nuclei for cloud condensation thus reducing the cloud cover [Marsh and Svensmark, 2000] (Figure 8). Less cooling of the lower atmosphere is therefore expected during high solar irradiance anomaly. Conversely, more low clouds are expected during low solar activity thus providing additional cooling of the lower atmosphere. It is possible that temperature changes in the lower atmosphere due to cloud cover strongly affect sea ice formation in autumn and decay in spring when environmental conditions are chaotic and sea ice cover unconsolidated. Strong connection between the flux of cosmic rays and Earth's climate has been evidenced for at the millennial timescale over the last 200,000 a [Sharma, 2002; Christl et al., 2004].

3.2.2.4. Coherency With Internal Climate Variability

[34] Antarctic surface temperature and sea ice fields present cyclic variations at several periods. The Antarctic Circumpolar Wave [White and Peterson, 1996], the Antarctic Dipole [Yuan, 2004] and the Antarctic Oscillation [Silvestri and Vera, 2003] are mainly atmospheric manifestations with periods of 3–4 a. Longer cyclicities nest in the slow-reacting ocean that undergoes self-sustained oscillations with timescales of 320–360 a and 1060–1100 a [Pierce et al., 1995].

[35] Spectral analyses of the diatom records evidence periods at 310–370 and 1050 a during the Hypsithermal (Figures 5b and 6b) and 1250 a during the Neoglacial (Figure 5c). Such periods are very close to the above mentioned internal climate cyclicities. The two shorter cycles are also expressed in the $\Delta^{14}\text{C}_{\text{residual}}$ record. It is therefore possible that both external and internal forcing work together to amplify centennial-scale changes in surface temperature and sea ice cover as evidenced for the Northern Hemisphere [Renssen et al., 2006]. Conversely, the period at ~ 1250 a is not expressed in solar activity and it may result from internal climate variability alone.

[36] Similar cycles of 200–300 a were noted in down-core records of diatom abundances from the

Antarctic Peninsula and were related to solar activity [Leventer *et al.*, 1996]. Periods of high primary productivity are driven by the presence of a stabilized water column induced by weaker winds, thermal warming and sea ice melting. It is however possible that variation in diatom production are driven by cyclic changes in injection of warmer-than-local circumpolar water, thus promoting sea ice melting and surface water stratification.

[37] Indeed, the self-sustained oscillations involve strong variations in the Southern Ocean thermohaline circulation and the Antarctic Circumpolar Current strength [Drijfhout *et al.*, 1996; Osborn, 1997]. The “Southern Ocean flip-flop oscillator” purports movement between two steady states: one characterized by strong stratification, expanded sea ice cover and reduced convection, and the other characterized by weak stratification, reduced sea ice cover, strong convection and active thermohaline circulation. The 320–360 a and the 1060–1100 a cycles are coupled with the latter one being an amplification of the former period. The movement from one state to the other is related to the time necessary to reduce stratification in the Southern Ocean and to eventually reverse the density gradient, i.e., when deep waters become lighter than surface waters. When the Antarctic Ocean is stratified, the heat brought by the Circumpolar Deep Water accumulates in subsurface, which slowly decreases the vertical gradient until surface waters become denser than subsurface ones. Reduction of the density gradient is accompanied by greater vertical diffusion of heat that melts the sea ice cover [Pierce *et al.*, 1995] (Figure 8). Convection thence strongly increases and is compensated by the input of fresher and warmer water from the north that eventually sinks along with newly formed Antarctic Bottom Water and is advected eastward by the stronger Antarctic Circumpolar Current and ultimately in the global conveyor belt [Drijfhout *et al.*, 1996]. Diffusion of the accumulated heat to the atmosphere slowly cools subsurface waters, which increases again the density gradient and stabilizes the water column. Less heat is thus available to melt sea ice that expands again. The Antarctic Circumpolar Current weakens and the convection slows down reducing the thermohaline circulation and the propagation of the density anomaly.

[38] The bottom line of the above mentioned model experiments [Pierce *et al.*, 1995; Drijfhout *et al.*, 1996; Osborn, 1997] is that self-sustained oscillations induce cyclic variations in input of

warmer water and in resulting sea ice extent that are central to diatom production. During the Thermohaline-On state, convection brings warmer deep waters up which reduces sea ice cover [Pierce *et al.*, 1995]. This situation is detrimental to *F. curta* production but favorable for *F. rhombica* and *F. kerguelensis* development. The situation is reversed during the Thermohaline-Off state when the strong stratification promotes sea ice expansion and slower sea ice melting because of negligible input of warmer waters from below and from the north [Pierce *et al.*, 1995]. This situation is favorable to *F. curta* production at the expense of *F. rhombica* and *F. kerguelensis*.

4. Conclusion

[39] Diatom data from one core retrieved in the Adélie Trough, East Antarctica, document sea ice cover and sea surface temperature changes during the Holocene with a 10–20 a resolution. Diatoms, in agreement with model output, indicate that the mid-Holocene was $\sim 1\text{--}2^\circ\text{C}$ warmer than the late Holocene. Sea ice was present for 3–4 weeks less per year off Adélie Land during the Hypsithermal (7700–3900 cal yr B. P.) than the Neoglacial (3900–1000 cal yr B. P.). Its seasonal distribution was also certainly different. The Holocene long-term trends in sea ice area and surface temperatures are explained by a combination of a delayed response to local orbital forcing and the long memory of the Southern Ocean. The diatom data additionally show high amplitude variations at several shorter timescales. Spectral analyses estimate very consistent cyclicities at ~ 580 a, ~ 240 a, ~ 150 a, ~ 110 a, ~ 90 a and ~ 75 a for both climatic periods; cyclicities at ~ 1600 a, ~ 1050 a and ~ 310 a present only during the Hypsithermal; and a period at ~ 1250 a present only during the Neoglacial. Such cyclicities are very close to know periods of solar activity and internal climate variability, both forcing certainly acting together at congruent frequencies. It is however necessary to obtain similar high-resolution marine records from other Antarctic coastal areas to better assess the impact of solar and internal forcings. More specifically, because sea ice responds so quickly it is expected that its long-term evolution may be out-of-phase in East and West Antarctica but that short-term changes may be concomitant. Given the importance of Antarctic sea ice on the global climate, it is also essential to model sea ice seasonal cycles more precisely taking into account natural and anthropogenic forcing to better under-

stand whether its recent retreat [Curran *et al.*, 2003] is part of a natural cycle or deeply affected by human activity. The present study may serve as a basis to decipher the recent warming from the natural cyclicities, and thus to better constrain climatic and paleoclimatic models.

Acknowledgments

[40] We thank Hans Renssen, Raimund Muscheler, Michel Crucifix, Pieter Grootes, and Jean-Robert Petit for data and discussions. We are grateful to Nicolas Massei for assistance with the wavelets analyses. Extended thanks go to Amy Leventer and an anonymous reviewer for helpful comments that improved the manuscript. We personally thank people from the Images X (CADO) cruise and from the NSF-funded NBP0101 cruise for data and suggestions concerning the D'Urville Trough. Logistical support was provided by IPEV-TAAF. Financial support for this study was provided by the project TARDHOL through the national EVE-LEFE program (INSU-CNRS). This is EPOC contribution 1679.

References

- Ackley, S. F. (1980), A review of sea-ice weather relationships in the Southern Hemisphere, in *Proceeding of the Canberra Symposium: Sea Level, Ice, and Climatic Change*, edited by I. Allison, *IAHS Publ.*, 131, 127–159.
- Adamson, D., and J. Pickard (1986), Cenozoic history of the Vestfold Hills, in *Antarctic Oasis: Terrestrial Environments and History of the Vestfold Hills*, edited by J. Pickard, pp. 63–98, Academic, Sydney, Australia.
- Armand, L., X. Crosta, O. Romero, and J. J. Pichon (2005), The biogeography of major diatom taxa in Southern Ocean sediments. 1. Sea ice related species, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 223, 93–126.
- Bard, E., M. Arnold, B. Hamelin, N. Tisnerat-Laborde, and G. Cabioch (1998), Radiocarbon calibration by means of mass spectrometric Th-230/U-234 and C-14 ages of corals: An updated database including samples from Barbados, Mururoa and Tahiti, *Radiocarbon*, 40(3), 1085–1092.
- Berkman, P. A., and S. L. Forman (1996), Pre-bomb radiocarbon and the reservoir correction for calcareous marine species in the Southern Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 363–366.
- Björck, S., C. Hjort, O. Ingólfsson, and G. Skog (1991), Radiocarbon dates from the Antarctic Peninsula region—Problems and potential, *Quat. Proc.*, 1, 55–65.
- Brachfeld, S. A., S. K. Banerjee, Y. Guyodo, and G. D. Acton (2002), A 13200 year history of century to millennial-scale paleoenvironmental change magnetically recorded in the Palmer Deep, western Antarctic Peninsula, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 194, 311–326.
- Burckle, L. H., S. S. Jacob, and R. B. McLaughlin (1987), Late austral spring diatom distribution between New Zealand and the Ross Ice Shelf, Antarctica: Hydrography and sediment correlations, *Micropaleontology*, 33(1), 74–81.
- Campbell, I. D., C. Campbell, M. J. Apps, N. W. Rutter, and A. B. G. Bush (1998), Late Holocene—1500 yr climatic periodicities and their implications, *Geology*, 26(5), 471–473.
- Christl, M., A. Mangini, S. Holzkmäper, and C. Spötl (2004), Evidence for a link between the flux of galactic cosmic rays and Earth's climate during the past 200,000 years, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 66, 313–322.
- Comiso, J. C. (2003), Large-scale characteristics and variability of the global sea ice cover, in *Sea Ice: An Introduction to Its Physics, Chemistry, Biology and Geology*, edited by D. N. Thomas and G. S. Dieckmann, pp. 112–142, Blackwell, Oxford, U. K.
- Cook, E., B. M. Buckley, and R. D. D'Arrigo (1996), Interdecadal climate oscillations in the Tasmanian sector of the Southern Hemisphere: Evidence from tree rings over the past three millennia, in *Forcing Mechanisms of the Last 2000 Years*, *NATO ASI Ser., Ser. I*, vol. 141, edited by P. D. Jones, R. S. Bradley, and J. Jouzel, pp. 141–160, Springer, New York.
- Cortese, G., and R. Gersonde (2007), Morphometric variability in the diatom *Fragilariopsis kerguelensis*: Implications for Southern Ocean paleoceanography, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 257, 526–544.
- Courty, M. A., et al. (2007), Impact fingerprints of the 4 kyr BP dust event based on archaeological, soil, lake and marine archives, paper presented at General Assembly of the European Geosciences Union, Vienna, 16–20 April.
- Crosta, X., A. Sturm, L. Armand, and J. J. Pichon (2004), Late Quaternary sea ice history in the Indian sector of the Southern Ocean as recorded by diatom assemblages, *Mar. Micropaleontol.*, 50, 209–223.
- Crosta, X., O. Romero, L. Armand, and J. J. Pichon (2005a), The biogeography of major diatom taxa in Southern Ocean sediments. 2. Open Ocean related species, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 223, 66–92.
- Crosta, X., J. Crespin, I. Billy, and O. Ther (2005b), Major factors controlling Holocene $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ changes in a seasonal sea-ice environment, Adélie Land, East Antarctica, *Global Biogeochem. Cycles*, 19, GB4029, doi:10.1029/2004GB002426.
- Cunningham, W., A. Leventer, J. T. Andrews, A. E. Jennings, and K. J. Licht (1999), Late Pleistocene-Holocene marine conditions in the Ross Sea, Antarctica: Evidence from the diatom record, *Holocene*, 9(2), 129–139.
- Curran, M. A. J., T. D. van Ommen, V. L. Morgan, K. L. Phillips, and A. S. Palmer (2003), Ice core evidence for Antarctic sea ice decline since the 1950's, *Science*, 302, 1203–1206.
- Damon, E., and P. Laut (2004), Pattern of strange errors plagues solar activity and terrestrial climate data, *Eos Trans. AGU*, 39, 370–374.
- Damon, E., and C. P. Sonnett (1991), Solar and terrestrial components of the atmospheric ^{14}C variation spectrum, in *The Sun in Time*, edited by C. P. Sonnett, M. S. Giampapa, and M. S. Matthews, pp. 360–388, Univ. of Ariz. Press, Tucson.
- De Santis, L., G. Brancolini, and F. Donda (2003), Seismostratigraphic analysis of the Wilkes Land continental margin (East Antarctica): Influence of glacially driven processes on the Cenozoic deposition, *Deep Sea Res., Part II*, 50, 1563–1594.
- Delmonte, B., J. R. Petit, G. Krinner, V. Maggi, J. Jouzel, and R. Udisti (2005), Ice core evidence for secular variability and 200-year dipolar oscillations in atmospheric circulation over East Antarctica, *Clim. Dyn.*, 24, 641–654.
- Denis, D., X. Crosta, S. Zaragosi, O. Romero, B. Martin, and V. Mas (2006), Seasonal and sub-seasonal climate changes recorded in laminated diatom ooze sediments, Adélie Land, East Antarctica, *Holocene*, 16(8), 1137–1147.

- Denis, D., X. Crosta, S. Schmidt, D. Carson, R. Ganeshram, N. van Ash, J. Crespín, O. Ther, and I. Billy (2007), Climate and productivity changes off Adélie Land (East Antarctica) during the Holocene: Decadal to millennial timescales, paper presented at Ninth International Conference on Paleoceanography, Joint Oceanogr. Inst., Shanghai, China, 2–7 Sept.
- Domack, E. W. (1988), Biogenic facies in the Antarctic glacial-marine environment: Basis for a polar glacial-marine summary, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, *63*, 357–372.
- Domack, E. W., and P. Mayewski (1999), Bi-polar ocean linkages: Evidence from Late-Holocene Antarctic marine and Greenland ice-core records, *Holocene*, *9*, 247–251.
- Domack, E. W., T. A. Mashiotta, L. A. Burkley, and S. E. Ishman (1993), 300-year cyclicity in organic matter preservation in Antarctic fjord sediments, in *The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change, Part Two, Antarct. Res. Ser.*, vol. 60, edited by J. P. Kennett, and D. A. Warnke, pp. 265–272, AGU, Washington, D. C.
- Drijfhout, S., C. Heinze, M. Latif, and E. Maeir-Reimer (1996), Mean circulation and internal variability in an ocean primitive equation model, *J. Phys. Oceanogr.*, *26*, 559–580.
- Enomoto, H., and A. Ohmura (1990), The influences of atmospheric half-yearly cycle on the sea ice extent in the Antarctic, *J. Geophys. Res.*, *95*(C6), 9497–9511.
- Fenner, J., H. J. Schrader, and H. Wienigk (1976), Diatom phytoplankton studies in the southern Pacific Ocean, composition and correlation to the Antarctic Convergence and its paleoecological significance, *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, *35*, 757–813.
- Friis-Christensen, (2000), Solar variability and climate: A summary, *Space Sci. Rev.*, *94*, 411–421.
- Froneman, P. W., R. Perissinotto, C. D. McQuaid, and R. K. Laubscher (1995), Summer distribution of net phytoplankton in the Atlantic sector of the Southern Ocean, *Pol. Biol.*, *15*, 77–84.
- Gersonde, R. (1984), Siliceous microorganisms in sea ice and their record in sediments in the southern Weddell Sea (Antarctica), in *Proceedings of the Eighth Diatom Symposium, Paris*, pp. 549–566, Koeltz, Koenigstein, Germany.
- Gersonde, R., and U. Zielinski (2000), The reconstruction of late Quaternary Antarctic sea-ice distribution—The use of diatoms as a proxy for sea-ice, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, *162*, 263–286.
- Gordon, J. E., and D. D. Harkness (1992), Magnitude and geographic variations of the radiocarbon content in Antarctic marine life: Implications for reservoir corrections in radiocarbon dating, *Quat. Sci. Rev.*, *11*, 697–708.
- Haas, C. (2003), Dynamics versus thermodynamics: The sea ice thickness distribution, in *Sea Ice: An Introduction to its Physics, Chemistry, Biology and Geology*, edited by D. N. Thomas, and G. S. Dieckmann, pp. 333–372, Blackwell Sci., Oxford, U. K.
- Hodell, D. A., S. L. Kanfoush, A. Shemesh, X. Crosta, C. D. Charles, and T. P. Guilderson (2001), Abrupt cooling of Antarctic surface waters and sea ice expansion in the South Atlantic sector of the Southern Ocean at 5000 cal yr BP, *Quat. Res.*, *56*, 191–198.
- Hu, F. S., D. Kaufman, S. Yoneji, D. Nelson, A. Shemesh, Y. Huang, J. Tian, G. Bond, B. Clegg, and T. Brown (2003), Cyclic variation and solar forcing of Holocene climate in the Alaskan Subarctic, *Science*, *301*, 1890–1893.
- Ingólfsson, O., et al. (1998), Antarctic glacial history since the Last Glacial Maximum: An overview of the record on land, *Antarct. Sci.*, *10*(3), 326–344.
- Kozlova, O. G. (1962), Specific composition of diatoms in the waters of the Indian sector of the Antarctic, *Trudy Inst. Okeanol. Akad. Nauk SSSR*, *61*, 3–18.
- Kozlova, O. G. (1966), *Diatoms of the Indian and Pacific Sectors of the Antarctic*, 185 pp., Isr. Program for Sci. Transl., Natl. Sci. Found., Washington, D. C.
- Lamy, F., C. Rühlemann, D. Hebbeln, and G. Wefer (2002), High- and low-latitude climate control on the position of the southern Peru-Chile Current during the Holocene, *Paleoceanography*, *17*(2), 1028, doi:10.1029/2001PA000727.
- Laut, P. (2003), Solar activity and terrestrial climate: An analysis of some purported correlations, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, *65*, 801–812.
- Laws, R. A. (1983), Preparing strewn slides for quantitative microscopical analysis: A test using calibrated microspheres, *Micropaleontology*, *24*, 60–65.
- Lean, J. (1991), Variations in the Sun's radiative output, *Rev. Geophys.*, *29*, 505–535.
- Lean, J., and D. Rind (1998), Climate forcing by changing solar radiation, *J. Clim.*, *11*, 3069–3094.
- Leventer, A. (1992), Modern distribution of diatoms in sediments from the Georges V coast, Antarctica, *Mar. Micropaleontol.*, *19*, 315–332.
- Leventer, A., E. W. Domack, S. E. Ishman, S. Brachfeld, C. E. McClennen, and P. Manley (1996), Productivity cycles of 200–300 years in the Antarctic Peninsula region: Understanding linkages among the sun, atmosphere, oceans, sea ice, and biota, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *108*(12), 1626–1644.
- Marsh, N. D., and H. Svensmark (2000), Low cloud properties influenced by cosmic rays, *Phys. Rev. Lett.*, *85*, 5004–5007.
- Masson, V., et al. (2000), Holocene climate variability in Antarctica based on 11 ice-core isotopic records, *Quat. Res.*, *54*, 348–358.
- Masson-Delmotte, V., B. Stenni, and J. Jouzel (2004), Common millennial-scale variability of Antarctic and Southern Ocean temperatures during the past 5000 years reconstructed from the EPICA Dome C ice core, *Holocene*, *14*(2), 145–151.
- Mayewski, P. A., et al. (2004), Holocene climate variability, *Quat. Res.*, *62*, 243–255.
- Mendoza, B. (1997), Estimations of Maunder minimum solar irradiance and Ca II H and K fluxes using rotation rates and diameters, *Astrophys. J.*, *483*, 523–526.
- Nielsen, S. H. H., N. Koç, and X. Crosta (2004), Holocene climate in the Atlantic sector of the Southern Ocean: Controlled by insolation or oceanic circulation, *Geology*, *32*(4), 317–320.
- Osborn, T. J. (1997), Thermohaline oscillations in the LSG OGCM: Propagating anomalies and sensitivity to parameterizations, *J. Phys. Oceanogr.*, *27*, 2233–2255.
- Pierce, D. W., T. P. Barnett, and U. Mikolajewicz (1995), Competing role of heat and freshwater flux in forcing thermohaline oscillations, *J. Phys. Oceanogr.*, *25*, 2046–2064.
- Poore, R. Z., H. J. Dowsett, S. Verardo, and T. M. Quinn (2003), Millennial- to century-scale variability in Gulf of Mexico Holocene climate records, *Paleoceanography*, *18*(2), 1048, doi:10.1029/2002PA000868.
- Presti, M., L. D. Santis, M. Busetti, and P. T. Harris (2003), Late Pleistocene and Holocene sedimentation on the George V Continental Shelf, East Antarctica, *Deep Sea Res., Part II*, *50*(8–9), 1441–1461.
- Rathburn, A. E., J. J. Pichon, M. A. Ayress, and P. DeDeckker (1997), Microfossil and stable-isotope evidence for changes in Late Holocene paleoproductivity and paleoceanographic conditions in the Prydz Bay region of Antarctica, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, *131*, 485–510.

- Renssen, H., H. Goosse, T. Fichefet, V. Masson-Delmotte, and N. Koç (2005), Holocene climate evolution in the high-latitude Southern Hemisphere simulated by a coupled atmosphere-sea-ice-ocean-vegetation model, *Holocene*, *15*(7), 951–964.
- Renssen, H., H. Goosse, and R. Muscheler (2006), Coupled climate model simulation of Holocene cooling events: Oceanic feedback amplifies solar forcing, *Clim. Past*, *2*, 79–90.
- Rind, D. (2002), The sun's role in climate variations, *Science*, *296*, 673–677.
- Samthein, M., S. Kreveld, H. Erlenkeuser, P. M. Grootes, M. Kucera, U. Pflaumann, and M. Schulz (2003), Centennial-to-millennial scale periodicities of Holocene climate and sediment injections off the western Barents shelf, 75°N, *Boreas*, *32*, 447–461.
- Schrader, H. J., and R. Gersonde (1978), Diatoms and silico-flagellates, in *Micropaleontological Counting Methods and Techniques—An Exercise on an Eight Meters Section of the Lower Pliocene of Capo Rossello, Silicy, Utrecht Micropaleontol. Bull.*, vol. 17, edited by E. Zacharias et al., pp. 129–176, U. M. B., Odijk, Netherlands.
- Schulz, M., and M. Muldesee (2002), REDFIT: Estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series, *Comput. Geosci.*, *28*, 421–426.
- Sharma, M. (2002), Variations in solar magnetic activity during the last 200,000 years: Is there a Sun-climate connection?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *199*, 459–472.
- Shindell, D., D. Rind, N. Balachandran, J. Lean, and P. Lonergan (1999), Solar cycle variability, ozone, and climate, *Nature*, *284*, 305–308.
- Silvestri, G. E., and C. S. Vera (2003), Antarctic oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(21), 2115, doi:10.1029/2003GL018277.
- Simmonds, I. (1996), Climatic role of Southern Hemisphere extratropical cyclones and their relationships with sea-ice, *Pap. Proc. R. Soc. Tasmania*, *130*(2), 95–100.
- Stuiver, M., G. H. Denton, T. J. Huges, and J. L. Fastook (1981), History of the marine ice sheet in West Antarctica during the last deglaciation: A working hypothesis, in *The Last Great Ice Sheet*, edited by G. H. Denton, and T. J. Huges, pp. 319–346, John Wiley, New York.
- Stuiver, M., P. J. Reimer, E. Bard, J. W. Beck, G. S. Burr, K. A. Hughen, B. Kromer, G. McCormac, J. van de Plicht, and M. Spurk (1998a), INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000–0 cal BP, *Radiocarbon*, *40*(3), 1041–1083.
- Stuiver, M., P. J. Reimer, and T. F. Braziunas (1998b), High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples, *Radiocarbon*, *40*(3), 1127–1151.
- Svensmark, H. (2000), Cosmic rays and Earth's climate, *Space Sci. Rev.*, *93*, 175–195.
- Svensmark, H., and E. Friis-Christensen (1997), Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage: A missing link in solar-climate relationships, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, *59*, 1225–1232.
- Taylor, F., and A. McMin (2001), Evidence from diatoms for Holocene climate fluctuation along the East Antarctic Margin, *Holocene*, *11*(4), 455–466.
- Taylor, F., J. Whitehead, and E. Domack (2001), Holocene paleoclimate change in the Antarctic Peninsula: Evidence from the diatom, sedimentary and geochemical record, *Mar. Micropaleontol.*, *41*, 25–43.
- Torrence, C., and G. P. Compo (1998), A practical guide to wavelet analysis, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *79*(1), 61–78.
- Turney, C., M. Baillie, S. Clemens, D. Brown, J. Palmer, J. Pilcher, P. Reimer, and H. H. Leuschner (2005), Testing solar forcing of pervasive Holocene climate cycles, *J. Quat. Sci.*, *20*(6), 511–518.
- Warner, N. R., and E. W. Domack (2002), Millennial- to decadal-scale paleoenvironmental change during the Holocene in the Palmer Deep, Antarctica, as recorded by particle size analysis, *Paleoceanography*, *17*(3), 8004, doi:10.1029/2000PA000602.
- White, W. B., and R. G. Peterson (1996), An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent, *Nature*, *380*, 699–702.
- Wright, S. W., and R. L. van den Enden (2000), Phytoplankton community structure and stocks in the East Antarctic Marginal ice zone (BROKE survey, January–March 1996) determined by CHEMTAX analysis of HPLC pigment signatures, *Deep Sea Res., Part II*, *47*, 2363–2400.
- Yuan, X. (2004), ENSO-related impacts on Antarctic sea ice: A synthesis of phenomena and mechanisms, *Antarct. Sci.*, *16*(4), 415–425.
- Zielinski, U., and R. Gersonde (1997), Diatom distribution in Southern Ocean surface sediments (Atlantic Sector): Implications for paleoenvironmental reconstructions, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, *129*, 213–250.

CHAPITRE 5

VARIABILITÉ CLIMATIQUE HOLOCÈNE : DE L'ATLANTIQUE NORD À L'ANTARCTIQUE

Article 3:

« Holocene Antarctic sea ice cover and North-Atlantic climate variability :

A worldwide pattern ? »

Debret et al, soumis *QSR*

Résumé

L'utilisation de l'analyse en ondelettes sur des enregistrements marins et continentaux a permis d'étendre l'analyse des forçages internes et externes du climat. Ces forçages ont été mis en relation avec les variations de nombreux paramètres de la région circum-Antarctique, de carotte de glace mais aussi d'enregistrement marins tropicaux. Les résultats ont été comparés avec ceux déjà publiés (Debret et al, 2007) et 4 nouveaux enregistrements de la mer d'Islande et de Norvège, ainsi qu'un site continental sur les côtes Irlandaises. Ces nouveaux résultats améliorent le schéma précédent pour la zone Nord-Atlantique, étendent ce schéma au plus près du cercle Arctique et inclut un enregistrement continental.

Nous avons ensuite testé la possibilité d'étendre ce schéma vers l'Atlantique Sud et la zone circum-Antarctique, en utilisant les enregistrements continentaux d'Amérique du Sud, avec les enregistrements des carottes de glace du Sajama (Bolivie) et du Huascarán (Pérou) ainsi qu'un enregistrement lacustre d'Equateur, alors que dans la zone circum-Antarctique, plusieurs enregistrements de glace et sédimentaire complètent le panel de données. Le schéma Holocène proposé ici confirme l'importance du forçage externe (activité solaire) pendant le début de l'Holocène, même si le signal est perturbé par les flux d'eaux de fonte en Atlantique Nord, alors que la deuxième partie de l'Holocène est marquée par l'apparition progressive d'un forçage interne océanique, accompagnée d'une stabilisation du signal. L'océan semble jouer un rôle fondamental dans les fréquences observées dans les zones Atlantique, alors que dans les zones Circum-Antarctique et Pacifique l'atmosphère est un paramètre important à prendre en compte. Même si l'Atlantique Nord semble être la pompe de la circulation thermohaline, chaque secteur étudié semble indépendant du point de vue du contenu fréquentiel.

L'hypothèse d'un forçage anthropique du méthane pendant l'Holocène, toujours controversé (Ruddiman, 2003), peut être expliquée par un transport de la chaleur par la circulation thermohaline. Elle ne devient efficace qu'autour de l'Holocène moyen, et l'effet anthropogénique deviendrait prépondérant seulement vers 2500 BP comme le montre le gradient inter-hémisphérique du méthane (Chappellaz et al, 1997). Le découplage du CO₂ avec l'insolation autour de 7 500 BP pourrait être expliqué par la circulation thermohaline sans prendre en compte l'impact anthropique.

Spectral imprint of Holocene climate variability in the Atlantic and circum-Antarctic area: A worldwide pattern?

Debret, M.¹, Sebag, D.², Crosta, X.³, Massei, N.², Petit, J.R.¹, Chapron, E.⁴, Bout-Roumazielles, V.⁵.

1 - **Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement**, Université Joseph Fourier, UMR CNRS 5183, BP 96, 38402 St Martin d'Hères, France.

2 - **Laboratoire de Morphodynamique Continentale et Côtière**, Université de Rouen, UMR CNRS 6143, Département de Géologie, 76821 Mont-Saint-Aignan Cedex, France.

3 - **Laboratoire Environnements et Paléoenvironnements OCéaniques**, Université Bordeaux I, UMR CNRS 5805, Avenue des Facultés, 33405 Talence, France.

4 - **Institut des Sciences de la Terre d'Orléans**, Université d'Orléans, UMR CNRS 6113, Bâtiment Géosciences, 45067 Orléans Cedex 2, France

5 - **Laboratoire Processus et Bilans des Domaines Sédimentaires**, Université de Lille 1, UMR 8110 CNRS, 59 655 Villeneuve d'Ascq, France.

Soumis à *Quaternary Science Review*, le 26 aout 2008

Correspondence Address

Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement

Université Joseph Fourier, CNRS BP 96

F-38402 St Martin d'Hères Cedex

Tel: +33 (0)4 76 82 42 44

Fax: +33 (0)4 76 82 42 01

E-mail: debret@lgge.obs.ujf-grenoble.fr

Abstract:

Several climatic forcing phenomena have been identified by wavelet analyses and studied in relation to variations of a number of parameters in sea ice cover records from the circum-Antarctic area, ice core measurements and tropical marine records. The results are compared with those previously published and with 4 new records from the Norwegian and Icelandic seas and from a coastal site in Ireland. These new records improve the previous pattern for the North Atlantic area, extend this pattern nearly to the Arctic Circle, and include a continental record.

We further tested the possibility of extending this scheme using continental records from South America, with Sajama and Huascarán (Thompson et al, 1995) glacier ice cores from Bolivia and Peru respectively and a lacustrine record from Equator. The Holocene pattern proposed here confirms the importance of external forcing (solar activity) during the Early Holocene, even if the signal is disturbed by meltwater fluxes, whereas the second part of the Holocene is marked by the gradual appearance of internal forcing, accompanied by a stabilisation of the signal. Coupling between ocean and atmosphere seems to play a fundamental role in the observed frequencies which vary accordingly in the Atlantic, circum-Antarctic and Pacific areas. The North Atlantic area seems to be the instigator of thermohaline circulation although each study sector is independent with regards to its frequency content. The Holocene methane pattern, still under debate, could be explained by the renewal of thermohaline circulation around the mid-Holocene with an anthropogenic effect initiated at 2500 BP as shown by the interhemispheric gradient. CO₂ onset around 7 500 years BP could be explained by thermohaline circulation without human counterpart.

Keyword: Holocene, North-Atlantic, Antarctica, Climate variability, Wavelets analyses, Solar forcing, Internal forcing, Methane, CO₂

1. Introduction

Holocene climate variability is different than that of the last glacial period and is the subject of intense research aimed at characterising it for inclusion in a global scheme (Bianchi and McCave, 1999; Bond et al., 2001;...). The Atlantic sector is a key area to improve our knowledge of the climatic system. Indeed its physiography and inter-hemispheric extent provide a connection between the two poles. Located "at the end of the world", the North Atlantic area is more sensitive to climate variation because it is the starting point of water and salt exportation. Moreover this area is surrounded by a continent where ice caps can develop and melt to generate meltwater pulses. These characteristics are responsible for the dynamic behaviour of the North Atlantic (North Atlantic Oscillation, Gulf Stream, etc.) in the transfer, amplification and/or modulation of climatic variation in the global thermohaline circulation mode.

For the last glacial period, a link has been established between the amplitude of fast climatic events and their duration in Antarctica (Epica community, 2006). However, for the Holocene, the only prominent event that could be seen in both hemispheres, although damped in the Southern Hemisphere, occurred 8200 years ago (Alley et al., 1997). A different approach is therefore necessary.

Debret et al., 2007 have shown that wavelet analysis can be used to identify common spectral signatures for a wide range of paleoclimatic records: marine sediments (Bianchi and McCave, 1999; Chapman and Schakleton, 2000; Giraudeau et al., 2000), ice cores (O'Brien et al., 1995; Vonmoos et al., 2006) and dust records (Jackson et al., 2005). In this study limited to the North Atlantic area, the authors showed that Holocene paleoclimate records do not exhibit continuous 1500 year cycles as indicated by previous studies (e.g. Bond et al., 2001; Bianchi and McCave, 1999). Indeed, the use of wavelets to detect non-stationarity has made it possible to demonstrate that several Holocene paleoclimatic records include a continuous 2500-year cycle over the whole period and a 1000-year cycle during the Early Holocene. Identification of the same spectral signature in ^{14}C and ^{10}Be records made it possible to assign these frequencies to external forcing (i.e. solar activity). In addition, some paleoclimatic records also show a cyclic period close to 1600 years with an increasing intensity during the Late Holocene. This second spectral signature, not present in solar activity records, has been attributed to internal forcing, likely oceanic-driven as suggested by Boecker et al. (2001) and McManus et al. (1999).

Here we propose to explore the Holocene variability over the North to South Atlantic Ocean and in the circum-Antarctic region in order to characterise Holocene frequency patterns using wavelet analyses. South America is of particular interest because it is connected to water masses coming from the Atlantic and Pacific sectors. We will also propose a possible explanation for methane evolution during the Holocene, which is still under debate (Ruddiman, 2008) and of particular interest with regard to global warming.

2. Methods

2.1 Wavelet transforms

Wavelet analysis (WA) presents the advantage of describing non-stationarities, i.e. discontinuities and changes in frequency or magnitude (Torrence and Compo, 1998). Redundancy of the continuous wavelet transform is used to produce a time/frequency or time/scale mapping of a power distribution, called the local wavelet spectrum (or scalogram). With respect to classical Fourier analysis, the local wavelet spectrum provides a direct visualisation of the changing statistical properties in stochastic processes with time, a major advantage when studying climatic time series (Witt and Schumann, 2005). In this study, the Morlet wavelet (a Gaussian-modulated sinewave) was chosen for the continuous wavelet transform. More details concerning this approach are available in Debret et al., 2007.

2.2 Cone of influence

To avoid edge effects and spectral leakage produced by the finite length of the time series, all series were zero-padded to twice the data length. However, zero-padding causes the lowest frequencies near the edges of the spectrum to be underestimated as more zeros enter the series. The area delineating this region is known as the cone of influence and marks those parts of the spectrum where energy bands are likely to appear to be less powerful than they actually are because of the increasing importance of edge effects.

2.3 Statistical test

For all local wavelet spectra, a Monte Carlo simulation was used to assess the statistical significance of peaks. Background noise for each signal was estimated and separated using singular spectrum analysis. Autoregressive modelling was then used for each noise time series

to determine the AR(1) stochastic process against which the initial time series was to be tested. AR(1) background noise could be either white ($AR(1)=0$) or red noise ($AR(1)>0$).

3. Data sets and results

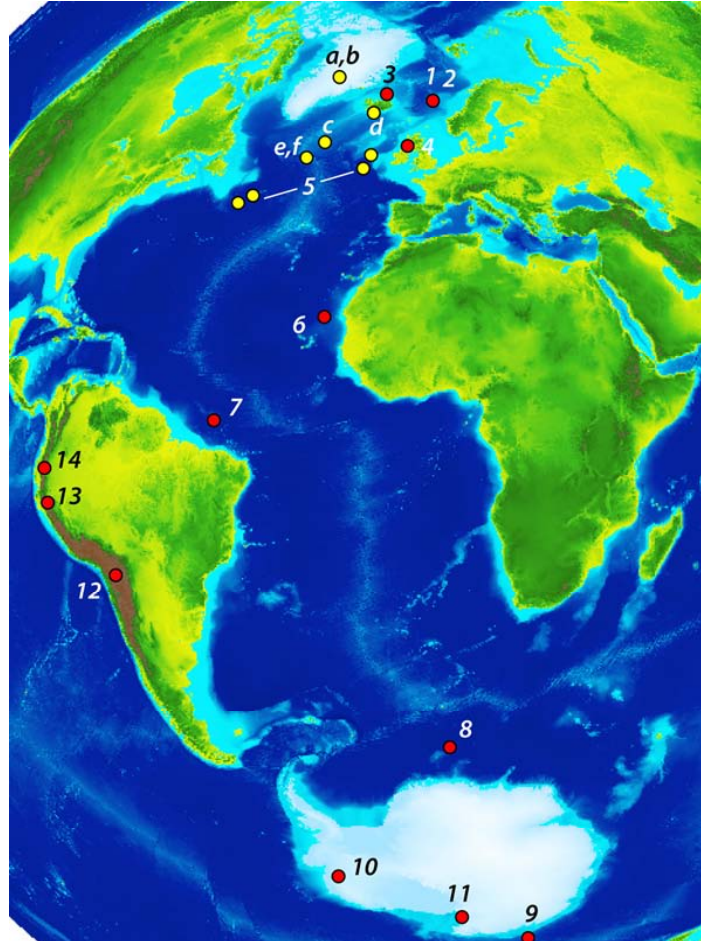


Figure 1. Map of the core sites in the Atlantic ocean, South America and Antarctica. Yellow points represent cores for which data was already published in Debret et al., 2007: (a) O'Brian et al., 1995, b) Vonmoos et al., 2006, c) Giraudeau et al., 2000, d) Jackson et al., 2005, e) Bianchi and McCave, 1999, f) Chapman and Schakleton, 2001, 5) Bond et al., 2001). The red points represent new data: (1) Riesebrobakken, 2003, 2) Moros et al., 2004, 3) Andrews et al., 2003, 4) McDermott et al., 1998, 5) Bond et al., 2001, 6) deMenocal et al., 2000, 7) Arz et al., 2001, 8) Nielsen et al., 2004, 9) Crosta et al., 2007, 10) Hammer et al., 1985, 11) Steig et al., 1998, 12) Thompson et al., 13) Thompson et al., 14) Moy et al., 2005).

3.1. Atlantic area

Iceland Sea

Andrews et al. (2003) studied a sequence from a shelf sediment body drilled in the North Iceland margin fronting the Norwegian Sea (66°N , 21°W ; Fig. 1). The different sedimentological parameters (rock magnetic, grain-size, and sediment properties) were processed using principal component (PC) analysis. Here we present the second PC (Fig 2, 3)

interpreted as a proxy of marine paleoproductivity related to solar activity according to Andrews et al. (2003). The scalogram (Fig. 4a) presents a frequency content characterised by a marked mid-Holocene transition: unstructured during the Early Holocene, the signal intensity increases gradually during the Late Holocene around a frequency band corresponding to a period of 1800 years.

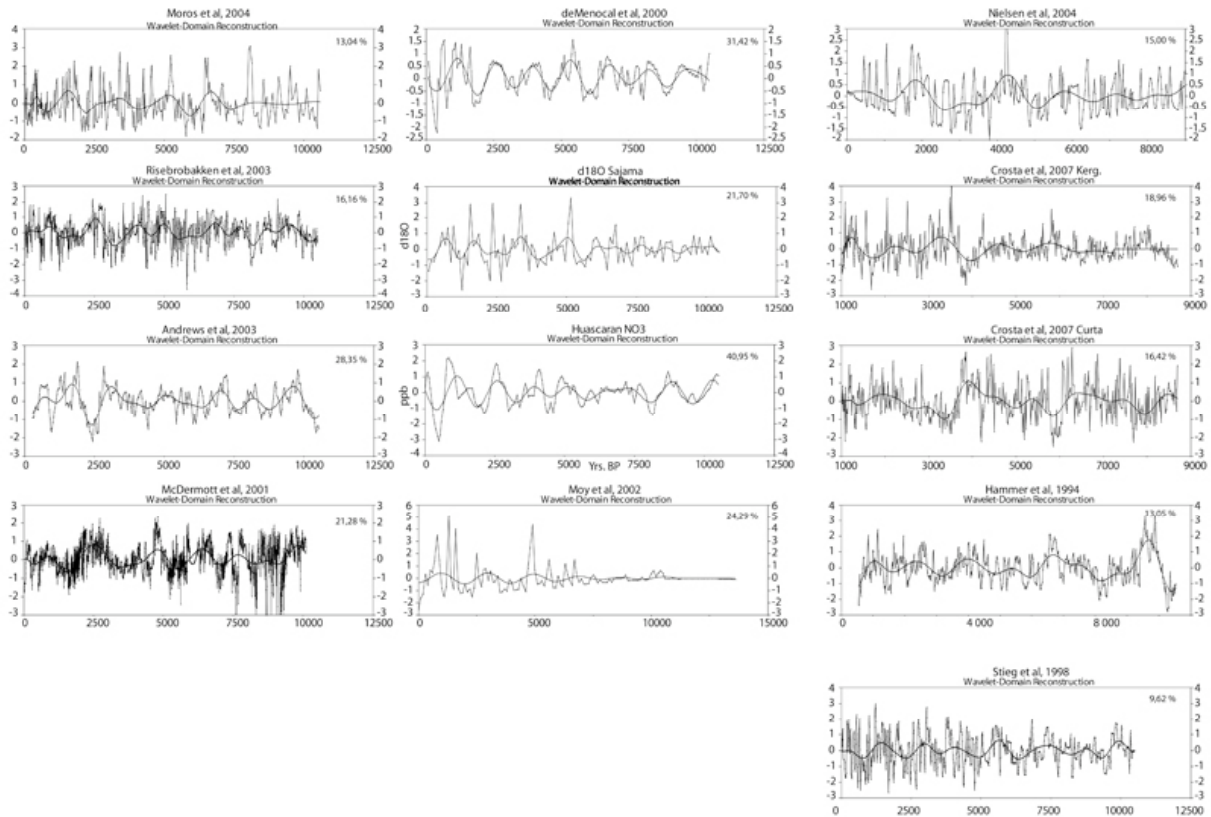


Figure 2. Wavelet reconstruction of millennial scale periodicities. The percentage indicate the % of signal explained by wavelets reconstruction for the wavelength between 900 and 2800 years.

Norwegian Sea

Risebrobakken et al. (2004) and Moros et al. (2005) both studied the same sedimentary sequence (MD95-2011) drilled at Rekjanes Ridge in Norwegian Sea ($66^{\circ} 58'N$, $07^{\circ} 38'E$; Fig 1). The first authors produced a record of D18O variation (from the benthic foraminifere *C. teretis*; Fig 2, 3) related to ocean dynamics in the Norwegian sea via Fram strait. The frequency content (Fig. 4) shows a cyclic period of around 2500 years present throughout the Holocene, another of around 1000 years that governs the variability signal until 5000 BP, and a period of 1450 years for the last 5000 BP. The second authors propose a record of Ice Rafting (IR) based on a mineralogy study (i.e. Quartz / Plagioclase ratio) (Fig 1) related to sea ice presence and oceanic conditions over the drilling site (Fig. 2, 3). In this IR record, the frequency pattern presents a major cyclic period of around 1700 years (Fig. 4), reaching its maximum intensity after the mid-Holocene (5000-1000 BP).

South Western Ireland

McDermott et al. (2001) studied the variations of D18O in a speleothem from southwestern Ireland (Crag Cave; Fig 1). The authors suggest that this record reflects North Atlantic temperature (Fig. 2, 3) and compare with GISP2 ice cores. The scalogram (Fig. 4d) displays a cyclic period of around 1800 years with a contribution increasing from 5000 BP to present.

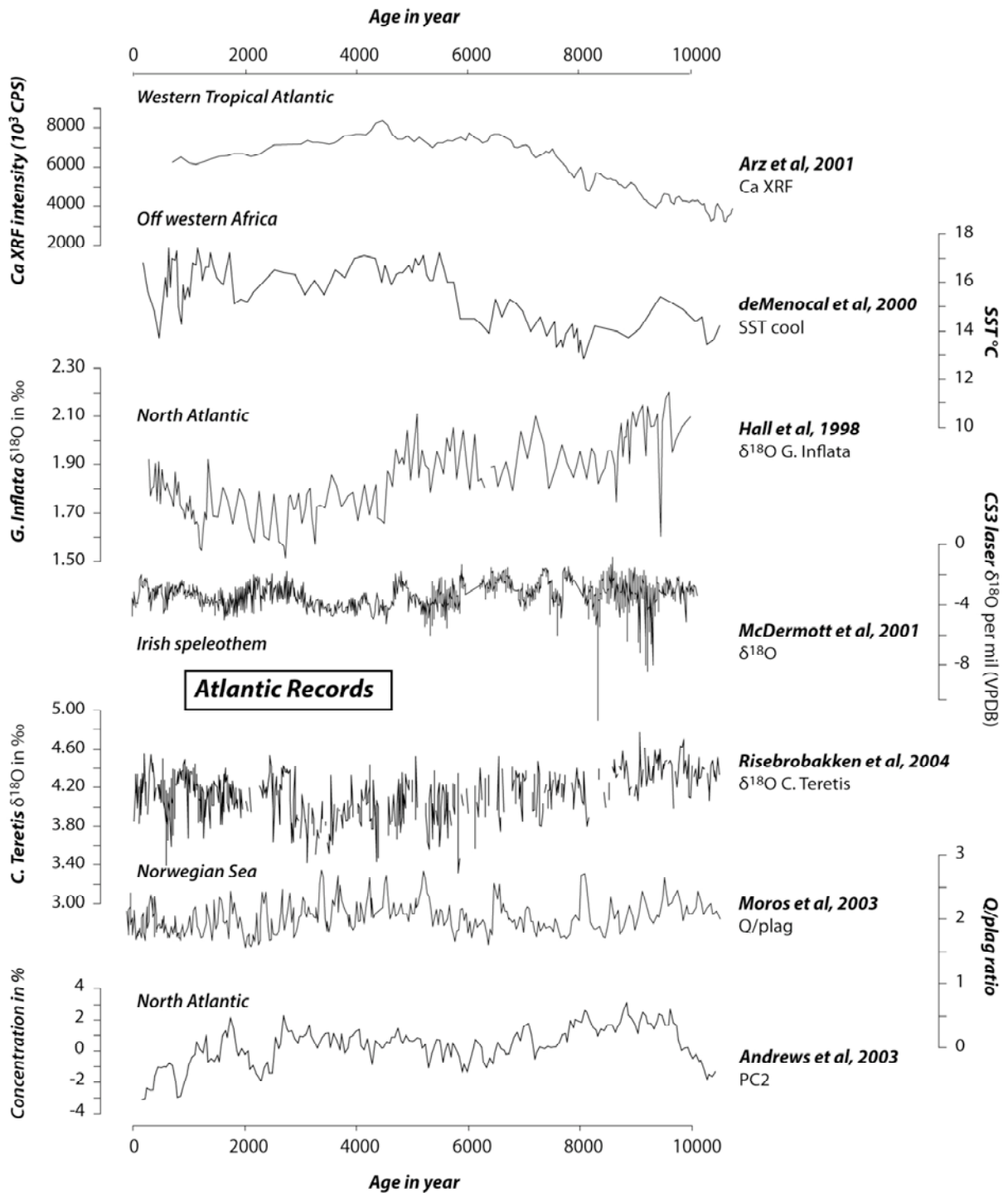


Figure 3. Raw records from North Atlantic area published and used for this study.

West Africa

Further south, deMenocal et al. (2000) studied a marine sequence (site 658C) drilled off west Africa (20 ° 46N, 18 ° 35W; 2263 m water depth; Fig 1). These authors used planktonic foraminiferal assemblages to reconstruct Holocene Sea Surface Temperature (SST) variations during warm and cold seasons. Here, we present the wavelet analysis for the SST during the warm season, but the results are the same for the cold season (Fig. 2, 3). The scalogram (Fig. 4e) shows a frequency content dominated by a cycle of around 1500 years during the Late Holocene.

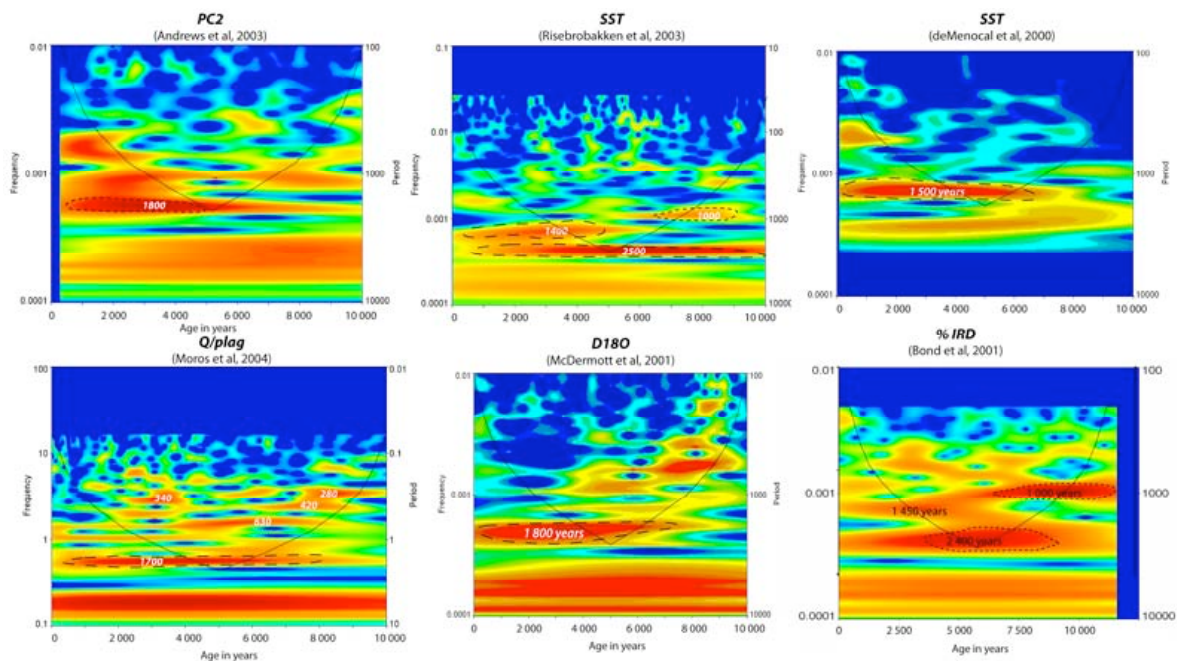


Figure 4. Wavelet analyses for North Atlantic area. Occurrence of the periods (labelled) with respect to the time is given by the bright yellow-red colours. Black line corresponds to cone of Influence. Horizontal band corresponding to periodicity higher than 3000 years are not meaningful. The confidence levels are indicated with the dot line: the fine one is 50% the larger is more than 95%.

3.2. Antarctic Sites

South Atlantic

Nielsen et al. (2004) studied a sedimentary sequence (TN057) drilled in the South Atlantic area (Weddel Sea; 50°S, 6°E; 3700 m water depth) on the path of the Antarctic Circumpolar Deep Water (ACC) and close to the southernmost extension of the North Atlantic Deep Water (NADW; Fig 1). These authors reconstructed sea ice presence (SIP) using diatom assemblages (Fig. 3, 5). The scalogram of SIP records (Fig. 6a) presents a cyclic period of around 2500 years continued throughout the Holocene, two periods of around 1600 and 1000 years that

structure the signal during the Early Holocene and the last one of around 1350 years characterising the Late Holocene.

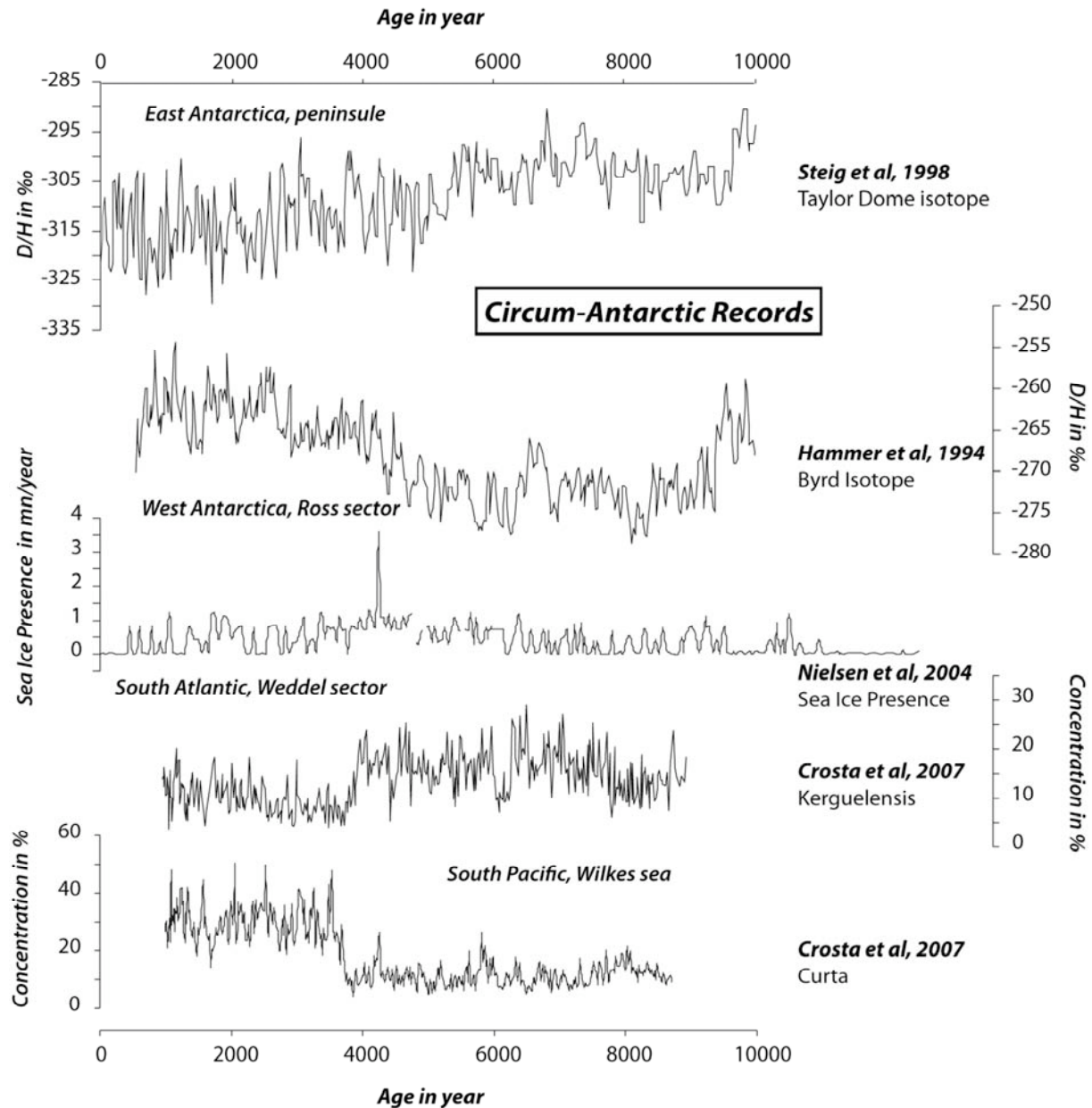


Figure 5. Raw records from circum-Antarctic area published and used for this study.

Wilkes sea

Armand et al., 2005 and Crosta et al. (2007) studied a marine sequence (MD03-2601) drilled in the Circum-Antarctic Ocean (Wilkes sea, 66°03'S, 138°33'E; 746 m water depth; Fig 1). The authors used two species of diatoms to reconstruct sea ice presence or absence off Adelie Land: species *Fragilariopsis kerguelensis*, (Fig 3, 5) characteristic of the "Permanent Open Ocean Zone" POOZ, (Crosta et al. , 2005) and the species *F.*, (Fig 3,5) characteristic of the "Seasonal Sea Ice Zone," SSIZ, (Armand et al., 2005). This two paleoclimatic records show

different spectral characteristics. The POOZ scalogram (Fig. 6c) is organised with cyclic periods of around 1050, 1600 and 2500 years and a mid-Holocene transition marked. The SSIZ scalogram (Fig. 6b) highlights a frequency band corresponding to a period of around 1250 years during the Late Holocene.

Ice Cores

In this study, we analyse paleoclimatic records of two cores from the Antarctic Ice Sheet. The first isotope record (D/H) come from Taylor Dome (77°48S 158°43'E; 2365 m altitude) located 120 km from the nearest ocean, and therefore considered as coastal site (Fig. 1). The accumulation rate is 5 to 7 cm (water equivalent per year), allowing a resolution of 8 years (Steig et al. 1998). The second isotope record (D/H) is from Byrd (80°01'S 119°31'W) located 620 km from the ocean in West Antarctic, but lower in elevation (1530 m) than Taylor Dome (Fig 1). The accumulation rate is 10 to 12 cm (water equivalent per year), and the resolution presented by Hammer et al. (1994) is 12 years.

The isotopic records (Fig. 5) of the Taylor Dome and Byrd ice cores both show a significant mid-Holocene transition, but have a different frequency content. The Byrd scalogram (Figure 6d) shows a frequency corresponding to a cyclic period of around 2400 years continued throughout the Holocene and another of around 1000 years during the Early Holocene. The Taylor dome scalogram (Fig. 6e) presents a frequency corresponding to a period of around 1400-1500 years with maximum intensity during the Late Holocene.

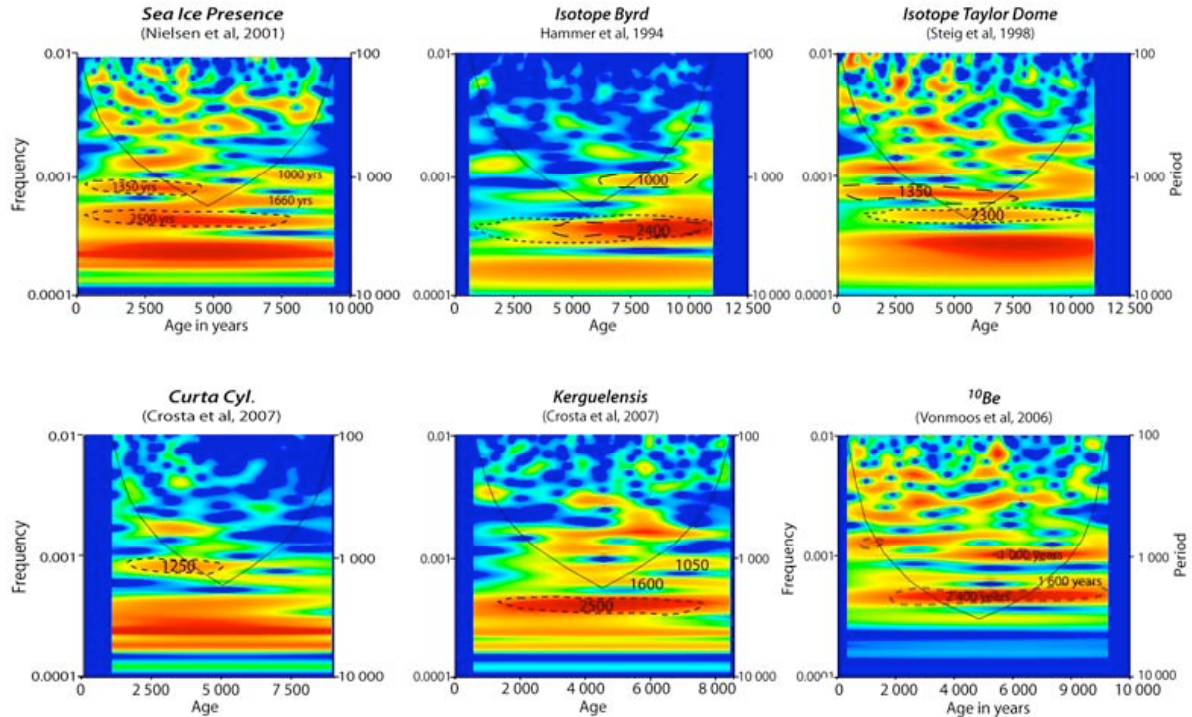


Figure 6. Wavelet analyses for circum-Antarctic area. Occurrence of the periods (labelled) with respect to the time is given by the bright yellow-red colours. Black line corresponds to cone of influence. Horizontal band corresponding to periodicity higher than 3000 years are not meaningful. The confidence levels are indicated with the dot line: the fine one is 50% the larger is more than 95%.

3.3. Southern America area

Three paleoclimatic records from South America (Bolivia, Peru and Ecuador) are considered: two continental ice cores and a lacustrine sequence.

Ice Cores

Sajama glacier (Bolivia, 6542 m asl, 18°06'S, 68°53'W) covers an extinct volcano bordering the northern desert of the Altiplano which has an average altitude of 3700 m and an area of 205 000 km² (world's second largest plateau, hosting Lake Titicaca; Fig 1). Thompson et al. (2000) propose a reconstruction of local paleotemperature from a D180 ice core record (Fig 3). Huascarán glacier (Peru, 6048 m asl, 9°07'S, 70°50'W) is located in the central north Andes of Peru in the Cordillera Blanca, the highest tropical mountain range in the world (Fig. 1). We present the NO₃ record during the Holocene (Fig 3). The NO₃ record (Thompson et al. 2000) can be considered as a marker of changes in vegetation in the Amazon basin. The scalograms of these two records (Fig. 7a and b) show a similar frequency content, marked by a cyclic period of around 1500 years for which the intensity increases during the Late Holocene.

Lacustrine sequences

A little further north, Rodbell et al. (1999) and Moy et al. (2002) studied the lacustrine sediments from Laguna Pallcacocha located in Ecuador (4200 m asl, 2°46'S, 79°14'W) (Fig 1). The authors used sediment colour in order to reconstruct El Nino activity during the Holocene (Fig 3). In agreement with Moy et al. (2002), the scalogram of this El Nino record shows a frequency corresponding to a cyclic period of around 1890 years during the Late Holocene (Fig. 7c).

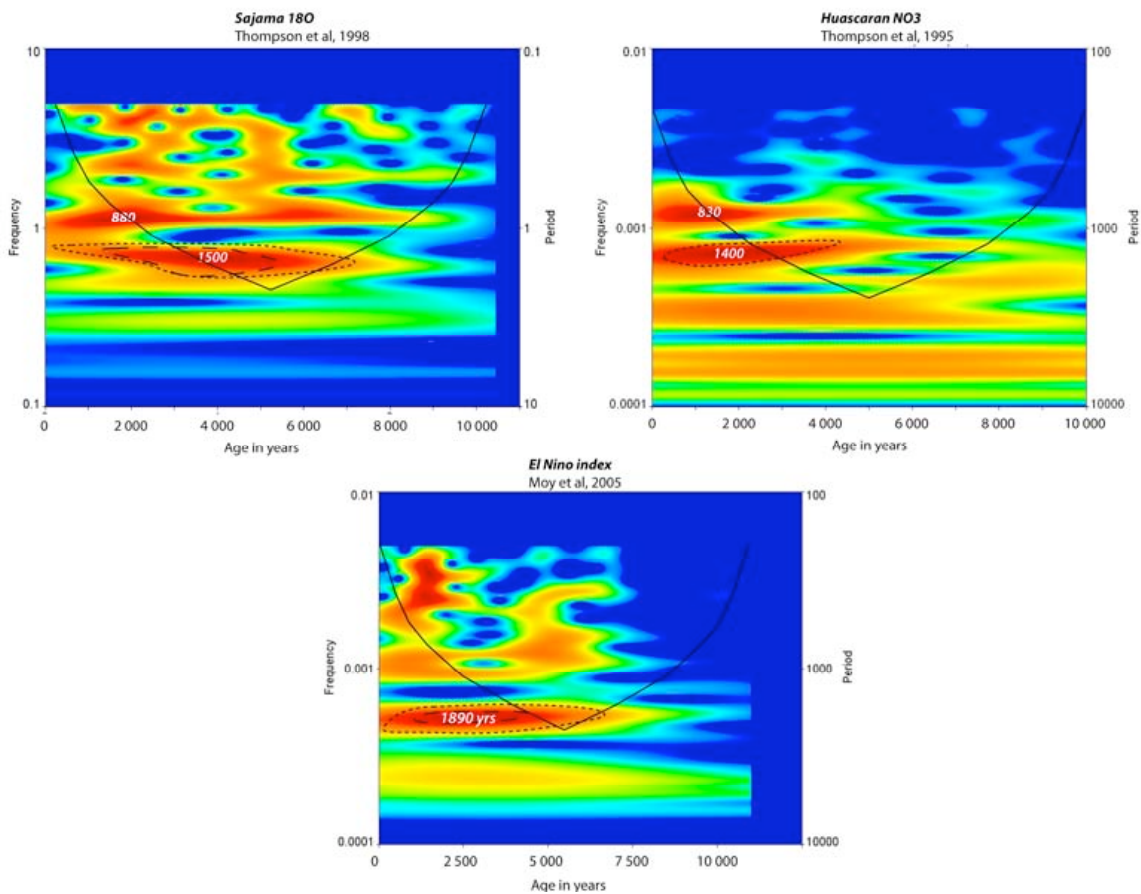


Figure 7 Wavelet analyses for South America area.

4. Interpretation of paleoclimatic records and spectral signatures

4.1. Spectral imprint of solar origin - Early Holocene

This characteristic spectral signature (continuous cyclic period of 2500 years and a period of 1000 years during the Early Holocene) was recognised in several sedimentary records of the North Atlantic area, notably in the IRD record (Bond et al., 2001 in Debret et al. 2007). The solar origin of this imprint is shown by the ¹⁰Be record from Greenland ice core (Vonmoos et al., 2006) (Fig 6), ¹⁴C production rates (Reijmer in Bond et al., 2001) and wavelet analysis. Moreover, sunspot numbers (Solanki et al., 2004) and the residual ¹⁴C give the same results

(not shown here). The results of the various proxies presented here are used to identify the fingerprint in records distributed around the Atlantic and Antarctic area and confirm solar forcing.

The solar imprint is found in the Norwegian $d^{18}O$ record (Risebrobakken et al., 2003) which shows frequencies corresponding to periods of around 1000 to 2500 years during the Early Holocene (Fig. 4a). However this is not enough to explain the entire record, mainly for the Late-Holocene. Although a multi-decadal variability is observed, Risebrobakken et al., 2003 explain that their signal processing (Fourier Transform) does not allow identification of a periodic behaviour of the climate on the centennial and millennial scale. They dismiss a possible link with solar activity to explain Holocene variability. However, here the use of wavelet analysis allows identification of millennial solar forcing at least for the first part of the Holocene.

In the South Atlantic ocean, the sea ice record (Nielsen et al., 2004) presents solar periodicity clearly identified with a continuous cycle of around 2500 years and with two others of around 1000 and 1660 years only during the Early Holocene (Fig. 6a). Again, for the first part of the Holocene (until 5000 BP), sea ice fluctuations could be explained by solar activity variations. In the coastal Antarctic Ocean, the sea ice record (Crosta et al., 2007) shows a very similar frequency pattern (Fig. 6). The POOZ species record shows a solar imprint during the Early Holocene, which is also in agreement with the authors for the first part of the Holocene (until ~4000 BP).

In Antarctica, there is a clear solar imprint in the isotopic record from Byrd. This time, it is sufficient to explain all the Holocene millennial variability (Figure 6).

In conclusion, we find the solar imprint in both hemispheres. In a few cases, as for the Byrd D/H record (Antarctica), this solar influence is sufficient to explain millennial scale signal variability. However, in other cases (Risebrobakken et al., 2003; Nielsen et al., 2004; Crosta et al., 2007), the solar imprint is limited to the Early Holocene and solar forcing cannot alone explain the variability of the Holocene signal on the millennial scale.

4.2. Spectral imprint of internal origin – Late Holocene

Our analysis of the Norwegian $d^{18}O$ record (Risebrobakken et al, 2003) shows that the Late Holocene is characterised by a spectral imprint similar to that identified by Debret et al.. (2007) in records attributed to marine and internal forcing (Fig. 4). This result is quite consistent with the authors' conclusion that emphasised an increasing influence of Atlantic circulation during this period.

In the same core, a frequency corresponding to a period of around 1700 years appears in IR records (Moros et al., 2004) during the Late Holocene. This might indicate that the lithic debris carried by sea ice is regulated by a forcing factor of internal origin (oceanic and atmospheric) (Fig 4). This internal imprint can also be identified in the ^{18}O record of an Irish speleothem from the coastal site of Crag Cave (McDermott et al., 2001), thus influenced by the nearby ocean (Fig. 4).

This internal imprint can be further identified in the Iceland paleoproductivity record (Andrews et al., 2003), which means that the statistical parameter studied (PC2) would not be directly controlled by solar activity as initially supposed by the authors. On the other hand, we suggest that oceanic forcing could control marine productivity on the millennial time scale (Fig. 4).

A little further south, an SST record from the eastern Atlantic off NW Africa (deMenocal et al., 2000) demonstrates a clear oceanic imprint with the 1500-year internal period well expressed during the Late Holocene.

The connection is established with the southern hemisphere when analysing the sea ice records (Nielsen et al., 2004; Crosta et al., 2007). The frequency pattern is similar for the two records. During the Early Holocene, the signal variability seems to be controlled by solar forcing (see above). In contrast, during the Late Holocene since 4000-5000 BP, the SIP record (Nielsen et al., 2004) and SSIZ record (Crosta et al., 2007) reflect an internal forcing (Fig. 6). But the frequencies are quite different with periods of 1250/1350 years in the Southern ocean instead of the ~1600 years period in the North Atlantic.

A comparable frequency (corresponding to a period of 1390 years) is identified in the isotopic record of Taylor Dome, with a maximum intensity around 5000 BP. This Antarctic core is located near the coast, under the influence of the ocean (Figure 6). The spectral imprint appears, however, different from those identified in the Atlantic sector.

In the Eastern Pacific region, the analysis of paleoclimatic records of Peru and Bolivia (Huascarán and Sajama ice cores; Thompson et al., 2000) indicate an internal imprint with an increasing intensity with periods of around 1400 and 1500 years during the Late Holocene (Fig. 7). The Ecuador lake record (Moy et al., 2002) shows a mid-Holocene significant transition marked by the appearance of a period close to 2000 years (1900 years). This supports an internal forcing factor different than those observed in the circum-Atlantic and Antarctica areas (Figure 7).

It is therefore possible to specify the Holocene pattern proposed by Debret et al., 2007. Characteristic across the Atlantic, this pattern is marked by a dominant solar imprint (periods

of 1000, 1600 and 2500 years) during the Late Holocene, followed by the strengthening of an internal imprint (period of 1250-1600 years) of maximum intensity since 5000 BP. This Late-Holocene scheme can be extended to the circum-Pacific and Antarctica areas with a slightly different frequency pattern (1300 years for the circum-Antarctic sector and 1900 years for the Pacific sector, corresponding to the period of around 1600 years for the Atlantic sector).

5. Worldwide pattern?

The results presented reveal two distinct spectral imprints in various paleoclimatic records throughout the world ocean. They also make it possible to attribute several of these imprints (1000 and 2500 years) to direct solar forcing. On the other hand, the second imprint (around 1600 years) is missing in records related to cosmogenic isotopes. It has been assigned to internal forcing with an oceanic and/or atmospheric influence that could not be determined because this imprint is present in both marine (e.g. Giraudeau et al., 2000) and continental (e.g. continental ice cores, speleothems, lacustrine sediments) records . Recent literature provides many arguments involving ocean circulation and/or an ocean/atmosphere coupling to explain the Holocene climatic variability.

5.1. Trans-Atlantic variability

The Norwegian sea record ($d^{18}O$ in Risebrobakken et al., 2003; IR in Moros et al., 2004) sites are located northward (i.e. upstream) of the natural Icelandic threshold via which the Meridional Overturning Circulation (MOC) flows to the Arctic region. This threshold played an important role during the last glacial period (Rahmstorf, 2002), but its impact seems negligible during the Holocene despite the significant rise in sea level until 5000 BP. Indeed, $d^{18}O$ and IR records both show spectral signatures comparable to those identified elsewhere. Thus, the $d^{18}O$ measured by Risebrobakken et al. (2003) in the Norwegian Sea has a spectral signal similar to the IRD record (Fig. 3f) studied by Bond et al. (2001) for the North Atlantic (continuous 2500-year, Early Holocene 1000-year and Late Holocene 1450-year periodicities; in Debret et al., 2007). In contrast, the spectral signal from the Ice Rafting record considered by Moros et al. (2004) presents a different spectral pattern (Late-Holocene: 1700-year periodicity). The record considered by Moros et al. (2004) concerns IRD prompted by sea ice and logically more sensitive to ocean forcing, whereas the IRD series studied by Bond et al. (2001) is related to icebergs, and therefore more sensitive to the role of solar activity on coastal glacier melting. Indeed, these glaciers are the main suppliers of icebergs during an

interglacial stage, and their response to rapid climate change is almost instantaneous on the millennial scale. For example, in Greenland, the Jakobshavn, Kangerdlugssuaq and Helheim glaciers have increased their speed by 50% on a decadal scale, in association with global warming (Joughin et al., 2004; Joughin, 2006; Rignot et al., 2006), and each acceleration was preceded by a phase of major calving (Ekström et al., 2006). This probably explains why there is solar forcing in Bond's IRD record during the Early Holocene (Debret et al., 2007), while Moros's IRD record is related to internal forcing for which the influence became dominant during the Late Holocene. In this regard, note that this record has a spectral signal very similar to that of the Coccolith record studied by Giraudeau et al. (2000) south of Iceland (in Debret et al., 2007), and that the authors precisely cite surface circulation instabilities to explain their paleoclimatic proxies.

However, the nature of this forcing is open to discussion. Indeed, the $d^{18}O$ record studied by McDermott et al. (2001) was measured on a speleothem in SW-Ireland. This record has been related to temperature variations and has a spectral signal (1600-year periodicity after the mid-Holocene transition) very similar to those already identified (Debret et al., 2007) in the loessic sequence studied by Jackson and al. (2005) and the record of sodium flux related to sea spray studied by O'Brien et al. (1995). These continental records seem to indicate, therefore, that a change via sea ice affected the atmospheric conditions in the North Atlantic area during the mid-Holocene transition. Jennings et al. (2002) indicate an onset toward Neoglacial conditions with a significant increase in sea ice cover at around 4700 BP. This implies a coupled ocean / atmosphere to explain the growing influence of internal forcing during the Late Holocene (Debret et al., 2007).

Among the North Atlantic records we have introduced in this study, the paleoproductivity indicator (PC2) from Andrews et al. (2003) confirms the thermohaline circulation impact with a frequency of internal origin. This record of paleoproductivity is consistent with the record of Giraudeau et al. (2000) from a location farther to the south.

In addition, several records made it possible to extend this scheme to the tropical Atlantic. Thus, wavelet analysis of the terrigenous record from Cape Ghir (31°N; Kuhlman et al., 2004) shows a cyclic period close to 1000 years during the Early Holocene, which reflects the influence of solar forcing. In addition, these authors report a drastic change of terrigenous inputs in Cape Yubi (27°N) during the mid-Holocene concomitant with changes in fluxes of terrigenous particles off Cape Blanc (20°N; deMenocal et al., 2000a). As in the North Atlantic, these records indicate that the mid-Holocene transition is marked by the strengthening of internal forcing. Its origin could be ocean/atmosphere coupling which

probably involves the West African Monsoon controlling the terrigenous input variability in the region.

In the same way, the analysis of the West-African SST record (deMenocal et al., 2000b) shows the impact of this internal forcing, in agreement with the interpretations of these authors. They stated that temperature variations resulted from southward increased advection of cooler temperate or subpolar waters to this subtropical location or from enhanced regional upwelling.

The SST record off the coast of Africa made it possible to identify a clear connection between the paleoclimatic records from the North and Tropical Atlantic, reflecting dominant solar forcing during the Early Holocene and a drastic mid-Holocene transition related to the strengthening of internal forcing. This forcing, present from the sub-Arctic to the Equator during the Late Holocene, probably involves various regional mechanisms directly or indirectly associated with the Thermohaline Circulation (THC). Wavelet analysis (not shown in this study) of a record of the activity of the thermohaline circulation off Brazil at 4°S (Arz et al., 2001) shows a significant transition during the mid-Holocene. Indeed, the frequency content highlights cycles close to 1100 years related to solar cycles, near the value of 1500 years for internal forcing. However, a 2000-year cycle present throughout the record shows the importance of possible regional effects.

5.2. Circum-Antarctic variability

Around Antarctica, Hodell et al. (2001) and Nielsen et al. (2004) were the first to study the variations of Holocene sea ice cover in the South Atlantic ocean. The wavelet analysis of Nielsen's SIP record show a very clear solar component (continuous period of 2500 years and a period of 1000 years during the Early Holocene) similar to the ones found in the cosmogenic isotope records (Debret et al., 2007). For the Early Holocene, this correspondence is consistent with Hodell et al. (2001) who called on orbital forcing to explain the variations in extent of sea ice in the Weddell Sea. However solar activity cannot reconstitute all the signal variability, especially during the Late Holocene. The 1350-year period involves another forcing factor, which can be found in the records of Crosta et al. (2007; Wilkes sea, East Antarctica; Fig 1). The solar forcing may not be related to the assumptions of Hodell et al. (2001) that link (i.e. positive feedback) sea ice cover and moisture in Africa for the mid-Holocene transition. Note that the frequencies identified off the coast of Africa and Antarctica are close but significantly different, corresponding to periods of 1500 years and 1350 years respectively, and that the latter does not correspond to any value already observed in the

North Atlantic area. It is highly possible that the two records were initiated by the restart of the thermohaline circulation on its stable frequency, but that they then responded differently to this initial forcing.

The paleoclimatic proxies from sedimentary sequences are often compared to the records of ice cores, a reference for the global climate. Our wavelet analysis on the isotopic records from Taylor Dome and Byrd sites show different patterns. Though both records registered global forcing, their influence is regionally limited. Thus, at the Taylor Dome coastal site, the ocean influence likely overwhelmed the solar forcing that structured climate variability during the Early Holocene (Fig. 6). In contrast, at the Byrd continental site, solar forcing is registered without the overlap of any internal signal (Fig. 5). These results show that a single proxy (e.g. isotope D / H related to temperature) can register a comprehensive forcing (external or internal), but for which the influence is expressed regionally depending on the geographical location of sites.

Wavelet analysis can be used to draw up a circum-Antarctic pattern, which is broadly consistent with those established for the Atlantic Area, even if the detailed characteristics are slightly different. Thus, at around 5000 BP, the records show a drastic change that reflects the passage of solar forcing to internal forcing. Even if all the records do not permit a frequency analysis because of low temporal resolution, they all clearly showed a significant change around this period. Ciais et al., (1994) noted a regional climatic warming of 2°C around 4500 BP based on western Antarctic ice cores. On land, the expression of the mid-Holocene climate optimum has been reported from numerous sources, especially in marginal coastal locations of Antarctica (e.g. Berkman et al., 1998; Ingolfsson et al., 1998). Salvi et al., (2004) showed a dramatic fall of the paleo-productivity after 5000 BP in the western Ross sea. Increasing humidity stimulated glacier advance on James Ross Island (Björck et al., 1996) and there were glacier advances in South Georgia (Clapperton and Sugden, 1988). The period 5500 to 5000 BP witnessed significant cooling, polar climate conditions and maritime glacier activity in Antarctica (Noon et al., 2003). The end of the mid-Holocene climate optimum is evidenced a little later at 4700 BP in Palmer Deep (Domack et al., 2001). Finally, as elsewhere in the studied areas, Antarctic climate variability appears to be forced by solar activity during the Early Holocene (up to 5000 BP) and by internal forcing during the Late Holocene (since 5000 BP).

5.3. The case of South America

Records of both ^{18}O and NO_3^- in Sajama (Bolivia) and Huascarán (Peru) glaciers show a set

of frequencies with a pattern similar to that previously observed in the Atlantic sector. Indeed, cycles of 1500 years and 1700 years are observed until the mid-Holocene in the Sajama and the Huascarán ice cores respectively (Fig. 7). Thompson et al. (2000) explained that the Sajama and Huascarán glaciers get their main source of moisture from the Atlantic. Water vapour is advected from East and North-East over the Amazon basin. Thus it seems logical that both isotopic records present Atlantic cyclicities (Hoffmann et al., 2003; Hoffmann 2003). The case of NO_3^- is more complex. Although the sources of NO_3^- are not well defined, studies indicate that the tropical rainforest and forests soils may be the main source of atmospheric nitrogen species such as NO and NH_3 , which are precursors for NO_3^- and NH_4^+ arriving as aerosol (Robertson and Tiedje, 1988; Talbot et al., 1988). Thompson et al. (2000) propose that the beginning of the Holocene could reflect successive changes of vegetation, which would have required an adjustment period of 2000 years for a maximum regrowth of the virgin forest after the marked reduction during the Last Glacial Maximum. The frequency pattern clearly suggests internal forcing. Indeed it is strongly possible that the establishment of the THC around its stable frequency resulted in an atmospheric rearrangement, as in the North Atlantic, which had a regulating effect on the inflow of moisture in the Amazon Basin. A little farther north, in Ecuador, the study of a high elevation lake, Laguna Pallcacocha (Rodbell et al., 1999; Moy et al., 2002), highlighted the appearance of a cycle of around 1900 years since 5000 BP when the current El Niño cyclicality and intensity was established (ENSO). This cycle is different from those identified to date (Figure 7). For example, neither the Sajama nor the Huascarán records show this period of around 1900 years despite the vicinity of the lake and the ice records. This indicates that the Andes are an important climatic barrier between the two study areas. Disregarding possible stratigraphic biases, the different cyclicities recorded in Ecuador (1900-2000 years) and in the Southern ocean (1250-1350 years) demonstrate that the ENSO had a weak impact on Antarctic sea ice cover during the Holocene, which contradicts studies on the modern links between the two areas (Cai and Baines, 2001). Some studies indeed show that there is a link between the sea ice cover and Southern Oscillation Index (ENSO) on the interannual or decadal scale (Simmonds and Jacka, 1995). It seems that this is not the case on the millennial scale. The only common point concerns the simultaneous strengthening of their respective frequency since 5000 BP. Thus, the variability of El Niño events presents a specific frequency, but its registration coincides with the mid-Holocene transition related to the reloading of THC and atmospheric rearrangements arising therefrom.

As in the Atlantic and circum-Antarctic area, the mid-Holocene transition is present in

numerous sedimentary records and corresponds to a major atmospheric change. Thus, Markgraf et al. (1992) highlight the shift between two atmospheric circulation modes, resulting in the displacement of the southern Westerlies during the mid-Holocene following the strengthening of the south-east Pacific anticyclone (Markgraf 1993, 1998; Jenny et al., 2003). The increase of insolation during this period would have increased the temperature gradient between the tropics and high latitudes, which resulted in an increase in sea ice around Antarctica (Nielsen et al., 2004). More recently, several investigations confirmed and clarified this pattern by the study of marine (Lamy et al., 2001, Chilean continental slope) and lacustrine cores (Gilli et al., 2005 Lago Cardiel, Argentina 49 ° S and Mayr et al., 2007 at Laguna Potrok Aike 52 ° S). During the first part of the Holocene (7700-4000 BP), the Westerlies are located south of 41°S. This position of southern Westerlies could be linked to the intensification or migration of the south-east Pacific anticyclone which deviates westerly winds to the south. In addition, this situation coincides with a shift to the south of the Antarctic Circumpolar Current (ACC) that reduced the advection of ACC-derived water masses at the core location. After 4000 BP, the westerlies migrated to the north to reach their current position. This is in accordance with several investigations conducted in a bog of Patagonia, Tierra del Fuego, that identified an increase in rainfall (Pendall et al., 2001; Borromei et al., 2007). Similarly, while the Early Holocene is characterised by glaciers smaller than present, the mid-Holocene transition is marked by periods of glacial expansion in Patagonia (Glasser et al., 2004) in connection with a period of very strong cooling, called the Neoglacial period.

6. Holocene variability: Ocean, Atmosphere, Solar interaction

The structure of Holocene paleoclimatic records is comparable in Antarctica / South Atlantic, in the Tropics and in the North Atlantic area. The millennial variability of the last 10 000 years can be divided into three periods, all with different forcing (Fig. 8).

6.1. Solar activity imprint on the Early Holocene

During the first part of the Holocene (10000 to around 5000 BP), climate variability is governed by solar activity (e.g. Vonmoos et al., 2006; Dergachev et al., 2007; ZhiQiang et al., 2007). The low sea ice cover is characteristic of this period of maximum summer insolation in the Northern Hemisphere (Fig 8). Moreover, the hydrological cycle in the Northern Hemisphere is particularly perturbed by the massive melting of the last remnant ice from the

Laurentide ice sheet. The formic acid in the Greenland ice core indirectly recorded the development of the biosphere, which perfectly follows the withdrawal of the Laurentide Ice Sheet (Legrand and De Angelis, 1995; Mayewski et al., 1981). These freshwater contributions coupled with a change in marine topography (due to the rising sea level) have disrupted the activity of thermohaline circulation, preventing THC to oscillate in a cyclic manner.

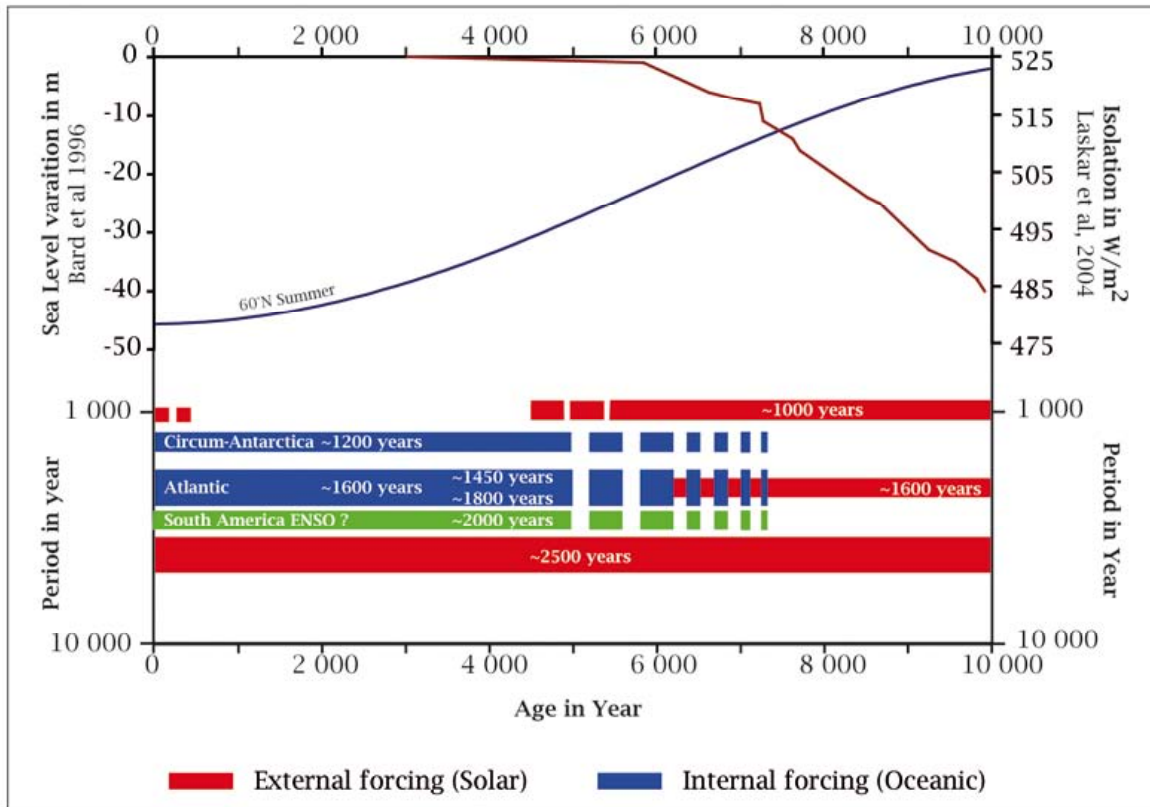


Figure 8. Holocene frequency pattern based on the study of records from the different areas. It is possible to distinguish internal from external forcing and to identify a strong transition in this pattern around 5000 BP. This period is characterised by a sea level close to its maximum and corresponds to the decoupling between methane and insolation.

6.2. A major climatic change during the mid-Holocene transition

The mid-Holocene transition is probably the key period of the Holocene climate change, marked by a change in the frequencies (from solar to internal imprint), or even an abrupt and pronounced shift involving a threshold concept that is difficult to assess. Yet it is precisely at this time that the sea level stabilised (Fig 8), meltwater flux became negligible and especially insolation reached a maximum level of variation (Fig 8). There is statistically a greater probability of climate change under these conditions. Claussen et al., 1999 and Ganopolski et al., 1998 have validated this assumption with a coupled model. If proxies changes are abrupt,

they may have occurred during a period that can be estimated between 4000 and 6000 BP, a period of maximum variation of insolation. The problem of timing for this major climatic change probably does not highlight a problem of chronology or age scale but rather a direct link with the sensitivity of the system and the proxy taken into account. Thermohaline circulation, which attempts to stabilise its frequency during the Early Holocene, met optimal conditions during the mid-Holocene, giving rise to a gradual increase in the intensity of the internal imprint (Fig 8).

6.3. Solar and internal forcing during the Late Holocene

The Late Holocene is marked by the stabilisation of new conditions with a THC firmly established, regulating the sea ice cover and, as a result, the atmospheric circulation that settles on the ocean frequencies.

There are however variations in the frequency allocated from internal forcing (Fig 8). The Atlantic sector shows a period of around 1600 years +/-200 years while Antarctica shows a slightly higher period of 1300 +/- 50 years (Fig 7). Errors in dating models cannot explain these differences: 300 years per cycle, i.e. about 1800 years for the Holocene (Atlantic sector: 6 cycles * 1600 period = 9600 years; Antarctic sector: 6 * 1300 = 7800 years). The flow of ACC current (120 Sv) is 10 times higher than the MOC (14 Sv). It is possible that the frequency of the MOC does not influence the ACC and that each fluctuates according to its own frequency. The origin of the Atlantic frequency is not clear, but "atmospheric water transport" (Broecker et al., 2001) or a "persistent internal salt oscillator" (McManus et al., 1999) have been proposed. The Antarctic frequency can be explained by "The Southern Ocean Flip-Flop" oscillator already suggested by Crosta et al. (2007). This process, based on an oscillation between two states of the ocean, with a strong stratification or strong convection through the intermediary of sea ice, appears to oscillate with a period of 1100 years (Drijfout et al., 1996). This result, from a primitive equation ocean model, involves interaction with the NADW. However the frequencies of the two oceans are different and do not allow the interaction of the NADW. Independence of the two oceans is nevertheless likely, at least for the frequency content. Indeed, Pierce et al. (1995) showed that despite a shut down of the NADW, THC continues to oscillate but distinctively and differently. Rahmstorf and England (1997) estimate that the thermohaline circulation can generate up to 75% of the NADW flow. These results thus support the classic view of Atlantic deep circulation being predominantly thermohaline-driven rather than driven by the winds over the Southern Ocean (Rahmstorf and England, 1997). On the other hand, they believe that the formation of Antarctic Bottom Water

depends intimately on winds over the Southern Ocean.

The combined results of this work could explain the Holocene pattern. Indeed, the pump of thermohaline circulation could be the North Atlantic area, since the disruption of the hydrological cycle by the fresh water input at the beginning of the Holocene affects the circulation around Antarctica. However, the frequencies may be different from one ocean to another (Pierce et al., 1995) since atmospheric circulation is essential to the formation of Antarctic Bottom Water, for example, while THC is sufficient to launch the pump of the NADW (Rahmstorf and England, 1997).

Internal forcing, which appears gradually during the Holocene and evolves to a stable state by the mid-Early Holocene, would appear to be oceanic but the frequency could be the result of an atmosphere/ocean coupling depending on sectors taken into account. Although THC forcing seems to explain the variability in the Atlantic, an ocean/atmosphere interaction is more likely for the Antarctic area in relation to the westerlies, as well as the Pacific in relation to El Niño. Unfortunately there are not enough records available to check this assumption. This approach needs to be extended around the world in order to define the different frequencies that can interfere in the regions concerned. However numerous work clearly highlight major climatic change during mid-Holocene in Africa (Marchant and Hooghiemstra, 2004) or Asia (Morrill et al, 2003) for example.

6.4 Methane and CO₂ variation during the Holocene

The methane study is of particular interest because the record of Blunier et al., 1995 ; Chappellaz et al., 1997 ; Spahni et al., 2005 ; Loulergue et al., in press, highlights a major change around 5000 BP. Chappellaz et al., 1997, using the inter-polar difference of CH₄ mixing ratio and a box-model, explain that this 5000 BP limit as a transition with different contributors at the origin of methane (Figure 9). Before 5000 BP, the model indicates reduced sources in the North and tropical area. Humidity decreases and reaches a minimum around 5000 BP. After this transition, the sources change for a concomitant decrease of the tropical source and an increase of the boreal source. This appears to be compatible with other studies that indicated a period of massive peat growth in the boreal region (Chappellaz et al., 1997 and Ref. therein). Ruddiman 2003 a,b, based on orbital parameters, explains that methane should follow the insolation during the Holocene. However since 5000 BP, there is a strong decoupling between greenhouse gases and insolation, preventing potential entry in glaciation. According to Ruddiman, this decoupling seems to be linked to the first human imprint. Recently, Ruddiman, 2007, explained that disproportionate biomass burning and rice

irrigation can explain the methane anomaly. This idea is under debate and there is growing evidence of natural forcing. Here we propose a possible link with the thermohaline circulation "restart". Indeed the salinity gradient efficiency increased as the meltwater pulses decreased. It gradually became powerful enough around the mid-Holocene to allow generation of ocean dynamics that brought moisture to the boreal latitudes. This is consistent with massive peat growth in the Boreal region after 5000 BP and a major variation in the hydrological cycle as pointed out by Chappellaz et al., 1997, thus contributing to the increase in the methane concentration. This explanation favours natural or combined natural/anthropogenic forcing to explain CH₄ decoupling with insolation. Indeed THC could have triggered the decoupling between insolation and methane, and the anthropogenic imprint could have gradually grown to become preponderant over the last 2500 years as suggested by the inter-polar ratio (Chappellaz et al., 1997).

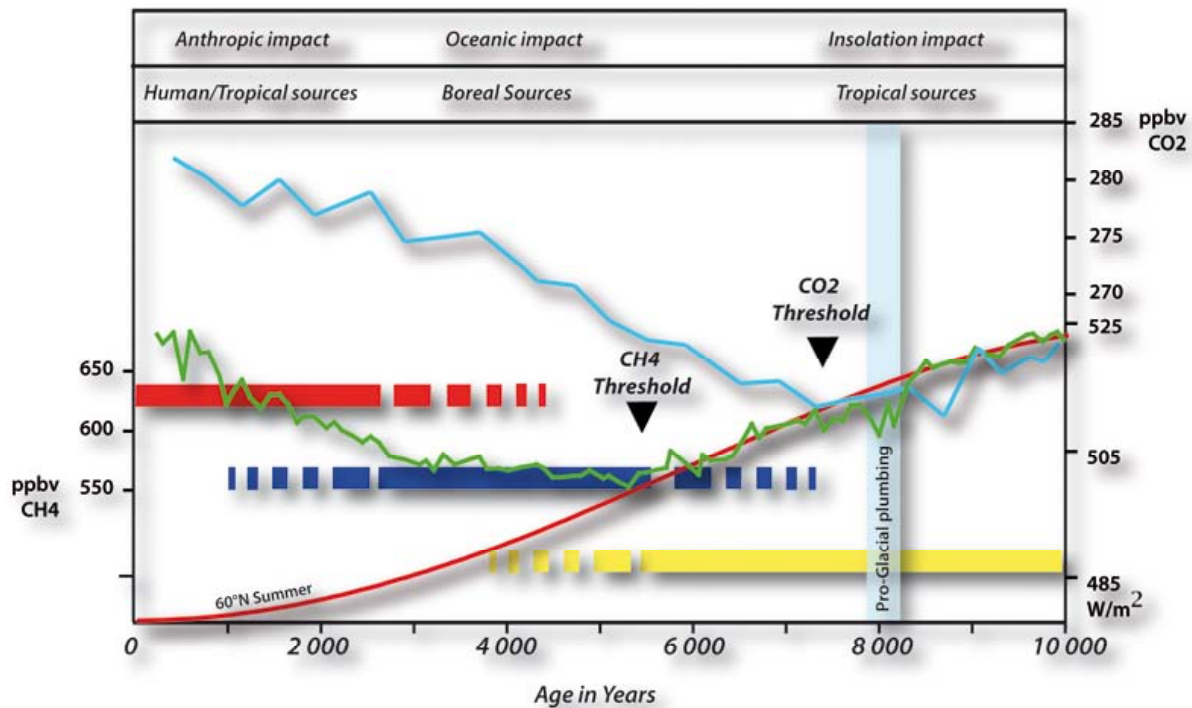


Figure 9: Methane (in green, Blunier et al, 1995) and CO₂ (in blue, Flükiger et al, 2002) senarii for Holocene concentration. In the upper part, first line correspond to impact of different factor on CH₄ concentration, seconde line correspond to CH₄ sources identified by Chappellaz et al, 1997. In the lower part, yellow line reflects insolation forcing, blue line internal forcing, whereas the red one is supposed to be anthropic counterpart on the methane concentration. Vertical blue line is the 8.2 ky event describes as a pro-glacial lake plumbing.

CO₂ is decoupled around 7 500 BP (Figure 9). According to Ruddiman, 2007, this could be inducing by a Holocene ocean that remained anomalously warm because of

anthropogenic intervention. Population around 7 500 BP didn't reach more than 20 000 000 inhabitants. This assumption appears with difficulty likely. However, it's always possible to imply a warm ocean but this time by the way of heat transport by THC that become more and more efficient. Why CO₂ is decoupled before CH₄? THC established progressively around it's steady state because melt water stops and sea level stabilize around 6 000 BP. It's possible to suppose that CO₂ and Methane do not have the same sensibility threshold to the THC re-establishment around a stable frequency.

This assumption needs to be refined and tested by quantification and modelling.

Conclusion

Wavelet analysis of numerous records throughout the Atlantic in both hemispheres helped not only to describe the frequency content of both hemispheres, but also to propose a pattern for the Holocene millennial frequencies. The first part of the Holocene was marked by high solar activity. The hydrological cycle, intensified by the flow of meltwater, did not allow the establishment of the density gradient in the North Atlantic and thus the stabilisation of the THC regime. At around 5000 years BP, THC was finally stabilised for the second half of the Holocene. This mid-Holocene transition is the key period of the entire Holocene since many parameters influencing weather or climate changed abruptly. For instance, the sea level decreased and the flow of meltwater became insignificant. Insolation reached its maximum variation. The 1000-year solar cycles disappeared in favour of a cyclical internal (ocean) forcing. It is therefore possible to extend and complement the scheme developed for the North Atlantic. The sea ice cover in Antarctica can be linked to climate variability in the Northern Hemisphere that appears to regulate the Atlantic and even global climate. Models have made it possible to propose a hypothesis concerning the origin of internal forcing during the Early Holocene. Although for Atlantic forcing, the THC seems to be sufficient for the stabilisation of the NADW regime, it seems that an ocean / atmosphere coupling is more likely for the Southern Ocean. For the Pacific (South America area), the same Holocene pattern would appear to be present but not enough records are available to confirm this. This mid-Holocene transition is also reflected in records of methane, an important greenhouse gas implicated in global warming. Its interpretation is under debate (Ruddiman, 2007), particularly in relation to the mechanism triggering the increase since 5000 BP. Here we propose a possible natural origin of oceanic activity until 2500 BP, followed by what appears to be a preponderant anthropogenic imprint.

Acknowledgements

Basile Deflorian, John T. Andrews, Matthias Moros, Risebrobakken, Martine DeAngelis, Jérôme Chappellaz, Laetitia Loulergue, Jean-Marc Barnola, Dominique Raynaud, Emmanuel LeMeur, Valérie Masson-Delmotte for their valuable insight, availability and/or for having shared their data. This work is supported by the ANR project: “Intégration des contraintes Paléoclimatiques pour réduire les Incertitudes sur l'évolution du Climat pendant les périodes Chaudes”- PICC (ANR-05-BLAN-0312-02).

Bibliography:

Alley R. B., Mayewski P. A., Sowers T., Stuiver M., Taylor K. C., Clark P. U., 1997. Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago *Geology*; 25; 6; 483–486.

Andrews, J.T., Hardardottir, J., Stoner, J.S., Mann, M.E., Kristjansdottir, G.B., Koc, N., 2003. Decadal to millennial-scale periodicities in North Iceland shelf sediments over the last 12 000 cal yr: long-term North Atlantic oceanographic variability and solar forcing. *Earth and Planetary Science Letters* 210, 453–465.

Armand, L., Crosta, X., Romero, O., Pichon, J.J., 2005. The biogeography of major taxa in southern ocean sediments. 1. Sea ice related species. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 223, 93-126.

Arz, H.W., Gerhardt, S., Päzdold, J., Röhl, U., 2001. Millennial-scale changes of surface and deep-flow in the western tropical Atlantic Linked to Northern Hemisphere high-latitude climate during the Holocene, *Geology* 29,(3), 239-242.

Berkman, P.A., Andrews, J.T., Björck S., Colhoun, E.A., Emslie, S.D., Goodwin, I.D., Hall, B.L., Hart, C.P., Hirakawa, K., Iganashi, A., Ingolfsson, O., Lopez-Martinez, J., Berry Lyons, W., Mabin, M.C.G., Quilty, P.G., Tavioni, M., Yoshida, Y., 1998. Circum-Antarctic coastal environmental shifts during the Late Quaternary reflected by emerged marine deposits. *Antarctic Science* 10, 345–62.

Bianchi, G.G., McCave, N., 1999. Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland. *Nature* 397, 515-517.

Blunier T., Chappellaz, J., Schwander, J., Stauffer, B., Raynaud, D., 1995. Variation in atmospheric methane concentration during the Holocene epoch. *Nature* 374, 46-49.

Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M., Showers, W., Hoffmann, S., Lottibond, R., Hajdas, I., Bonani, G., 2001. Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science* 294, 2130-2136.

Borromei A.M., Coronato A., Quattrocchio M., Rabassa J., Grill S., Roig C., 2007 Late Pleistocene–Holocene environments in Valle Carbajal, Tierra del Fuego, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 23, 321-335.

Broecker, W., Sutherland, S., Peng T.,H., 2001. A possible 20th-century slowdown of Southern ocean deep Water formation. *Science* 286, 1132-1135.

Björck, S., Olsson, S., Ellis-Evans, C., Håkansson, H., Humlum, O. de Lirio, J.M., 1996. Late Holocene palaeoclimate records from lake sediments on James Ross Island, Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 121, 195-220.

Chappellaz, J., Blunier, T., Kints, S., Dallenbach, A., Barnola, J-M, Schwander, J., Raynaud, D., Stauffer, B., 1997. Changes in the CH₄ gradient between Greenland and Antarctica during the Holocene. *J. Geo. Resear.* 102, 15987-15997.

Ciais, P., Petit, J. R., Jouzel, J., Lorius, C., Barkov, N. I., Lipenkov, V., Nicolaiev, V., 1992. Evidence for an early Holocene climatic optimum in the Antarctic deep ice-core record. *Climate Dynamics* 6, 169–177.

Claussen, M., Kubatzki, C., Brovkin, V., Ganopolski, A., Hoelzmann, P., Pachur, H.J., 1999. Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation in the mid-Holocene. *Geophysical Research Letters* 14, 2037-2040.

Crosta, X., Debret, M., Denis, D., Courty, M.A., Ther, O., 2007. Holocene long- and short-

term climate changes off Adelie Land, East Antarctica, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 8, Q11009, doi:10.1029/2007GC001718.

Crosta, X., Romero, O., Armand, L., Pichon, J.J., 2005. The biogeography of major diatom taxa in Southern Ocean sediments. 2. Open Ocean related species. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 223, 66-92.

Debre, M., Bout-Roumazelles, V., Grousset, F., Desmet, M., McManus, J.F., Massei, N., Sebag, D., Petit, J.R., Copard, Y., Trentesaux, A., 2007. The origin of the 1500-year climate cycles in Holocene North-Atlantic records *Climate of the Past* 3, 569-575.

deMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Sarnthein, M., 2000. Coherent high- and low-latitude climate variability during the Holocene Warm Period. *Science* 288, 2198-2202.

deMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Adkins, J., Sarnthein, M., Baker, L., Yarusinsky, M., 2000. Abrupt onset and termination of the African humid period: Rapid climate response to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Reviews* 19, 347-361.

Dergachev, V.A., Raspopov, O.M., Damblon, F., Jungner, H., Zaitseva, G.I., 2007. Natural Climate Variability During the Holocene. *Radiocarbon* 49(2), 187-1151, pp. 837-854

Domack, E., Leventer, A., Dunbar, R., Taylor, F., Brachfeld, S., Sjunneskog C., ODP Leg 178 Scientific Party, 2001. Chronology of the Palmer Deep site, Antarctic Peninsula: a Holocene palaeoenvironmental reference for the circum-Antarctic. *The Holocene* 11, 1-9.

Drijfhout, S., Heinze, C., Latif, M., Maeir-Reimer, E., 1996. Mean circulation and internal variability in an ocean primitive equation model. *J. Phys. Oceanogr.* 26, 559-580.

Ekström, G., Nettles, M., Tsai, V.C., 2006. Seasonality and Increasing Frequency of Greenland Glacial Earthquakes. *Science* 311, 1756-1758.

EPICA community members, 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature* 429 (6992), 623-628.

Ganopolski, A., Kubatzki, C., Claussen, M., Brovkin, V., Petoukhov, V., 1998. The influence of vegetation–atmosphere–ocean interaction on climate during the mid-Holocene. *Science* 220, 1916-1919.

Gilli, A., Ariztegui, D., Anselmetti, F., McKenzie, J.A., Markgraf, V., Hajdas, I., McCulloch, R., 2005. Mid-Holocene strengthening of the southern westerlies in South America–Sedimentological evidences from Lago Cardiel, Argentina (491S). *Global and Planetary Change* 49, 75-93.

Giraudeau, J., Cremer, M., Manthè, S., Labeyrie, L., Bond, G., 2000. Coccolith evidence for instabilities in surface circulation south of Iceland during Holocene times. *Earth Planet. Sci. Lett.* 179, 257-268.

Glasser, N.F., Harrison, S., Winchester, V., Aniya, M., 2004. Late Pleistocene and Holocene palaeoclimate and glacier fluctuations in Patagonia. *Glob. Planet. Change* 43, 79-101.

Hammer CU, Clausen HB, Dansgaard W, Neftel A, Kristinsdottir P, Johnson E. 1985. Continuous impurity analysis along the Dye 3 deep core. In: Langway Jr. CC, Oeschger H, Dansgaard, H., (Eds). *Greenland Ice Core*. American Geophysical Union. Washington, DC, pp. 90-94.

Hodell, D.A., Kanfoush, S.L., Shemesh, A., Crosta, X., Charles, C.D., and Guilderson, T.P., 2001. Abrupt cooling of Antarctic surface waters and sea ice expansion in the South Atlantic sector of the Southern Ocean at 5000 cal yr B.P. *Quaternary Research* 56, 191-198.

Hoffmann, G., Ramirez, E., Taupin, J.D., Francou, B., Ribstein, P., Delmas, R., Dürr, H., Gallaire, R., Simoes, J., Schotterer, U., Stievenard, M., Werner, M., 2003. Coherent isotope history of Andean ice cores over the last century. *Geophysical Research Letter* 30, (4), 1179, doi:10.1029/2002GL014870.

Hoffmann, G., 2003. Taking the Pulse of the Tropical Water Cycle. *Science* 301, 776-777.

Hoffmann, G., Jouzel, J., Johnsen, S.J., 2001. Last millenium Deuterium excess record from

central Greenland over the last millennium: Hints of a North Atlantic signal during the Little Ice Age. *Journal of Geophysical Research*. 10614265-14274.

Ingolfsson, O., Hjort, C., Berkman, P.A., Björck, S., Colhoun, E., Goodwin, I.D., Hall, B., Hirakawa, K., Melles, M., Møller, P., Prentice, M.L., 1998. Antarctic glacial history since the Last Glacial Maximum: an overview of the record on land. *Antarctic Science* 10, 326-44.

Jackson, M.G., Oskarson, N., Trønes, R.G., McManus, J.F., Oppo, D., Grönvold, K., Hart, S.R., Sachs, J.P., 2005. Holocene loess deposition in Iceland: Evidence for millennial-scale atmosphere-ocean coupling in the North-Atlantic. *Geology* 33, 509-512.

Jenny, B., Wilhelm, D., Valero-Garcés, B.L., 2003. The southern westerlies in Central Chile: Holocene precipitation estimates based on a water balance model for Laguna Aculeo (331500S). *Climate Dynamics* 20, 269-280.

Joughin, I., Abdalati, W., Fahnestock, M., 2004. Large fluctuations in speed on Greenland's Jakobshavn Isbræ glacier. *Nature* 432, 608.

Joughin, I., 2006. Greenland Rumbles Louder as Glaciers Accelerate. *Science* 311, 1719-1720.

Kuhlmann, H., Meggers, H., Freudenthal, T., Wefer, G., 2004. The transition of the monsoonal and the N Atlantic climate system off NW Africa during the Holocene, *Geophysical Research Letters* 31, L22204, doi:10.1029/2004GL021267.

Lamy, F., Hebbeln, D., Röhl, U., Wefer, G., 2001. Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. *Earth and Planetary Science Letters* 185, 369-382.

Marchant, R. and Hooghiemstra, 2004. Rapid environmental change in African and South American tropics around 4000 years before present: a review. *Earth Science Review*,

Markgraf, V., Dodson, J.R., Kershaw, P.A., McGlone, M., Nicholls, N., 1992. Evolution of Late Pleistocene and Holocene climates in circum South Pacific land areas. *Climate*

Dynamics. 6, 193-211.

Markgraf, V., 1993. Climatic history of Central and South America since 18,000 years B.P.: Comparison of pollen records and model simulations. In: Wright, H.E., Kutzbach, J.E., Webb, III, T., Ruddiman, W.F., Street-Perrott, F.A., Bartlein, P.J. (Eds.), *Global Climates since the Last Glacial Maximum*. University of Minnesota Press, Minneapolis, London, pp. 357-385.

Mayr, C., Wille, M., Haberzettl, T., Fey, M., Janssen, S., Lücke, A., Ohlendorf, C., Oliva, G., Schäbitz, F., Schleser, G.H., Zolitschka, B., 2007. Holocene variability of the Southern Hemisphere westerlies in Argentinean Patagonia (52°S). *Quaternary Science Reviews* 26, 579-584.

McDermott, F., Matthey, D.P., Chris Hawkesworth, C., 1998. Centennial-Scale Holocene Climate Variability Revealed by a High-Resolution Speleothem $\delta^{18}\text{O}$ Record from SW Ireland. *Science* 294, 1328-1331.

deMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Sarnthein, M., 2000. Coherent high- and low-latitude climate variability during the Holocene Warm Period. *Science* 288, 2198-2202.

McManus, J.F., François, R., Gherardi, J.M., Keigwin, L. D., and Brown-Leger, S., 2004. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature* 428, 834-837.

Morrill, C., Overpeck, J. T., and Cole J.E., 2003. A synthesis of abrupt changes in the Asian summer monsoon since the last deglaciation. *The Holocene*, 13, 4, 465–476.

Moros, M., Emeis, K., Risebrobakken, B., Snowball, I., Kuijpers, A., McManus, J., Jansen, E., 2004. Sea surface temperatures and ice rafting in the Holocene North Atlantic: climate influences on northern Europe and Greenland *Quaternary Science Reviews* 23, 2113-2126.

Moy, C.M., Seltzer, G.O., Rodbell, D.T., Anderson, D.M., 2002. Variability of El Niño Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature* 420, 162-165.

Nielsen, S.H.H., Koç, N., Crosta, X., 2004. Holocene climate in the Atlantic sector of the Southern Ocean: Controlled by insolation or oceanic circulation? *Geology* 32 (4), 317-320; doi: 10.1130/G20334.1.

O'Brien, S.R., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Meese, D.A., Twickler, M.S., Whitlow, S.L., 1995. Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science* 270, 1962-1964.

Pendall, E., Markgraf, V., White, J.W., Dreier, M., 2001. Multiproxy record of Late Pleistocene–Holocene climate and vegetation changes from a peat bog in Patagonia. *Quaternary Research* 55, 168-178.

Pierce, D.W., Barnett, T.P., Mikolajewicz, U., 1995. Competing role of heat and freshwater flux in forcing thermohaline oscillations. *Journal of Physical Oceanography* 25, 2046-2064.

Rahmstorf, S. and England, M.H., 1997. Sensitivity of Ventilation Rates and Radiocarbon Uptake to Subgrid-Scale Mixing in Ocean Models. *Journal of Physical Oceanography* 29 (11), 2802-2828.

Risebrobakken, B., Jansen, E., Andersson, C., Mjelde, E., Hevroy, K., 2003. A high-resolution study of Holocene paleoclimatic and paleoceanographic changes in the Nordic Seas. *Paleoceanography* 18, 1017-1031.

Rodbell, D.T., Seltzer, G.O., Anderson, D.M., Abbott, M.B., Enfield, D.B., Newman, J.H., 1999. A 15,000-year record of El Niño-driven alluviation in southwestern Ecuador. *Science* 283, 516–520.

Robertson, G.P., Tiedje, J.M., 1988. Deforestation alters denitrification in a lowland tropical rain forest. *Nature* 336, 756-759.

Ruddiman, W.F., 2003. Orbital insolation, ice volume and greenhouse gases. *Quaternary Science Review*. 22, 1597-1629.

Ruddiman, W.F., 2003. The anthropogenic greenhouse era began thousands of years ago.

Climatic Change 61, 261-293.

Ruddiman, W.F., 2007. The early anthropogenic hypothesis: challenges and responses. *Review of Geophysics* 45, 1-37.

Salvi, C., Salvi, G., Stenni, B., Brambati, A., 2004 Palaeoproductivity in the Ross Sea, Antarctica, during the last 15 kyr BP and its link with ice-core temperature. *Annals of Glaciology* 39 (1), 445-451.

Simmonds, I., Jacka, T.H., 1995. Relationship between the interannual variability of Antarctic sea-ice and the Southern Oscillation index. *Journal of Climate* 8, 637-647.

Steig, E.J., Hart, C.P., White, J.W.C., Cunningham, W.L., Davis, M.D., Saltzman, E.S., 1998. Changes in climate, ocean and ice sheet conditions in the Ross Embayment, Antarctica, at 6 ka. *Annals of Glaciology* 27, 305-310.

Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer B., McCormac, F.G., van der Plicht, J., Spurk, M., 1998. INTCAL98 radiocarbon age calibration. *Radiocarbon* 40, 1041-1083.

Spahni, R., Chappellaz, J., Stocker, T.F., Loulergue, L., Hausammann, G., Kawamura, K., Fluckiger, J., Schwander, J., Raynaud, D., Masson-Delmotte, V., Jouzel, J., 2005. Variations of atmospheric methane and nitrous oxide during the last 650 000 years from Antarctic ice cores. *Science* 310, 1317-1321.

Talbot, R.W., Andreae, M.O., Andreae, T.W., Harriss, R.C., 1988. Regional aerosol chemistry of the Amazon Basin during the dry season. *Journal of Geophysical Research* 93: 1499–1508.

Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., Davis, M.E., Lin, P.N., Henderson, K.A., Cole-Dai, J., Bolzan, J.F., Liu, K.B., 1995. Late Glacial Stage and Holocene tropical ice core records from Huascarán, Peru. *Science* 269, 46-50.

Thompson, L.G., Davis, M.E., Mosley-Thompson, E., Sowers, T.A., Henderson, K.A.,

Zagorodnov, V.S., Lin, P.N., Mikhalenko, V.N., Campen, R.K., Bolzan, J.F., Cole-Dai, J. 1998. A 25,000 year tropical climate history from Bolivian ice cores. *Science* 282, 1858-1864.

Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., Henderson, K.A., 2000. Ice-core palaeoclimate records in tropical South America since the Last Glacial Maximum. *Journal of Quaternary Sciences* 15, 377-394.

Torrence, C., Compo, G.P., 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 79, 61-78.

Vonmoos, M., Beer, J., Muscheler, R., 2006. Large variations in Holocene solar activity – constraints from ^{10}Be in the GRIP ice core. *Journal of Geophysical Research* 111, A10105, doi:10.1029/2005JA011500.

Witt, A. Schumann, A.Y., 2005. Holocene climate variability on millennial scales recorded in Greenland ice cores. *Nonlinear Processes in Geophysics* 12. 345-352.

Yin ZhiQiang, Ma. LiHua, Han, YanBen., Han, YongGang., 2007. Long-term variations of solar activity. *Chinese Science Bulletin* 52 (20), 2737-2741.

Impact océanique sur la tendance Holocène du Méthane et du dioxyde de carbone

Cette partie est destinée à développer un petit peu plus l'hypothèse d'un forçage océanique dans les enregistrements du méthane et du dioxyde de carbone que ce qu'il a été fait dans le papier.

Les données disponibles pour l'Holocène proviennent des sites de Byrd et D47 pour l'Antarctique, et de Grip pour le Groenland (Blunier et al, 1995 ; Chappellaz et al, 1997). Depuis d'autres enregistrements ont été produits, notamment EPICA Dome C (Bellier, 2004). Les concentrations obtenues dans les carottes du pôle Sud sont systématiquement plus basses que celles du Nord. Cette différence provient essentiellement de la différence géographique hétérogène des sources et puits du méthane mais aussi du temps de résidence du CH₄ qui est d'un ordre plus long que le temps d'échange inter hémisphérique. Les premières raisons pour expliquer les changements passés (pré-industriels) de la concentration du méthane sont principalement les zones humides qui constituent environ 70% des sources totales (Houghton et al, 1995). Les autres sources comme les termites, animaux sauvages, feux de forêts, océan et le méthane piégé dans le permafrost et dans le talus continental sont des sources relativement mineures. En couplant les données de concentration du méthane à un modèle en boîte (Chappellaz et al, 1997), il est possible d'évaluer l'origine des sources du méthane pendant l'Holocène. L'origine se détermine grâce à un modèle trois boîtes : les tropiques (30°S-30°N) et les zones boréales (30°-90°S et N). Les résultats figures dans la figure 1.

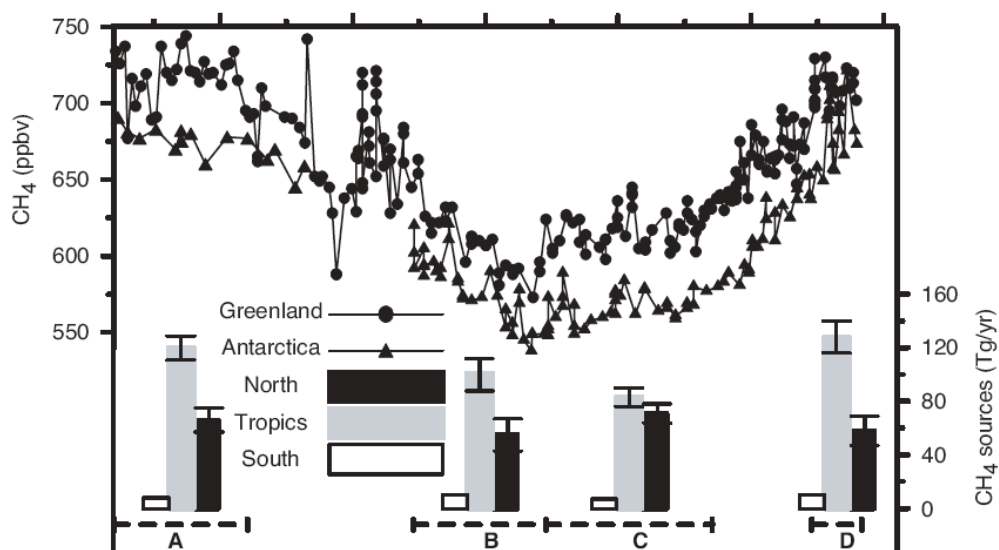


Figure 1 : Enregistrements Holocène du méthane en Antarctique (Triangles) et au Groenland (points). Evaluation des sources en fonction des bandes latitudinales (Chappellaz et al, 1997).

La décroissance des concentrations de méthane pendant l'Holocène inférieur et moyen, avec un minimum des teneurs à environs 5 500 BP, serait due à un affaiblissement, en moyenne très progressif, des sources tropicales que l'on peut lier à une insolation estivale qui diminue un peu entre 9000 et 6000 BP et se traduit par la fin de l'Optimum Holocène, en Afrique Equatoriale en particulier (Chappellaz et al, 1997 ; Bellier, 2004). Ces contributions, toutefois importantes, des zones inondées seraient contrebalancées par une faible émission des sources aux moyennes et hautes latitudes Nord (assèchement de la Mongolie par exemple, Texier et al, 1997).

Sur la figure 2, on voit la concentration en CH₄ qui suit la courbe d'insolation, exceptée un endroit autour de 8 200 BP lors du drainage de l'immense lac pro-glaciaire Agassiz-Ojibway (Alley et al, 1999).

Puis vers 5 000 BP, le gradient inter hémisphérique indique un changement de sources. Bellier, 2004 note une très forte diminution de CH₄ émis par les sources tropicales alors que la source boréale atteint son maximum Holocène. Ces résultats confirment les résultats de Chappellaz et al, 1997 avec une augmentation des zones humides en Russie, Scandinavie, et Canada (Chapellaz et al, 1997 et références therein). La disparition complète des calottes de glace Laurentides à 6 000 BP a également pu permettre la mise en place de marécage dans ces zones nouvellement libres. Les données continentales sont aussi en accord avec une diminution des sources des basses latitudes car l'assèchement de ces zones était déjà bien avancé alors en Afrique, Inde et Asie (Street-Perrott, 1993 ; Gasse et al, 1996 ; Gasse 2000 ; An et al, 2000).

A partir de 2 500 BP, le gradient inter hémisphérique a un comportement différent et le CH₄ ré-augmente de nouveau pour atteindre les plus hautes concentrations de l'Holocène. Les sources Nord ont diminué et les sources tropicales ont augmenté. L'influence anthropique semble se dessiner (Chappellaz et al, 1997).

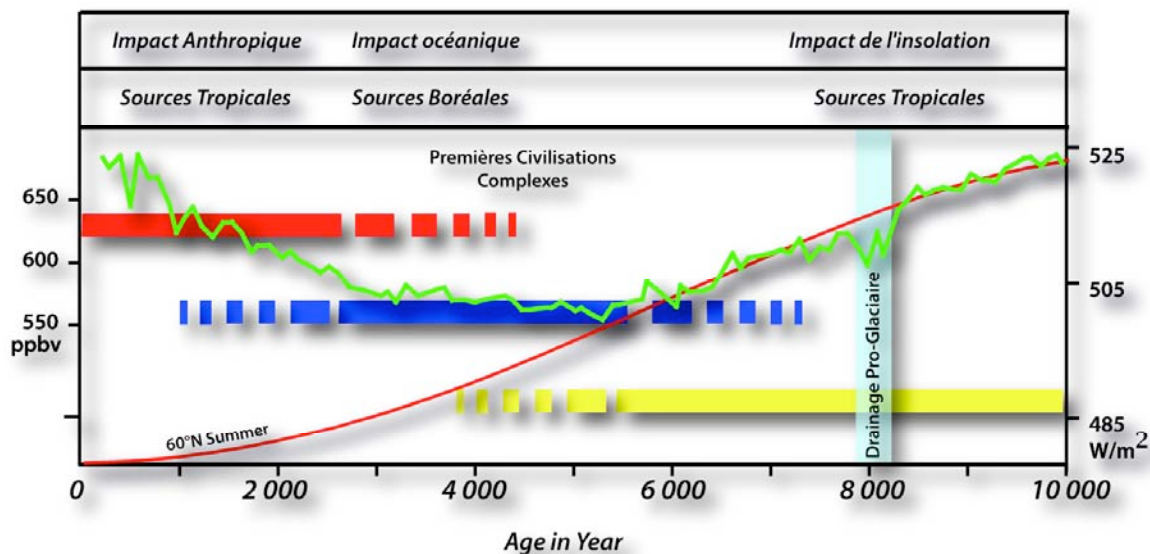


Figure 2 : schéma synthétique montrant l'influence de l'insolation, de l'océan et de l'Homme sur la courbe du méthane pendant l'Holocène. Les sources ont été déterminées par le gradient interhémisphérique de Chappellaz et al, 1997.

En 2003, Ruddiman publie deux articles discutant des causes des variations du méthane pendant l'Holocène. Selon lui, les variations d'insolation liées aux paramètres de Milankovic dirigent les variations de concentration en méthane. Or ces deux paramètres se découplent autour de 5500 BP. Ruddiman suggère que si le méthane et le CO₂ avait suivi l'insolation, une masse de glace continentale aurait du apparaître entre 6 000-3 500 BP et avance l'hypothèse déjà formulée auparavant par Ruddiman et Thompson, 2001 que le découplage entre l'insolation et le méthane serait dû à l'activité humaine. Chappellaz et al, en 1997, ne tranchaient pas sur l'interprétation du gradient interhémisphérique à partir de 2 500 BP. En 2007, Ruddiman renforce l'impact anthropique comme principale source de méthane via des feux de biomasse disproportionnés et l'irrigation du riz. Alors que le CO₂ qui se découple un peu plus tôt autour de 7500 BP semble lui associé à un océan Holocène qui reste anormalement chaud à cause de l'impact anthropique.

Tendance Holocène du Méthane et du Dioxyde de Carbone

Nous découpons l'Holocène en 3 périodes, chacune régulée par un facteur différent :

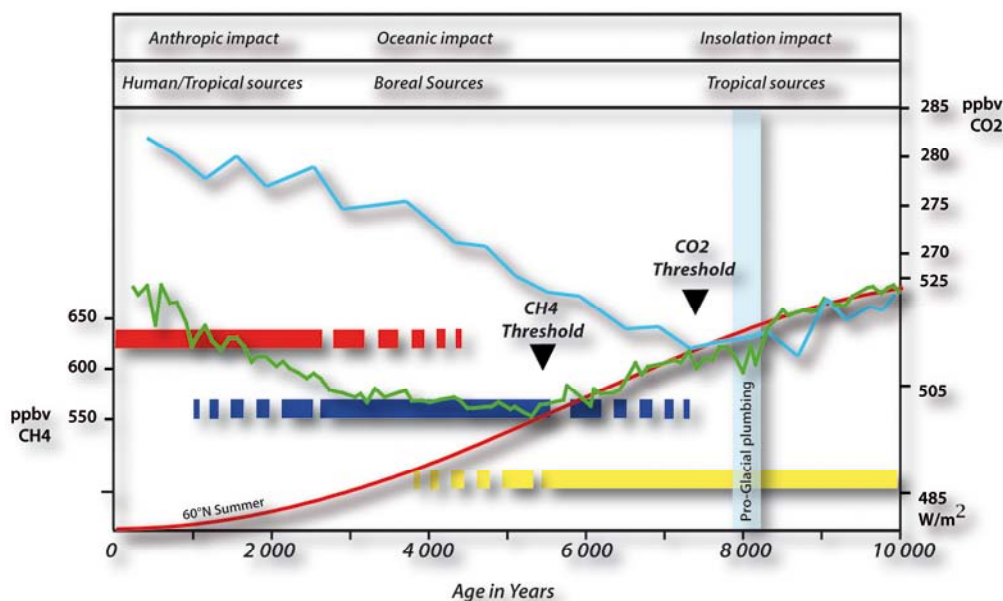


Figure 2 : schéma synthétique montrant l'influence de l'insolation, de l'océan et de l'Homme sur la courbe du méthane pendant l'Holocène. Les sources ont été déterminées par le gradient interhémisphérique de Chappellaz et al, 1997.

- **Période 10 000 – 5 500 ans BP : Rôle possible de l'Insolation**

Source du méthane : Tropicale

Niveau Marin : en hausse de -50 à -2 m

Glace rémanente : diminue jusque 6 000 BP

Population : de 6 à 60 Millions d'habitants (7 000 ans BP : 20 Millions)

Pendant cette période, le méthane suit la baisse de l'insolation estivale. Seuls les drainages d'eau douce perturbent l'enregistrement autour de 8 200 BP. Les sources sont d'origine tropicale, mais elles diminuent régulièrement tout au long de cette période pour atteindre une signature boréale vers 5 500 BP environs (Chappellaz et al, 1997). Debret et al, 2007 et soumis propose que la circulation thermohaline se met en place à son régime stable à partir de 5 000 BP environs, mais celle-ci est perturbée par les flux d'eau de fonte des dernières glaces rémanentes (6 000 BP) (Figure 3), le gradient de salinité ne pouvant s'établir durablement. Le transport de chaleur est, sans doute, peu efficace. Les sources de CH₄ sont donc tropicales au début de l'Holocène. Puis les flux d'eau douce s'amenuisent et la CTH devient plus vigoureuse et s'installe sur un régime plus stable. De plus en plus de chaleur et d'humidité sont transportées vers les hautes latitudes permettant aux sources boréales de se développer progressivement au détriment des sources tropicales.

Le CO₂ se découple autour de 7 500 BP. Selon Ruddiman, 2003, ceci serait dû à un océan Holocène qui reste anormalement élevé du fait de l'impact anthropique. La population, vers 7 500 BP ne s'élevait pas à plus de 20 000 000 d'habitants et cette hypothèse apparaît alors peu probable. Par contre, on peut toujours impliquer un océan Holocène qui reste chaud mais cette fois du à un transfert de chaleur par la CTH qui devient de plus en plus efficace.

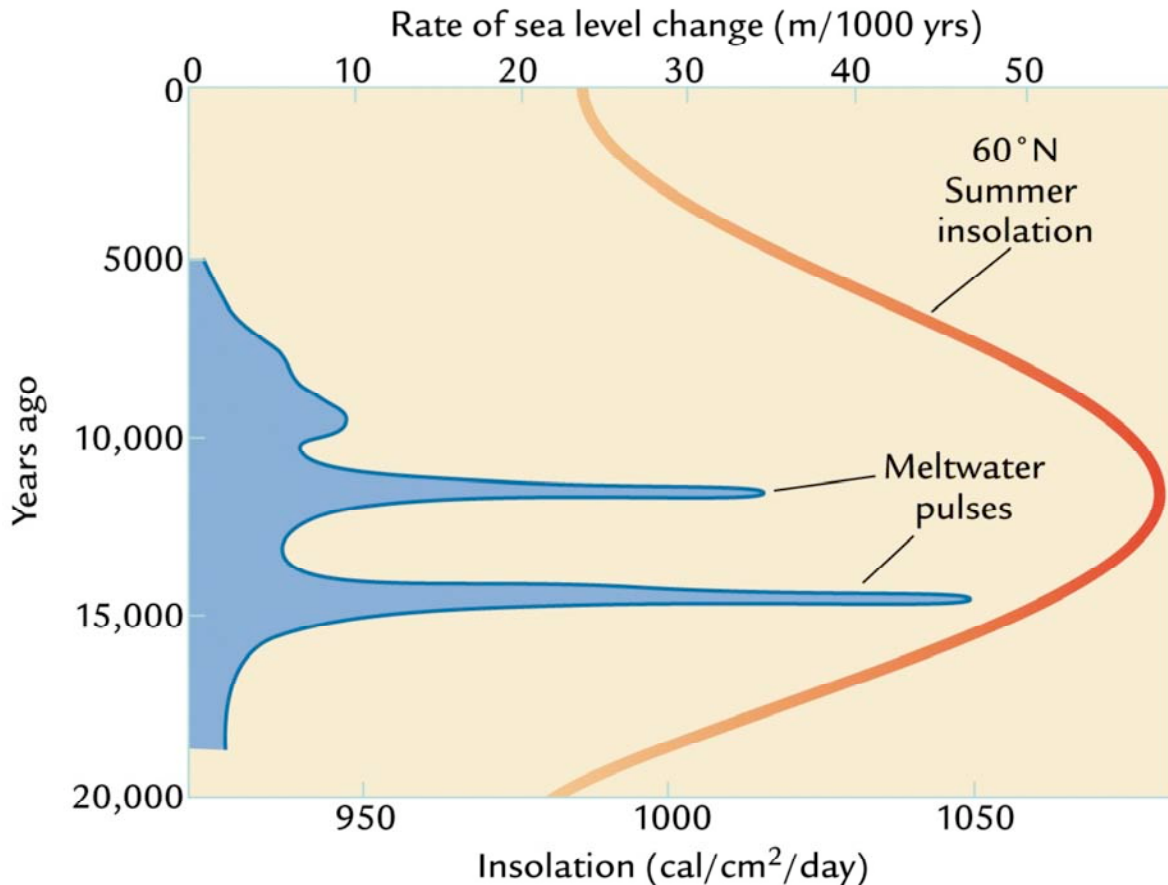


Figure 3 : Les flux d'eaux douces depuis la déglaciation continus à être significatifs jusque 5 000 BP environs.

Alors la question est de savoir pourquoi le CO₂ se découple avant le CH₄ ? La CTH s'établit progressivement à son régime stable puisque les flux d'eau douce s'arrêtent, et la hausse du niveau marin se stabilise vers 6 000 BP. On peut donc supposer que le CO₂ et le méthane n'ont pas le même seuil de sensibilité au rétablissement de la CTH à sa fréquence actuelle. Ceci semble cohérent puisque les processus impliqués sont différents. Pour le méthane, l'océan aurait eu un rôle de transport de chaleur et d'humidité, alors que, pour le CO₂, la circulation thermohaline ainsi que les processus physico-chimiques seraient les éléments déterminants. L'énergie d'abord apportée par l'océan aux hautes latitudes sert à dégeler les sols et à rétablir une activité biogénique anaérobie entraînant un temps de réponse plus grand que pour la mise en route des processus physico-chimique nécessaire au relargage de CO₂.

- **Période 5 500 – 2 500 ans BP : expression de la circulation thermohaline**

Source du méthane : Boréale

Niveau Marin : stabilisé

Glace rémanente : calotte Laurentides disparue

Population : de 60 Millions à 150 Millions d'habitants

Il apparaît que la période autour de 5000 BP est une période charnière dans la quasi totalité des enregistrements climatiques (voir chapitre bibliographique). C'est à cette période que le niveau marin se stabilise, que toutes les glaces rémanentes ont fondu. Mais c'est aussi à cette période que les premières civilisations complexes en Amérique du Sud, Asie, Afrique, sans contact entre elles, apparaissent sur des continents différents au même moment (Chapitre 1). Brooks, 2006 estime qu'un changement climatique majeur est la seule hypothèse qui peut expliquer une émergence à des lieux différents avec des populations isolées entre elles. L'analyse fréquentielle de Debret et al, 2007 montre que c'est à ce moment que l'on détecte une signature océanique dans les enregistrements climatiques probablement en lien avec l'établissement durable du gradient de salinité, pompe de la circulation thermohaline. La circulation thermohaline est probablement devenue plus efficace à partir de 5 000 BP en apportant de la chaleur latente et humidité aux latitudes boréales contribuant aux développements de zones humides (tourbières,...) décrites dans la bibliographie.

Le méthane se découple de l'insolation donc mais reste plus ou moins stable jusque 2 500 BP. La CTH contrebalance petit à petit la baisse de l'insolation et on voit probablement l'impact anthropique qui commence à prendre de l'importance dans le signal progressivement.

- **Période 2 500 – 0 ans BP : Impact de l'activité humaine ?**

Source du méthane : tropicale et variable

Niveau Marin : stabilisé

Glace rémanente : calotte Laurentides disparue

Population : de 150 Millions à 6 Milliard d'habitants

Le méthane suit une véritable envolée à partir de 2 500 ans BP, tout comme la population mondiale qui est multipliée par 40 (Biraben, 2003). Cette fois la pente de la courbe de méthane et le changement de source indiqué par le gradient inter-hémisphérique montrent

que la courbe du CH₄ n'est plus influencée par la CTH mais par une source que Chappellaz et al, 1997 n'ont pas différencié entre naturelle ou/et anthropique. Crutzen et Stoermer, 2000 ont appelé Anthropocène, la période qui suit l'Holocène où le climat est modifié par les rejets de gaz à effet de serre d'origine anthropique depuis 1800 AD. Ruddiman 2003 voudrait plutôt identifier la marque de l'Homme déjà avant 4 000 BP. Ici nous proposons plutôt que l'Homme a un impact significatif à partir de 2 500 BP et que le découplage entre l'insolation et le CH₄ induit par un établissement de la CTH à un régime stable qui aurait eu lieu vers 5000 BP.

CHAPITRE 6
VALIDATION DES SIGNAUX POUSSIÈRES EN
ANTARCTIQUE

| | |
|--|------------|
| INTRODUCTION : | 135 |
| 1. GENERALITES SUR LES POUSSIERES ANTARCTIQUE | 136 |
| 1.1. LES IMPURETES DANS LA GLACE | 136 |
| 1.2. DETERMINATION DE L'ORIGINE | 137 |
| 1.3. TAILLES DES POUSSIERES ET VARIATIONS CLIMATIQUES | 140 |
| 1.4. POUSSIERES ET NEVE : RECONSTITUTION DES CIRCULATIONS ATMOSPHERIQUES A PARTIR DES DONNEES DES CAROTTES DE GLACE. | 144 |
| 2. PUIITS, NEVE, GLACE : PROTOCOLES | 144 |
| 2.1. ECHANTILLONNAGE ET MESURES DE LA <i>GLACE</i> | 144 |
| 2.2. ECHANTILLONNAGE ET MESURES SUR LE <i>NEVE</i> | 145 |
| 2.3. ECHANTILLONNAGE ET MESURES DE LA <i>NEIGE</i> | 147 |
| 2.4. MESURES AU COMPTEUR COULTER : PRINCIPE, MANIPULATION ET LIMITE DE LA TECHNIQUE. | 147 |
| 3. SITES D'ETUDES | 149 |
| 3.1. VOSTOK | 149 |
| 3.2. DOME C | 150 |
| 4. VALIDATION DES VALEURS DU NEVE | 150 |
| 4.1. LES PUIITS | 151 |
| 4.2. LE NEVE | 154 |
| CONCLUSION | 161 |

Introduction :

Le névé est une zone bien particulière dans un carottage. Effectivement il nécessite la plus grande attention car il est extrêmement poreux. Les risques de contamination sont donc très élevés tant que la profondeur du close off, profondeur où les pores de la glace se ferment, n'est pas atteinte. L'étude des poussières dans cette partie des enregistrements glaciaires est particulièrement ardue puisqu'elle demande des conditions particulièrement rigoureuses pour éviter les risques de contamination. Ceux-ci peuvent intervenir à toutes les étapes de l'étude du névé : lors du carottage, de la conservation, du transport, du stockage, de la décontamination, de l'analyse,... Pour ces raisons, l'étude du névé est restée très limitée et aucun protocole n'existe pour son étude en routine.

Dans ce chapitre, nous présentons l'analyse en poussière du névé pour les sites de Vostok et Dôme C. Etant donnée la difficulté pour ne pas contaminer les échantillons pendant les différentes étapes de la manipulation, nous avons appuyé nos mesures par des vérifications sur des échantillons prélevés dans différents puits (Dôme C, Vostok, Talos Dôme) et les données de glace (Holocène), publiées pour les sites de Vostok, Dôme C, et non publié, pour Dôme B.

Un traitement statistique a été appliqué pour essayer d'explorer la variabilité spatiale et temporelle des signaux de puit, névé et glace. Tous ces résultats ont entraîné une discussion sur la fiabilité des enregistrements en fonction de l'échelle utilisée.

1. Généralités sur les poussières Antarctique

1.1. Les impuretés dans la glace

On prête aux poussières la propriété de pouvoir influencer le climat ainsi que la chimie atmosphérique. Ainsi, les poussières être à l'origine de la formation de nuages, avec les effets qui en découlent sur la quantité de lumière atteignant le sol mais aussi les pluies (e.g. Zhang et Carmichael, 1999). Les poussières peuvent aussi modérer les processus photochimiques (Dickerson et al, 1997).

Les aérosols minéraux ont aussi un rôle important sur les écosystèmes terrestres (Swap et al, 1992) et marin (Hutchins et Brunland, 1998) en fournissant des nutriments. Certains métaux traces contenus dans les poussières ont une importance vitale pour certaines communautés biologiques marines. Le Fer, par exemple, est le facteur limitant pour les communautés de phytoplancton dans certaines régions océaniques (Fung et al, 2000 ; Falkowski et al, 1998).

Selon le rapport de l'IPCC 2001, la quantité de poussières minérales émises par an est de 2150 Mt, avec une très forte variabilité temporelle et spatiale. L'hémisphère Sud ne produit qu' 1/5 des émissions globales soit 350 Mt.

Aérosol et poussières

On définit un Aérosol comme étant des particules solides ou liquides suspendues dans un gaz. Les aérosols naturels générés directement de la surface de la Terre (Océan ou continent) sont appelés aérosols primaires, alors que ceux formés par des réactions chimiques des gazes atmosphériques et de la vapeur sont appelés aérosols secondaires. Aérosols primaires et secondaires peuvent interagir dans l'atmosphère et générer des combinaisons complexes.

Les aérosols primaires peuvent être sous-divisés en 2 catégories : les solubles (Sea-Salt) et les insolubles (les poussières).

Poussières : aérosols minéraux arrachés par le vent des régions continentales. Ils peuvent être appelés indifféremment aérosols continentaux, éoliens, ou poussières minérales. Parfois ces contributions éoliennes peuvent être de façon sporadique d'origine volcanique et encore plus rarement extraterrestre. Les particules injectées dans l'atmosphère qui atteignent l'Antarctique sont essentiellement composées d'argiles. Récemment Sala et al, 2008 ont mesuré une quantité non négligeable de carbonates de calcium hydratés et solubles dans le névé du site côtier de Talos Dôme. Cependant l'origine de ces carbonates n'est pas située à une très grande

distance puisqu'elle pourrait provenir de la surface de la glace de mer et cet exemple est un cas bien particuliers.

1.2. Détermination de l'origine

1.2.1. Pendant les périodes Glaciaires

De nombreuses études ont utilisé les isotopes du Sr et Nd comme un indicateur de provenance géographique pour déterminer l'origine des poussières polaires (Groenland : Bory et al, 2002 ; Antarctique : Grousset et al, 1992 ; Basile et al, 1997 ; Delmonte et al, 2004). Pour l'Antarctique, il a été démontré que les rapports Sr/Nd pour EPICA-Dôme C, Vostok, Dôme B, Komsomolskaia des échantillons glaciaires (stade 2, 4, 6) sont identiques pour les périodes glaciaires suggérant que le plateau Est Antarctique reçoit les poussières d'une source commune.

Les données de Sr/Nd des poussières de la période glaciaire sont significativement différentes de l'Afrique du Sud, Australie et le domaine côtier de l'Antarctique de l'Est. Ces régions ne semblent pas contribuer. Par contre, les données isotopiques de Nouvelle-Zélande, les Dry Valley et d'Amérique du Sud sont semblables à celles des poussières Antarctiques. Cependant, compte tenu de sa surface, la Nouvelle-Zélande peut difficilement être une source à l'échelle de l'hémisphère Sud (Delmonte, 2003). De plus, Basile et al, 1997 argumentent, par l'étude des niveaux de cendres, que la source des tephras était essentiellement la partie Sud de l'Atlantique (Sud des îles Sandwich, Amérique du Sud, Péninsule Antarctique), alors que la Nouvelle-Zélande, centre actif n'apparaît pas comme source.

Les Dry Valley, régions côtières et déglacée d'Antarctique, n'apparaissent pas comme une source importante pendant la période glaciaire (Denton et al, 1991). Par ailleurs les vents catabatiques descendant de la calotte ne devraient pas favoriser la remontée de poussières sur les hauts plateaux Antarctiques (Schwerdtfeger, 1984 ; King et Turner, 1997). L'absence de carbonates et gypse (De Angelis et al, 1992 ; Gaudichet et al, 1992) ajoute un argument à une faible contribution des Dry Valley.

L'Amérique du Sud, par contre, semble être la source la plus probable et dominante pendant la période glaciaire (Grousset et al, 1992 ; Basile et al, 1997 ; Delmonte et al, 2004). Plus précisément, les données isotopiques indiquent l'Argentine, avec les Pampas et la Patagonie, comme source des poussières.

Revel-Rolland et al, 2006 ont suggéré, par l'étude d'échantillons situés dans la région du lac Eyre en Australie, que l'Australie a pu être une source additionnelle.

Gaiero 2007 a étudié de nombreux autres échantillons de Patagonie. Les analyses Sr/Nd des loesses d'Argentine, de sédiments de l'Atlantique Sud et des poussières Antarctiques suggèrent une origine commune (Figure 1).

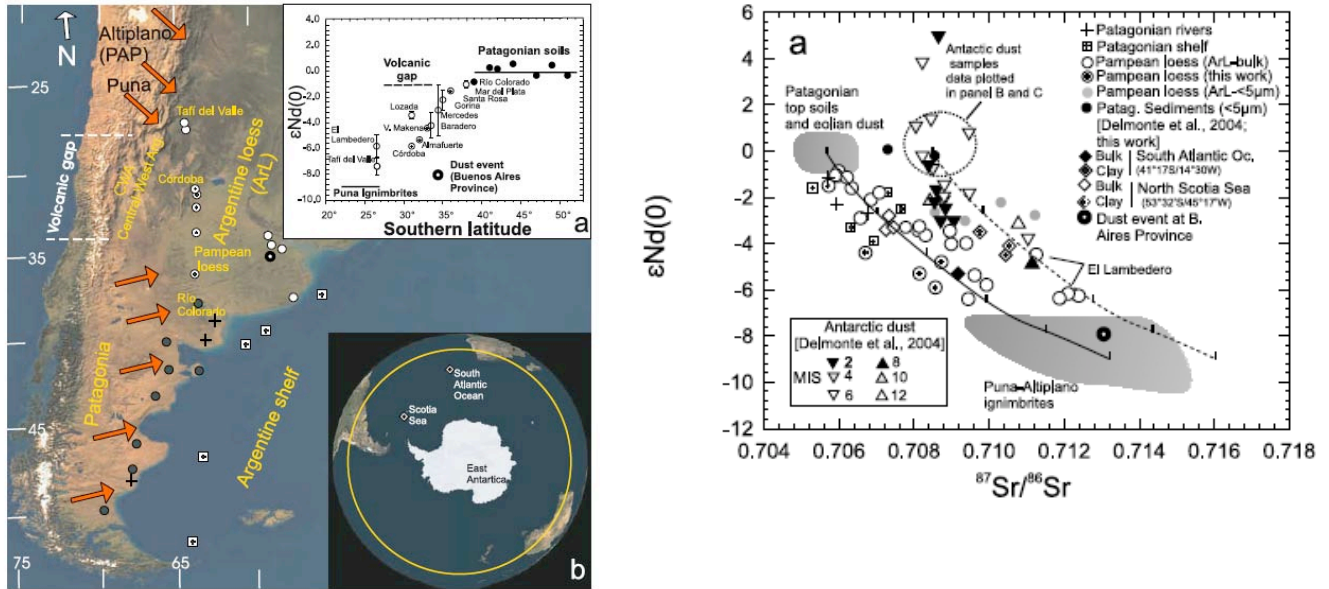


Figure 1a : les sources des poussières identifiées par Gaiero, 2007 sont la Patagonie ainsi que l'Altiplano. Figure 1b : La signature Sr/Nd des poussières Antarctique serait un mélange de poussières de Patagonie ainsi que de l'Altiplano.

La Patagonie apparaît être la première source des poussières dans les glaces Antarctique. Le plateau Puna-Altiplano, situé en altitude, autour de 4000 m, semble être aussi une source à considérer (Figure 1). L'avantage majeur de cette région est qu'elle se situe en altitude, permettant une moindre énergie pour injecter les poussières dans la troposphère que l'Australie où le relief est moindre.

1.2.2. Pendant les périodes Interglaciaires

Le passage d'une période glaciaire à une période interglaciaire implique beaucoup de changements climatiques et environnementaux. Les changements principaux peuvent se résumer à une augmentation du niveau marin, développement du couvert végétal et de la pédogenèse, augmentation de la température, changement des circulations atmosphériques,... Les signatures isotopiques des poussières des périodes interglaciaires sont différentes (Figure 2) : le rapport est moins radiogénique (Basile, 1997 ; Delmonte et al, 2003). La contribution

des Dry Valley est à nouveau écartée du fait d'une circulation atmosphérique peu favorable (Carrasco et al, 2003).

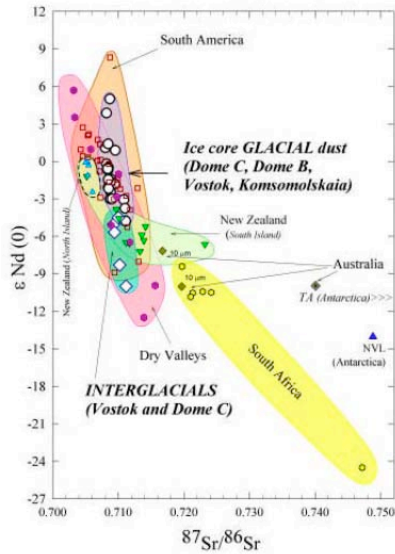


Figure 2 : Signature Sr/Nd des poussières interglaciaires Antarctique

L'Afrique du Sud ne correspond pas non plus aux signatures isotopiques des poussières Antarctiques.

Revel-Rolland et al, 2006 ont montré, par l'étude d'échantillons prélevés en Australie, notamment dans la région du Lac Eyre, que l'Australie pouvait être une des sources, ou la source majeure de poussière en Antarctique, sans pour autant négliger d'autres sources.

La contribution de l'Australie est alors envisagée (Revel-Rolland et al, 2006).

Delmonte et al, 2007 a proposé d'adapter les données interglaciaires aux lumières du travail de Gaiero et al, 2007 afin de tester l'Altiplano ainsi que l'érosion éolienne des sols argentins comme source potentielle des poussières interglaciaires.

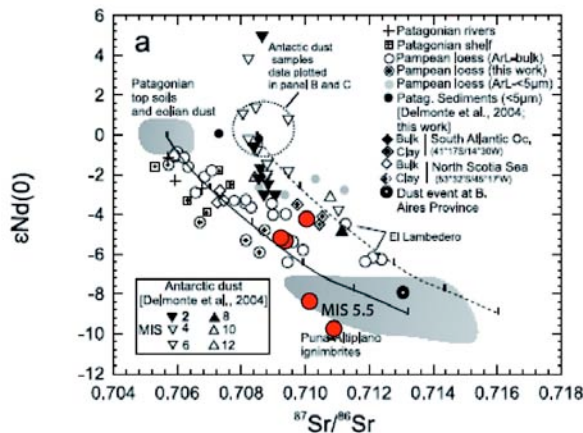


Figure 3 : Les poussières interglaciaires en rouge adaptées au diagramme de Gaiero, 2007.

Gaiero, 2008 a répondu à cette hypothèse en adoptant son diagramme de 2007 avec les données interglaciaires de Delmonte et al, 2004. Le débat n'est pas clos et de nouvelles mesures de signature des sources et des poussières dans la glace sont nécessaires pendant les interglaciaires.

Le temps de résidence des poussières qui atteignent l'Antarctique est très mal connu.

Il est dépendant des processus qui peuvent accélérer la précipitation des particules. Une augmentation du cycle hydrologique peut produire un lavage de l'atmosphère des impuretés atmosphériques. La distribution en masse (volume)/taille des particules éoliennes dans les glaces Antarctiques est approximativement Log-normale autour d'un mode de 2 µm. Cette valeur est typique pour un long transport (Schultz et al, 1998). Mais les données les plus

fiables proviennent des mesures de ^{222}Rn , gaz radioactif avec une demi-vie de 3,82 jours. Effectivement Genthon et Armegeaud, 1995 ; Jacob et al, 1997 ont publié des mesures de 25 picoCurie/ m^3 pour la source et 0,2 picoCurie/ m^3 en Antarctique, ce qui donne des ages moyens de masses d'air de l'ordre de 22 à 27 jours.

1.3. Tailles des poussières et variations climatiques

Cette partie permet d'illustrer par des exemples choisis dans les dernières publications et à différentes échelles de temps, le fonctionnement des poussières et l'utilité des paramètres de concentration et de taille de poussières.

1.3.1. Flux de poussières : Variations au cours des 800 000 dernières années

Lambert et al, 2008 a récemment présenté un enregistrement de poussières mesurés par Laser et Compteur Coulter sur une période couvrant toute la carotte EPICA Dôme C, soit 800 000 ans et 8 cycles climatiques. Le résultat de ce travail est qu'il existe, pendant les périodes glaciaires, une corrélation significative entre la température et les flux de poussières alors que pendant les périodes interglaciaires cette corrélation se disperse pour ne plus exister. Plus le climat se refroidit plus les poussières sont corrélées (Figure 4). Ils interprètent ceci par un couplage progressif entre l'Antarctique et le climat des basses latitudes. Ils proposent que le facteur 25 existant entre les flux de poussières glaciaires et interglaciaires peut être attribué à un renforcement de la source sud-américaine couplée à un affaiblissement du cycle hydrologique impliquant un temps de résidence des poussières plus long.

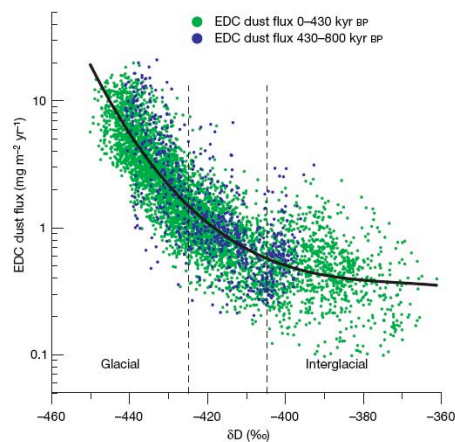


Figure 4 : Corrélations entre la température et les flux de poussières dans la carotte EPICA Dôme C le long des 800 000 ans d'enregistrement. Lambert et al, 2008.

Notre contribution est donc de comprendre ce qu'il se passe pendant l'interglaciaire le mieux documenté, l'Holocène, période où la température n'est pas corrélée aux poussières.

1.3.2. Distribution des poussières : Variations des poussières pendant la dernière glaciation

Lors de la dernière transition LGM-Holocène (Delmonte et al, 2002, 2004) ont utilisé le mode des distributions des poussières pour montrer des évolutions de la taille des poussières. Ils ont montré que la distribution de la taille des poussières est une courbe en cloche avec un mode centré autour de 2 μm qui peut être ajusté par une fonction lognormale ou une Weibull. Les résultats (Figure 5) ont montré que la distribution change avec les périodes climatiques mais de façon différente puisque certains sites voient le mode diminuer en passant à l'Holocène (-0,5 μm pour Dôme B) alors qu'il augmente pour d'autre (+0,4 μm pour Komsomolskaia ; +0,2 μm pour Dôme C).

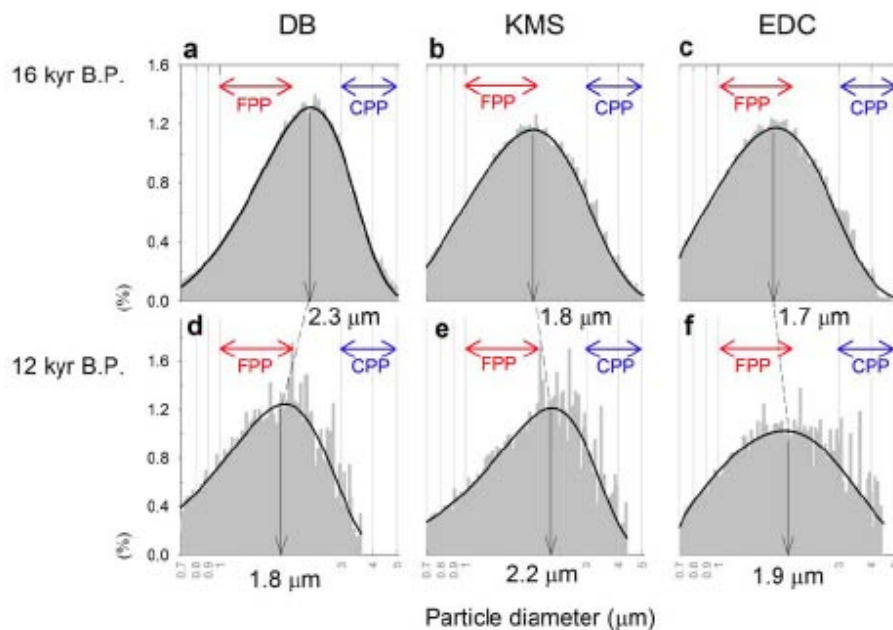


Figure 5 : Distributions des poussières glaciaires/interglaciaires pour les sites de Dôme B, Dôme C, Komsomolskaia (Delmonte et al, 2005).

Pour essayer de comprendre ces différences de variations entre ces 3 sites de l'Antarctique de l'Est, Delmonte et al 2005 ont mis au point un moyen de quantification. Ils ont défini deux paramètres liés à la taille des particules avec d'un côté, les Coarse Particule Percent (CPP) et de l'autre les FPP (Fine Particule Percent). Les FPP représentent la gamme de taille 1 à 2 μm , les CPP représentent les particules entre 2,5-5 μm .

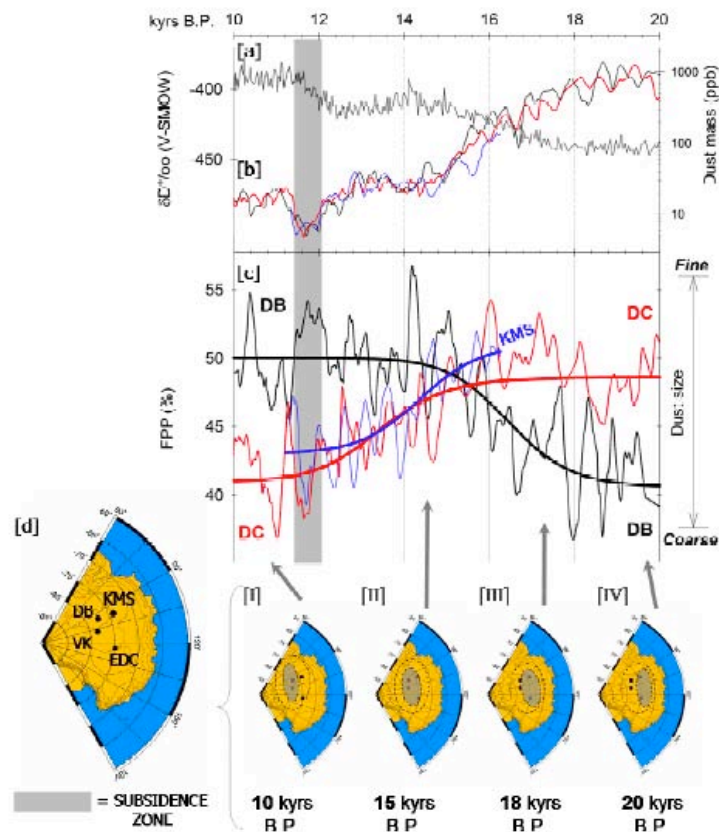


Figure 6 : Lors de la dernière déglaciation, les distributions des particules des sites de Dôme B, Dôme C et Komsomolskaia, indiquent un changement de la configuration atmosphérique au dessus de l'Antarctique (Demonte et al, 2005).

Les auteurs ont mis en évidence que les sites ont effectivement répondu de façons différentes à la déglaciation (Figure 6). Les sites de Komsomolskaia et Dôme C ont reçu des particules plus grosses après la déglaciation alors que Dôme B recevait des particules plus fines. Les changements qui opèrent pendant la dernière transition climatique, selon ces résultats, reflèteraient alors un réarrangement atmosphérique d'une période glaciaire dominée par une subsidence (descente d'air de la haute troposphère : particules fines) préférentiellement axée sur les sites de EPICA Dôme C et Komsomolskaia à un pré-Holocène dominé par une subsidence qui a migré vers les sites de Vostok et Dôme B (Delmonte et al, 2004).

1.3.3. Variations des poussières pendant l'Holocène

Après la déglaciation, Delmonte et al, 2005 se sont penchés sur la variabilité Holocène pour essayer de comprendre ce qu'il se passe pendant les périodes de basse concentration en poussière.

Pour cela, deux carottes de glace ont été étudiées pour une analyse fréquentielle de type Transformée de Fourier, il s'agit de Vostok et EPICA Dôme C. La résolution temporelle a été établie autour de 1 échantillon tous les 50 ans, avec une datation basée sur les marqueurs stratigraphiques volcaniques. La précision du modèle d'âge est de +/-33 ans. Delmonte et al, 2005, afin d'identifier des structures cycliques de l'ordre du siècle, a construit deux séries composites : l'une composée de la somme du signal CPP de Vostok et de Dome C et l'autre composée de la différence des 2 signaux de CPP afin de diminuer le bruit des séries temporelles. Une analyse statistique en transformée de Fourier a mis en évidence dans les deux enregistrements une cyclicité autour de 200 ans en antiphase. Cette variabilité des arrivées de poussières oscillant autour de 200 ans a été mise en parallèle avec ce qui s'est déroulé pendant la dernière transition climatique, c'est à dire par un mouvement de la zone de subsidence au-dessus de l'Antarctique (Delmonte et al, 2004).

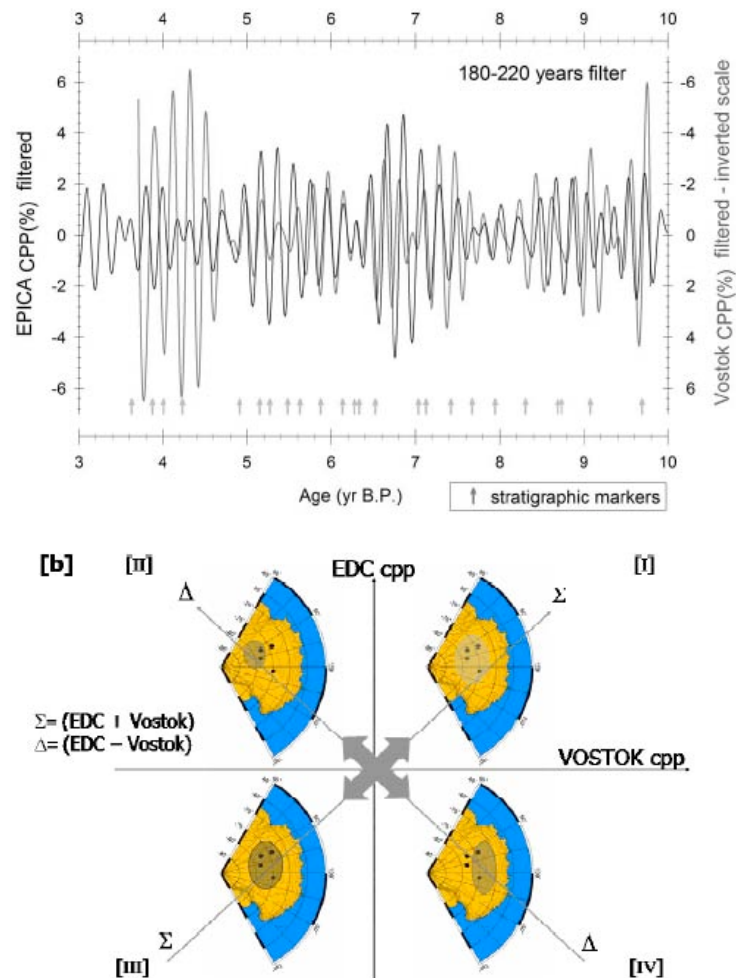


Figure 7 : En haut, les fréquences comprises entre 180-220 ans des sites de Dôme C et Vostok sont superposés. En bas : l'addition et la soustraction des deux signaux ont suggéré un schéma atmosphérique basé sur l'oscillation du vortex au dessus de l'Antarctique (Delmonte et al, 2004).

La somme des signaux a été interprétée comme une variabilité régionale à long terme de l'oscillation Antarctique, et la différence associée à la dynamique d'un dipôle atmosphérique au-dessus de l'Antarctique de l'Est (Figure 7). Cette variabilité de 200 ans est possiblement en lien avec le cycle solaire de DeVries (205 ans Damon et Sonett, 1991).

La thèse propose de reprendre ces données publiées et de les analyser avec un outil statistique capable de traiter ces questions d'instationarité dans les séries temporelles.

1.4. Poussières et névé : reconstitution des circulations atmosphériques à partir des données des carottes de glace.

Le névé est la partie la plus récente des carottes de glace et est une zone bien particulière dans un carottage. Il nécessite la plus grande attention car il est extrêmement poreux. Les risques de contamination sont donc très élevés tant que la profondeur du close off, profondeur où les pores de la glace se ferment, n'est pas atteinte. L'étude des poussières dans cette partie des enregistrements glaciaires est particulièrement ardue puisqu'elle demande des conditions particulièrement rigoureuses pour éviter de contaminer au maximum. Celle-ci peut intervenir à toutes les étapes de son étude, lors du carottage, de la conservation, du transport, du stockage, de la décontamination, de l'analyse,... Pour ces raisons, l'étude du névé est restée très limitée et aucun protocole n'existe pour son étude en routine.

Les analyses des concentrations et des distributions des poussières n'ont à ce jour été faite que sur la glace et quelquefois sur les parties de neige superficielle (puits). La partie névé est absente, de ce fait, la partie 0-3000 ans des enregistrements climatiques est manquante.

2. Puits, névé, Glace : Protocoles

Suite aux problèmes de contaminations liés à la porosité des échantillons différents protocoles ont dû être mis en place :

2.1. Echantillonnage et mesures de la *glace*.

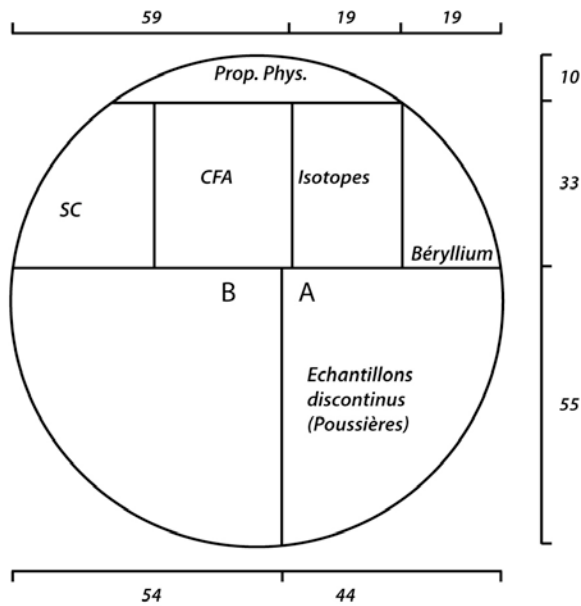


Figure 8 : Répartition de la glace lors du découpage. Une petite moitié de carotte est réservée aux mesures physiques, des isotopes, du Béryllium 10, de la chimie (CFA), et un morceau réservé pour le steering Committee. La plus grosse partie est utilisée pour les mesures discontinues tel que les poussières pour la partie A. La partie B est conservée.

Méthodes de décontamination :

La première étape s'effectue en chambre froide. Sur les sections de 55 cm, on prélève entre 5 et 7 cm (Figure 8) de glace en fonction de l'état de celle-ci (Fractures,...). Sur ces échantillons, on décontamine la partie externe en découpant à la scie. La partie interne de l'échantillon de glace est déposé dans un sachet plastique hermétiquement scellé et propre en poussière pour assurer le transport jusqu'en salle sans poussière de classe 10 000.

La seconde étape se déroule cette fois en salle sans poussière et consiste en une suite de lavage à l'eau ultra pure (MilliQ). On plonge le morceau de glace dans trois bains différents afin de rincer et faire fondre la partie externe pour enlever les contaminations et les restes de fluide de forage (Kerozene) utilisé lors de l'extraction de la carotte. Les échantillons sont ensuite placés dans des récipients de 250 ml en plastique, préalablement rincées et testés, où ils fondent pendant environs 2 heures. L'eau de fonte est, ensuite, transférée dans des accuvettes de 25 ml, préalablement rincées, et sont passées au comptage.

2.2. Echantillonnage et mesures sur le névé.

Méthodes de décontamination :

A ce jour, très peu d'études ont été réalisées sur le névé à cause de sa porosité et donc des risques de contamination. Ici un protocole spécifique a été mis en place car la méthode de décontamination par lavage pour la glace est inappropriée car le névé fond instantanément

dans les bacs de rinçage. Par ailleurs, la découpe à la scie génère trop de poussières métalliques qui ne peuvent être éliminées par les rinçages de la méthode traditionnelle.

Pour mesurer la concentration en poussière dans le névé, nous avons disposé d'une section entière de carotte. Des tests effectués sur des échantillons découpés classiquement, comme pour la glace, a montré des niveaux de concentrations trop élevés. Nous avons donc dû utiliser le cœur de la carotte en suivant le protocole qui suit :

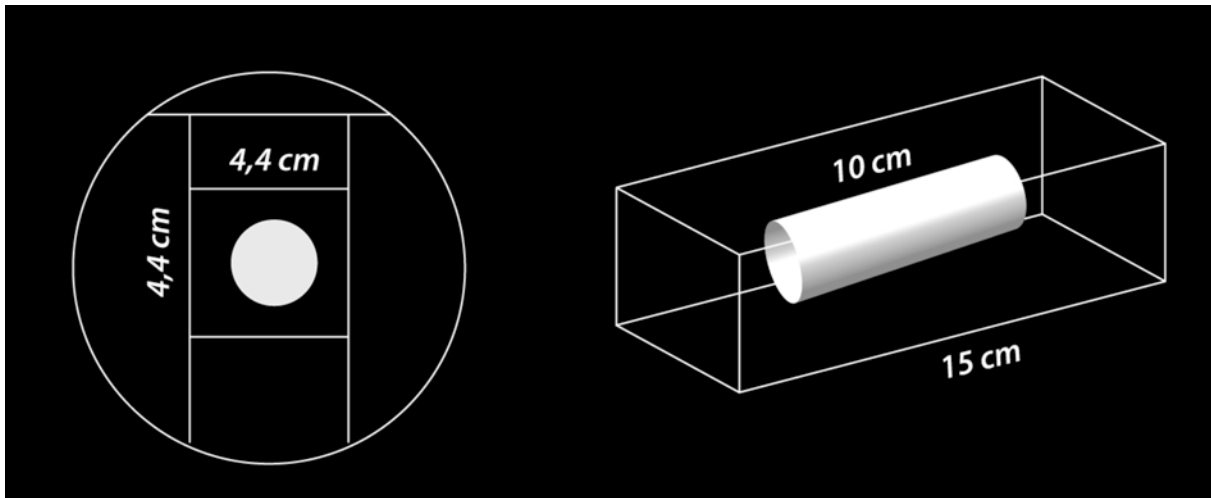


Figure 9 : Protocole de découpage des échantillons de névé adopté dans ce travail. A gauche, vue d'une section de carotte, à droite vue 3D de l'échantillon.

Le découpage (figure 9 de gauche) s'est effectué à la scie pour enlever la partie externe. Puis, afin d'obtenir le meilleur niveau de propreté possible, la seconde phase de décontamination (figure 9 à droite) s'est déroulée sous hotte à flux laminaire, toujours en chambre froide. Cette fois-ci, celle-ci s'est effectuée à la main avec un couteau céramique matériau très dur limitant au maximum les poussières issues de l'outil de découpe. Une fois obtenu un échantillon de névé de 10 cm et d'environ 1 cm de diamètre, l'échantillon est stocké dans un flacon propre en poussière (Figure 10). La vitesse de décontamination était d'environ de 2 m/heure environ pour un manipulateur opérant seul.

L'échantillon est fondu dans le corning puis transféré dans une accuvette pour la mesure au CC.



Figure 10 : Cornings



Figure 11 : Accuvette

2.3. Echantillonnage et mesures de la neige.

Prélèvements :



Figure 12 : prélèvements dans un puits

On réalise un puits jusqu'à la profondeur de 4 m. Au-delà, l'opération est difficile et nécessite une mécanisation. Dans le puits creusé, on échantillonne directement sur une section de neige dégagée (Figure 12). On enfonce les cornings numérotés sur le profil de neige. Ils ne seront ré-ouverts qu'en salle sans poussière.

2.4. Mesures au compteur Coulter : Principe, manipulation et limite de la technique.

Les mesures de concentration et distribution des poussières ont été effectuées par un compteur Coulter Mutlisizer II installé en salle sans poussière. L'appareil fonctionne sur la base de la détection d'un signal électrique généré par le passage de particules dans un champ électrique au travers un orifice de 50 μm de diamètre. L'eau de fonte est rendue conductrice par l'addition d'une solution pré-filtrée de NaCl à 20% afin d'avoir une concentration finale de 1% pour l'échantillon.



Figure 13 : vue du Compteur Coulter « aspirant » l'échantillon en arrière plan.

L'échantillon fondu est continuellement mélangé mécaniquement jusqu'à l'analyse afin d'éviter une possible sédimentation des particules. La mesure, faite sur 500 μ l, est répétée 3 fois pour chaque échantillon. Après chaque échantillon, une solution d'eau ultra-pure avec du NaCl (Blanc de mesure) est mesurée pour laver et contrôler l'appareil.

L'instrument est calibré pour des mesures sur des particules de diamètre de 0.7 à 20 μ m selon 256 canaux sur une échelle logarithmique. La taille de particule est exprimée par le diamètre d'une sphère équivalente en volume, et la masse est calculée selon une densité de 2,5 g/cm³. Ces deux hypothèses constituent deux des limites de la méthode. Actuellement, les particules transportées sur de longues distances et archivées en Antarctique ne sont pas régulières ni isométriques, mais elles sont typiquement de formes plus aérodynamiques comme les feuillets de silicate.

La densité est aussi choisie arbitrairement en considérant que les particules, voyageant sur de long trajet, sont essentiellement composées de Quartz et d'argiles alors que les minéraux « lourds » (>2,8 g/cm³) restent concentrés dans les silt et les sables. Les mesures Compteur Coulter sont hautement précises : pour des échantillons concentrés (50 000 particules par g, i.e. 300-400 ppb) l'écart des valeurs entre les 3 répétitions est de l'ordre de 2% ; or pour des valeurs de concentration très basse de type interglaciaire (1000 particules par g, i.e. 10 ppb), l'écart peut augmenter à 20%.

Le CC a été calibré initialement par des billes en latex référencées (2.07 et 9.6 μ m) pour vérifier la justesse et pour prévenir le biais analytique. La calibration a été périodiquement vérifiée mais jamais au cours des 3 ans de la thèse un écart n'a été constaté. Ceci confirme la haute stabilité dans le temps de cet instrument.

La technique CC ne permet pas de mesurer en continu comme les nouveaux détecteurs laser (Ruth et al, 2003) et le mode opératoire consomme beaucoup de temps. Cependant la technique a l'avantage de produire des mesures précises même pour de faible concentration et de donner une distribution bien résolue. Cette méthode a déjà été éprouvée au Groenland (Steffensen 1997) et en Antarctique (Delmonte, 2003).

3. Sites d'études

3.1. Vostok

3.1.1. Puits V02/V06

Le puit Vostok 02 a été échantillonné autour de Vostok lors de la campagne Antarctique 2002, age du premier échantillon prélevé à la surface. Le puits creusé a atteint la profondeur de 3,50 m et 100 échantillons ont été prélevés.

Le puits Vostok 06 a été échantillonné autour de Vostok en 2006. Cette fois le puit a atteint 4,50 m et 150 échantillons ont été prélevés pour l'analyse en poussière.

3.1.2. Névé

Sur 90 m de névé, ce sont 540 échantillons qui ont été découpés et décontaminés à la main en chambre froide à raison de 2 mètres décontaminés par heure environs (en incluant de sortir régulièrement pour se réchauffer car la décontamination se fait avec de gants très fins en dessous des gants en latex pour pouvoir bien tenir l'échantillon). Après cette décontamination, les échantillons ont été mesurés au compteur coulter à raison de 50 échantillons par jour en comptant la fusion et la préparation des échantillons.

Les données brutes sont ensuite examinées une à une pour détecter les éventuelles contaminations. Chaque distribution est regardée systématiquement et minutieusement encore plus particulièrement lorsque les distributions dépassent 35-40 ppb qui sont des concentrations élevées et ponctuelles pendant les interglaciaires (Delmonte et al, 2004). Si les concentrations étaient anormalement élevées mais que les distributions étaient conformes à la taille des poussières éoliennes en Antarctique alors la mesure est tout de même conservée puisqu'aucun paramètre objectif ne permet de l'enlever. C'est pour cette raison que certains points atteignent des valeurs de 60 ppb mais ceux-ci restent extrêmement rares (3 points).

Ainsi, après cette sélection drastique, il reste 395 points sur les 540 du départ, ce qui représente 73% des échantillons décontaminés. On pourrait penser que la manipulation de décontamination n'est pas très fiable cependant, on compte dans les 540 totaux TOUS les échantillons décontaminés. Effectivement la manipulation ne peut rien sur la qualité de la carotte, certain tronçon (de 1m) était brisé en 4 voir 5 et parfois plus. Les échantillons de névé sur des petits segments avaient beaucoup plus de chance d'être contaminé que lorsque le mètre de carotte était d'un seul tenant. Parfois le sac plastique contenant la glace était déchiré sur toute la longueur et était stocké de cette façon depuis quelques années dans les frigos utilisés pour le stockage permanent de la glace, qui ne sont pas conçus pour fournir des

conditions « propres ». Les sacs plastiques russes étaient souvent salés à l'extérieur voir gras et les manipulations se sont avérées très délicates pour certaines parties. Parmi les points qui ont été enlevés, on retrouve les quelques éruptions volcaniques qui ont pu être échantillonnées. Ces points ne sont pas présentés ici car ne contribuent pas à un signal climatique, l'objet de la thèse, mais ne constituent pas pour autant un défaut de la méthode.

Par ailleurs, Vostok était le premier forage étudié et certaines sections ont été utilisées pour mettre en place le protocole. Plusieurs sections ont donc été « sacrifiées » et ont donc créé des trous dans les données.

3.2. Dôme C

3.2.1. Puits

Le puit Dôme C a été échantillonné lors de la campagne Antarctique 2005, age du premier échantillon prélevé à la surface. Le puits creusé a atteint la profondeur de 3,91 m et 133 échantillons ont été prélevés, soit un échantillon tous les 3 cm.

3.2.2. Névé

Pour Dôme C, nous avons étudié les 100 premiers mètres de neige, cependant l'enregistrement de la carotte, appelé DC04-W, ne commence qu'à la profondeur de 8,24 m. Cette même carotte, elle a été étudiée par Mélanie Baronie pendant sa thèse sous la direction de Joël Savarino pour l'étude isotopique des éruptions volcaniques sur les 40 premiers mètres Baroni et al, 2007. Il y a donc certaines sections qui ont déjà été échantillonnées, ainsi sur les 33 premiers mètres (Profondeur : $33+8=41$ m), il manque 7 mètres de glace en cumulé. Puis la carotte n'étant pas totalement dédiée aux poussières, nous avons conservé 30 cm de carotte tout les 5 m à partir de 40m, soit 3,60m de glace en moins pour Joël Savarino. En sommant toute la glace retirée de l'enregistrement, ce sont près de 110 échantillons que l'on n'a pu mesurés. Donc sur 550 possibles, 440 ont été échantillonnés et après sélections 383 ont été conservés, soit 87% de rendement. Malgré la sélection drastique, l'enregistrement pose problème comme nous le verrons par la suite.

4. Validation des valeurs du névé

Les prélèvements directs dans les puits sont en principe ceux qui présentent le moins de risque de contamination. Prélevés directement puis transférés en chambre sans poussière, ils devraient servir de niveau de référence des concentrations.

4.1. Les puits

4.1.1. Vostok

Il est difficile d'extraire une tendance aux deux courbes (Figure 14). Elles sont toutes les deux relativement stables autour de moyennes similaires (V06 (Vostok 2006) : 12,74 ppb; V02 (Vostok 2002) : 13,01ppb) et la dispersion des valeurs est là aussi identique avec des valeurs d'écart type autour de 10,5 (V06 : 10,22 μm ; V02 : 10,76 μm).

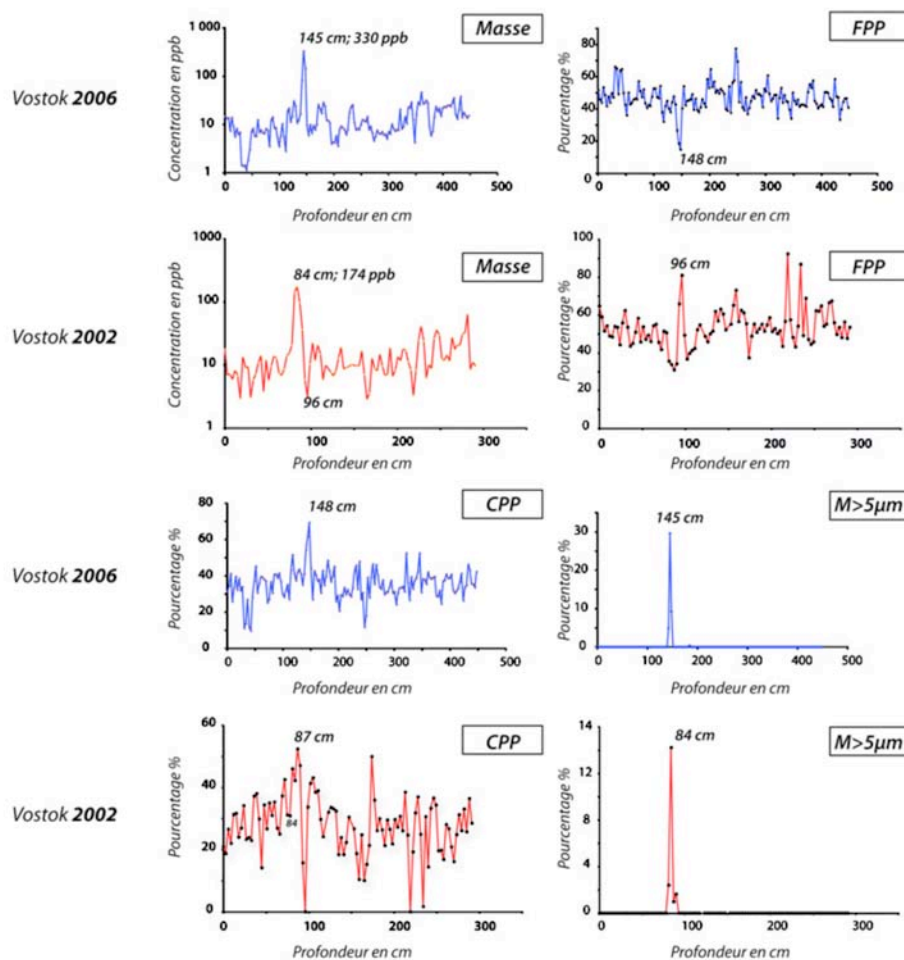


Figure 14 : Présentation des différents paramètres poussière (CPP, FPP, Masse, particule supérieur à 5 μm) pour les puits de Vostok 02 et 06.

Un seul épisode majeur marque les deux enregistrements avec des concentrations en poussière de 330 ppb (145 cm) pour V06 et 174 ppb (84 cm) pour V02. Mise à part cet événement, les valeurs de concentration ne dépassent que rarement 30 ppb. Cependant, certains échantillons de V06, autour de 45 cm, de profondeur peuvent atteindre des

concentrations extrêmement basses de l'ordre du ppb. Ce sont d'ailleurs ces valeurs qui abaissent la moyenne de V06 par rapport à V02.

Les CPP (coarse particule percent) et les FPP (fine particule percent) montrent un résultat intéressant puisque 3 cm (1 échantillon) avant l'épisode de forte masse, on observe un pic en grosses particules plus visible dans l'enregistrement de 2006 (V06 : 148 cm, V02 : 87 cm). Un seul pic dans les poussières $>5\mu\text{m}$ n'est visible et intervient au moment de l'épisode d'apports importants de poussière.

Cet épisode d'apport important de poussière, avec des concentrations aussi élevées mais surtout avec une distribution présentant un mode autour de $10\mu\text{m}$ mais aussi des verres anguleux au M.E.B., est une signature typique d'un événement volcanique. La profondeur du dépôt dans chacun des profils, étant donnée l'accumulation moyenne de Vostok (2,5 cm/a w. eq.), correspond très certainement au Cerro Hudson, Patagonie, Chili, en 1991, qui a été très bien documenté en Antarctique (Legrand et Wagenbach, 1990). A la même période le Pinatubo est rentré en éruption et les deux événements ont été enregistrés dans les glaces Antarctiques (Legrand et Wagenbach, 1990). Cependant le Pinatubo est dans l'hémisphère Nord et au vu de la taille des verres volcaniques, les cendres n'ont pas parcouru un si long trajet. Le niveau de téphra correspond au Cerro Hudson. Les concentrations en verres volcaniques varient d'un facteur 2 entre les enregistrements.

En terme de dynamique atmosphérique, l'observation du comportement des CPP (FPP) confirme les observations de Delmonte et al, 2004 qui avaient observés une éruption volcanique à Vostok datée de 3 500 ans BP. Ils montrent que lors d'une éruption, les grosses particules, ici les CPP, caractéristiques du transport troposphérique arrivent les premières, et seulement après la masse augmente, illustrant l'arrivée stratosphérique. À cause de la surface froide de la surface, l'Antarctique fonctionne comme un immense anticyclone avec la zone de subsidence qui permet les descentes de masses d'air haute-troposphère/stratosphère au centre de l'Antarctique en créant des vents divergents vers l'extérieur de la calotte. Pour faire parvenir des poussières des continents autour de l'Antarctique, il est nécessaire de cellules cycloniques pour leur faire atteindre des altitudes supérieures à 4000 m a.s.l.. De ce fait, la subsidence de masse d'air de différent niveau de la troposphère entraîne un gradient dans la taille des particules atteignant l'intérieur de l'Antarctique. Les petites particules FPP sont donc associées à des descentes de masses d'airs liées à la subsidence, alors que les CPP arrivent préférentiellement par les bas niveaux de la troposphère.

Toutes ces observations confirment que nos mesures de poussières sont propres puisque les phénomènes observés dans la glace, le sont aussi dans la neige. Une éventuelle contamination de la neige aurait masqué cette observation basée sur de très faibles quantités de poussières.

Par ailleurs, les concentrations de poussière mesurées dans les deux puits sont en accords avec les concentrations mesurées par Delmonte et al, 2004 dans la glace pour l'Holocène. La moyenne calculée à Vostok pour la glace se situe autour de 18 ppb avec un écart type de 9. Si la moyenne est un peu élevée bien que totalement compatible, la dispersion des valeurs est sensiblement la même. Cependant les données de poussière montrent une légère tendance entre 4 000 et 10 000 BP (voir paragraphe suivant) en passant de valeurs autour de 14 ppb à 19 ppb, rejoignant ainsi les valeurs des puits. Les données de puits sont donc fiables.

4.1.2. Dôme C

La moyenne des valeurs de masses est plus élevée que pour les puits de Vostok, 17 ppb mais avec un écart type relativement faible 10. On observe de nombreux événements dépassant les 30 ppb pouvant même atteindre 130 ppb cependant aucun n'est assez marqué comme à Vostok (Figure 15). Ces événements sont accompagnés par des pics dans les masses $>5 \mu\text{m}$ beaucoup plus nombreux que sur le site de Vostok. Les CPP et FPP montrent un signal qui varie et semble moins stable qu'à Vostok.

Tout d'abord, il est difficile d'identifier un marqueur chrono-stratigraphique (volcan) comme à Vostok. Il y a de fortes concentrations à certaines profondeurs, mais aucun ne se distingue. Par ailleurs lorsque la taille est supérieure à $5\mu\text{m}$, ceci implique que les poussières proviennent d'un site relativement proche de type volcan ou d'une contamination. Or à cette échelle, on a observé qu'une seule éruption volcanique à Vostok. Ici, 17 valeurs indiquent de très grosses particules ce qui laisse supposer une contamination. Par ailleurs les distributions ne montrent pas un mode autour de $2\mu\text{m}$ comme pour les poussières mais une distribution moins nette. Le tout premier échantillon à 130 ppb l'illustre parfaitement ; il n'y a pas eu d'éruption volcanique depuis le Pinatubo et le Cerro Hudson en 1991 d'une ampleur suffisante pour que les poussières atteignent l'Antarctique.

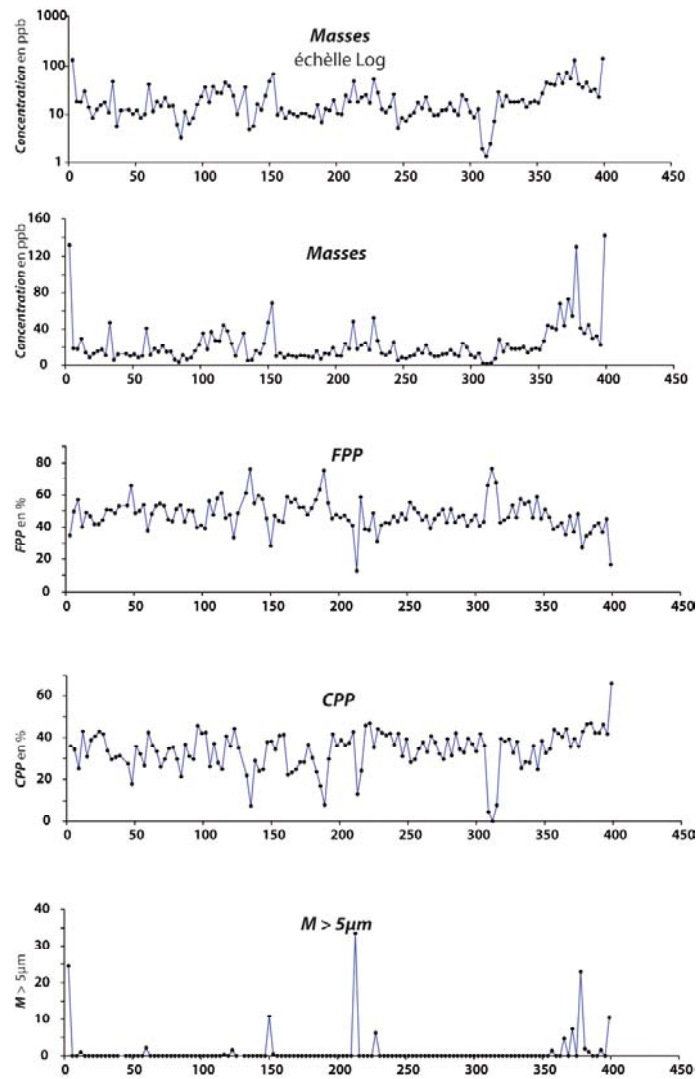


Figure 15 : Présentation des différents paramètres poussière (CPP, FPP, Masse, particule supérieur à $5 \mu\text{m}$) pour le puits de Dôme C.

L'utilisation du profil de poussière à Dôme C est donc à prendre avec beaucoup de précautions.

4.2. Le névé

4.2.1. Vostok

Les concentrations oscillent autour d'une moyenne située à 14 ppb avec un écart type de 9 (Figure 16). Il n'y a pas de tendance apparente, bien au contraire les valeurs sont très stables tout au long des 80 mètres de névé.

Les fines particules, FPP, constituent la majorité de la distribution des poussières à Vostok. Effectivement, elles représentent un pourcentage moyen de 54% (Ecart type : 8) alors

que les grosses particules, CPP, ne contribuent que pour 27% en moyenne (Ecart type : 8). Là aussi, les deux paramètres de distribution sont très stables tout au long de l'enregistrement.

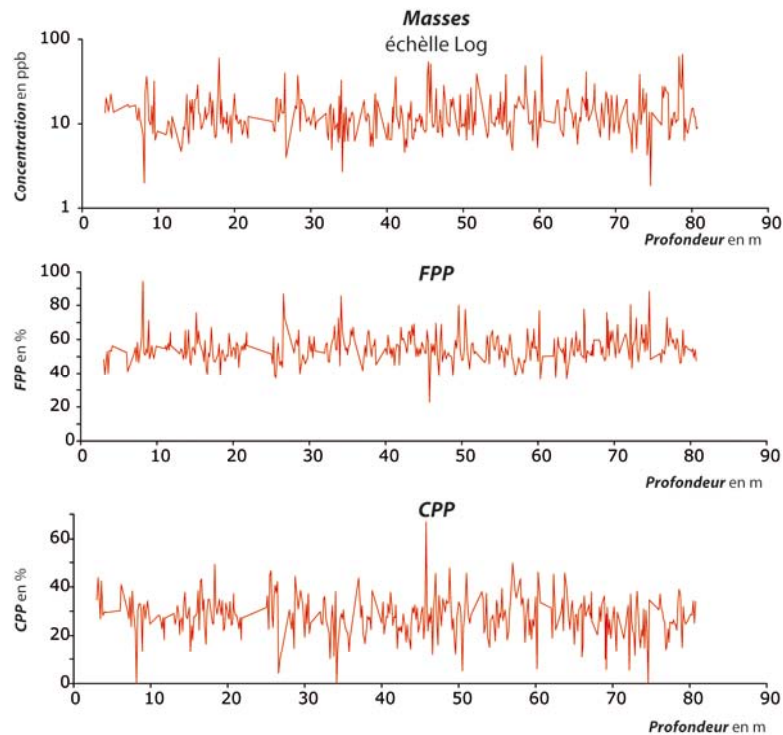


Figure 16 : Présentation des différents paramètres poussière (CPP, FPP, Masse) pour le névé de Vostok.

L'objectif de cette partie est de valider notre analyse du névé en comparant avec des mesures déjà bien établie comme la glace et des mesures de puits qui sont les mesures les plus propres possibles.

La comparaison de quelques paramètres statistiques tels que la moyenne arithmétique et géométrique, ainsi que l'écart type établie sur les concentrations, donne des valeurs de névé quasi identique et comprise dans l'écart type des puits (Figure 17).

| | Moyenne Arithmétique | Moyenne Géométrique | Ecart type |
|----------------|----------------------|---------------------|------------|
| Vostok Puit 03 | 13,01 | 10,76 | 9,31 |
| Vostok Puit 06 | 12,74 | 10,22 | 8,42 |
| Vostok névé | 13,67 | 11,7 | 8,85 |
| Vostok Glace | 18,00 | 16,02 | 8,93 |

Figure 17 : Paramètres statistiques (Moyenne arithmétique et géométrique, Ecart type) calculés pour les puits, le névé et la glace de Vostok.

L'étude déjà publiée par Delmonte et al, 2002 et 2005 confirme aussi la validité de l'étude du névé puisque la moyenne de l'enregistrement de la glace donne une moyenne de 18 ppb avec un écart type de 9. La moyenne est un peu élevée mais l'enregistrement de glace montre une légère tendance à l'augmentation de 14 à 20 ppb du moins profond au plus profond. La moyenne un peu élevée n'est donc pas un problème d'autant plus que l'écart type correspond très bien aux valeurs des puits et du névé.

Ces résultats suggèrent donc :

- Que la méthode de décontamination mise au point pour l'étude du névé semble fiable et efficace.
- Que les résultats obtenus sont cohérents avec les mesures des puits qui sont, a priori, les moins affectées par la contamination.
- Que l'enregistrement de poussières est ainsi validé par l'étude des enregistrements des puits et de la glace et serait donc exploitable pour l'analyse de série temporelle de sa variabilité.

4.2.2. Dôme C

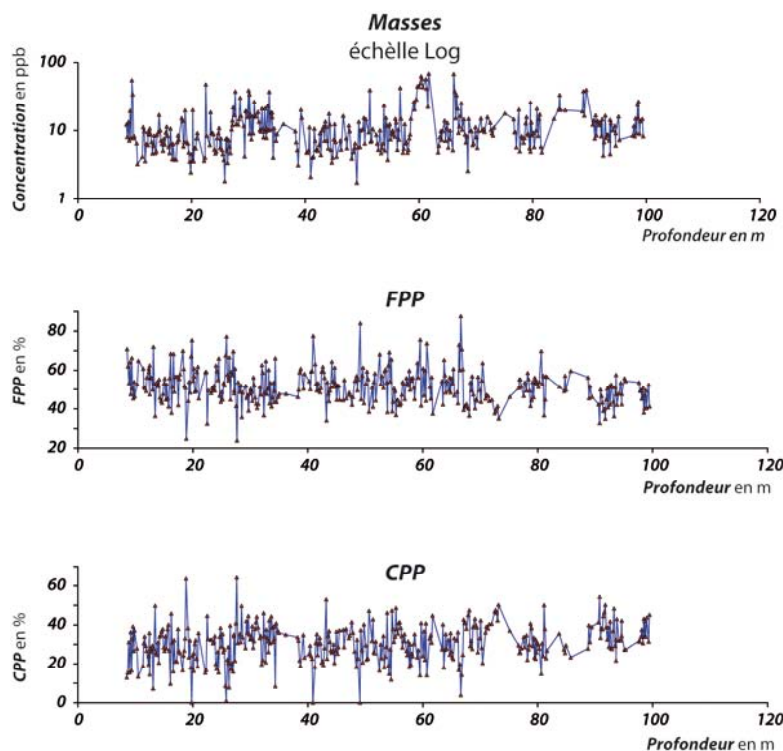


Figure 18 : Présentation des différents paramètres poussière (CPP, FPP, Masse) pour le névé de Dôme C.

La concentration des poussières est plus variable que le profil de Vostok (Figure 18). On observe des événements ponctuels avec des transitions très souvent brutales entre 26 et 34m (16 ppb), 58 et 62m (57 ppb), 65 et 68m (60 ppb) ainsi que 85 et 90m (40 ppb). Entre ces oscillations, les concentrations en poussières semblent stables autour d'un niveau de base autour de 7 ppb. La moyenne des concentrations en poussière s'établit autour de 12 ppb avec une variabilité qui reflète bien ces changements abrupts vers de plus fortes concentrations.

| | Moyenne Arithmétique | Moyenne Géométrique | Ecart type |
|--------------|----------------------|---------------------|------------|
| Dome C puits | 9,89 | 12,55 | 17,44 |
| Dome C névé | 12,23 | 9,71 | 10,33 |
| Dome C glace | 13,54 | 12,18 | 6,33 |

Figure 19 : Paramètres statistiques (Moyenne arithmétique et géométrique, Ecart type) calculés pour les puits, le névé et la glace de Vostok.

Pour les CPP et les FPP, rien de particuliers ne semble perturber l'enregistrement, pas même les événements soulignés par les variations de concentration, excepté, peut-être, pour l'événement situé vers 30 mètres. Effectivement, il semblerait que les CPP augmentent de 10% mais ceci reste difficilement différenciable de la variabilité de l'enregistrement.

Il est important de souligner tout de suite que les échantillons ont été mesurés du moins au plus profond. Ceci a son importance dans l'interprétation des variations brutales du signal.

Le niveau de base de l'enregistrement des concentrations en poussière autour de 7 ppb est tout à fait dans l'ordre de grandeur mesurée dans le puits avec 10 ppb, mais aussi dans la glace avec les données publiées par Delmonte et al, 2005 avec une concentration moyenne de 14 ppb. La variabilité est comprise entre celle du puits et de la glace. Les concentrations du puits sont à prendre avec beaucoup de précautions puisque, bien qu'étant les mesures risquant le moins d'être contaminées par les manipulations, la concentration est trop élevée pour que l'enregistrement ne soit pas perturbé. C'est l'enregistrement le plus élevé en concentration par rapport à la glace et au névé.

Le profil du névé, quant à lui, montre des résultats totalement cohérents et en accord avec la glace. Ceci semblerait accréditer sa qualité d'enregistrement « propre ». Cependant en se penchant un peu plus sur la courbe de sérieux doutes apparaissent.

En dessous de 60m, la variabilité du signal brut augmente notablement et beaucoup d'échantillon atteignent des concentrations très élevées pour cette série (Figure 20). Lors de la mesure au coulter, de nombreux problèmes sont apparus à partir de cette profondeur puisque de nombreux échantillons ont du être écarté pour cause de distribution non conforme. Un mode particulièrement stable d'un échantillon à l'autre autour de 1,5 μm est apparu. Nous avons cherché l'origine probable de la contamination. Elle pouvait provenir :

1°) De la glace, elle-même.

La glace a été forée dans un puits à sec, c'est-à-dire sans fluide de forage. Toutes les sections ont été prélevées de la même façon, avec le même carottiers. Il est donc difficile d'impliquer la glace.

2°) Du stockage de la glace

Le stockage de la glace a été effectué dans des conditions que l'on peut considérer comme optimale au LGGE. Les carottes étaient conditionnées dans des sacs plastiques initialement propres, avec les ouvertures soudées pour éviter tout échange avec l'extérieur. Ces sacs étaient eux-mêmes dans des malles isothermes. Le stockage ne peut donc pas être impliqué.

3°) De la décontamination en chambre froide

Le protocole en chambre froide n'a pas été modifié et il est resté identique à celui utilisé pour Vostok. Il a fonctionné pour les 100m de Vostok et les 50 premiers mètres de Dôme C. La hotte était parfois sortie des chambres froides pour des problèmes logistiques, mais elle était toujours nettoyée avant son usage et l'échantillon ne touchait jamais le plan de travail quoiqu'il arrive.

4°) D'accuvette mal rincé ou d'une autre marque

Une surprise effectivement est survenue puisque nous nous sommes aperçus qu'on avait utilisé les accuvettes poussières pour d'autres fins. Elles ont été remplacées par d'autres légèrement différentes. Cependant des tests répétés sur de nombreuses accuvettes de différentes marques ont montré que la contamination ne provenait pas de là. Par ailleurs, peu importe la marque, les accuvettes étaient rincés abondamment avant d'accueillir l'échantillon.

5°) Du compteur coulter

Les échantillons de moins grande profondeur, mesurés quelques semaines auparavant redonnaient exactement les mêmes valeurs. L'appareil n'est donc nullement en cause.

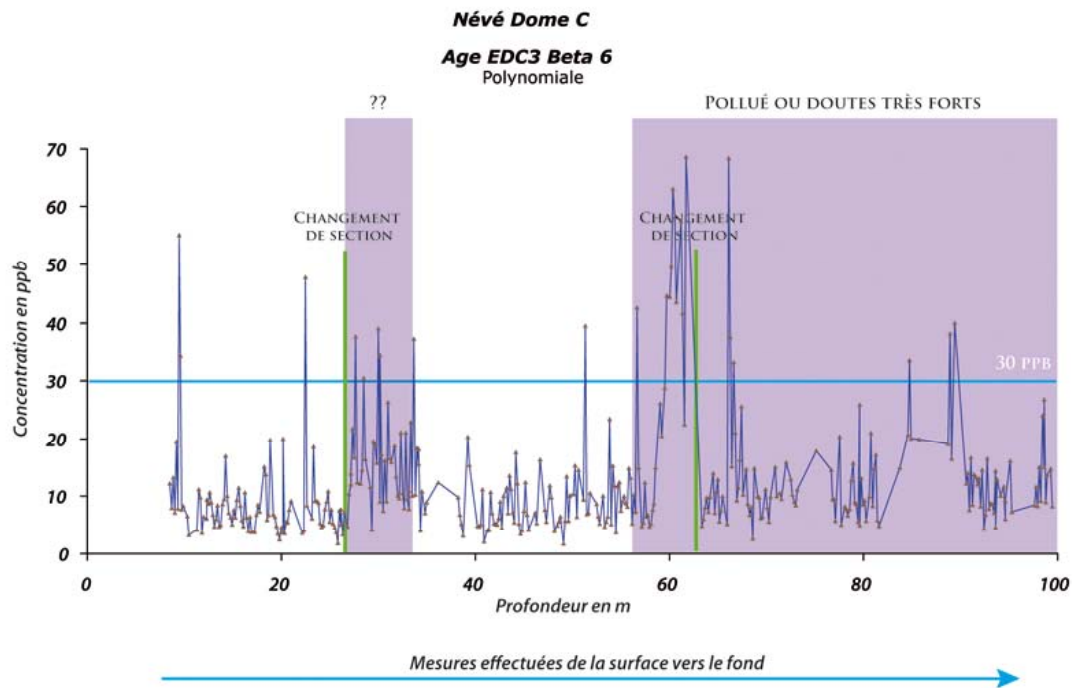


Figure 20 : Concentration en poussière du névé Dôme C. Les parties en mauve correspondent à des zones à fort doute de contamination. Les traits verts montrent le début d'une section et en bleu le niveau de 30 ppb qui peut être dépassé mais à de rares occasions.

6°) Les corning®...

Les corning®, qui recueillaient l'échantillon après la phase de décontamination en chambre froide, avaient été testés antérieurement (Petit, com. Pers.). Ils étaient considérés propres en poussière et pour la chimie. Ils n'étaient donc pas rincés mais gardés sous vide dans leur emballage jusqu'au dernier moment pour n'être ouvert que sous la hotte sans

poussière. Malheureusement, pour certaines série, après avoir mesuré les concentrations d'un tube avec de l'eau ultrapure, les résultats se sont révélés désastreux. Non seulement ce mode à 1,5 µm correspondait au pic en poussière qui masquait toutes les distributions, mais en plus les corning se sont révélés impropres à la chimie. Tous n'étaient pas pollués mais une très large majorité. Les revendeurs n'ont pas réussi à nous dire s'ils avaient changé de fournisseur, certains ne reconnaissaient pas le produit ou la référence n'existait plus...

Conséquences :

Les mesures en dessous de 55m sont donc sujettes à caution, elles sont donc écartées. Certaines valeurs par la suite semblent correctes, puisque montrent des concentrations proche de 7 ppb, mais il est impossible de distinguer un échantillon propre mais un peu élevé d'un échantillon faible légèrement contaminé. L'observation au microscope ne permet pas de faire la distinction pour les cas des faibles concentrations et des particules très petites.

Une seconde zone suspecte est localisée autour de 25m. Elle montre des valeurs pas forcément très élevées puisqu'elles sont situées autour de 16 ppb avec des extrêmes pouvant atteindre des valeurs supérieures à 30 ppb. Le problème de cette transition est qu'elle intervient de façon brusque (Facteur 2) au changement d'une section de névé. Aucune observation ne laisse penser à une contamination. Le compteur coultier peut générer des perturbations modifiant les faibles concentrations mais il ne double jamais les valeurs de concentrations. Les blancs, utilisés pour calibrer l'appareil avant tout usage et régulièrement pour éviter tout décalage potentiel, étaient parfaits.

Par ailleurs ce type d'événement poussière n'a pas été observé sur la carotte de Vostok bien qu'il n'y ait pas de raison pour qu'on l'y retrouve mais cependant ceci indique l'exception de cet événement. Coïncidence ou contamination ? Difficile de trancher... Cependant il faut donc prendre cette section avec beaucoup de précaution.

Le bilan pour Dôme C est donc très mitigé. Une moitié d'enregistrement difficilement exploitable et une autre avec un événement un peu particulier. Cependant un point positif puisque la manipulation n'est aucun cas à mettre en cause, bien que les carottes n'aient pas été prélevées et stockées dans les conditions optimales pour l'analyse des poussières.

Conclusion

Des échantillons ont été prélevés sur deux sites Antarctique : Vostok et Dôme C. Étaient disponibles pour l'analyse poussière : d'une part, des puits de profondeurs comprises entre 3,5 et 4,5 m et d'autre part, des carottes de névé couvrant environ 100 m jusqu'à la glace.

Une étude précise des données poussière à Vostok d'abord dans le puits a permis de valider les mesures effectuées sur le névé. Effectivement, les paramètres de concentration et de distribution permettent de contrôler la qualité de l'échantillon mesuré en vérifiant s'il est contaminé ou pas.

Le même exercice répété sur le site de Dôme C n'a pas permis de valider les données puisqu'elles ont subi une contamination que nous avons pu imputer à une origine logistique. Le protocole, qui a été utilisé à Vostok avec succès, n'est pas à mettre en cause. La contamination provient des tubes qui ont été démontrés contaminés.

Les séries de puits et névé de Vostok sont donc prêtes à être explorées par analyse spectrale.

CHAPITRE 7
QUEL SIGNAL CLIMATIQUE DANS LES CALOTTES DE GLACE ?
ANTARCTIQUE ET GROENLAND

| | |
|---|------------|
| INTRODUCTION | 165 |
| 1. SITES ETUDIES ET DONNEES DISPONIBLES | 166 |
| 1.1. ANTARCTIQUE..... | 166 |
| 1.2. SITES GROENLANDAIS..... | 167 |
| 1.3. MATERIEL DISPONIBLE..... | 168 |
| 2. QUEL SIGNAL DANS LES POUSSIÈRES : ECHELLE DECENNALE (PUITS)..... | 169 |
| 2.1. VOSTOK | 169 |
| 2.2. DOME C..... | 173 |
| 2.3. TALOS DOME | 174 |
| 3. QUEL SIGNAL DANS LE NEVE : ECHELLE SECLAIRE..... | 185 |
| 3.1. TRANSFORMEE DE FOURIER ET PERIODOGRAMME DE LOMB | 186 |
| 3.2. ANALYSES EN ONDELETTES | 186 |
| 4. QUEL SIGNAL DANS LA GLACE (SECLAIRE) : DELMONTE ET AL, 2005..... | 188 |
| 5. QUEL SIGNAL DANS LA GLACE : ECHELLE MILLENAIRE | 191 |
| 5.1. INTRODUCTION..... | 191 |
| 5.2. ARTICLE 5 : VARIABILITE CLIMATIQUE HOLOCENE : LES REPNSES DES PROXIES EN ANTARCTIQUE ET AU GROENLAND | 191 |
| 1. INTRODUCTION..... | 192 |
| 2. DONNEES ETUDIEES | 193 |
| <i>Sites Antarctique</i> | <i>193</i> |
| 3. ANALYSE DE DONNEES..... | 195 |
| 3.1 ANALYSE EN ONDELETTES | 195 |
| 3.2 CONE D'INFLUENCE | 195 |
| 3.4 TESTS STATISTIQUES..... | 195 |
| 4. SIGNAUX ANTARCTIQUES | 196 |
| 4.1. ANALYSE DES TENDANCES..... | 196 |
| 4.2. ANALYSE DU CONTENU FREQUENTIEL | 199 |
| 5. ENREGISTREMENTS ISOTOPIQUES DU GROENLAND | 204 |
| 5.1. ETUDE DE LA TENDANCE..... | 204 |
| 5.2. ETUDE DES FREQUENCES..... | 206 |
| 5.3. ONDELETTES CROISEES | 207 |
| 6. VARIABILITE DES PROXY CLIMATIQUES DE L'ANTARCTIQUE DU GROENLAND POUR LA PERIODE HOLOCENE. | 210 |
| 7. LE STADE 5..... | 211 |
| CONCLUSION :..... | 217 |

Introduction

Après avoir validé les signaux poussières dans les puits et névés, l'intérêt est d'explorer les contenus fréquentiels afin d'établir des liens spatiaux entre différents sites. Nous avons utilisé pour cela, trois méthodes statistiques qui balayent les principales méthodes d'analyse de série temporelle utilisé en paléoclimatologie. Ces trois méthodes ont toutes trois leurs avantages :

- Le périodogramme de Lomb s'utilise sur une série non ré-échantillonnée, donc à pas non-constant. Elle reconstruit le signal à partir d'un minimum de sinusoïdes.
- La Méthode du MultiTaper, (MTM) est la plus performante des analyses en Transformé de Fourier puisqu'elle effectue une analyse en transformé de Fourier sur un nombre de fenêtre paramétrable. Une MTM avec une fenêtre est une transformé de Fourier simple, en augmentant le nombre d'analyse cette analyse permet d'intégrer une plus grande portion du signal.
- Les ondelettes a déjà montré ses preuves dans les chapitres 4, 5, 6 pour analyser les signaux non stationnaires. Le climat n'a aucune raison d'être stationnaire, les ondelettes constituent donc l'outil le plus performant des trois méthodes.

Tout comme nous l'avons fait pour l'Atlantique et la zone circum-antarctique, le résultat de ces analyses nous permettra par la suite :

- de décrire le contenu fréquentiel des enregistrements Antarctiques mais aussi Groenlandais de poussières, isotopes (D et D excess).
- De documenter la variabilité spatiale mais aussi temporelle des signaux.
- D'identifier ou non l'existence d'un forçage connu (Solaire ou interne).
- De situer l'Antarctique et le Groenland dans un schéma d'évolution fréquentiel de l'Holocène.
- D'essayer d'évaluer les biais possible de ces méthodes (ré-échantillonnages, modèle d'age,...).

1. Sites étudiés et données disponibles

1.1. Antarctique

Dôme B (77°05'S, 94°55'E) est situé 1020 km de l'océan le plus proche et à une altitude de 3650 m. L'accumulation est d'environ 3.8 cm/an équivalent en eau (w. eq.) et la température de -57.5°C (Jouzel et al, 1995).

EPICA Dome C (75°06'S, 123°21'E) est situé à une altitude de 3233 m, à 56 km de l'ancien Dôme C (old Dome C) et à 10 m de l'enregistrement couvrant les 800 000 ans (EPICA Community, 2004). L'accumulation est d'environ 2.5 cm/an w. eq. et la température de -54.5°C (EPICA Community, 2004, Delmonte et al, 2002a,b).

Old Dome C (74°39'S, 124°10'E) est situé à une altitude de 3240 m, à 870 km de l'océan le plus proche. L'accumulation est d'environ 3,4 cm/an w. eq. et la température de -53.5°C (Lorius et al, 1979; Jouzel et al, 1982).

Vostok (78°28'S, 106°48'E) est situé à une altitude de 3490 m, à 1260 km de l'océan le plus proche. L'accumulation est d'environ 2,3 cm/an w. eq. et la température de -55.5°C (Petit et al, 1999).

EPICA Drønning Maud Land, (75°00'S, 0° 04'E) est situé à une altitude de 2892 m. L'accumulation est d'environ 6,4 cm/an w. eq. et la température de -44.6°C (Siegenthaler et al, 2005; EPICA Community, 2006).

Komsomolskaia (74°05'S, 97° 29'E) est situé à une altitude de 3499 m, 840 km de l'océan le plus proche. L'accumulation est d'environ 6,4 cm/an w. eq. et la température de -52.6°C (Ciais et al, 1992).

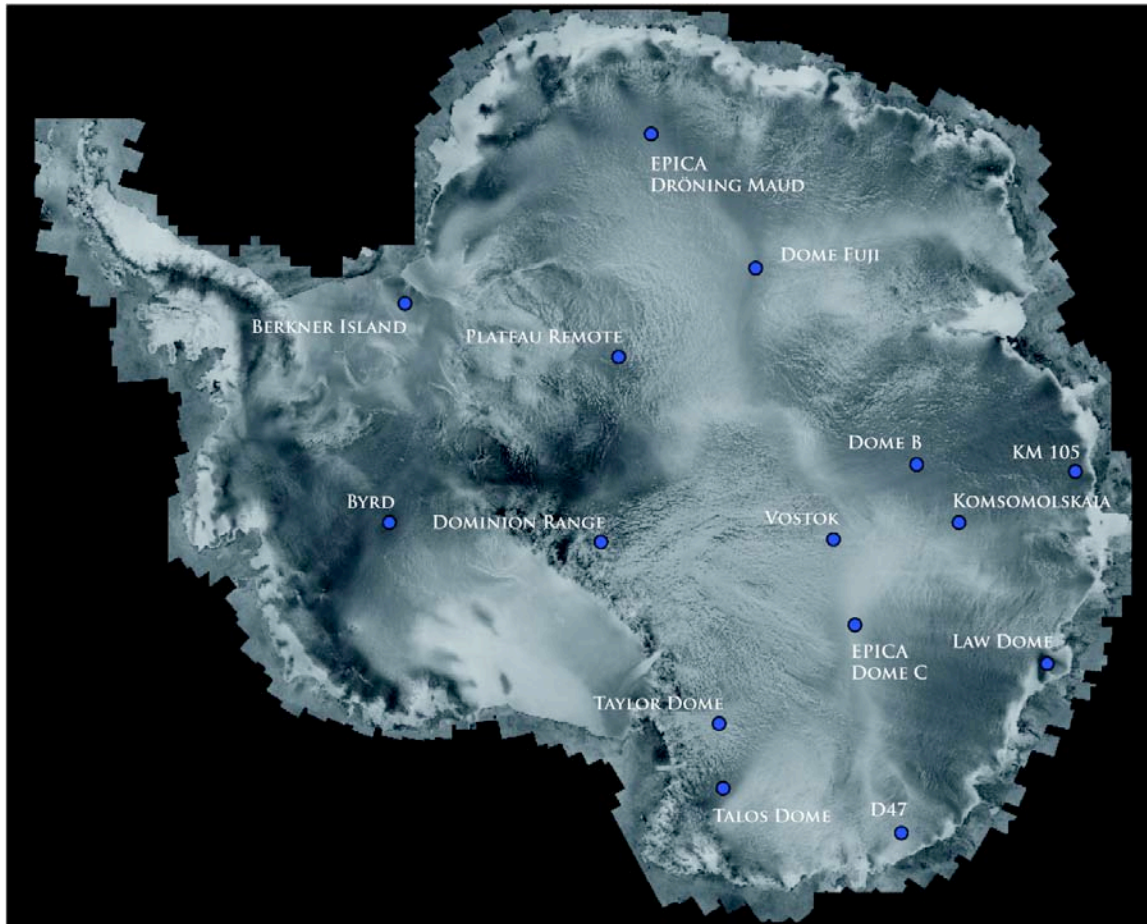


Figure 1 : Localisation des principaux sites cités dans la thèse.

1.2. Sites Groenlandais

NGrip (75°10'N, 42° 32'W) est situé à une altitude de 2917 m, 320 km au Nord du site de forage de GRIP. L'accumulation est de 19 cm/an w. eq. et la température de -31.7°C.

Grip (72°35'N, 38° 30'W) est situé à une altitude de 3200 m. L'accumulation est de 23 cm/an w. eq. et une température de -31.7°C.

Gisp 2 (72°6'N, 38° 5'W) est situé à une altitude de 3200 m, 30 km à l'Ouest du site de carottage de Grip. L'accumulation est de ?? cm/an w. eq. et une température de -31°C (Mayewski et al, 1997; Alley et al, 1997).

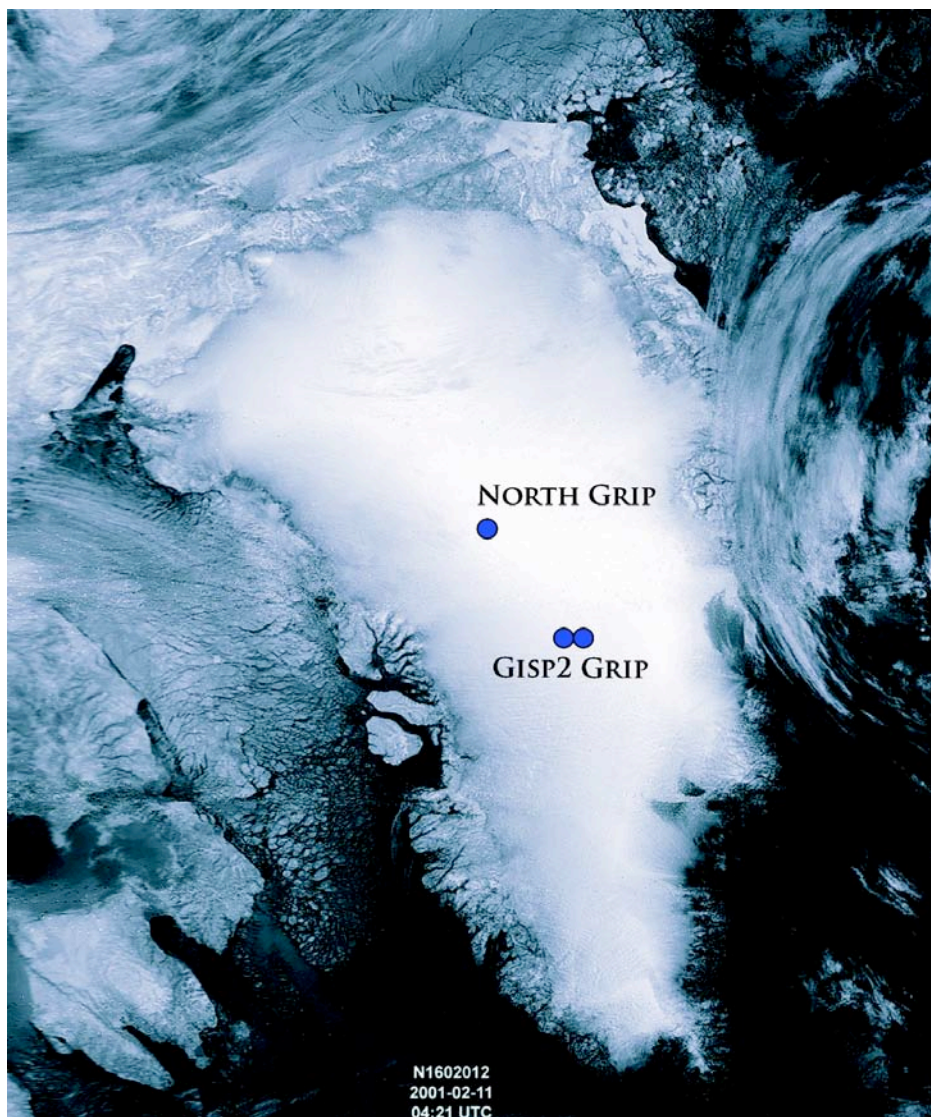


Figure 2 : Localisation des principaux sites groenlandais cités dans la thèse.

1.3. Matériel disponible

Parmi les sites étudiés pour la thèse, différents échantillons étaient disponibles pour l'analyse en poussière (figure 1, 2 et 3). Ces données sont des mesures déjà publiées et différents proxies sont disponibles. Pour tous ces sites, l'isotope est disponible par contre les enregistrements de deuterium excess et de poussières sont moins nombreux. Effectivement pour le deuterium excess, seul Vostok, Dôme C, Dôme B ne sont publiés alors que pour les poussières Dôme B, Dôme C et Vostok, uniquement, documentent l'Holocène.

Pour le Groenland, la stratégie était un peu différente puisque c'est pour la première fois que des poussières Groenlandaises sont mesurées au LGGE. Nous avons profité d'une mission au Groenland de Xavier Fain pour étudier les poussières dans un puits situé à

Summit. Puis nous avons regardé si le protocole que nous avons mis au point pour le névé Antarctique et s'il fonctionnait pour la calotte de l'Hémisphère Nord. Nous avons regardé sur quelques échantillons seulement, mais les résultats furent concluants comme il l'est décrit par la suite (Annexe 1). Tout cela a été effectué dans le but de produire un profil poussière Holocène au Groenland, ce qui n'a jamais été fait. Après moult négociations avec JP Stefenson du Niels Bohr Institut à Copenhague, nous devions aller échantillonner la glace pour pouvoir la mesurer. Cependant, cet accord passé, nos mails sont restés sans réponse... Nous avons donc arrêté l'analyse du névé Groenlandais. (Il y a peu de temps, un sujet de thèse a été publié sur le site de l'institut Niels Bohr, encadré par M. Bigler, sur les poussières Holocène de la future carotte du projet Danois-Européen : NEEM...)

Les données d'isotope et de Deuterium excess pour les sites Groenlandais étaient disponibles pour l'Holocène sauf pour GISP2 (Problème de conservation de la carotte). Malheureusement aucun profil poussière n'est disponible pour chacun des forages.

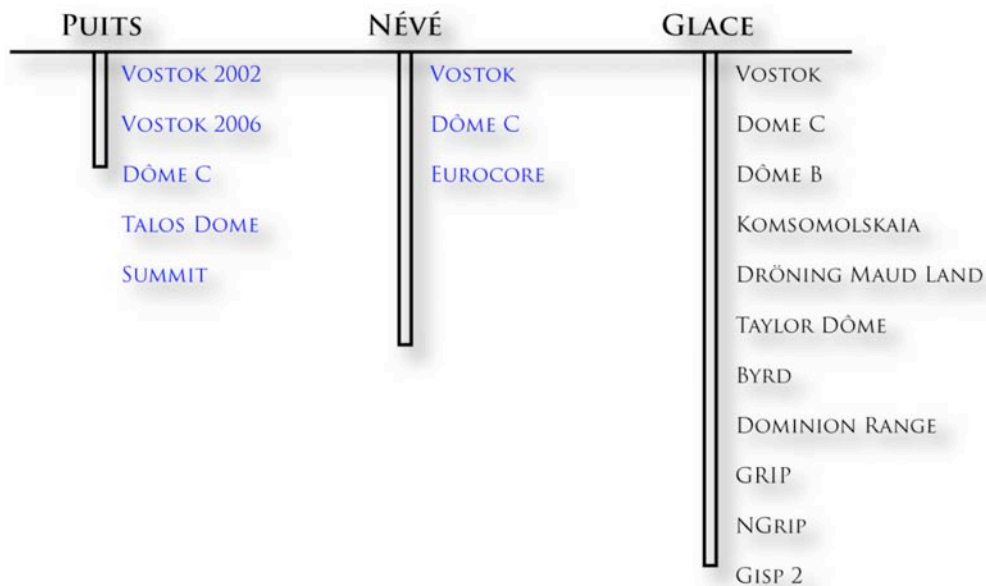


Figure 3 : Répartition des échantillons disponibles en fonction de leur profondeur. En bleu les nouvelles données produites pendant la thèse.

2. Quel signal dans les poussières : échelle décennale (Puits)

2.1. Vostok

Nous avons à notre disposition deux enregistrements poussières établis pour le même site, Vostok, pour une échelle comparable. La datation a été effectuée grâce à la reconnaissance de marqueur stratigraphique dans les signaux poussière mais aussi avec les

mesures des sulfates sur les mêmes échantillons par chromatographie ionique (de Angelis, Masclin, pers. Com.). De cette façon, il est possible d'établir une chronologie relativement précise.

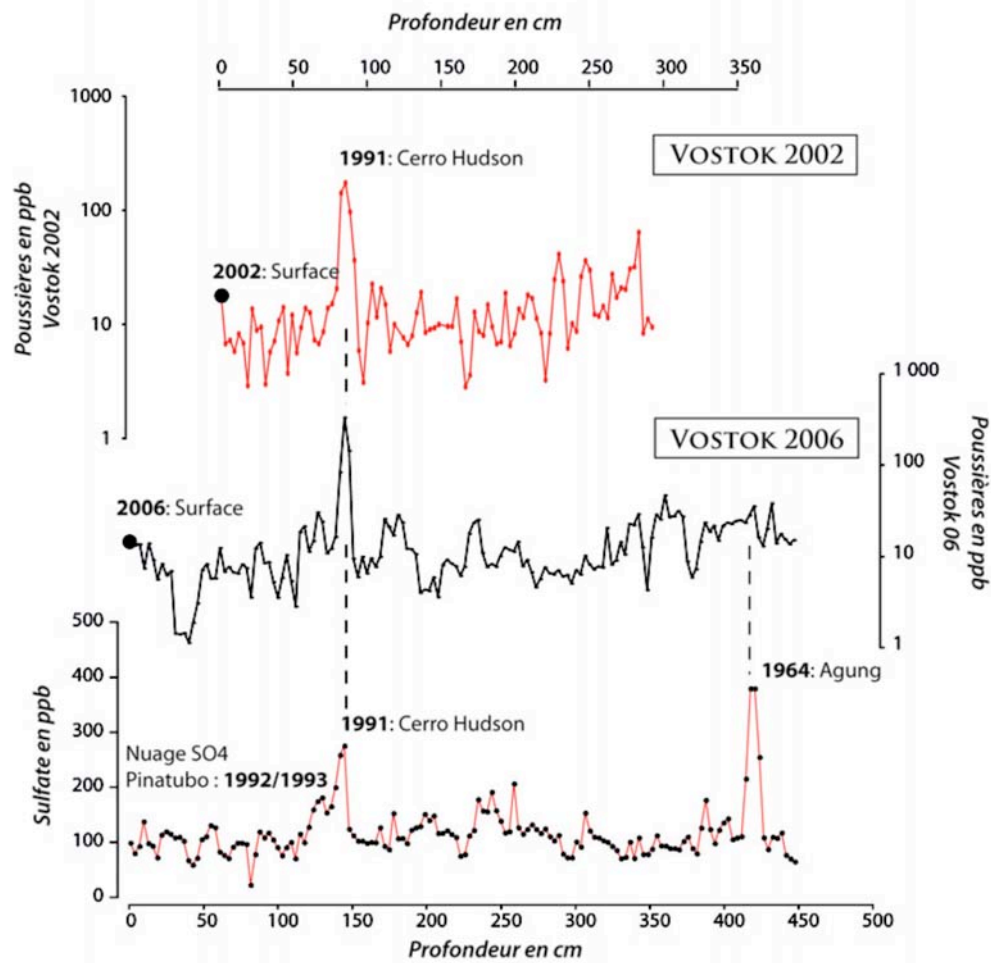


Figure 4 : identification des marqueurs chronostratigraphiques à partir des signaux en poussière et de sulfate pour la série V06. Pour V02 seules les poussières ont été mesurées car l'enregistrement semblait trop court pour avoir l'éruption de l'Agung.

La courbe SO_4 à Vostok 06 confirme le pic du Cerro Hudson en 1991 ainsi que le Pinatubo la même année (Figure 4). Bien que le Pinatubo (12-15 juin 1991) soit rentré en éruption avant le Cerro Hudson (8-9 août 1991), c'est le pic en sulfate du Cerro Hudson qui est enregistré en premier dans la glace. L'écart entre les deux pics a déjà été constaté par Legrand et Wagenbach, 1990 à Newmayer et Dumont d'Urville. Les auteurs expliquent que le nuage du Pinatubo n'est arrivé en Antarctique uniquement pendant l'été austral 92/93. Un second épisode volcanique est enregistré dans le fond de Vostok 06, vers 4,25 m, avec des quantités de SO_4 très importantes. Cette éruption correspond à celle de l'Agung en Indonésie en 1964. Ce marqueur est très important car il permet de réduire l'incertitude dans le fond du puits. Cependant, en calant les éruptions volcaniques du Cerro Hudson, il semble que le puits

V02 ne soit pas assez profond (3,50m) pour atteindre l'Agung (4m). Effectivement, il manque près de 50 cm pour atteindre ce marqueur stratigraphique.

La série V06 est la plus longue et couvre la période 1962-2006 alors que V02 est moins longue avec une durée de 37 ans sur 1965-2002 (Figure 4). Il est intéressant de regarder les accumulations entre les points de calage de la chronologie puisqu'elles sont légèrement différentes entre les deux sites. Pour V06 avant 1991, l'accumulation est calculée à 3,3 cm/a équivalent en eau (9,5 cm/a de neige) contre 2,8 pour V02 (8 cm/a) (Figure 5).

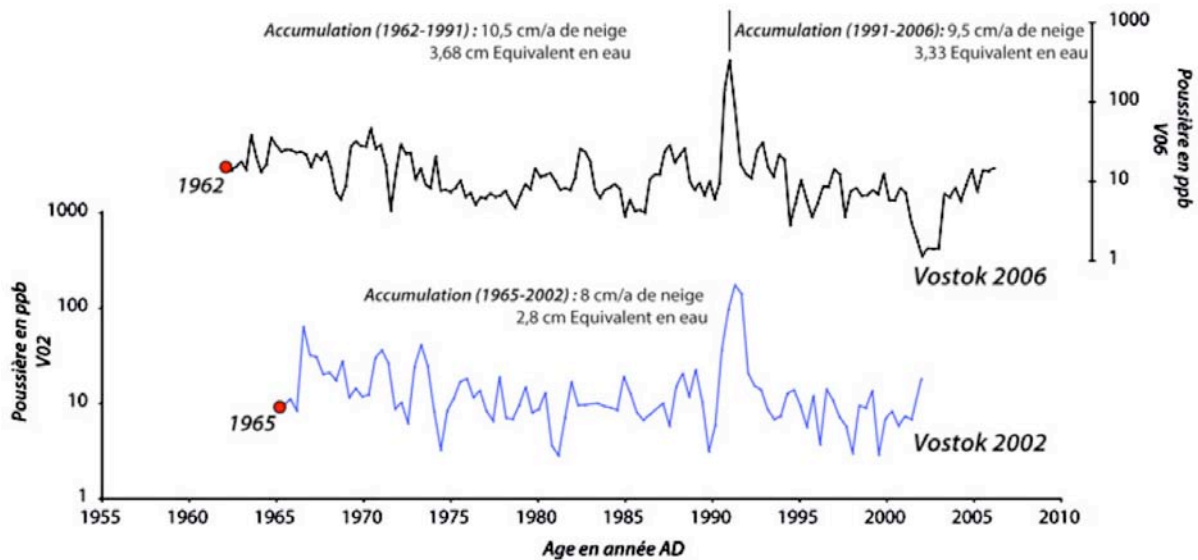


Figure 5 : Les deux séries V02 et V06 montrent des taux d'accumulation comparables confirmant la validité de la datation

La période prior 1991 donne une accumulation légèrement plus élevée autour de 3,7 eq. e. (10,5 cm/a de neige). Pour cette période, V02 donne aussi 2,8 cm/a puisque la chronologie de cet intervalle est une extrapolation de l'accumulation calculée entre 1991-2002.

Si les concentrations sont comparables sur les deux profils comme montré précédemment, les oscillations du signal, elles, ne le sont pas. Il est très difficile de trouver un point de calage fiable en dehors du volcan. On ne peut pas dire non plus que la tendance est comparable puisqu'une tendance est à peine perceptible dans les deux enregistrements. Nous avons tout de même effectué un traitement statistique sur les deux enregistrements pour voir si les spectres de variabilité partageaient des bandes de fréquences communes.

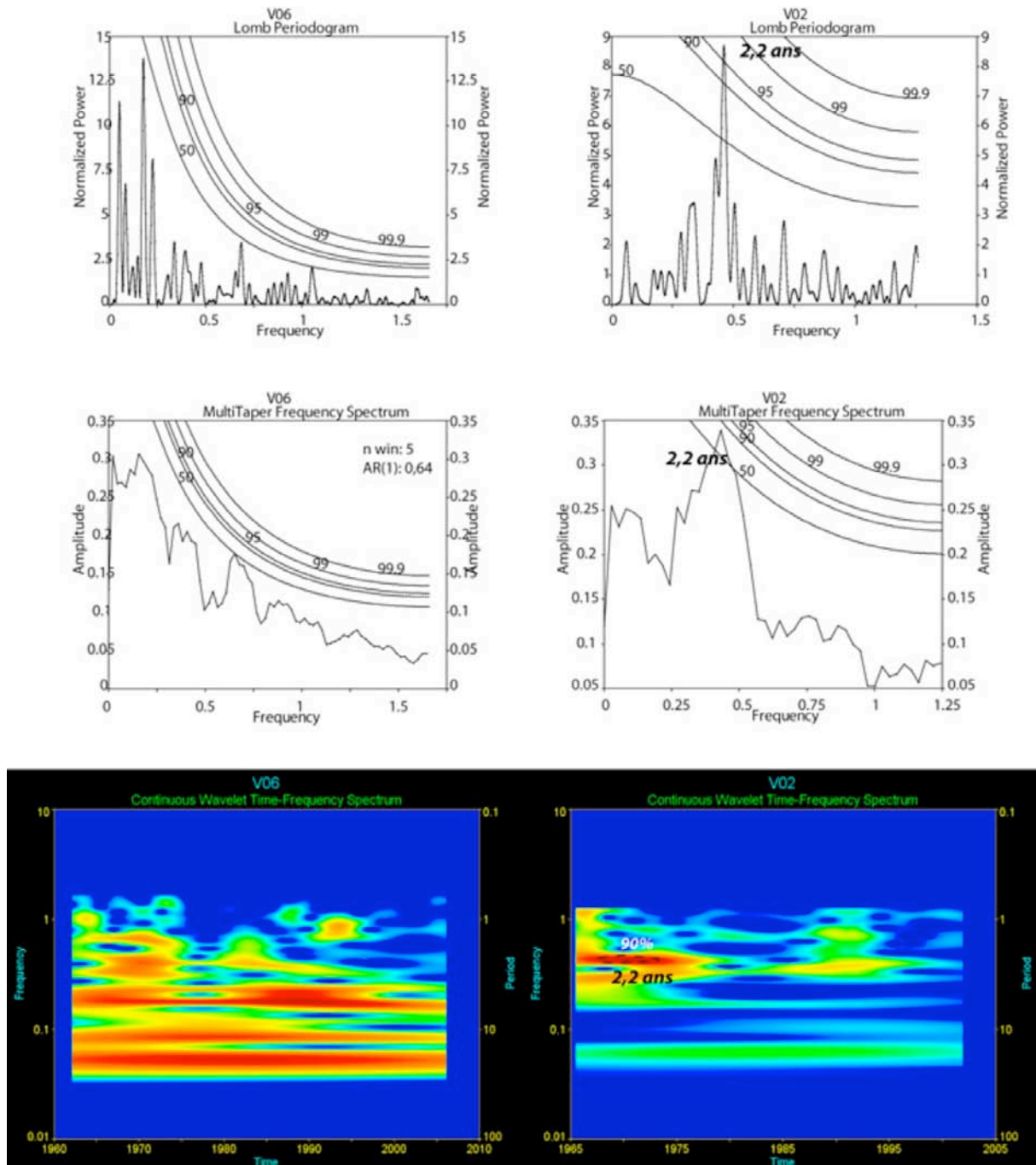


Figure 6 : De haut en bas on retrouve le périodogramme de Lomb l'analyse en MTM ainsi que les ondelettes pour les séries V06 et V02.

Le périodogramme de Lomb (analyse de série à pas non constant), pour V02, montre une fréquence significative à 95% autour de 2,2 ans, confirmée par le MTM (à 50%) (Figure 6). Cependant les ondelettes soulignent très clairement que ce signal reste limité à la période 1985-1975. Par opposition, la série V06 ne contient aucune bande semblable à V02 bien qu'elle soit une série a priori mieux datée.

L'implication importante de tout ceci est qu'un enregistrement décennal n'est pas reproductible au sein d'un même site. On peut donc évidemment d'ores et déjà dire que les enregistrements décennaux ne sont pas comparables d'un site à l'autre. A l'image de l'accumulation, les poussières semblent subir une forte variabilité spatiale.

2.2. Dôme C

Pour ce site, nous ne disposons que d'un seul enregistrement. Cependant le profil en sulfates permet d'avoir une chronologie plutôt bien résolue puisque le puits atteint l'éruption de l'Agung permettant ainsi d'avoir un bon point de calage pour la partie profonde (Figure 7).

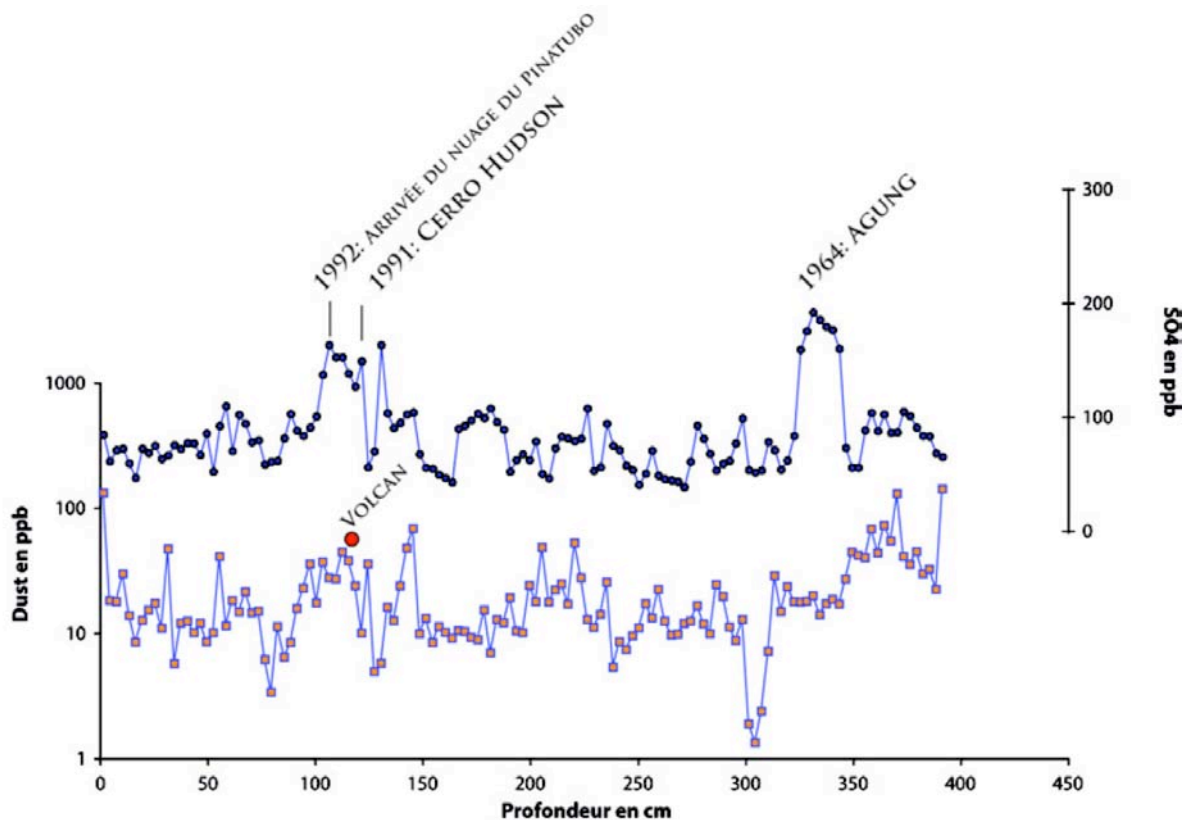


Figure 7 : identification des marqueurs chronostratigraphiques à partir des signaux en poussière et de sulfate pour la série de Dôme C.

Ici, on retrouve 3 épisodes volcaniques : Pinatubo, Cerro Hudson, Agung. Les deux premiers correspondant, tout comme à Vostok, à un dépôt en deux temps comme observé par Legrand et Wagenbach, 1990. Nous avons donc la possibilité d'avoir une série bien datée qui donne une accumulation moyenne entre 2004-1991 de 2,8 cm eau (8 cm/a de neige) et de 2,5 cm eau (7 cm/a) pour 1991-1956.

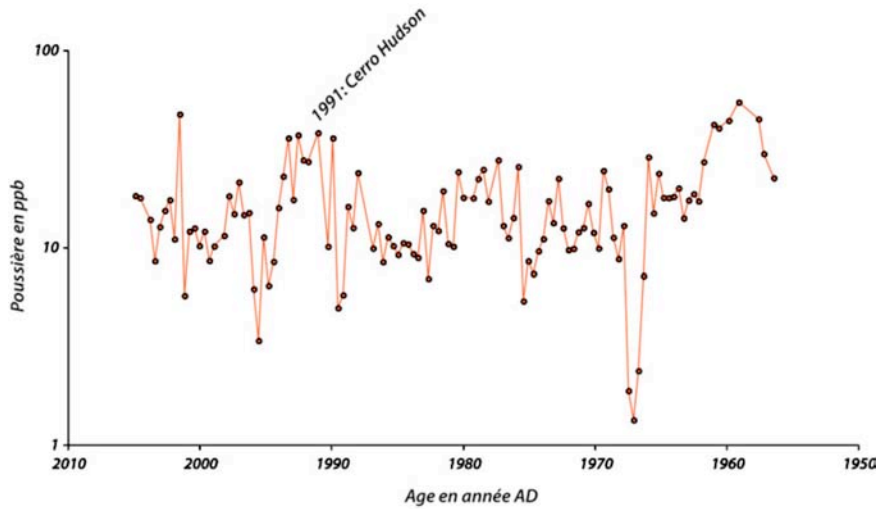


Figure 8 : Signal poussière daté grâce aux éruptions volcaniques

L'analyse spectrale de la série poussière de dôme C (Figure 8) montre très clairement qu'il n'est pas nécessaire d'un second puits pour conclure que Dôme C se comporte comme Vostok. Effectivement il n'y a aucune fréquence qui ne dépasse les 50% de confiance et donc il est impossible de trouver un signal significatif comparable à un autre puits de Dôme C et donc encore moins à un autre site Antarctique (Figure 9).

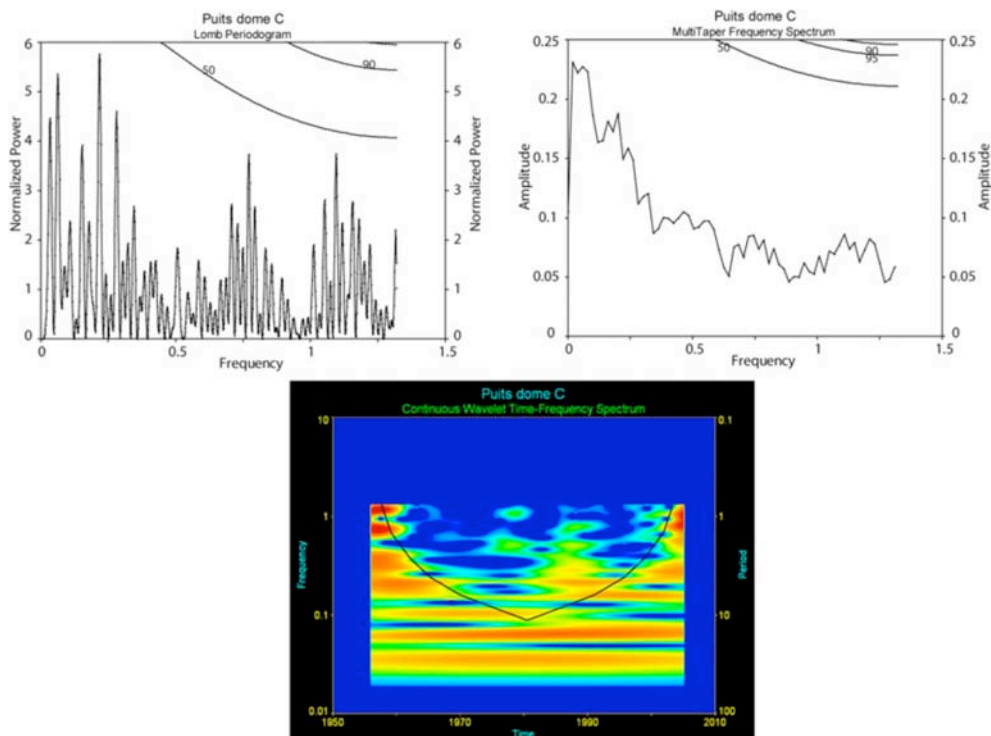


Figure 9 : Analyses spectrales du puits Dôme C par un diagramme de Lomb, un périodogramme de Fourier MTM, et un scalogramme en ondelettes.

2.3. Talos Dôme

Le site de Talos Dôme est un peu particulier car il se situe sur le bord du Plateau Est Antarctique. Il n'a pas été présenté auparavant puisqu'il ne subit pas les mêmes conditions atmosphériques que les sites situés au centre de l'Antarctique. Il ne pouvait donc pas servir à valider les données de névé. Par contre, on peut donc s'attendre à ce que les résultats soient différents et de manière importante puisque le site est situé en bordure de la calotte.

Pour ce puits 225 échantillons ont été échantillonnés le long d'un profil de neige de 6m avec un pas d'échantillonnage constant de 3 cm.

Les résultats sont présentés sur la figure 11. On observe une très forte variabilité de la concentration en poussières mais aussi de tous les autres paramètres (CPP, FPP). La moyenne donne pourtant une valeur de 10 ppb qui est tout à fait comparable à Dôme C et Vostok site du plateau Antarctique. L'écart type de 10,5 met en évidence une plus forte variabilité sur le site de Talos Dôme que pour les autres sites. Le signal de masse oscille entre des valeurs très basses, autour de 2 ppb et des valeurs hautes, jusqu'à 20 ppb. La distribution des poussières évolue, elle aussi, de façon plus marquée passant d'un mode de 2,5 μ m pour les concentrations inférieures à la moyenne (10 ppb) à un mode de 2,9 μ m pour les concentrations supérieures à la moyenne (Figure 10).

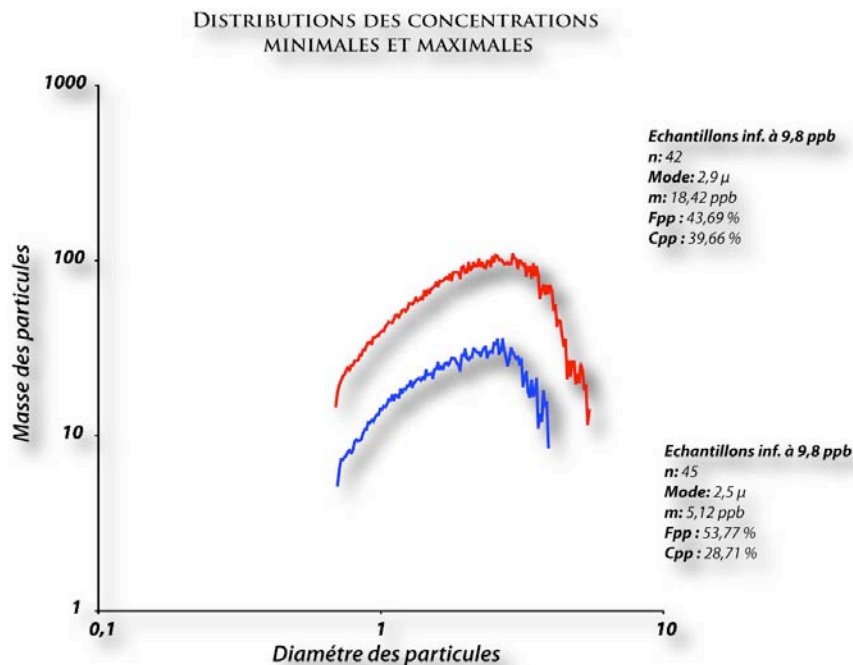


Figure 10 : distribution des poussières pour les échantillons dont la concentration dépasse ou reste inférieure à 9,8 ppb, moyenne à Talos Dôme.

Le signal de CPP, tout comme les FPP, varie drastiquement pour atteindre des valeurs extrêmes de 100% pour les FPP (Figure 11). Ceci indique que les poussières à Talos Dôme sont extrêmement petites puisque 100% de l'échantillon est sous $2 \mu\text{m}$, la limite des FPP. Les CPP peuvent atteindre 60%. Une moyenne, établie sur les 100 premiers échantillons du puits, montre que les concentrations supérieures à la moyenne ont des CPP moyens autour de 40 % et des FPP moyens autour de 44 %. Pour les échantillons inférieurs à la moyenne de $10 \mu\text{m}$, les FPP augmentent pour représenter plus de 50% des distributions (54 %) à l'inverse les Cpp diminuent jusque 29%.

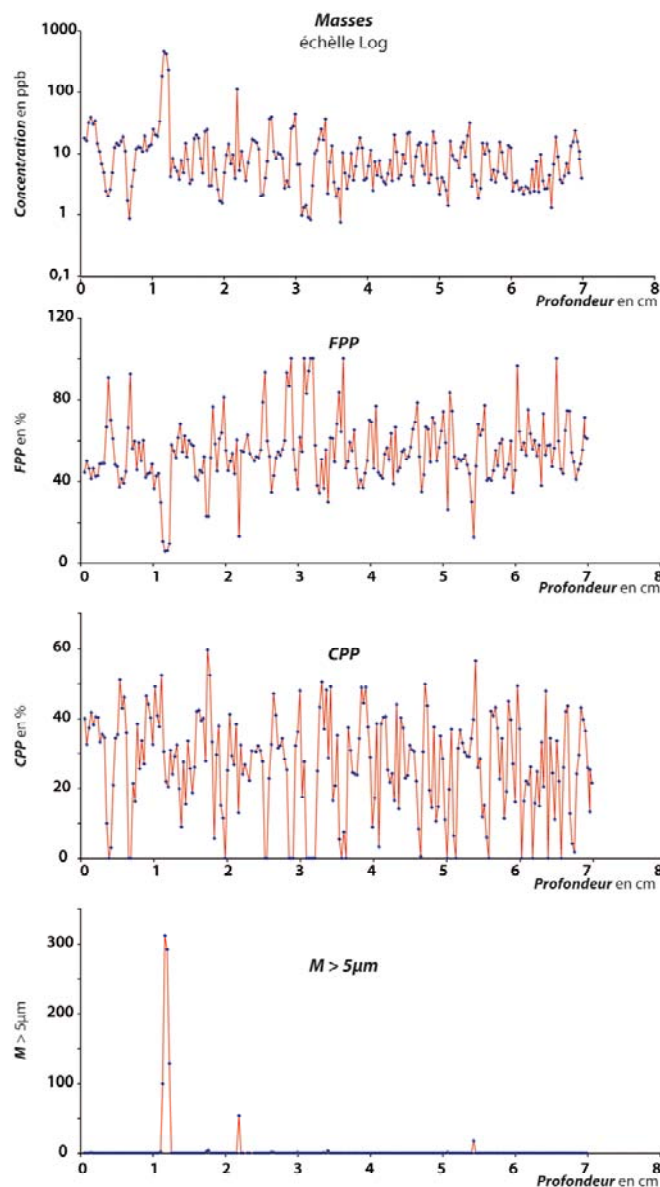


Figure 11 : Présentation des différents paramètres poussière (CPP, FPP, Masse, particule supérieure à $5 \mu\text{m}$) pour le puits de Talos Dôme.

Episode volcanique ou contamination ?

Grâce au profil poussière, on peut remarquer 2 événements : le premier situé à 1,14 m, le second à 2,17 m. Silvia Beccagli, de l'Université de Florence, nous a fourni les données de sulfates pour ce puits de Talos Dôme. Le profil SO_4 établi sur les mêmes échantillons met en évidence 2 événements aussi mais un seul en commun avec les poussières à 2,17 m. Un pic important de sulfate, témoin d'une éruption volcanique, est identifié à 5,65 m et n'a pas de signature volcanique dans les poussières (Figure 12).

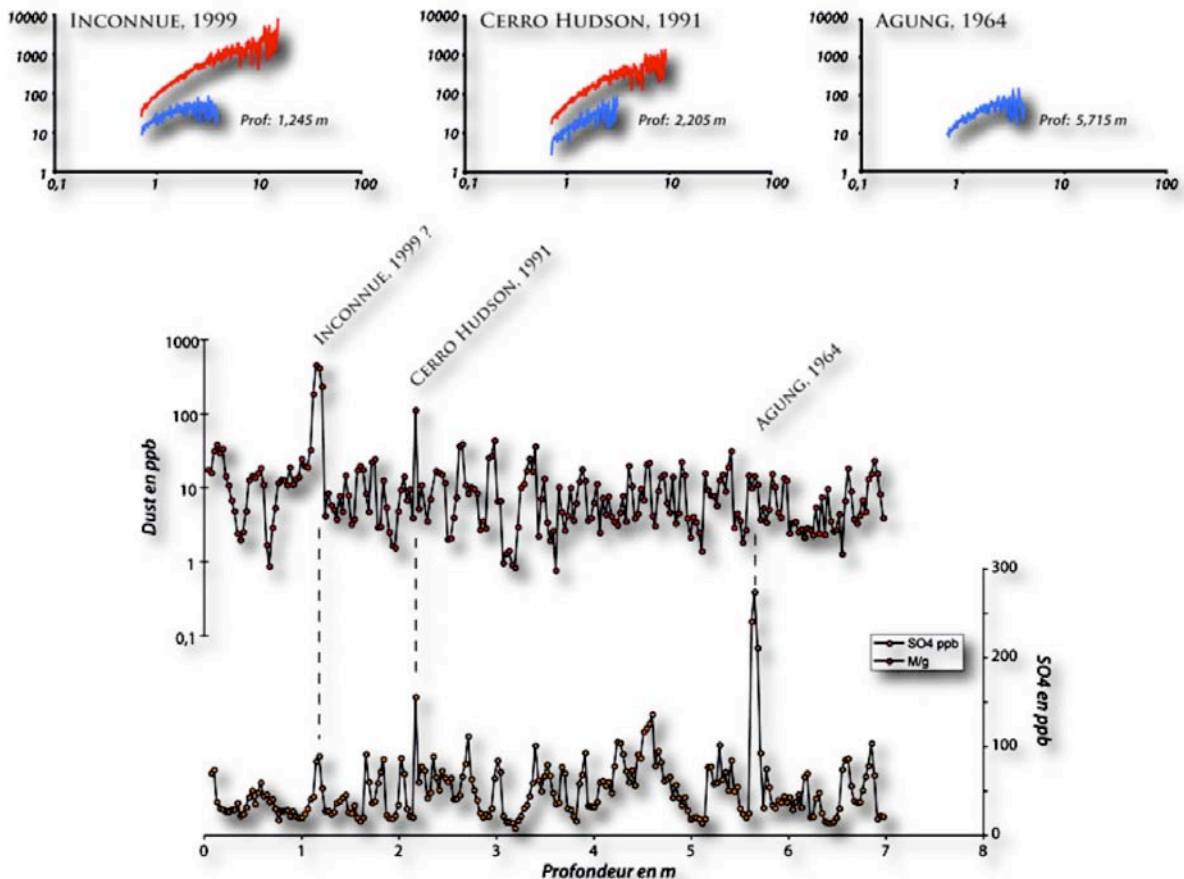


Figure 12 : L'identification des 2 éruptions volcaniques connues a été possible grâce à l'étude couplée du sulfate et des concentrations en poussière mais aussi de leur distribution. Une troisième, probablement, locale a été identifiée. Pour permettre de comparaison la distribution volcanique est en rouge alors que l'échantillon suivant l'éruption plus classique d'un signal éolien est en bleu.

Le plus profond correspond à l'éruption volcanique du volcan Indonésien, l'Agung, qui a injecté d'énorme quantité de soufre dans l'atmosphère. Étant donnée sa position géographique, éloignée de l'Antarctique et dans les basses latitudes, les poussières n'ont pas atteint le site de Talos Dôme. Celui situé à 2,17 m a une signature poussière, avec une distribution autour de 7-8 μm et la présence de verres volcaniques, mais aussi une signature SO_4 . Il s'agit du Cerro Hudson, en 1991, car le Pinatubo n'a pas de signature poussière. La signature sulfate, quant à elle, peut être celle du Pinatubo, tel que l'on a pu le voir à Dome C

et à Vostok. Or le pic en sulfate a été mesuré exactement sur l'échantillon qui montre une distribution d'un épisode volcanique. Ceci indique que le nuage de SO₄ est arrivé en même temps que le nuage poussière. Dans ce cas, il s'agirait sans doute du Cerro Hudson puisque les dépôts de SO₄ du Pinatubo ne sont arrivés en Antarctiques qu'un an après l'éruption en 1992/1993 (Legrand et Wagenbach, 1990).

Dans ce cas, le pic en poussière n'aurait donc pas dû être mesuré sur le même échantillon. Le troisième événement ne montre pas de signal en sulfate mais décrit un pic en poussière, avec 4 échantillons qui ont une distribution semblable à un épisode volcanique avec un mode proche de 7-8 µm. L'observation microscopique montre des verres volcaniques. Il est donc possible qu'une éruption locale, en Antarctique, peut avoir un signal en poussière mais pas de signal en sulfate si l'éruption n'a pas atteint la stratosphère. Pour avoir un signal en sulfate, il faut que le soufre de l'éruption atteigne la stratosphère pour être oxydé et donc montré un signal sulfate dans la neige. Cette éruption n'est pas répertoriée mais la proximité des montagnes transantarctiques et de ces centres actifs peuvent en être la source.

Le phénomène observé à Vostok, où les grosses particules arrivent les premières puis ce sont les arrivées strato/troposphériques qui prennent le relais (Delmonte et al, 2004), n'existe pas à Talos Dôme. Effectivement on n'observe pas cela dans les données poussières puisqu'il n'y a pas d'épisode de grosses particules avant les arrivées de particules fines de la haute atmosphère. Talos, par sa situation bordière, fonctionne différemment en recevant des poussières qui ont un temps de trajet moins long avant de se déposer. Par ailleurs, Talos Dôme ne reçoit pas de tephras issus de descentes de masses d'air de la haute troposphère de par son éloignement du maximum de subsidence au centre du continent.

Signal saisonnier ?

Ces oscillations de tous les paramètres des poussières nous amènent à nous poser la question si le signal enregistré est saisonnier.

Un modèle d'âge a été établi par l'identification du Cerro Hudson par Silvia Beccagli (Université de Florence, Italie). Ce modèle d'âge propose un âge à la base de l'enregistrement de 1950 AD.

Un comptage des pics à partir des dates disponibles, le Cerro Hudson, en 1991 ainsi que l'Agung, en 1964, donne un âge de 1951 AD soit un an plus vieux (Figure 13 et 14). Cette erreur est tout à fait négligeable puisque le comptage n'est pas toujours facile sur certains doubles pics, mais aussi parce que le modèle d'âge établi par Silvia Beccagli est issu d'une polynomiale et ne reflète pas la réalité de l'enregistrement. La relation profondeur/Âge

pour les deux propositions de datation donne des résultats en très bon accord malgré quelques différences.

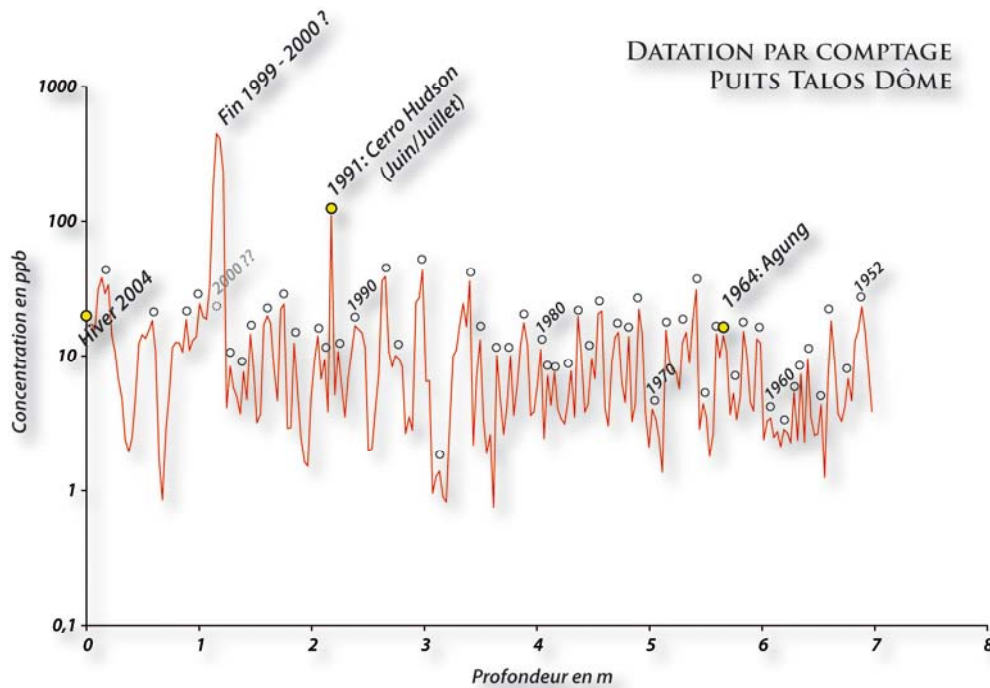


Figure 13 : Comptage des pics de concentration en poussière pour l'établissement d'un modèle d'âge annuel. Les points blancs représentent une année les points jaunes sont les points de datation absolue.

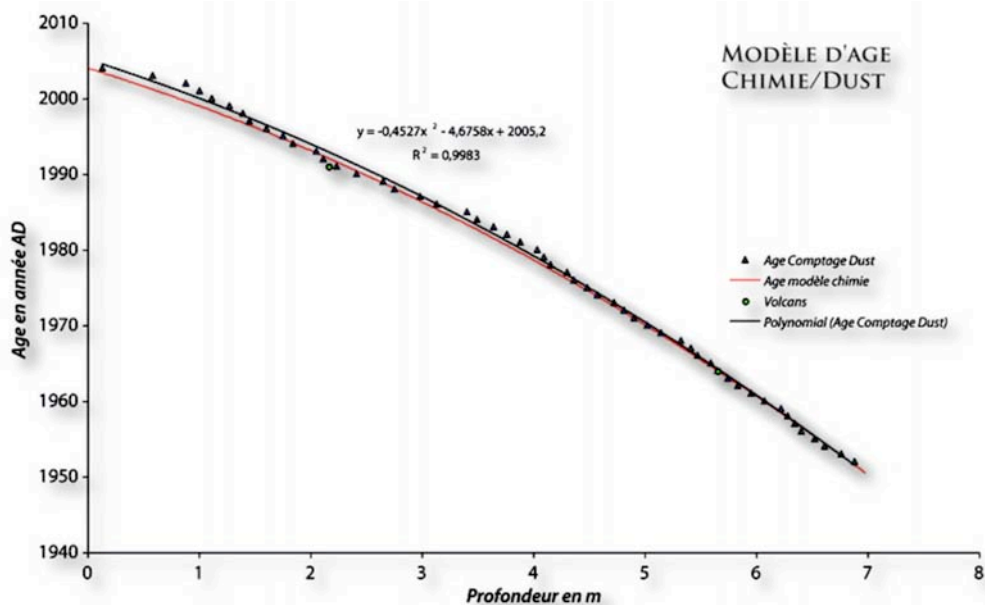


Figure 14 : Relation Age vs Profondeur pour le comptage (triangles verts) comparée au modèle d'âge établi par Silvia Beccagli en utilisant les deux volcans comme point de calage selon une polynomiale (en rouge).

Ceci donne de bons arguments pour supposer que le signal est saisonnier. Cependant il n'existe pas d'observation sur le terrain qui permette de le prouver ni même d'expliquer comment viennent les poussières.

Nos données poussières permettent-elles d'avancer une hypothèse ?

Un début de réponse est possible en regardant les propriétés des distributions de poussière. Si on compare les minima de concentrations (masses) aux CPP ou FPP, on peut s'apercevoir que les maxima en FPP correspondent à des minima de concentration alors que les maxima de CPP correspondent aux maxima de masse (Figure 15). Si on exprime les variations de taille des particules en fonction de la concentration, on obtient un résultat qui peut nous renseigner sur un mode de fonctionnement atmosphérique autour de l'Antarctique.

Effectivement il est possible de définir deux caractéristiques des poussières :

- une zone où les concentrations en poussières sont très basses, mais avec des valeurs en CPP qui augmentent très rapidement en partant de valeurs extrêmement basses.
- Puis les valeurs des CPP se stabilisent dans un nuage de point mais cette fois c'est la masse qui évolue de valeurs très faibles aux valeurs les plus élevées de l'enregistrement. Les points semblent suivre une loi logarithmique mais avec une forte dispersion ($R^2 : 0,64$).

Ces caractéristiques zones sont très importantes puisqu'elles peuvent s'expliquer par deux modes de fonctionnements atmosphériques qui valideraient l'hypothèse de la saisonnalité dans le signal de Talos Dôme.

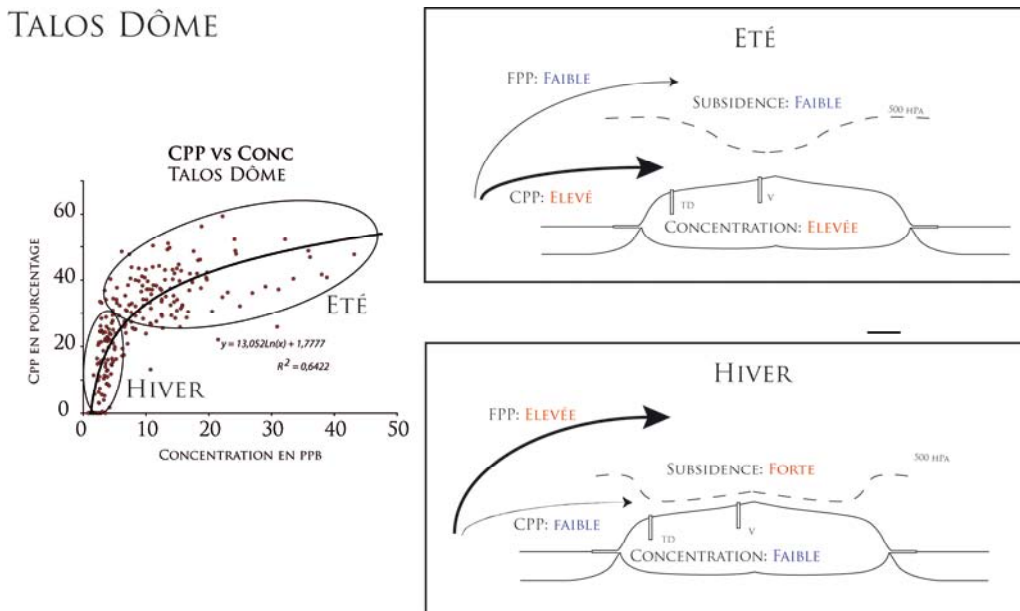


Figure 15 : Hypothèse de fonctionnement atmosphérique pour expliquer la saisonnalité.

Les particules de petite taille indiquent qu'elles proviennent de la haute atmosphère et correspondent à des descentes d'air haute-troposphère, basse-stratosphère. La subsidence thermique est d'autant plus forte que la température de surface est basse. Les bas niveaux de poussière et leur petite taille indiquent très certainement la saison d'hiver.

A contrario, au dessus d'une certaine valeur de taille, les particules n'augmentent plus au profit de la masse. Effectivement de plus grosses particules atteignent Talos Dôme mais leur taille varie beaucoup moins que dans le premier cas. Cette fois la quantité de particules varie, indépendamment de leur taille. Les plus grosses particules indiquent très clairement des particules qui ont suivies des chemins plus directs. L'activité cyclonique est plus importante l'été à l'inverse de la puissance de la subsidence. Les poussières plus grossières, qui transitent à moyenne et basse altitude, atteignent le site d'enregistrement en formant le doublon manquant pour valider l'hypothèse annuelle.

Cependant la météorologie des sites côtiers est extrêmement complexe et l'orientation des vents très variables. Le schéma saisonnier décrit ci-dessus est probablement plus complexe en impliquant des sources de poussières possiblement locales avec la proximité de la chaîne Trans-Antarctique. Seul un traçage de l'origine des poussières grâce aux mesures isotopiques et/ou une observation météorologique sur le terrain pourront permettre de confirmer tel ou tel schéma.

Sensibilité des outils statistiques et précision des chronologies

Talos Dôme nous donne une occasion de tester la sensibilité des outils statistiques aux variations de chronologie sur un signal naturel. La démarche, ici, est essentiellement méthodologique et vise à comprendre et expliquer l'absence de signal significatif dans les signaux Antarctique en explorant différentes pistes. Dans cette partie, nous essayons de cerner l'effet de la chronologie sur l'analyse spectrale.

Le postulat de départ est de considérer Talos Dôme comme une série contenant un signal saisonnier. Nous allons ensuite lui appliquer 3 datations différentes :

- La première s'appuiera sur le comptage des niveaux de concentration en poussière afin d'avoir une datation à l'année près (Figure 16).

- La seconde sera la chronologie établie en utilisant la méthode utilisée par Sylvia Beccagli qui a générée une fonction polynomiale d'ordre 2 s'ajustant sur le Pinatubo pour dater sa série (Figure 16).
- La troisième sera une extrapolation linéaire toute simple en utilisant une accumulation constante tout le long de la série (Figure 16).

Résultats :

Nous avons donc appliqué chaque modèle d'âge au signal de concentration en poussière mesuré dans le puits de Talos Dôme.

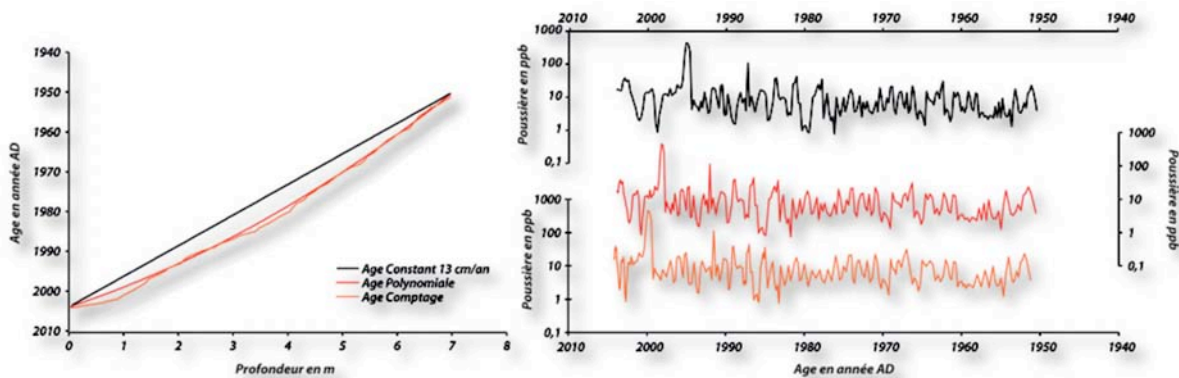


Figure 16 : A gauche, modèles d'âge utilisés pour dater la série de concentration des poussières à Talos Dôme à Droite. Le modèle d'âge orange correspond à la série datée par comptage, la rouge celle datée par une polynomiale, la noire linéairement.

Puis nous avons suivi la même démarche que nous avons utilisé pour Vostok et Dôme C pour l'analyse en fréquence, c'est à dire :

- dans un premier temps : analyse sans ré-échantillonner la série avec un périodogramme de Lomb
- Dans un second temps : une analyse de Fourier (Multitaper Methods, MTM) donc avec ré-échantillonnage obligatoire au même nombre de point que la série initiale.
- Et enfin une analyse en ondelettes pour explorer l'instationnarité du signal.

Les résultats sont présentés dans la figure 17.

Dans le premier cas, les fréquences annuelles sont bien présentes dans les 3 méthodes d'analyse du signal, jusque-là, sans surprise puisque nous avons forcé les oscillations des concentrations en poussière à être annuelles. Par contre, on se rend compte que malgré des variations mineures du modèle d'âge induit par le passage à une polynomiale d'ordre 2, le signal annuel disparaît complètement et c'est encore plus marqué lors du passage à un modèle d'âge linéaire.

L'enseignement à tirer de ceci est que les biais chronologiques peuvent masquer des signaux et propose une explication supplémentaire au fait qu'il est difficile d'attribuer des oscillations à un signal. Cette difficulté est en lien direct avec les problèmes à évaluer l'accumulation qui est un véritable casse tête en Antarctique. En imaginant qu'un proxy enregistre les cycles solaires à 11 ans avec la résolution adéquate, s'il n'a pas une chronologie parfaite, les « coups d'accordéon », même minimes, peuvent les effacer totalement du contenu fréquentiel.

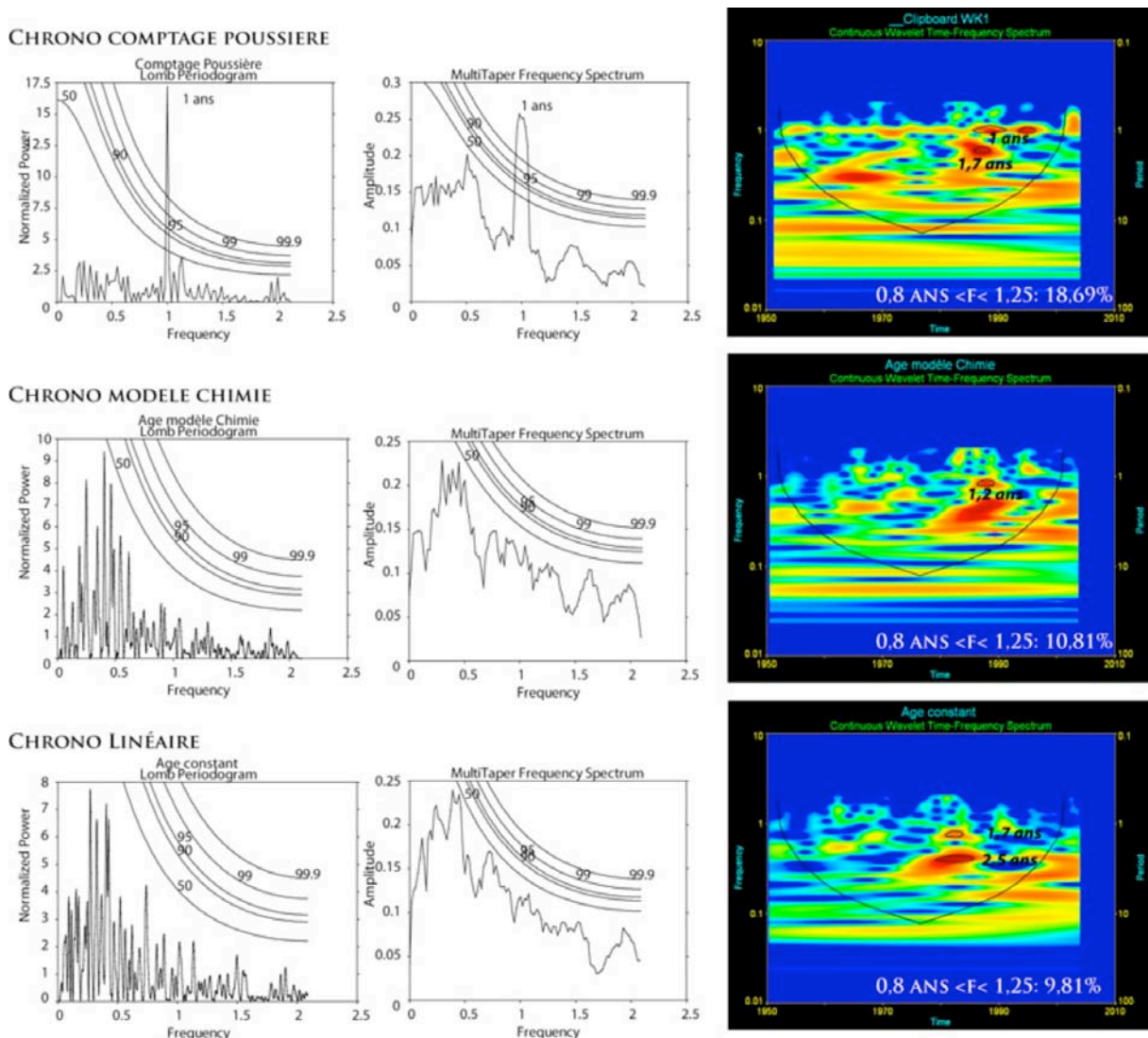


Figure 17 : Les trois modèles d'âge par comptage, par polynomiale et linéaire ont subi un traitement statistique de Lomb, de Fourier et en ondelettes

Impact du sur-échantillonnage : production artificielle de données

Dans la série basée sur le comptage, le fait d'avoir forcé la série à avoir des oscillations annuelles ressort nettement dans les trois traitements statistiques. Dans le

scalogramme en ondelettes, on observe cependant que seules les oscillations proches de la surface datés entre 1988 et 2000 environ sont significatifs (sup à 50% de confiance). L'explication de ceci est simple ; le pas d'échantillonnage pour observer des oscillations annuelles n'est pas assez fin. Une année en surface est constituée de 4 ou 5 points alors qu'au fond nous sommes à de la fréquence de Nyquist ou très proche (Figure 18), le pourcentage de confiance s'effondre par conséquent.

Comment peut-on améliorer ceci ?

Produire de la donnée pour augmenter la résolution.

Nous avons fait cela de façon artificielle en sur-échantillonnant la série d'un facteur 4. Ce ré-échantillonnage dans la pratique doit être fait par la production de donnée et non pas de façon artificielle comme pour ce test. Les points interpolés ne correspondent à aucune réalité de l'enregistrement, de ce fait si on augmente la résolution artificiellement par le sur échantillonnage alors on fait l'hypothèse que les mesures que l'on pourrait faire s'alignent selon l'interpolation, ce qui est complètement faux et oriente le résultat. La méthode mathématique montrera effectivement la fréquence souhaitée car elle ne fait pas la différence entre un point mesuré et un point extrapolé. Il y a donc dans ce cas, création de données fausses et donc orientation du résultat. Les méthodes statistiques et d'analyses spectrales ont donc besoin de bon sens avant toute application. Notre ré-échantillonnage naturel assisté par ordinateur permet effectivement d'augmenter les pourcentages de confiance. Une fois une certaine profondeur atteinte, le signal annuel est lissé par des processus de compaction de la neige, de variation d'accumulation par exemple. A Talos Dôme, on peut donc estimer qu'avec un pas d'échantillonnage tous les 3 cm en intégrant une profondeur de 3 cm par échantillon, qu'on perd le signal annuel (inférieur à 50% de confiance) autour de 2 m. Il reste visible à l'œil nu, mais le nombre de point n'est pas suffisant pour être sur que cette fréquence reste significative, la fréquence pourrait disparaître au profit d'une fréquence plus élevée mais nous n'avons pas le nombre de point pour le contrôler.

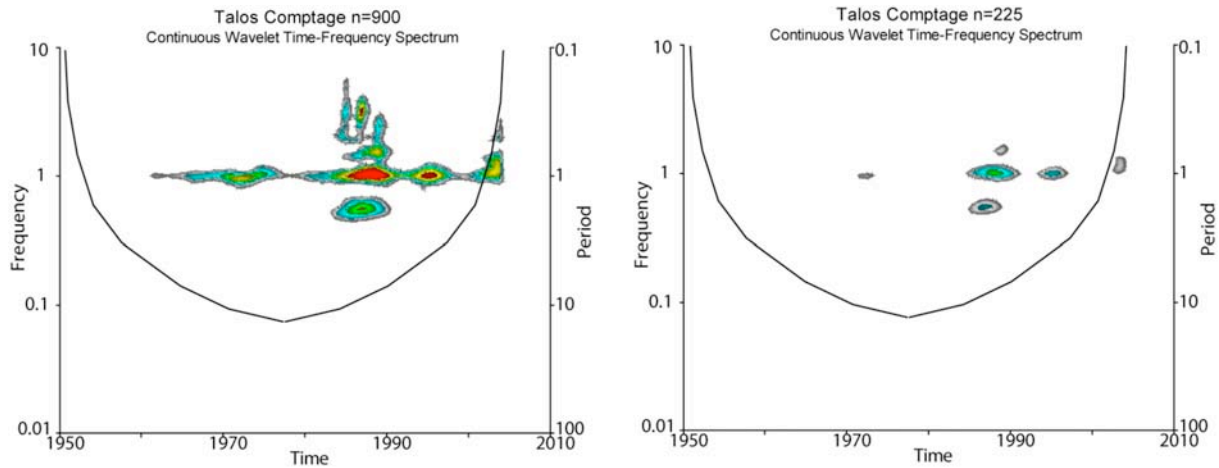


Figure 18 : Effet du sur échantillonnage sur les hautes fréquences sur les données poussières de Talos Dôme. A gauche, $n= 900$ points alors que la série originelle à droite ne comporte que 225 points. Les intervalles de confiance se décomposent comme suit : 99,9% : rouge, 99% Jaune, 95% vert, 90% bleu, 50% gris.

Le pourcentage de variance exprimé par le signal annuel atteint 19% pour le comptage annuel, puis s'effondre de moitié pour les deux autres méthodes de datation. Ce pourcentage veut simplement dire que, pour reconstruire le signal, les fréquences annuelles ne suffisent pas, bien qu'elles ne soient les seules à être significatives (>50% de confiance).

3. Quel signal dans le névé : échelle séculaire

La qualité des résultats obtenus à Dôme C ne permettent pas une analyse fréquentielle sérieuse. Nous avons donc mis l'accent sur le traitement statistique de la série poussière de Vostok. Le but est donc de savoir si à l'échelle séculaire, il est possible de trouver une structure dans la variabilité du signal.

Pour cela nous avons utilisé deux méthodes : une étude en transformée de Fourier et une analyse en ondelette.

Dans les deux cas, les méthodes d'analyses du signal nécessite une série avec un pas d'échantillonnage constant. Afin de ne pas créer de fréquences et de ne pas modifier le signal, il suffit de calculer le plus petit pas d'échantillonnage et de l'appliquer à la série. Or ceci représente un très gros problème pour cette série car la présence de grosses lacunes sur plusieurs valeurs créer des fréquences de la taille de la lacune. Nous avons donc systématiquement complété ces lacunes par du bruit gaussien défini par la moyenne et l'écart type du bruit calculé sur une portion du signal réel. Ainsi nous ne créons aucune fréquence, et nous pouvons effectuer une analyse statistique.

3.1. Transformée de Fourier et périodogramme de Lomb

Le Périodogramme de Lomb, utilisé pour l'analyse de série échantillonnée à pas non-constant, n'indique aucune fréquence significative si ce n'est une fréquence séculaire qui dépasse difficilement les 50% de confiance (Figure 19).

Une simple Transformée de Fourier (Multitaper, MTM, 6 fenêtres) a été utilisée pour essayer de décrire le contenu fréquentiel de l'enregistrement de poussière du névé à Vostok. Cette fois le ré-échantillonnage a du être effectué car le MTM le nécessite. Le résultat est clair, il n'existe pas dans le signal de fréquence qui dépasse les 50% d'intervalle de confiance.

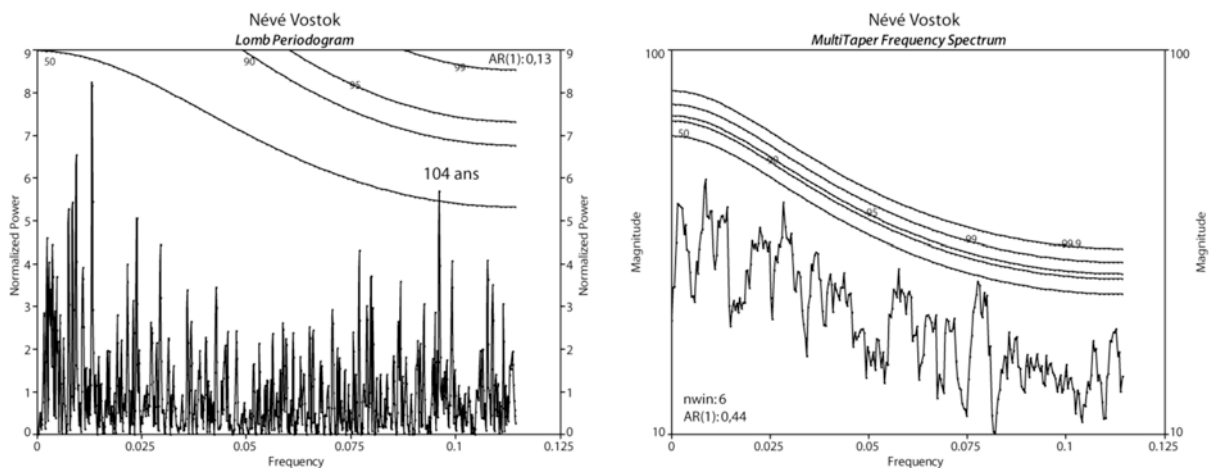


Figure 19 : Périodogrammes de Lomb et de Fourier (MTM) appliqués sur les données de névé de Vostok.

3.2. Analyses en ondelettes

Les résultats de l'analyse en ondelettes concordent avec l'analyse de la transformée de Fourier en MTM (Figure 20 et 21). Il est très difficile d'identifier sur le scalogramme des données poussières à Vostok des fréquences significatives. L'étude des puits à Vostok nous a montré qu'il était inutile de regarder les fréquences inférieures à l'échelle décennale puisque les signaux n'étaient pas comparables sur cette période pour deux sites échantillonnés à quelques mètres de distance. Ici les fréquences séculaires ne sont pas plus significatives. Il n'y a pas de fréquences particulières qui ressortent et les tests statistiques, pour calculer les intervalles de confiance, confirment que le signal est très difficile à distinguer d'un bruit non structuré. Les seuls pics dans les intervalles de confiance correspondent à de très hautes

fréquences en relation avec un pic significatif dans le signal poussière et non pour une périodicité établie. Ceci confirme que l'échelle décennale ne contient pas plus d'information.

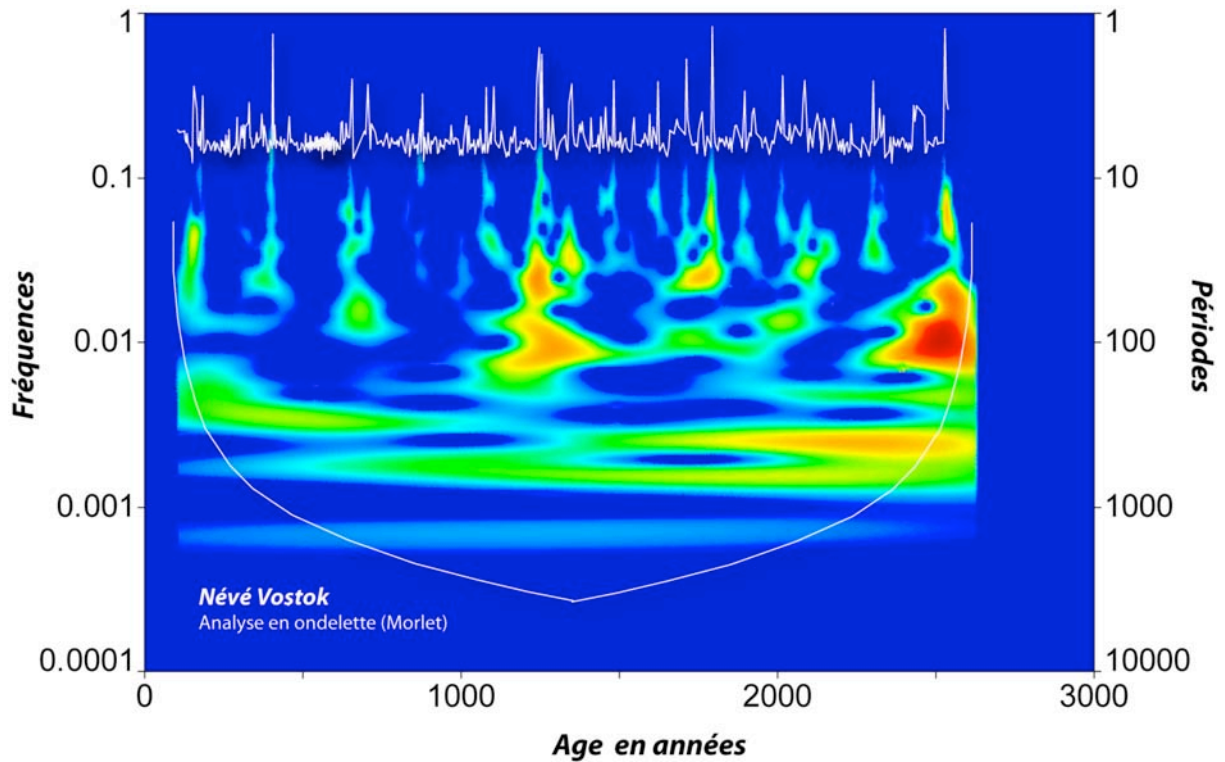


Figure 20 : Scalogramme en ondelettes pour le névé Vostok

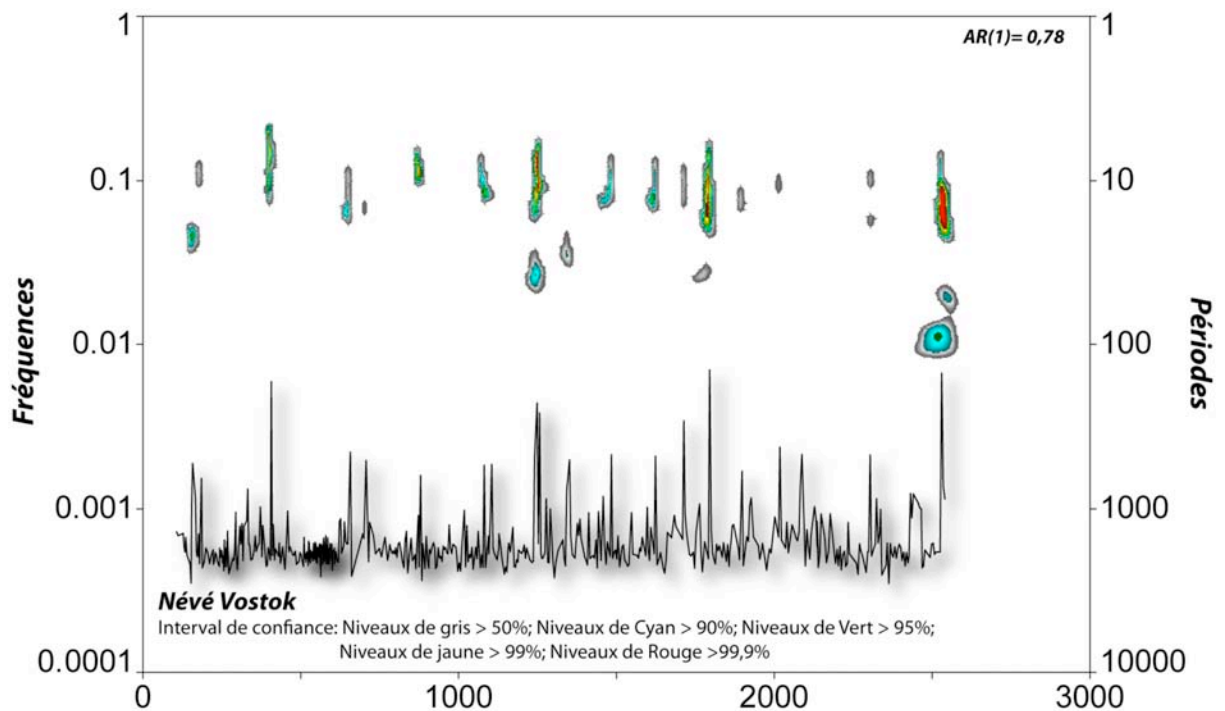


Figure 21 : Intervalles de confiance pour le névé Vostok.

Nous déduisons de l'étude du névé de Vostok :

- l'absence de fréquences séculaires dans l'enregistrement des poussières du névé à Vostok.
- l'impossibilité de lier les enregistrements poussières entre sites différents, même si l'étude du site de Dôme C n'a pu être menée jusqu'à l'analyse en Transformée de Fourier ainsi qu'en ondelettes. L'absence de fréquences significatives dans le signal de Vostok montre clairement l'absence de signal climatique. Il est donc impossible de créer un lien avec Dôme C.

4. Quel signal dans la glace (séculaire) : Delmonte et al, 2005

La variabilité séculaire a aussi été étudiée pendant l'Holocène par Delmonte et al, 2005. Les auteurs ont mesuré la concentration en poussière dans la glace de Vostok ainsi que EPICA Dôme C et ont effectué un traitement du signal en utilisant la méthode de la transformée de Fourier et plus particulièrement celle du Multitaper (Dettinger et al, 1995). Leur analyse a mis en évidence dans les signaux de CPP des deux sites, des fréquences communes comprises entre 180 et 220 ans avec un niveau de confiance élevé (95%). Ces résultats sont un peu troublants puisque notre signal dans le névé n'enregistre pas ces fluctuations. Comment peut-on expliquer l'existence de ces cycles par le passé ? Comment l'information du névé est archivée dans la glace ? Par ailleurs comment expliquer que ces cycles existent dans la glace de Delmonte et al, 2005 alors que rien n'est visible dans le névé ?

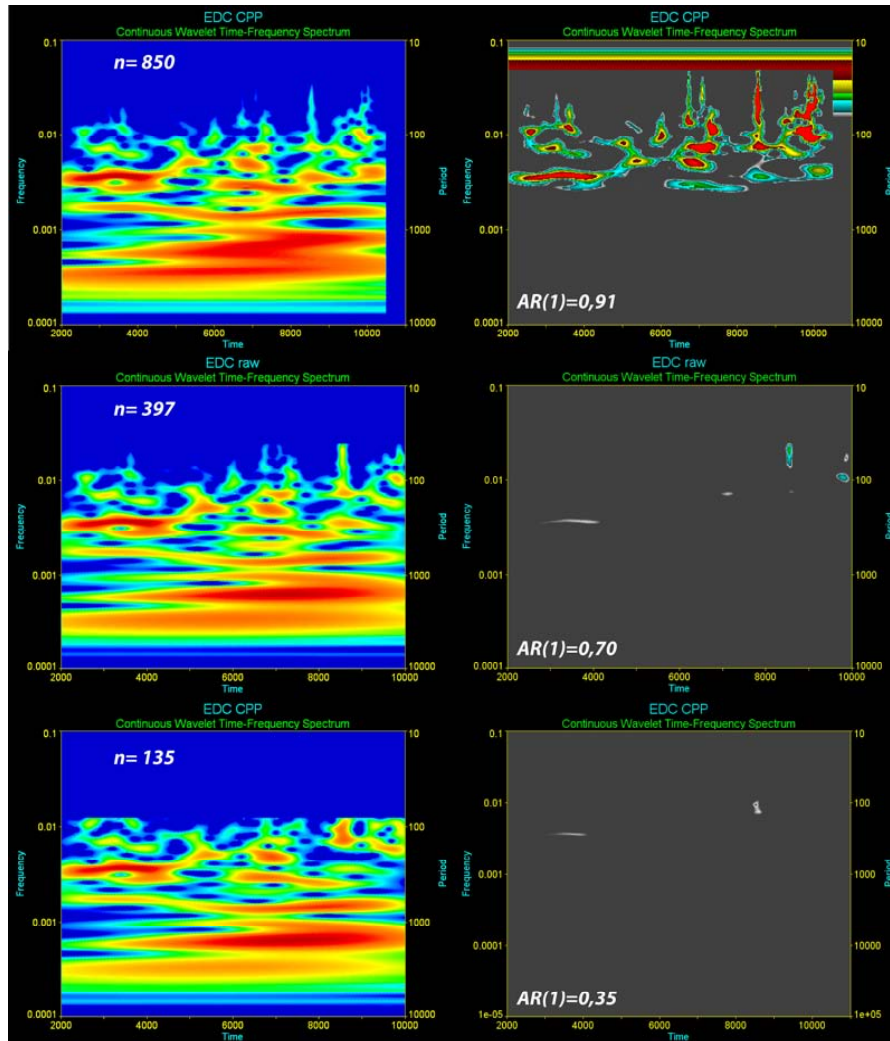


Figure 22 : Scalogramme en ondelettes à droite et intervalles de confiance à gauche pour la série d'EPICA Dôme C. Pour tester l'effet du sur-échantillonnage, le nombre de point a été multiplié par 3, puis la série publiée par Delmonte et al, 2005 a été multipliée par plus de 6 fois le pas originel.

Nous avons donc repris les données de glace pour identifier leur existence et leurs signatures spectrales grâce aux ondelettes. Dans un premier temps, nous avons regardé les données publiées pour EPICA Dôme C par Delmonte et al, 2005. La série comporte 850 points avec un pas de ré-échantillonnage constant de 10 ans. L'analyse en ondelettes confirme la présence de ces cycles à 200 ans avec des niveaux de confiance très élevés atteignant presque les 100%. La publication cependant annonce que la série brute, avant ré-échantillonnage, ne comporte que 203 points. Les auteurs nous ont fourni ces données brutes à notre demande pour tester les points calculés et non plus la série ré interprétée. Le résultat est particulièrement intéressant. Lorsque l'on regarde la série brute à 203 points et qu'on la ré échantillonne au même nombre de valeur ou à plus de deux fois le nombre initial, les spectres en ondelettes ne changent que légèrement, par contre les intervalles de confiance change

drastiquement (Figure 22). En effet, les cycles à 200 ans qui étaient présents à plus de 99% de confiance dans le signal s'effondrent et ne dépassent même plus les 50% de significativité.

Le problème pourrait donc venir d'un ré-échantillonnage un peu trop important. Pour tester ce problème, nous avons utilisé une technique que nous avons déjà utilisé dans le papier Debret et al, 2007 à la demande d'un des reviewer (Annette Witt, Postdam) qui nous demandait l'impact du ré échantillonnage sur les analyses statistiques. Cette méthode est décrite dans l'article et consiste à établir un spectre avec un diagramme de Lomb sur les données brutes et de recommencer avec la série ré-échantillonnée. Le diagramme de Lomb est utilisé pour les séries à pas non-constant et ne nécessite pas de ré-échantillonnage. Si le ré-échantillonnage est correct nous devrions retrouver les mêmes périodogrammes.

Or ce n'est pas le cas, bien au contraire, puisque dans le cas des séries brutes (Figure 23), aucune fréquence ne dépasse 50% de confiance (tout comme les signaux en ondelettes), alors que pour la série de Delmonte et al, 2005 de nombreux pics apparaissent dont les « cycles à 200 ans ». On obtient même des cycles qui sont presque identiques à la fréquence de Nyquist pour la série originelle. Effectivement lorsque l'on regarde le pas d'échantillonnage originel, il varie autour d'une moyenne atteignant 39 ans pour EDC, 47 pour Vostok. La série de Vostok de Delmonte et al, 2005 montre des cycles à 90 ans or la fréquence de Nyquist indique que dans le meilleur des cas, les données brutes ne peuvent être inférieures à $47*2 = 94$ ans. Par ailleurs, ces valeurs moyennes ne reflètent pas une homogénéité des valeurs autour de 47 ans pour Vostok et 39 pour Dôme C puisque certains écarts entre les points des données brutes peuvent atteindre un maximum de 111 ans pour EPICA Dôme C et 140 ans pour Vostok. L'étude du pourcentage de variance exprimé par les fréquences contenues dans la bande 180-220 ans (définie par Delmonte et al, 2005) ne représente au mieux que 3,9 % du signal dans les données ré échantillonnées de Vostok et simplement 1,8 % pour Dôme C.

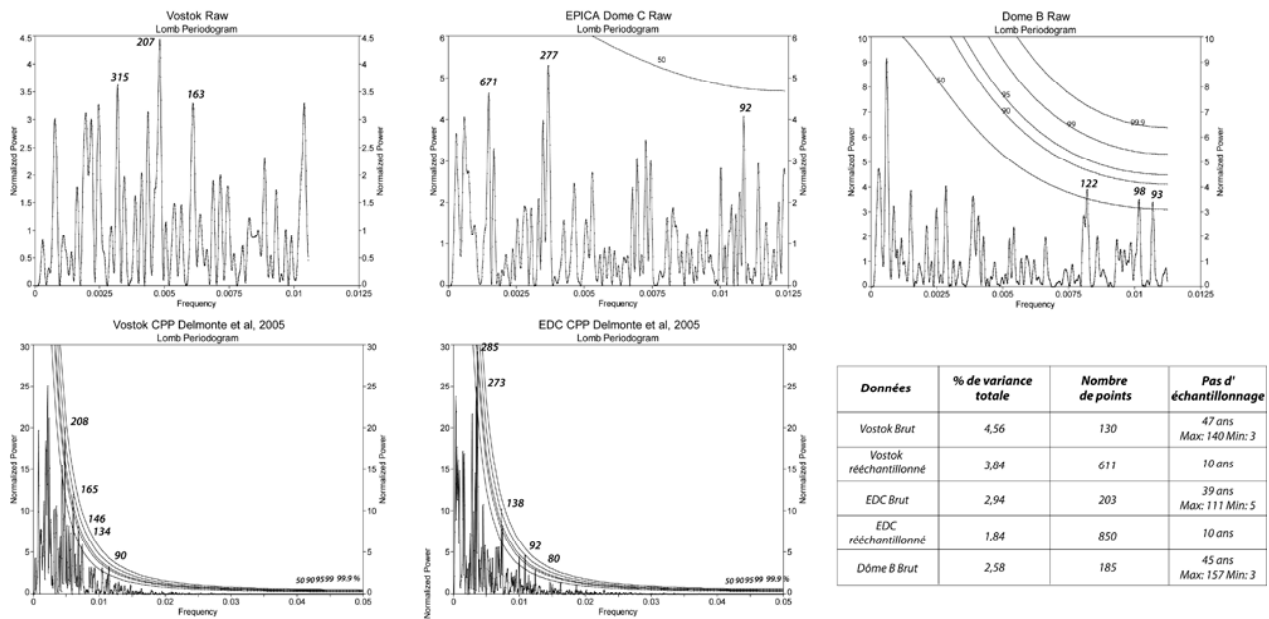


Figure 23 : Périodogrammes de Lomb sur les données brutes et ré-échantillonnées (Delmonte et al, 2005) de Vostok, Dôme C et Dôme B. Quelques tests statistiques ont été effectués sur ces séries, notamment le pourcentage de variance, ainsi qu'une évaluation du pas d'échantillonnage sur les données brutes et sur échantillonnés.

La conclusion de tout ceci est que les cycles à 200 ans ne doivent leur apparente significativité qu'au sur-échantillonnage trop poussé de la série de poussière de Delmonte et al, 2005 pour EPICA Dôme C comme pour Vostok. La suggestion d'oscillations du vortex régulant le dépôt des poussières selon des cycles à 200 ans entre Vostok et Dôme C ne serait pas fondée, pour le moins elle ne pourrait expliquer que 2 à 4% du signal. Si toutefois il y a une relation, le niveau de confiance du signal poussière est bien inférieur à 50%.

5. Quel signal dans la glace : échelle millénaire

5.1. Introduction

En utilisant la même méthode mathématique, nous avons analysé la variance d'autres séries d'intérêt climatique disponibles pour quelques sites en Antarctique. Nous avons exploré le cycle atmosphérique au travers les poussières, la température grâce au D/H ou ^{18}O et enfin le cycle hydrologique au travers le Dexcès.

Ceci fait l'objet d'un article en préparation.

5.2. Article 5 : Variabilité climatique Holocène : les réponses des proxies en Antarctique et au Groenland

Variabilité climatique Holocène : les réponses des proxies en Antarctique et au Groenland.

Debret¹, M., Petit¹, J.-R., Massei², N., Delmonte³, B., Masson-Delmotte⁴, V.

1 - **Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement**, Université Joseph Fourier, UMR CNRS 5183, BP 96, 38402 St Martin d'Hères, France.

2 - **Laboratoire de Morphodynamique Continentale et Côtière**, Université de Rouen, UMR CNRS 6143, Département de Géologie, 76821 Mont-Saint-Aignan Cedex, France.

3 - **University of Milano-Bicocca**, Dipartimento Scienze Ambientali, Piazza della Scienza 1, 20126 Milano, Italy

4 - **Institut Pierre-Simon Laplace/Commissariat à l'Energie Atomique**, CNRS Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Gif-sur- Yvette, France.

1. Introduction

Les carottes de glaces sont des enregistrements très précieux pour l'étude du climat passé, car elles permettent de fournir des enregistrements continus et à très haute résolution des cycles glaciaires/interglaciaires. Lors de la dernière période glaciaire, une forte variabilité climatique a été enregistrée et il a été possible de distinguer des oscillations rapides du climat. Au Groenland (NGrip), ces oscillations rapides du climat, d'une durée comprise entre la décennie et le millénaire, sont mémorisées tant dans les carottes de glace (Dansgaard et al, 1993), que dans les carottes marines (Heinrich, 1988). On les appelle, événements de Heinrich et cycles de *Dansgaard-Oeschger* (D/O). Les événements d'*Heinrich* sont les événements froids les plus imposants, intervenant tous les 7 000 à 8 000 ans. Ces événements identifiés dans l'Atlantique Nord (entre 40 et 60°N) se traduisent par des arrivées soudaines et massives de sables et débris grossiers transportés par des icebergs. Lors d'un événement type D/O, les carottes de glace du Groenland ont révélé des refroidissements rapides (5 à 10°C en quelques siècles) suivis de réchauffements très rapides (quelques décennies). Ces anomalies seraient intervenues approximativement tous les 1500 ans. Elles ont été aussi observées dans les sédiments océaniques.

Par contre, pour l'Holocène, la variabilité climatique est très difficile à extraire des signaux contenus dans la glace mais aussi dans les enregistrements marins. Bond et al, 2001 ont proposé un climat Holocène réglé par des cycles à 1500 ans en liens avec l'activité solaire.

En comparant les fluctuations d'activité solaire enregistrées dans les glaces du Groenland (10Be, Vonmoos et al, 2006) et leur signal de débris lithiques apportés par la glace, ils ont établi une corrélation pouvant expliquer la variabilité climatique Holocène. Récemment, Debret et al, 2007 ont précisé ce schéma en faisant une analyse spectrale d'enregistrements situés en Atlantique Nord. Ils ont montré que le climat de l'Holocène est instationnaire, et résulte d'une combinaison de forçage. Ils identifient un forçage solaire avec des fréquences de 1000 ans entre 10 000 et 5 000 ans BP et 2500 continu tout le long de l'Holocène mais aussi un forçage interne océanique qui ne s'exprime qu'à partir de la seconde moitié de l'Holocène avec des fréquences proches de 1600 ans. Ce forçage interne océanique ne s'est établi qu'à partir de 5000 ans BP car les morceaux de glace rémanentes de la calotte Laurentide empêchent le gradient de salinité de s'installer durablement par le drainage d'eau de fonte. Debret et al, soumis ont poursuivi leur étude en regardant la variabilité climatique des enregistrements de l'Atlantique Sud, d'Amérique du Sud et de la zone circum Antarctique. Les résultats confirment le schéma esquissé en Atlantique Nord, et documentent le comportement du forçage interne océanique puisqu'ils montrent que chaque océan oscille selon des fréquences qui leur sont propres bien que toutes marquées par un début à l'Holocène moyen. Le but de ce travail est de considérer la place des calottes de glace dans ce schéma où les fluctuations millénaires sont gouvernées par un forçage solaire et un forçage interne océanique. Le forçage solaire est bien présent sur les calottes de glace puisque les fluctuations de 10Be y sont mesurées, mais comment les calottes réagissent t'elles. Pour caractériser la variabilité climatique des calottes de glace, nous avons étudié les variations des proxies de la température pour le Groenland et du cycle atmosphérique (poussières), de la température (Deutérium) ainsi que du cycle hydrologique (excès en Deutérium) pour l'Antarctique. Delmonte et al, 2005, s'étaient déjà intéressés à la variabilité séculaire des poussières à Dôme C et Vostok. Nous testerons l'hypothèse de cycles séculaires dans les signaux poussières avec un autre outil statistique les ondelettes. Par ailleurs, cette méthode requière d'enlever la tendance, nous nous sommes intéressés à l'information contenue dans cette tendance ainsi qu'au contenu fréquentiel du signal.

2. Données étudiées

Sites Antarctique

Dôme B (77°05'S, 94°55'E) est situé 1020 km de l'océan le plus proche et à une altitude de 3650 m. L'accumulation est d'environ 3.8 cm/an équivalent en eau (w. eq.) et la température de -57.5°C (Isotope: Jouzel et al, 1995; Poussières: Delmonte, 2003).

EPICA Dome C (75°06'S, 123°21'E) est situé à une altitude de 3233 m. L'accumulation est d'environ 2.5 cm/an w. eq. et la température de -54.5°C (EPICA Community, 2004, Delmonte et al, 2005).

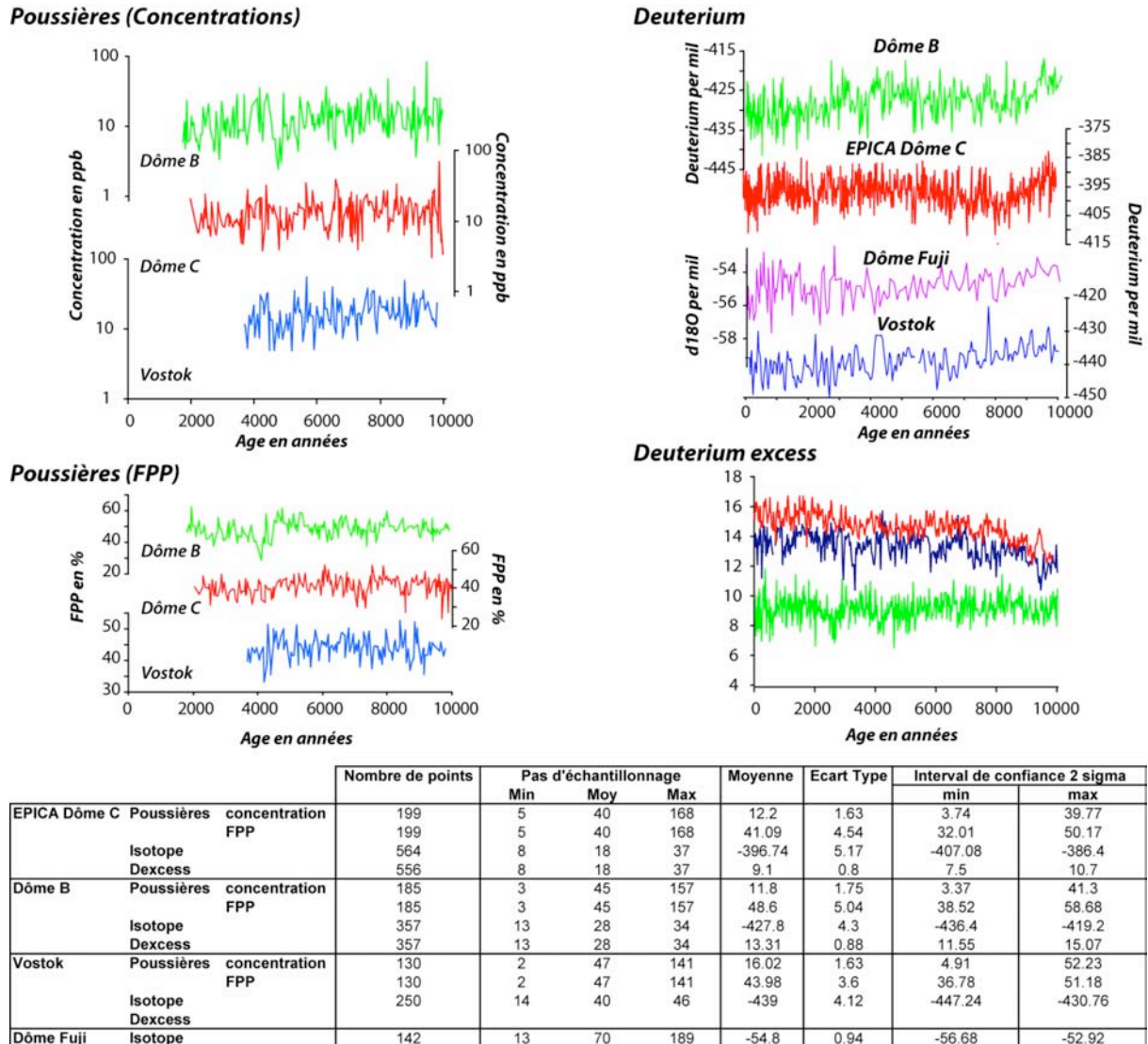


Figure 24 : Les enregistrements de poussières (en ppb) de Dôme B (Delmonte, 2003), Vostok et EPICA Dôme C ont été analysés en ondelettes ainsi que les enregistrements des FPP (en pourcent), des isotopes (en pour mille) de ces mêmes sites. Le site de Dôme Fuji est le plus récent et aucun profil poussière ni Deutérium ne sont disponibles pour l'instant. Pour chacun, nous avons calculé le pas minimum, maximum et moyen d'échantillonnage, ainsi que la moyenne des valeurs, l'écart type et les intervalles de confiance. Pour les poussières, nous avons utilisé une moyenne et un écart type géométrique. Les intervalles de confiance tiennent compte de cette différence.

Vostok (78°28'S, 106°48'E) est situé à une altitude de 3490 m, à 1260 km de l'océan le plus proche. L'accumulation est d'environ 2,3 cm/an w. eq. et la température de -55.5°C (Isotope: Petit et al, 1999; Poussières : Delmonte et al, 2005).

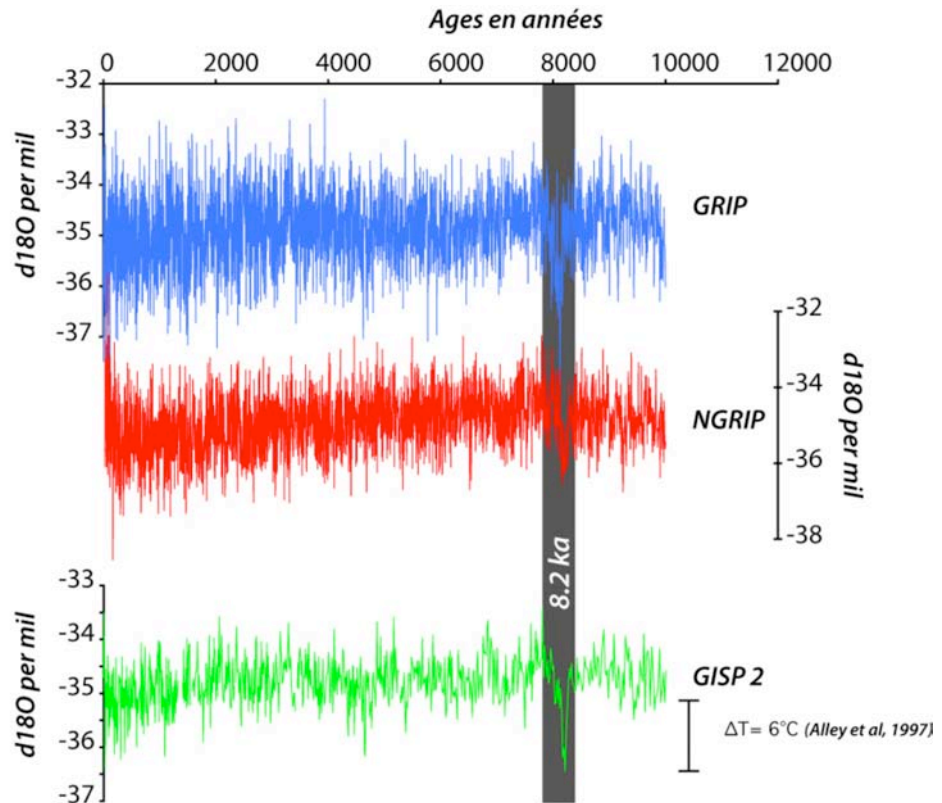
Sites du Groenland

NGrip (75°10'N, 42° 32'W) est situé à une altitude de 2917 m, 320 km au Nord du site de forage de GRIP. L'accumulation est de 19 cm/an w. eq. et la température de -31.7°C

Grip (72°35'N, 38° 30'W) est situé à une altitude de 3200 m. L'accumulation est de 23 cm/an w. eq. et une température de -31.7°C .

Gisp 2 (72°6'N, 38° 5'W) est situé à une altitude de 3200 m, 30 km to the west of Grip drilling site. La température est de -31°C (Mayewski et al, 1997; Alley et al, 1997).

Isotopes



| | Nombre de points | Pas d'échantillonnage | | | Moyenne | Ecart Type |
|--------|------------------|-----------------------|-------|------|---------|------------|
| | | Min | Moy | Max | | |
| GISP 2 | 774 | 4.8 | 12.96 | 25.5 | -34.79 | 0.45 |
| GRIP | 2720 | 0.8 | 3.6 | 7 | -34.87 | 0.72 |
| NGRIP | 2507 | 1.5 | 3.99 | 7.2 | -34.95 | 0.79 |

Figure 25 : Les courbes isotopiques de GRIP, Ngrip et Gisp 2, ont été utilisées pour cette étude en ondelettes. L'événement 8200 ans est visible dans les trois enregistrements.

3. analyse de données

3.1 Analyse en ondelettes

cf. Chapitre 3

3.2 Cône d'influence

cf. Chapitre 3

3.4 Tests statistiques

cf. Chapitre 3

4. Signaux Antarctiques

4.1. Analyse des tendances

4.1.1. Les poussières

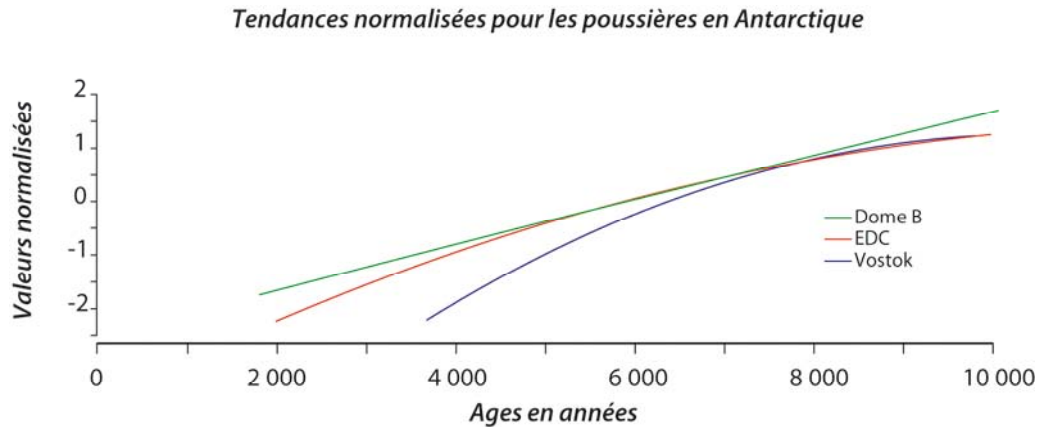


Figure 26 : Courbes tendances Holocène des poussières à Dôme B, EPICA Dôme C, et Vostok.

Nous avons donc extrait les trois tendances des courbes originales, puis elles ont été normalisées pour pouvoir les comparer entre elles (Figure 26). On observe une tendance commune aux trois sites, avec une tendance à la décroissance tout le long de l'Holocène. Cette tendance à la diminution des concentrations en poussière est probablement à mettre en relation avec le climat circum-Antarctique et plus particulièrement le Sud de l'Amérique du Sud, source potentielle des poussières (Delmonte et al, 2004). La bibliographie documente un début de l'Holocène relativement sec et chaud et une seconde partie de l'Holocène qui se refroidit avec une augmentation des précipitations.

En effet, le climat en Patagonie, pendant le début de l'Holocène, est marqué pendant le début de l'Holocène par l'optimum climatique. Mayr et al, 2007, Gilli et al, 2005, Lamy et al, 2001 par l'étude de carottes marines (Lamy et al, 2001, pente continentale chilienne) et lacustres (Gilli et al, 2005 au Lago Cardiel, Argentina 49°S et Mayr et al, 2007 au Laguna Potrok Aike 52°S) ont confirmé et précisé ce schéma : Pendant la première partie de l'Holocène (7700-4000 ans) les sédiments marins montrent que les westerlies ne se situaient pas au dessus de 41°S mais plus au sud et donc impliquant des conditions plus sèches. Ces conditions de blocage des westerlies au Sud sont le résultat de l'intensification/migration de l'Anticyclone sud est Pacifique qui dévie le trajet des vents d'ouest vers le sud. En conséquence le Chili central reçoit moins de précipitation (Villagran and Varela, 1990 ; Veit 1996 ; Lamies et

1999 ; Grosjean, 2001 ; Jennys et al, 2002). Cette migration vers le Sud des westerlies et supportée par un décalage vers le Sud synchrone du courant circum-antarctique (ACC). La période 10000-5000 ¹⁴C BP est caractérisée par des glaciers plus petits qu'actuellement puis à partir de 5000 ans apparaissent des périodes de ré avancée glaciaires en Patagonie (Glasser et al, 2004) en lien avec une période de très fort refroidissement, la période Néoglaciale Après 4000 ans, les westerlies gagnent leur position actuelle et impliquent des conditions plus humides. Ce changement drastique est confirmé par les études continentales de Mayr et al, 2007 et de Gilli et al, 2005. Mais il s'observe aussi sur l'Altiplano Bolivien (lake Level Titicaca Cross et al, 2000), dans les carottes de glace du Sajama (Thompson et al, 1998). Pendall et al, 2001 ; Borromei et al, 2007 identifient cette augmentation des précipitations dans une tourbière de Patagonie, Terre de Feu.

Il est donc possible que cette diminution de la concentration en poussière à l'échelle orbitale soit en liens avec une tendance du climat à devenir plus humide.

4.1.2. Le Deuterium

Avant de regarder le contenu fréquentiel, nous avons alors regardé la tendance pour les 4 sites Dôme B, EPICA Dôme C, Vostok et Dôme Fuji, que nous devons retirer pour les ondelettes.

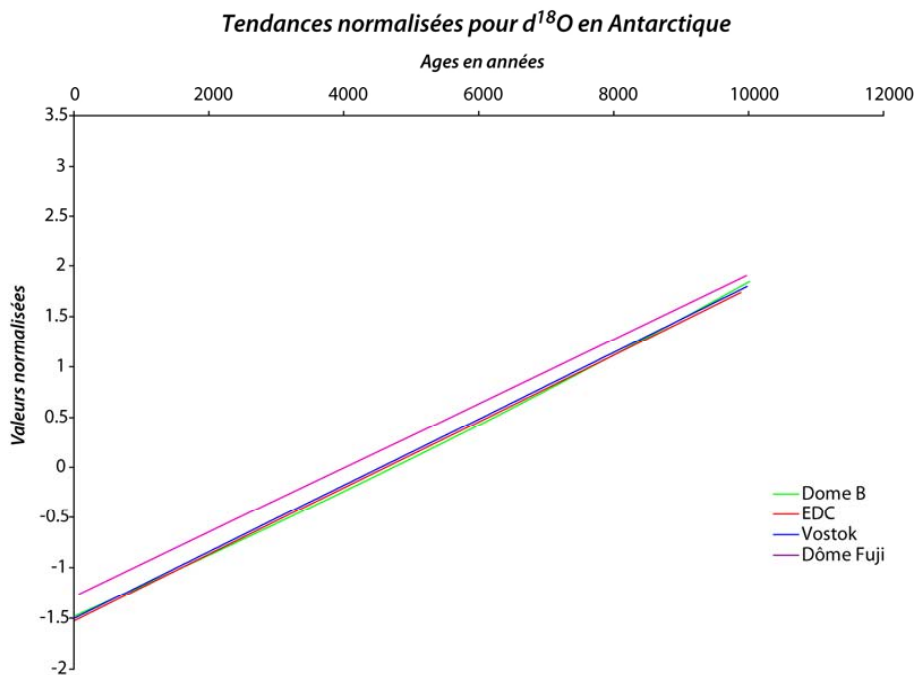


Figure 27 : Courbes tendances Holocène du Deuterium à Dôme B, EPICA Dôme C, et Vostok.

Toutes les tendances indiquent une baisse du proxy de la température à l'échelle de l'Holocène (Figure 27). Elles indiquent toutes une tendance à long terme au refroidissement en Antarctique. Ceci semble être en accord avec la littérature paléoclimatique de la zone Antarctique.

En effet, le début de l'Holocène dans la région Antarctique et l'océan austral est marqué une période plus chaude. Hodell et al, 2001, montrent que la zone située dans le secteur Antarctique à un couvert de glace réduit jusque 5000 ans. Clapperon et Sugden, 1988 n'ont pas mis en évidence de réavancées glaciaires en Antarctique pendant cette période.

La plupart des enregistrements isotopiques de la glace Antarctique montrent un Optimum Holocène très largement répandu entre 8 900 et 6 200 ans BP (Masson et al, 2000). Les sites de l'Antarctique de l'Est ont enregistré, pendant la période 10 000 – 6 000 ans, un climat plus chaud avec un maximum entre 10 000 et 7 500 ans (Ciais et al, 1992). Nielsen et al, 2004 identifient, eux aussi, un début d'Holocène caractérisé par une glace de mer peu présente. Vers 5000 BP, les enregistrements montrent un changement drastique. Même si tous les enregistrements ne permettent pas une analyse en fréquence à cause de leur faible résolution temporelle, ils montrent tous, de façon claire, un changement important autour de cette période. Salvi et al, 2004 par une carotte sédimentaire dans le Bassin Joides en mer de Ross montrent une chute dramatique de la paleo-productivité après 5000 ans. C'est la seule dégradation climatique observée au cours de l'Holocène, la dernière enregistrée étant l'Antarctique Cold Reversal caractérisé par une chute drastique du TOC (carbone organique total) dans les sédiments. Une augmentation de l'humidité a stimulé une avancée glaciaire sur l'île de James Ross (Björck *et al.*, 1996) ainsi qu'en Georgie du Sud (Clapperon and Sugden, 1988). La période 5500 à 5000 ans enregistre un refroidissement significatif, des conditions climatiques polaires et une activité glaciaire importante sur les façades maritimes de l'Antarctique (Noon et al, 2003). La fin de l'Optimum climatique de l'Holocène moyen est reconnue un tout petit peu plus tard à Palmer Deep autour de 4700 ans BP (Domack *et al.*, 2001). Masson-Delmotte et al, 2004 découpent l'Holocène en deux périodes: la première précédant 5 000 ans BP correspondant à l'optimum Holocène puis la seconde où les températures des sources des précipitations à Dôme C co-varient avec les températures.

4.1.3. L'excès en Deutérium

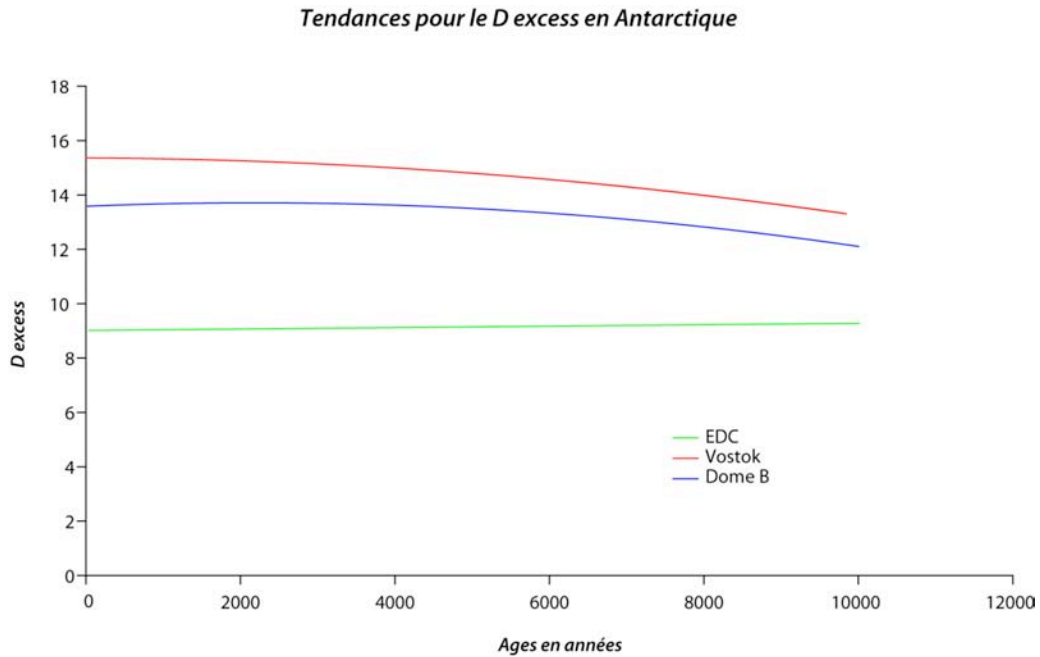


Figure 28 : Courbes tendances Holocène de l'excès en Deuterium à Dôme B, EPICA Dôme C, et Vostok.

L'excès en Deutérium est aussi intéressant parce qu'il est un indicateur d'une autre partie du cycle de l'eau. En effet, Armengaud et al, 1998 et Delaygue et al, 2000, par l'utilisation de GCM, montrent une corrélation positive entre le Dexs dans la vapeur au dessus de l'océan et la température d'évaporation à la surface des océan. Cette information est conservée pendant le trajet des basses latitudes aux pôles et autorise ainsi d'utiliser le Dexs comme un proxy de conditions de surface océanique en relation avec la température de surface de la mer (SST).

Les tendances du Deutérium excess en Antarctique sont plutôt faibles pour Vostok et Dôme C alors que EPICA Dôme C semble constant (Figure 28). Vimeux et al, 2001 ont trouvé une concordance entre la tendance des enregistrements Antarctique et les SST des basses latitudes. Ils ont interprété l'augmentation commune de la première partie de l'Holocène comme une augmentation de la température des sources d'humidité pour la neige Antarctique en lien avec une augmentation du gradient d'insolation latitudinal qui renforce la circulation atmosphérique des tropiques à l'Antarctique. Il est possible que les SST au début de l'Holocène soient influencées par les paramètres orbitaux cependant la seconde partie de l'Holocène est remarquablement stable.

4.2. Analyse du contenu fréquentiel

Nous avons procédé à une analyse en ondelettes pour décrire le contenu fréquentiel des enregistrements isotopiques des sites où les poussières ont été mesurées.

4.2.1. Analyse en ondelettes des poussières

Dans cette partie, nous analysons donc le signal de concentration en poussière sans la tendance pour le contenu fréquentiel sub-orbital.

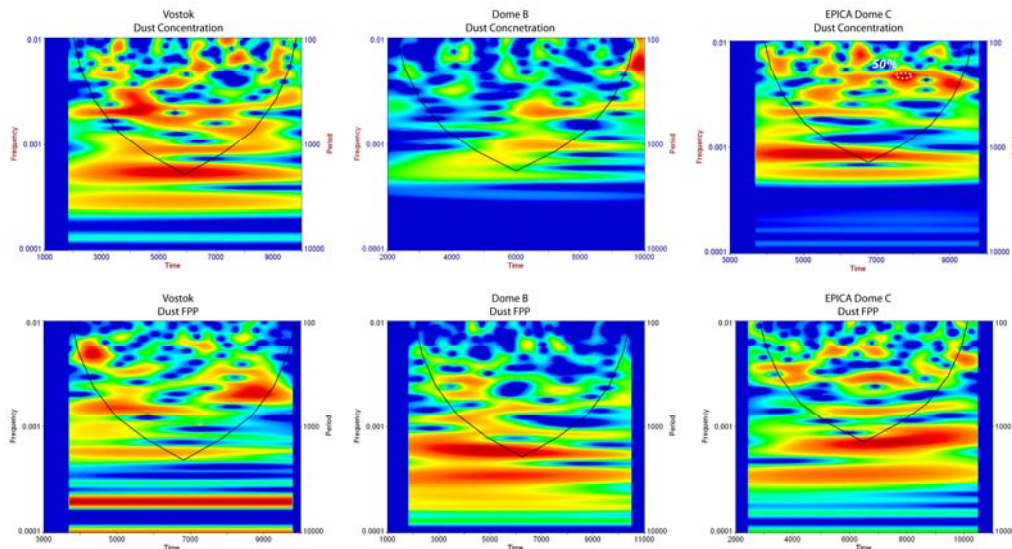


Figure 29 : Analyse en ondelettes des signaux poussières, concentration et FPP. Le code couleur n'exprime pas des niveaux de significativité. Lorsqu'une fréquence est significative, elle est délimitée par des tirets blancs accompagnée de la valeur de l'intervalle de confiance, ici à Vostok 50%.

Nous avons analysé en ondelettes les FPP, ainsi que les concentrations en poussières dans le but de décrire le contenu fréquentiel des séries temporelles (Figure 29). Le traitement en ondelettes des concentrations en poussière ne met pas en avant de fréquences significatives quelque soit la longueur d'onde, décennale, séculaire, millénaire. Bien qu'il existe un jeu de fréquences dans le signal des particules fines (FPP), aucune n'est significative tout comme les concentrations.

L'absence de fréquences significatives pendant l'Holocène sur les trois sites de l'Antarctique de l'Est montre que le signal de concentration en poussière mais aussi de pourcentage en particules fines n'est pas un signal structuré. Les enregistrements de poussières à EPICA Dôme C et Vostok ne sont ni stationnaires, ni instationnaire, ni aperiodique, ni périodiques, puisque ce sont les paramètres que les ondelettes peuvent identifier dans un signal. Les signaux sont donc du bruit ce qui traduit la complexité du climat Antarctique et la sensibilité des proxies que l'on utilise et leur caractérisation. Les

enregistrements poussières ne permettent pas de créer de liens entre différents sites puisque l'absence de fréquences significatives montre que n'importe quel enregistrement contient un bruit important. Sur un même site, un enregistrement ne peut donc être corrélé à un autre pendant l'Holocène. Les poussières Antarctique contenues dans les glaces ne reflètent pas des conditions climatiques mais montrent plutôt des fonctionnement du système interne. Il est probable que la faible accumulation pour les sites centraux entraînent des biais causés par le vent qui peut effacer certaines années et perturber l'enregistrement.

Par ailleurs, on ne sait pas comment les poussières Antarctique arrivent au centre de l'Antarctique, il est possible que des facteurs internes au système climatique introduisent des perturbations. Delmonte et al, 2005 ont publié une étude basée sur les mêmes sites Vostok et EPICA Dôme C montrant, par l'utilisation d'une analyse temporel en transformée de Fourier, le Multitaper (Dettinger, 1985), qu'il existait des cycles solaires autour de la fréquences de 200 ans dans les deux enregistrements. Cependant notre étude ne montre aucune fréquence et donc aucun cycle à 200 ans. Cependant en sur-échantillonnant la série et multipliant le nombre de point par un facteur 4, il est possible de faire apparaître ces cycles. Il s'agit probablement d'un problème d'échantillonnage. Nos séries ont été ré-échantillonnées, elles aussi, mais au même nombre de points.

Nous avons donc analysé les travaux antérieurs déjà publiés par Delmonte et al, 2005 pour les sites de Vostok et EPICA Dôme C. Cependant ni les concentrations, ni le pourcentage de fines particules ne donne de fréquences significatives dans les longueurs d'onde décennale, séculaire, millénaire et cela pour les deux sites concernés.

4.2.2. Analyse en ondelettes du Deuterium

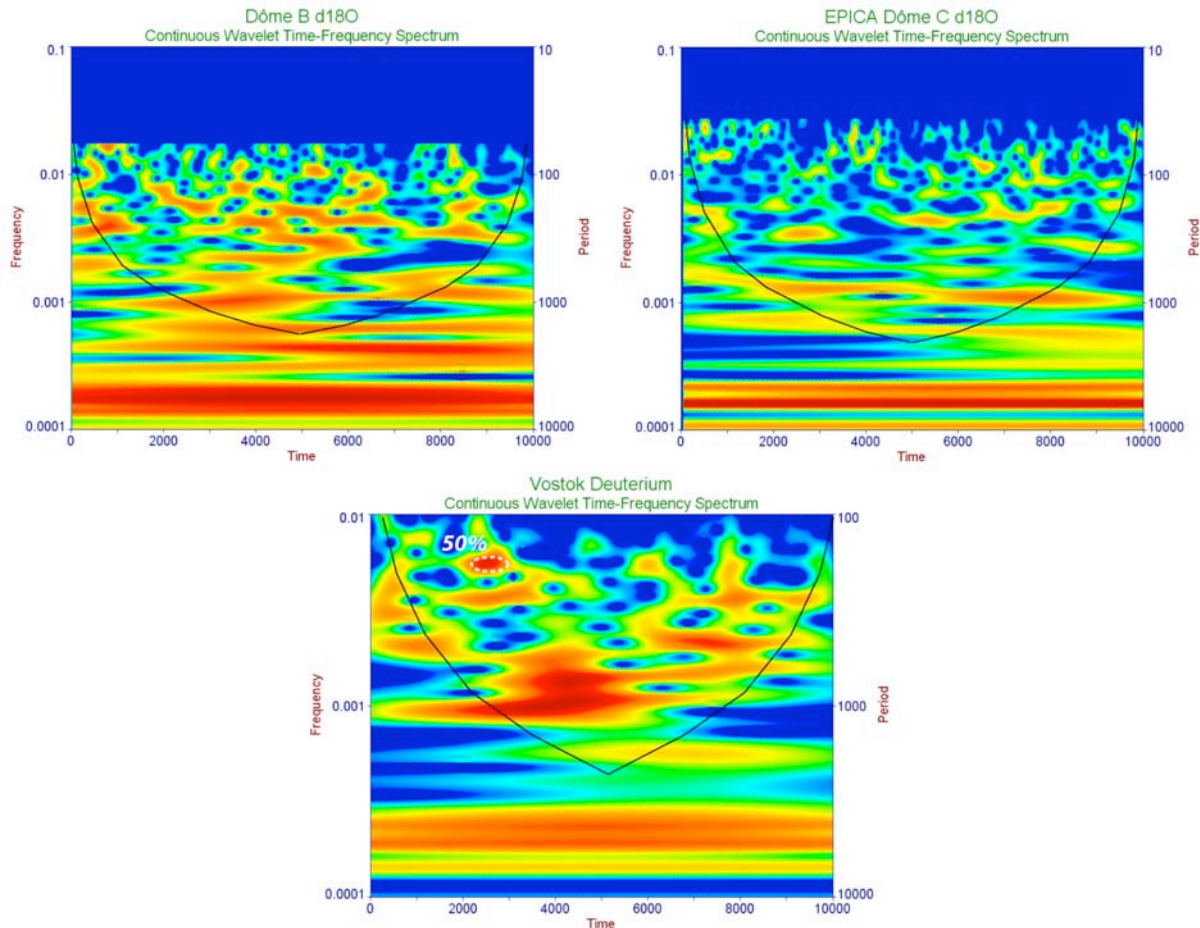


Figure 30: Analyse en ondelettes des signaux de deuterium. Le code couleur n'exprime pas des niveaux de significativité. Lorsqu'une fréquence est significative, elle est délimitée par des tirets blancs accompagnée de la valeur de l'intervalle de confiance, ici à Vostok 50%.

Cette fois encore, il n'est pas possible de voir de fréquences significatives, même à 50% d'intervalle de confiance (Figure 30). Seule, à Vostok, une fréquence de 300 ans dépasse difficilement les 50%, vers 2500 ans, mais est très restreinte dans le temps puisque ne couvre qu'une seule oscillation.

Masson et al, 2000, par l'utilisation de fonction empirique orthogonale, suggèrent que la variabilité climatique Holocène en Antarctique est aperiodique. Les auteurs déterminent 2 secteurs (Mer de Ross et Antarctique de l'Est) avec deux schémas généraux de la variabilité holocène. Les ondelettes ont été conçues pour étudier des phénomènes instationnaires et turbulents, tels que le climat Antarctique. La reconstruction en ondelettes des fréquences millénaires donnent les mêmes résultats que la composante principale de Masson et al, 2001 ce qui montre qu'une même tendance peut être le résultat d'un jeu de fréquence différent.

Par ailleurs, au vu de ces résultats, l'isotope ne reflète pas un forçage régional comme montré précédemment dans la région circum-Antarctique mais aussi dans d'autres régions mais reflète un schéma plus local. Pour une échelle de temps récente, Ekkakayne et al, 2002 ont

montré par l'étude de 8 puits à Vostok, que les mesures de Deutérium et l'¹⁸O sont très peu corrélés avec la température annuelle moyenne de l'air. Ils estiment que la variabilité décennale et probablement séculaire ne peut pas être climatique mais plutôt le résultat de l'action du vent, des ondes d'accumulation de la neige pour des échelles variées à la surface de la calotte. Benoist et al, 1982 ont déterminé que deux carottes de glace à Dôme C ne sont pas corrélées pour des échelles de temps séculaires. Une autre explication complémentaire vient du travail de Masson-Delmotte et al, 2008. Ils ont fait une synthèse de la composition isotopique de la neige de surface en Antarctique et ils confirment une très forte variabilité spatiale de la distribution des isotopes en relation avec des paramètres géographiques (Latitude, distance à la côte, altitude). Cette variabilité spatiale a déjà été observée pendant l'expédition Trans-Antarctique internationale où Dahle et al, 1994 ont observé un écart significatif de la courbe de régression de la relation empirique entre isotope et température entre Est et l'Ouest de Vostok. Ces travaux impliquent un fort effet régional dans les changements de masses d'air, températures, altitudes pendant l'Holocène qui ont pu influencer le signal climatique. Récemment, Noon, 2008, a suggéré que la circulation océanique des moyennes latitudes et des latitudes tropicales semble avoir une influence sur la composition isotopique de la vapeur d'eau atmosphérique et sur les précipitations Antarctique. Holdsworth, 2008 interprète, quant à lui, les variations isotopiques de l'oxygène de l'eau dans les carottes de glace de haute altitude, par l'utilisation d'un modèle cyclonique, comme l'effet potentiel des cyclones sur le thermomètre isotopique menant à une décalibration du thermomètre isotopique. Ceci est un exemple de perturbation induite par le système climatique interne.

La composition isotopique des glaciers et des calottes de glace ont été utilisées avec succès pour déduire les variations climatiques à différentes échelles de temps (Peel et al, 1988; Andersen et al, 2004; Stenni et al, 2004). Noon, 2008 explique qu'il est conventionnel d'interpréter les variations isotopiques aux hautes latitudes en termes de température, cependant il souligne qu'il est généralement reconnu que c'est largement simpliste et d'autres effets (tels que la saisonnalité, distribution des région source et changement systématiques du schéma de circulation atmosphérique à grande échelle) peut altérer la signature isotopique dans le sens qu'elle n'est pas le résultat d'une reconstitution à un seul paramètre (Jouzel et al, 1997; Krinner et al, 1997; Werner et Heimann, 2002; Jouzel et al, 2003; Brown et Simmonds, 2004).

Il est donc possible que les variations climatiques Holocène ne soit pas suffisantes pour entraîner une variation du thermomètre isotopique et laisser la place à des phénomènes

régionaux (drift, cyclone, accumulation différentielle, circulation océanique) pour influencer la signature isotopique. Nous touchons peut-être à la sensibilité du $d^{18}O$ comme enregistreur des variations de température. Les variations climatiques sont trop faibles pour la sensibilité du proxy.

4.2.3. Analyse en ondelettes de l'excès en Deutérium

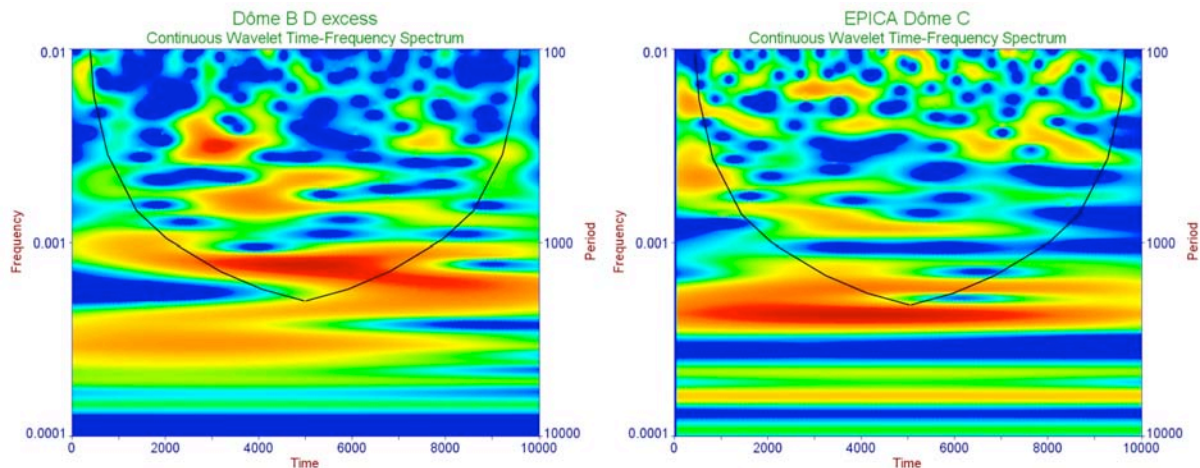


Figure 31 : Scalogramme des données d'excès en Deutérium de sites de Dôme B et d'EPICA Dôme C. Aucune fréquence n'est significative.

Il n'existe aucune fréquence significative dans les scalogrammes en ondelettes (Figure 31).

Vimeux et al, 2001 ont étudié 3 enregistrements du plateau interne Antarctique à Vostok, Dôme B et l'ancien Dôme C. Ici nous présentons l'analyse en ondelettes de Dôme B et EPICA Dôme C (Les données de Vostok sont en attente puisqu nous attendons les données brutes). Vimeux et al, 2001 ont souligné que le ratio signal sur Bruit plus important que pour l'isotope seul, cependant il ne permet pas d'interpréter les hautes fréquences puisqu'elle ne sont pas comparables d'un site à l'autre. Masson-Delmotte et al, 2008, indiquent que des processus dynamiques dans l'advection atmosphérique de l'humidité peut induire des différences dans l'origine de l'humidité et le trajet du transport atmosphérique. Ceci a pu avoir de forte implication si on regarde à l'échelle de l'Holocène et nous amène à se poser la question du comportement des ces facteurs régionaux pendant l'Holocène.

5. Enregistrements isotopiques du Groenland

5.1. Etude de la tendance

Le résultat (Figure 32) indique que les deux tendances atteignent un maximum autour de 7000 ans pour Gisp 2 et 6500 ans pour Grip. Ce schéma pourrait être en lien avec l'insolation

cependant le maximum d'insolation à 70°N atteint un maximum autour de 10 000 ans. Le délais observé entre le maximum de la tendance et le maximum d'insolation, d'un ordre de 4000 ans, a déjà été observé par d'autres auteurs (e.g. Giraudeau et al, 2000). Selon eux, ce délais avec le maximum d'insolation s'explique par le fait que la présence de glace rémanentes de la calotte Laurentides ainsi que le drainage des eaux de fonte, bien que sévèrement restreints après 11 300 ans (Drainage d'eau de fonte 1B, Bard et al, 1996), continuent à être un facteur climatique prépondérant au travers son rôle sur les températures atmosphérique et de surface de l'océan mais aussi sur les précipitations (e.g. Webb et al, 1993).

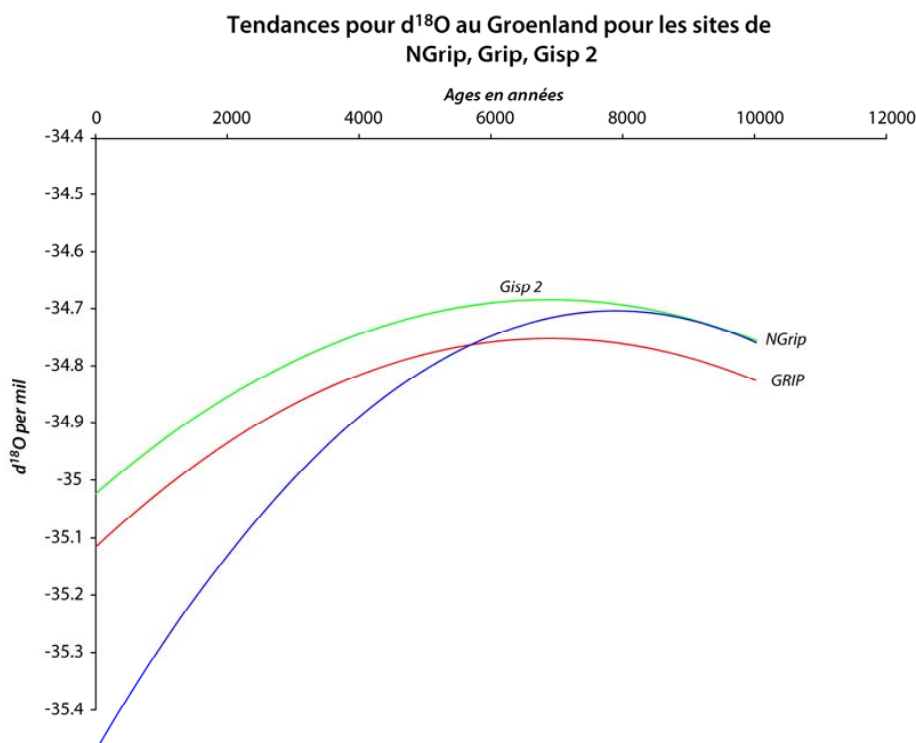


Figure 32 : Tendances extraites des enregistrements isotopiques de Gisp2, Grip, NGRIP.

Le décalage entre le maximum d'insolation et le maximum de la tendance extraite de la courbe proxy de la température au Groenland peut donc être raisonnablement expliqué par l'impact à long terme de la calotte Laurentides et des drainages d'eaux de fonte en Atlantique Nord. L'écart de datation entre les maxima des courbes tendances de températures extraites à Grip et Gisp 2 est négligeable au regard la durée des cycles d'insolation, d'autant plus qu'en absolu les variations de la tendance sont minimales en amplitude au regard de la quantité d'énergie mise en jeu lors des variations d'insolation.

5.2. Etude des fréquences

Pour la calotte de glace de l'Hémisphère Nord, les résultats sont quelques peu différents puisque certaines fréquences sont significatives dans la première partie de l'Holocène (Figure 33). Pour Grip, on retrouve des fréquences significatives à plus de 50% pour des périodes de 550 ans autour de 8 000 ans, et de 1750 entre 6 500 et 10 000 ans. Pour Ngrip, une fréquence de 1000 ans est mise en évidence pour la première partie de l'Holocène en dépassant les 50% de confiance. Pour Gisp2, on observe aussi une fréquence significative autour de 1000 ans centré sur 8 000 ans.

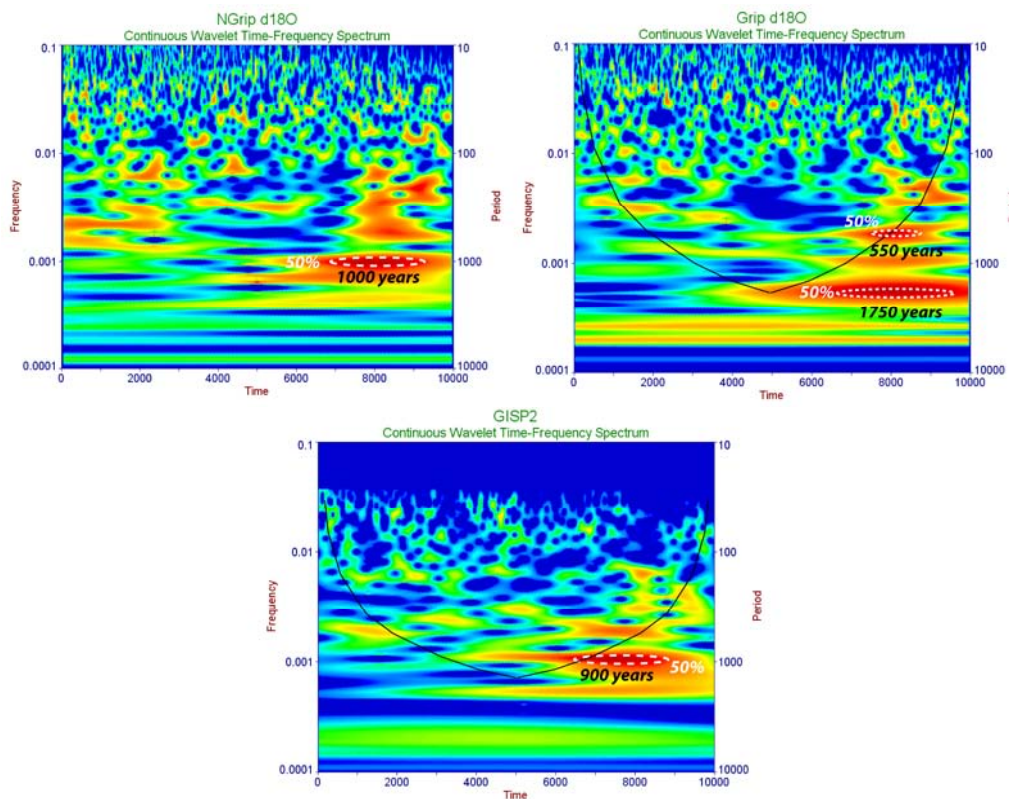


Figure 33 : Scalogramme des enregistrements isotopiques de Ngrip, Grip et Dôme C.

Les signaux de température ont une signature spectrale faiblement significative, cependant suffisante pour pouvoir identifier quelques fréquences significatives dans les deux enregistrements. Ces fréquences apparaissent toutes les deux pendant la première partie de l'Holocène et disparaissent pendant la transition à l'Holocène moyen. Par ailleurs la fréquence de 1000 ans présente autour de 8000 ans est intéressante puisqu'elle ressemble à celle reconnue par Debret et al, 2007 dans les proxy de l'activité solaire. Elle est aussi présente sur le site de Grip, mais n'est pas significative. A Grip, deux fréquences, toutes les deux centrées sur 8000 ans, sont significatives mais sont différentes de GISP2. Mis à part ces fréquences, il

n'existe aucune autre fréquence significative pour les sites du Groenland. Ceci est très important puisque ces deux sites ne sont séparés que de 32 kilomètres, et aucune barrière topographique ne peut justifier : premièrement, l'absence de fréquence significative en dehors des fréquences pluri-séculaires et millénaires observées, deuxièmement que ces fréquences soient différentes alors que provenant de sites voisins à l'échelle de la calotte du Groenland. Masson-Delmotte et al, 2005 avait montré que les signaux d' ^{18}O et de l'excès en Deutérium (marqueur du cycle hydrologique) étaient différents entre Grip et Ngrip. Ils expliquaient cette différence par une variation dans l'origine des précipitations entre les deux sites séparés par le sommet de la calotte Groenlandaise. Cependant peu d'études ont comparé les enregistrements Holocène de GRIP et GISP 2 seulement séparés de 32 km et on peut difficilement impliquer la topographie pour expliquer ces différences.

5.3. Ondelettes croisées

Nous avons donc testé la reproductibilité des signaux d' ^{18}O entre Grip et Gisp pour voir dans quelles proportions les signaux sont comparables (Figure 34). Cette méthode permet donc de faire la part dans le signal, entre les événements à influence local (le site de forage) et de ceux à influence régionale voire globale que l'on peut donc retrouver en dehors de la calotte de glace. Pour cela, nous avons utilisé une méthode qui permet de croiser deux analyses en ondelettes (CWA : cross wavelets analyses) en faisant ressortir les oscillations communes aux deux signaux. Le paramètre permettant de quantifier cela s'appelle la cohérence.

L'étude en CWA confirme les problèmes soulevés par l'étude en ondelettes simples. Effectivement, la cohérence entre les deux signaux est faible pour la période 0- 5000 ans BP puisqu'elle varie entre 0,45 et 0,65 (Figure 35). Par contre, la cohérence augmente drastiquement pour atteindre un maximum autour de 4500-5000 ans avec des valeurs avoisinant les 0,90. Puis les valeurs s'effondrent de nouveau vers 6 000 ans BP jusqu'à une cohérence inférieure à 0,6 pour ré-augmenter vers des valeurs moyennes proches de 0,9. Ceci est plutôt intéressant puisque la partie la mieux datée 0-3300 BP (Southon, 2001) correspond à la partie la moins bien corrélée. La seconde partie est mieux corrélée, mis à part la période autour de 6 000 ans BP alors que la datation se dégrade légèrement. La datation n'est donc pas un facteur impliquant un biais dans la méthodes.

L'événement 8.2 ka (Alley et al, 1997) est bien présent et constitue un point de calage important qui se remarque très bien puisque la cohérence atteint presque 1,00, malgré le décalage de 80 ans environs mesuré par Southon, 2001.

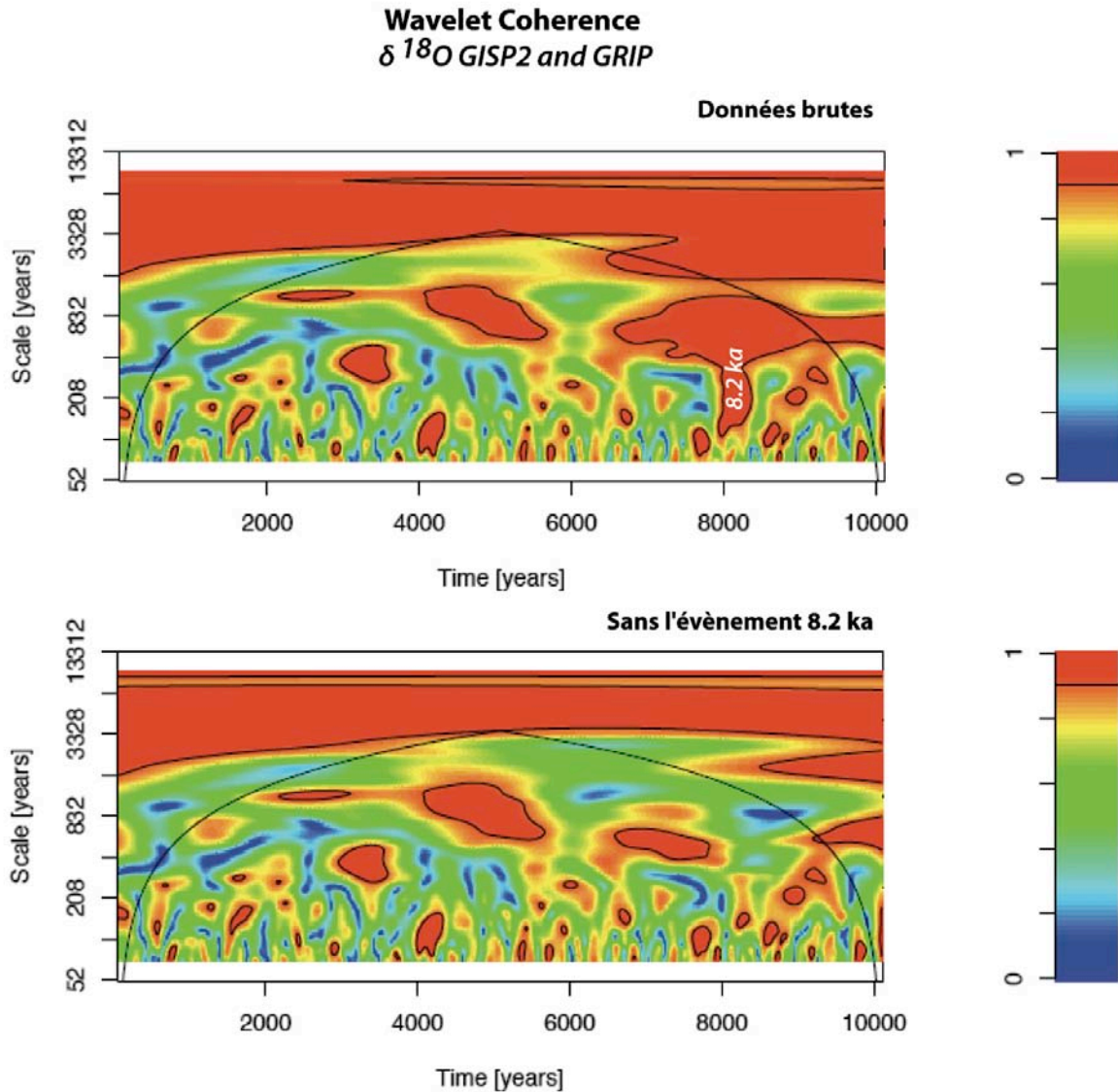


Figure 34 : Analyse en ondelettes croisées effectuées sur les série de Grip et de Gisp 2. Dans le scalogramme du haut l'analyse s'est effectuée avec toute la série, dans celui du bas, l'événement 8 200 ans a été retiré pour évaluer l'impact de cet événement sur la cohérence.

L'événement 8.2 ka ne dure que 200 ans environ, on peut se poser la question de son empreinte spectrale sur la cohérence entre les deux signaux. Pour cela, nous avons donc remplacé cet événement dans les deux enregistrements par du bruit gaussien. Le résultat est particulièrement intéressant puisque la cohérence qui était comprise entre 0,85 et 0,95 sur une période de 3 000 ans, s'effondre et le maximum de cohérence diminue pour atteindre une valeur très basse de 0,5 (Figure 34, 35). Un pic subsiste vers 7 500 ans avec une cohérence de 0,75 environ. On comprend donc que la très forte cohérence de la période 7 000-10 000 BP était essentiellement portée par un événement de 200 ans. On s'aperçoit, qu'une fois cet événement retiré, la cohérence diminue drastiquement (Figure 35).

Effet de l'évènement 8.2 ka sur les puissances spectrales

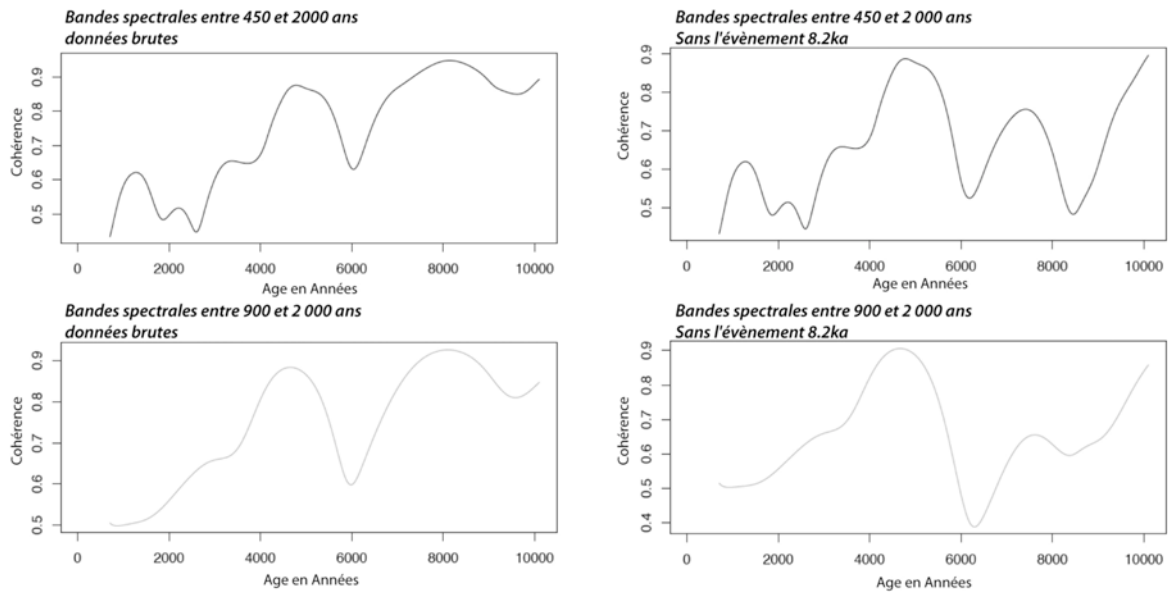


Figure 35 : A gauche en haut est représenté la cohérence pour les bandes spectrales 450 à 2000 ans et entre 900 et 2000 ans en bas extrait des ondelettes croisées. A droite, la même chose mais sans l'évènement 8 200 ans.

Le seul événement qui atteint des valeurs de 0,8 se situe autour de 5 000 ans ! Ceci implique que les seules corrélations possibles, avec des valeurs significatives de cohérence, correspondent à l'évènement 8 200 ans et à une période autour de 5 000 ans. En d'autres termes, seuls ces deux épisodes sont visibles dans les deux enregistrements à l'échelle millénaire. Ce sont donc les deux événements les plus importants de l'Holocène hors Petit Age Glaciaire. On peut donc penser que ce sont les deux seuls épisodes climatiques globaux enregistrés pendant l'Holocène dans les enregistrements Groenlandais de Gisp2 et Grip. Ce sont donc, a priori, les deux seuls événements à l'échelle millénaire à pouvoir être comparé avec des sites hors-Groenland, voire même, avec une autre carotte de glace. Si l'évènement 8200 montre une forte cohérence en CWA et un signal significatif en ondelettes (mais différent pour les valeurs), l'évènement vers 5 000 ans, quant à lui, bien qu'ayant une cohérence forte, il n'y a rien de significatif dans le spectre en ondelettes. Ceci laisse penser que plutôt qu'un événement avec une fréquence significative, il s'agirait plus d'une transition visible dans les deux enregistrements. Toutes les autres oscillations en dehors de ces périodes sont, probablement, uniquement spécifiques au site de forage et ne peuvent être expliquées par des différences dans l'origine des masses d'air comme évoqué par Masson-Delmotte et al, 2005. Fischer et al, 1985, par l'étude de puits ont déjà observé ce problème de non reproductibilité des mesures à cause de séries bruités.

6. Variabilité des proxy climatiques de l'Antarctique du Groenland pour la période Holocène.

L'étude des tendances semble donner quelques informations puisque la décroissance des concentrations en poussière ainsi que la décroissance de la température enregistrée en Antarctique est en accord avec la littérature qui indique une décroissance des températures et une augmentation des précipitations au cours de l'Holocène autour de l'Antarctique et en Amérique du Sud, source des poussières. Au Groenland, on peut identifier l'empreinte de l'insolation à 70°N décalée dans le temps par l'impact de la disparition de la calotte Laurentide.

A l'échelle sub-orbitale, si on compare les résultats des analyses en ondelettes avec les travaux de Debret et al, 2007 et soumis, on se rend compte que l'Antarctique et le Groenland ont un mode de fonctionnement complètement différent des zones Atlantique et circum-Antarctique. Le schéma de fréquence établi par ces auteurs montre un forçage externe solaire et des longueurs d'onde de l'ordre de 2500 (0 – 10 000 ans) et 1000 ans (10 000 – 5 000 ans), et un forçage interne océanique pour les longueurs d'onde 1500 environs pour l'Atlantique, 1200 ans pour la zone circum Antarctique (5 000-0). Or en Antarctique comme au Groenland, aucun des proxies de circulation atmosphérique, ni de température, ne montre un schéma similaire. Il semblerait même que les signaux ne soient constitués que de bruit. Au Groenland, on a mis en évidence des fréquences significatives mais celles ci ne doivent leur présence qu'à l'événement 8200 ans en Atlantique Nord. Si on retire cet événement rien n'est significatif dans les spectres de chaque site.

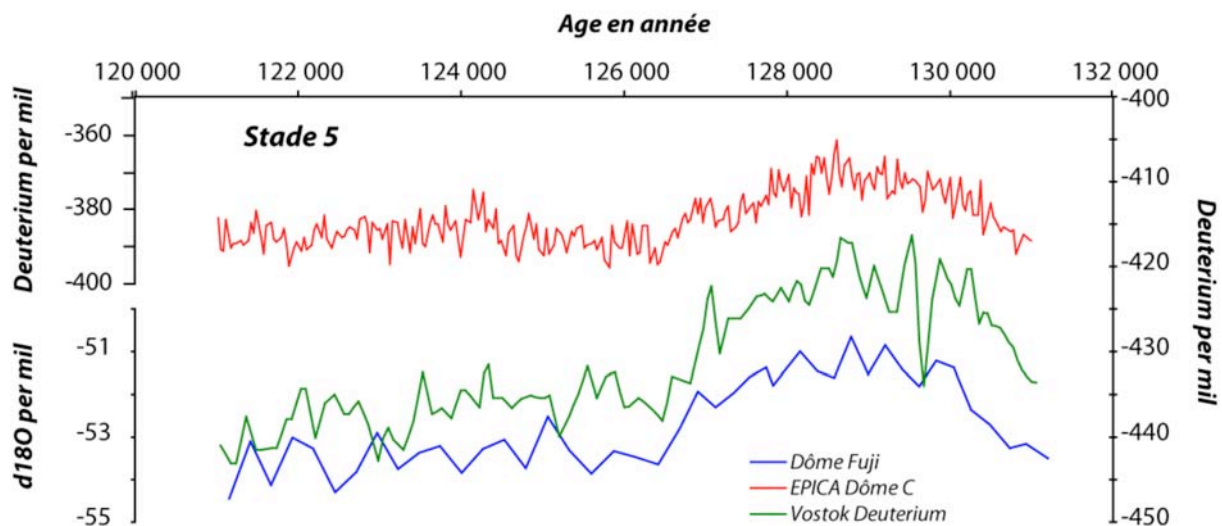
Le Groenland, bien qu'au sein de l'Atlantique Nord ne montre pas de signal climatique en dehors du 8 200 ans et d'une transition autour de 5 000 ans BP. On peut donc s'interroger sur le mode de fonctionnement des calottes de glace qui semblent isolées dans leur fonctionnement.

Les facteurs pouvant influencer sur l'archivage de l'information peuvent provenir du fonctionnement interne du système climatique ou bien du proxy lui-même. Les variations de température pendant l'Holocène sont minimales et il est possible que ces variations soient trop faibles pour avoir une empreinte dans les enregistrements poussières ou isotopiques. La sensibilité du proxy peut être mise en cause. Cependant on peut s'interroger sur l'impact du vent sur l'archivage de l'information. Pour les sites internes, l'accumulation est si faible que le vent peut souffler une ou deux années mais aussi provoquer des accumulations et biaiser totalement l'enregistrement. Par ailleurs la dramatique stabilité climatique Holocène permet de favoriser l'expression de processus régionaux et donc induire une très forte variabilité

spatiale. L'impact de la circulation océanique sur la signature isotopique des carottes de glace suggéré par Noon, 2008 peut être être un exemple de facteurs qui viennent moduler, contrebalancer, amplifier les proxies.

Les enregistrements isotopiques du Groenland GRIP, Ngrip et Gisp2 sont très souvent pris comme référence des variations climatiques (Températures) de l'hémisphère Nord (deMenocal, 2000 ; Kuhlmann et al, 2004 ; Wang et al, Dykoski et al, Hu et al, 2003, Arz et al, 2001, Jackson et al, 2005, Ramrath et al, 2000, Yu et Ito, 1999, Bahr et al, 2005 ; Frigola et al, 2005, Gupta et al, 2005, Keigwin et Boyle, 2000, ...) mais au regard de ces résultats, GRIP, GISP2 et Ngrip ne peuvent être comparé avec des enregistrements extérieurs, que pour l'événement 8200 et, avec précaution, pour la transition vers 5000 ans BP.

7. Le Stade 5



| | Nombre de points | Pas d'échantillonnage | | | Moyenne | Ecart Type |
|----------------------|------------------|-----------------------|-----|-----|---------|------------|
| | | Min | Moy | Max | | |
| EPICA Dôme C Isotope | 260 | 30 | 39 | 46 | -382.07 | 7.3 |
| Vostok Isotope | 185 | 43 | 54 | 64 | -403.8 | 7.2 |
| Dôme Fuji Isotope | 42 | 13 | 71 | 189 | -52.7 | 1.04 |

Figure 36 : Les données de Deutérium ont été utilisées pour les sites d'EPICA Dôme C et Vostok. Pour Dôme Fuji, seules les données $d^{18}O$ ne sont disponibles.

L'Holocène est le seul interglaciaire à être aussi stable. Après les résultats précédents, il est question de savoir si l'Holocène, insensibles pendant l'Holocène, ont enregistré une variabilité pendant un autre interglaciaire. Les écarts types sont plus importants pour le stade 5, 5,17 à 7,2 pour Dôme C (augmentation de 40 %) et 4,1 à 7,2 pour Vostok (augmentation de 75%) (Figure 36). Nous avons donc testé notre méthode sur l'interglaciaire le plus proche, le

stade 5.5 car il est suffisamment long (10 000 ans entre 121 000 et 131 000 ans) pour que les incertitudes dans les ages ne soient pas trop préjudiciables (+/-2000 ans, Parrenin et al, 2007). Nous avons donc pris 3 enregistrements glaciaires sur le plateau Est Antarctique (Vostok, EPICADôme C et Dôme Fuji) que nous avons analysé en ondelettes. Beaucoup de précautions sont à prendre vis-à-vis des résultats étant donné des erreurs sur les ages, c'est pour cette raison que 3 sites ont été utilisés pour vérifier la reproductibilité.

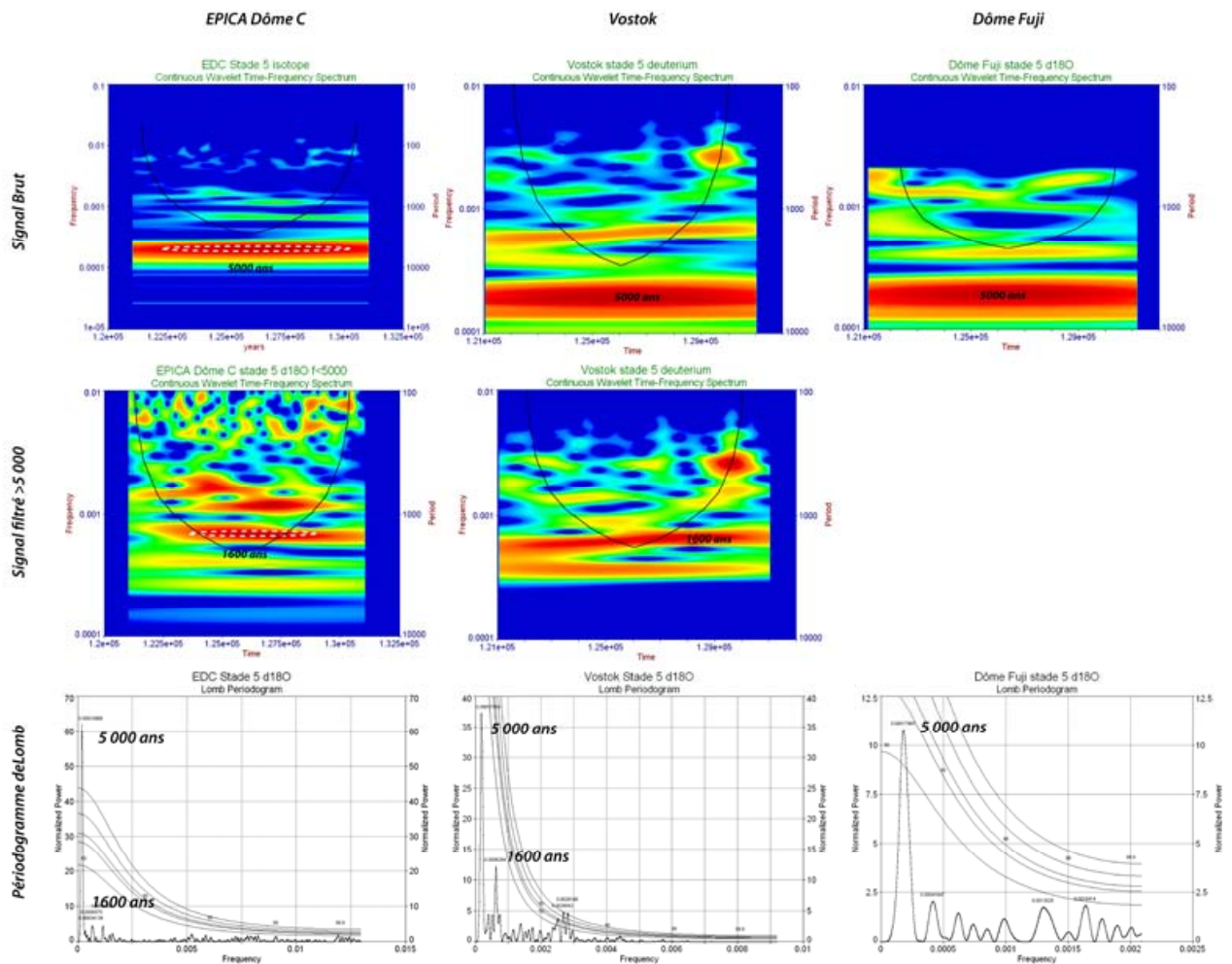


Figure 37 : Scalogramme des données complètes en haut ; au milieu, les données ont été filtrées et laisse apparaître des cycles à 1600 ans significatifs à EPICA Dôme C. En bas, le scalogramme de Lomb sur les données brutes confirme la présence des cycles à 5 000 ans. Les cycles à 1 600 ans ne sont pas significatifs.

Les trois sites ont des résolutions variables : EPICA Dôme C est l'enregistrement isotopique (18O) le mieux résolu avec 260 points (Moyenne : -396,7 pour mille; Ecart type : 7,3 pour mille), puis vient Vostok (Moyenne : -430,3 pour mille; Ecart type : 7,2 pour mille), avec l'enregistrement en Deuterium couvrant l'interglaciaire avec 185 points, et enfin Dôme Fuji (Moyenne : -52,7; Ecart type : 1,04), est le moins bien résolu avec 42 points.

L'analyse en ondelettes montre dans les trois cas une cyclicité à 5000 ans qui couvrent les 10 000 ans. Il est difficile de regarder dans le détail des fréquences du fait de l'erreur sur

les ages ainsi que sur la faible résolution. Cependant si on filtre les deux séries, Vostok et EPICA Dôme C (Dôme Fuji est trop peu résolu), on peut voir des cycles à 1600 ans qui existent dans les deux enregistrements (Figure 37 et 38). Il dépasse même les 50% de confiance dans l'enregistrement de Dôme C, le mieux résolu. Il faut biensûr garder beaucoup de recul vis-à-vis de ces fréquences qui sont en dessous de l'erreur sur la datation, mais le fait de les retrouver dans les deux enregistrements, malgré les problèmes de datation et de résolution des séries, est encourageant.

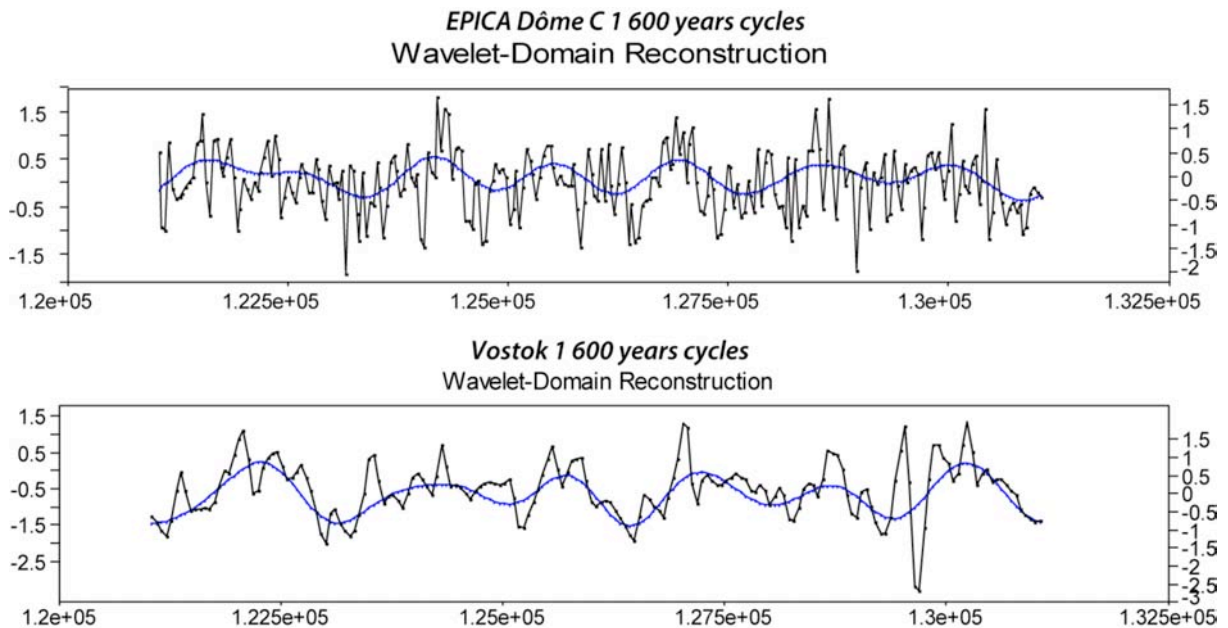


Figure 38 : Les données d'EPICA Dôme C et de Vostok ont été filtrées pour ne laisser apparaître que la fréquence de 1600 ans et ensuite superposées au signaux bruts auxquelles on a enlevé la tendance.

Ces résultats préliminaires sur l'interglaciaire précédant l'Holocène, le stade 5, apportent plusieurs informations. La première est qu'il semble exister une variabilité dans les signaux isotopiques en Antarctique alors que l'Holocène en est dépourvu. La seconde est que même pendant les interglaciaires, l'isotope peut enregistrer une variabilité climatique si les amplitudes sont suffisamment importantes comme pour le stade 5. Les écarts types, pendant le stade 5, représentent près du double des écarts types de l'Holocène.

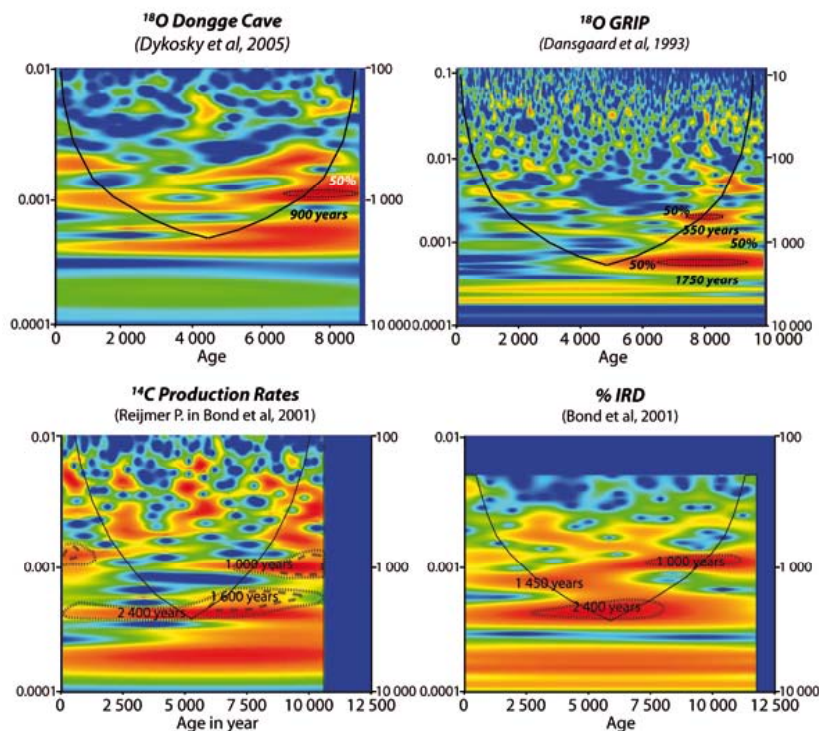
Fil Rouge...

En introduction, nous avons évoqué l'article de Wang et al, 2005, au sujet des liens entre la mousson, les changements d'activité solaire et le climat de l'Atlantique Nord.

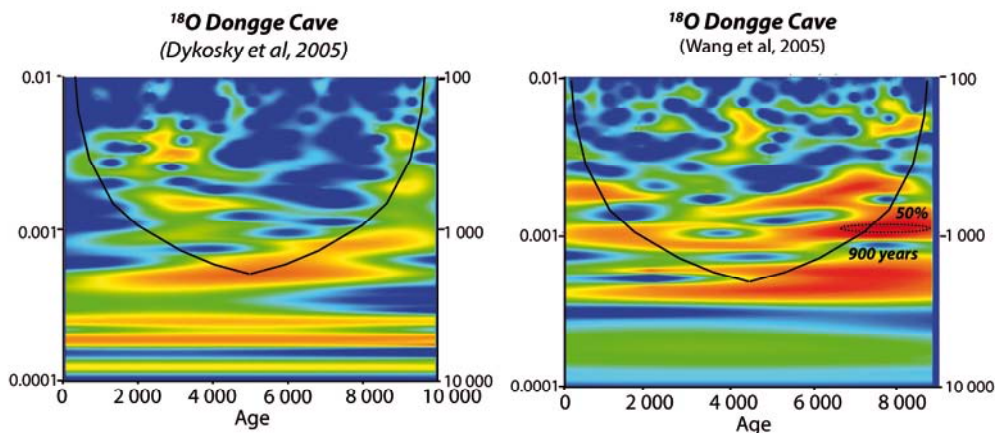
Pour résumer l'article de Wang et al, 2005 : « *les oscillations sub-orbitales du proxy de la mousson asiatique peuvent être, en partie, attribuées aux variations solaires. Il y a des similarités et corrélations entre la mousson asiatique et le climat de l'Atlantique Nord, en incluant à la fois l'enregistrement d'IRD mais aussi les enregistrements des carottes de glace du Groenland. Certaines de ces corrélations résultent du forçage solaire affectant le climat des deux régions. (...) Ainsi, les changements de la mousson asiatique résultent de nombreux facteurs, incluant les changements d'insolation induit par les variations orbitales, variations d'activité solaire, et changements océaniques et atmosphériques.* »

À partir de ces conclusions, nous avons donc utilisé les ondelettes pour voir s'il était possible de reconnaître ces forçages dans les scalogrammes.

Les analyses en ondelettes ne mettent en évidence qu'une seule fréquence significative autour de 900 ans autour de l'Holocène centré sur 8000 ans. Nous avons donc comparé avec les scalogrammes des séries prises en référence pour l'Holocène :



Il existe donc un signal significatif dans le spéléothème de Dongge cave, mais il n'est pas connecté à l'Atlantique Nord, car on ne retrouve aucune fréquence océanique identifiée durant cette thèse. Le seul argument en faveur d'une influence de l'Atlantique Nord serait la présence de l'événement à 8 200 ans. Wang et al, 2005 le reconnait mais il n'est pas différent des autres événements dans le signal. Par ailleurs la comparaison avec les carottes de glace du Groenland n'est pas concluante puisque nous avons vu qu'aucun signal significatif ne pouvait être extrait des carottes de glace dans la période indiquée par Wang et al, 2005, c'est à dire, 0-3,8 ka. Le forçage océanique ne semble pas intervenir non plus. Cependant il semblerait qu'il y ait une contribution solaire millénaire pour la fréquence à 1000 ans.



Dongge Cave :

Auteurs : Dykoski et al, 2005

Auteurs : Wang et al, 2005

Coordonnées : (25°17'N ; 108°5'E ; 680 m)

Coordonnées : (25°17'N ; 108°5'E ; 680 m)

Dimensions : 3040 mm

Dimensions : 962,5 mm

Nombre de mesures : 2124

Nombre de mesures : 900

Période couverte : 16 000 ans

Période couverte : 9 000 ans

Nombre d'Age U/Th : 45

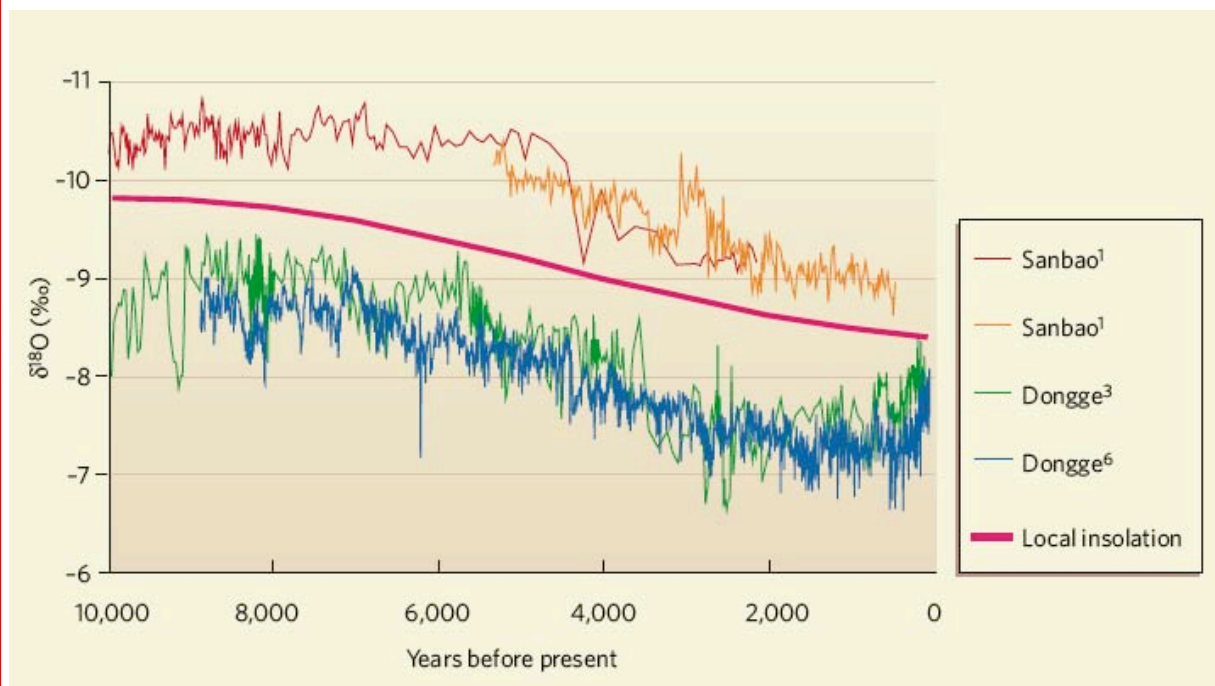
Nombre d'Age U/Th : 45

Un autre spéléothème issu de la même grotte, Dongge Cave, est publié dans une autre revue (EPSL) en 2005 :

« Dykoski, C.A., Edwards, R.L., Cheng, H., Yuan, D., Cai, Y., Zhang, M., Lin, Y., Qing, J., An, Z., Revenaugh, J., (2005). A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. *Earth and Planetary Science Letters* 233 (2005) 71– 86 »

Nous ne rentrerons pas dans l'interprétation de leur enregistrement de la mousson asiatique car nous nous focalisons sur l'enregistrement de Wang et al, 2005. L'intérêt de cet

enregistrement est qu'il se situe dans la même grotte que la précédente et les deux séries sont des enregistrements de très haute résolution et extrêmement bien datés. Or on s'aperçoit qu'au sein de la même grotte, les enregistrements ne sont pas comparables. Celui de Wang et al, 2005 montre une fréquence significative alors que celui de Dykoski et al, 2005 n'est pas assez sensible pour permettre à une fréquence de s'exprimer. Ce résultat implique quelques questions : Que reflète la fréquence millénaire de Wang et al, 2005, impact solaire ou impact d'un événement tel que le 8200 ans comme nous l'avons vu au Groenland pour les carottes de glace ? Les auteurs ont mis en évidence des fréquences séculaires et décennales d'amplitude très faible, n'ont-ils pas surévalué la sensibilité de leur proxy étant donnée qu'une stalagmite prise dans la même grotte ne donne pas les mêmes signaux ? Tout ceci montre que les mécanismes qui permettent de passer du changement climatique à l'enregistrement dans le spéléothème sont très complexes et peuvent induire des biais dans les signaux comme l'a récemment fait remarquer Overpeck et Cole, 2008 (figure ci-dessous). Ils estiment que même s'il est possible de corrélés les enregistrements avec l'insolation, par contre à plus haute résolution il est difficile de dire si les fluctuations correspondent à un signal climatique régional ou à un des processus liés à la grotte.



Ce problème illustre parfaitement l'utilisation qui est faite d'une courbe dite « référence ». Il est donc nécessaire d'avoir une approche statistique fiable sur les signaux avant de pouvoir comparer les résultats. La sensibilité du proxy à enregistrer des événements climatiques Holocène de très faibles amplitudes est peut-être aussi un élément à prendre en considération.

Conclusion :

L'étude fréquentielle a permis de comparer les résultats pour définir la résolution spatiale et temporelle pour lesquelles les comparaisons entre sites ou variations climatiques sont significatives :

- **Les puits** : L'étude de deux puits situés à Vostok montre, bien qu'à une distance d'une dizaine voire centaine de mètres, que les comparaisons à l'échelle décennale ne sont pas évidentes. Le puits de Dôme C, situé à quelque centaine de kilomètres, ne peut donc être corrélé aux puits de Vostok. Le site de Talos Dôme, quant à lui, est un peu particuliers puisqu'il est possible d'observer un signal saisonnier dans les concentrations et tailles des poussières, grâce à une dynamique atmosphérique sensiblement différente des sites du plateau Est Antarctique.
- **Le névé** : Il n'est question ici que de Vostok, puisque Dôme C est écarté du fait des contaminations. Bien que les concentrations soient cohérentes avec celles des puits, les signatures spectrales ne sont pas concluante. Effectivement, que ce soit en ondelettes ou à l'aide d'un périodogramme de Lomb (Séries à pas variables), il est très difficile de faire ressortir des fréquences significatives, voire impossible. Ces résultats indiquent donc clairement qu'il est impossible de comparer des enregistrements de poussières à l'échelle séculaire en plus de décennale comme l'on montré les puits. L'échec dans les mesures de Dôme C est donc minimisé puisque de toute façon Vostok n'est pas comparable n'importe quel site que ce soit.
- **La glace** : Les poussières ont été mesurées à Dôme B dans le but d'ajouter un site supplémentaire à la caractérisation des signaux poussières en Antarctique. Pour optimiser l'analyse des données, nous avons utilisé une analyse en ondelettes, outil efficace pour identifier les signaux instationnaires. Les ondelettes n'ont révélé aucune fréquence caractéristique, peu importe l'échelle. Nous avons ensuite étendu notre analyse aux enregistrements de poussières aux sites de Vostok et EPICA Dôme C qui ont révélé tous deux les mêmes résultats que le site de Dôme B. Ceci entraîne que, non seulement les sites ne sont pas comparables entre eux mais qu'il n'existe pas de signal significatif dans les enregistrements poussières sur des sites du plateau Est Antarctique. Ce qui est vrai pour les poussières est également vrai pour l'isotope puisque l'analyse en ondelettes des signaux isotopiques des sites de Vostok, Dôme B EPICA Dôme C ainsi que Dôme Fuji ne montre aucune fréquence significative.

Pour le Groenland, les données isotopiques ont donné des résultats légèrement différents puisque quelques fréquences millénaires se sont révélées significatives. Mais l'analyse en ondelettes croisées a révélé que ces fréquences étaient induites par l'événement 8200 ans, seul événement significatif dans les signaux. Mis à part cet événement, les ondelettes ne montrent aucun signal caractéristique. Ceci implique que mis à part l'événement 8200 ans, aucun repaire ne peut être observable au-delà du trou de carottage. L'origine de cette absence de signal significatif dans les signaux poussières et isotope en Antarctique mais aussi isotope au Groenland pourrait venir de la particularité de l'Holocène qui est particulièrement stable. Nous avons testé le stade 5 pour les sites de Vostok, EPICA Dôme C et Dôme Fuji qui est un interglaciaire avec une variabilité significative. Les résultats, malgré les problèmes liés à la chronologie et à la résolution des séries, montrent qu'il existe un signal significatif. Ceci laisse supposer que le problème de l'Holocène proviendrait du manque de sensibilité des proxies pour des changements climatiques de faible amplitude. Les signaux de poussières et isotopes Holocène d'Antarctique de l'Est et du Groenland seraient donc gouvernés par des processus d'origine interne au système climatique.

Malheureusement, ce qui est vrai pour les poussières semble vrai pour d'autres proxy tels que ^{18}O , D/H, D_{excess} en Antarctique mais aussi au Groenland. Les calottes de glace ne s'inscrivent donc pas dans le schéma Holocène, que nous avons décrit, mais fonctionnent d'une façon totalement différente. Il se pourrait que la compréhension des proxies paléoclimatologiques soit beaucoup plus délicate que prévue (Noon, 2008).

**CONCLUSIONS ET
PERSPECTIVES**

Conclusions

Dans un premier temps, nous avons centré notre étude autour de l'Atlantique Nord dans le but de caractériser la dynamique de la variabilité climatique Holocène en utilisant un outil mathématique capable d'identifier les instationarités: les ondelettes. L'Atlantique Nord est la zone la mieux documentée, nous avons donc sélectionné parmi de nombreuses séries, les enregistrements bien datés, avec une résolution suffisante et proposant des proxies bien calibrés. Cette zone est particulièrement importante puisqu'elle permet la formation d'eau profonde qui se propage à l'échelle du globe. Parmi ces enregistrements, celui de Bond et al, 2001 est le point de départ car le plus repris dans la bibliographie. Bond et al, 2001 ont analysé des carottes sédimentaires, et plus particulièrement, les débris lithiques apportés par les glaces flottantes, pour reconstruire la variabilité climatique. Cette variabilité semblerait suivre des cycles à 1500 ans pendant l'Holocène, répondant à un forçage solaire identifié dans les enregistrements de ^{10}Be , proxy de l'activité solaire. Ce premier travail a permis l'identification de deux contributions dans la variabilité du signal de l'Atlantique Nord: le forçage externe avec une dynamique bien identifiée, et un « forçage » attribuée à la variabilité interne océanique et/ou atmosphérique. L'instationarité du climat Holocène a permis de mettre en avant une période de transition majeure autour de 5 000 BP. Effectivement on identifie, entre 10 000 et 5 000 BP, une fréquence à 1000 ans, sans doute d'origine solaire (^{14}C , ^{10}Be). Puis, entre 5 000 BP et « l'actuel », s'exprime une fréquence autour de 1600 ans, que nous avons attribué à un forçage interne du système climatique d'origine océanique. Une fréquence attribuée au forçage solaire autour de 2500 ans est aussi présente, continue pendant tout l'Holocène.

Si l'on devait caractériser simplement la période Holocène, nous proposerions pour l'Atlantique Nord, central et austral, deux périodes distinctes : une, pré-5 000 BP, où la circulation thermohaline est encore influencée par la fusion de la calotte Laurentides qui disparaît, le climat oscillant avec des périodes de 1000 et 2500 ans, suggérant une expression du signal solaire ; puis pendant la période post 5 000 BP, où l'on considère que la circulation océanique Atlantique Nord s'exprime amplement donnant au système climatique des périodicités apparentes de 1600 ans que l'on retrouve le long de l'océan Atlantique (Figure 1).

La zone circum-Antarctique, quant à elle, s'exprime également par une transition marquée vers 5 000 BP mais avec une valeur pour le forçage interne océanique différente autour de 1250 ans qui pourrait être l'expression d'un découplage entre la circulation Atlantique et le courant circum-Antarctique, dont les flux d'eau sont d'une magnitude

supérieur à la circulation d'eau profonde Atlantique, et possède sans doute une dynamique qui lui est propre (Figure 1).

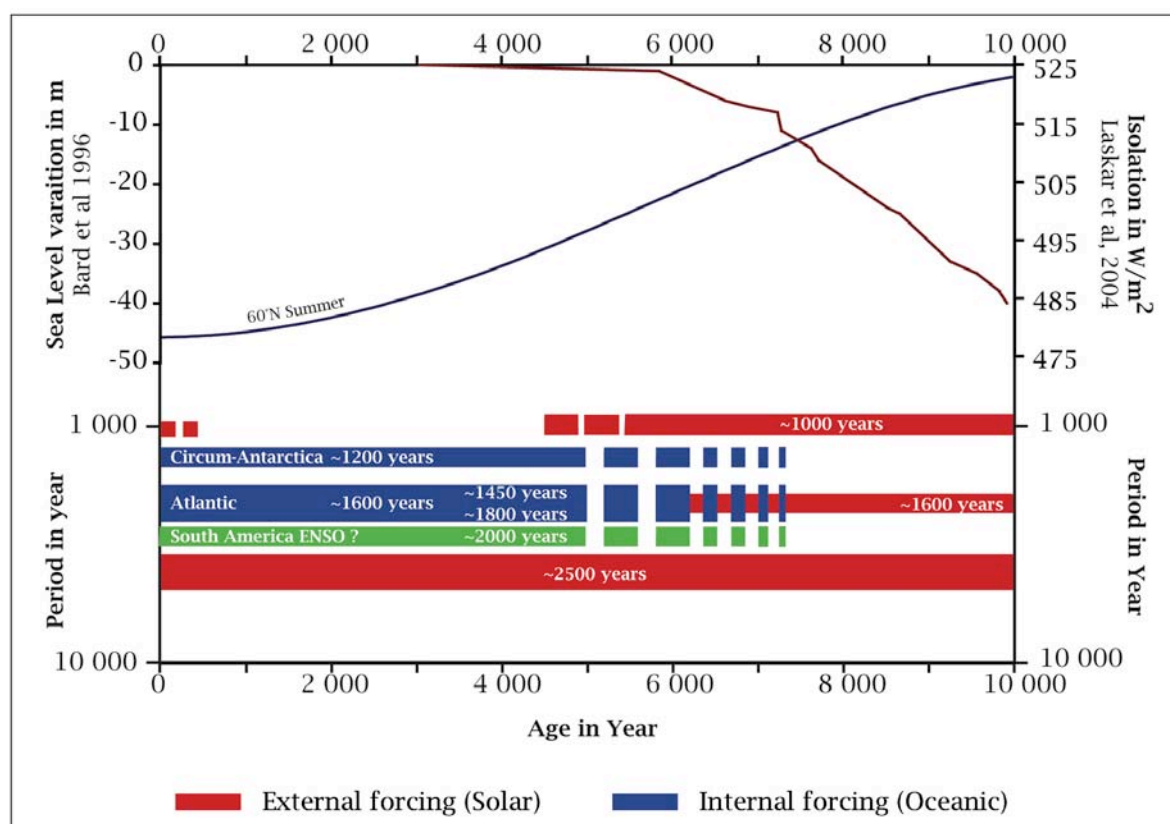


Figure 1 : Schéma fréquentiel Holocène basé sur l'étude d'enregistrements de différentes régions. Il est possible de distinguer un forçage interne et un autre externe, et d'identifier une transition marquée dans ce schéma autour de 5000 BP. Cette période est caractérisée par un niveau marin proche de son maximum.

Il nous a semblé opportun de considérer la question de l'évolution des gaz à effet de serre, CH_4 et CO_2 , objet de nombreuses publications ces 5 dernières années. Ruddiman, 2003 propose que l'impact anthropique daterait d'il y a environ 5 000 ans, et même de 7 500 BP pour le CO_2 . Placé dans notre schéma, il semble que les changements de ces deux gaz soient aussi associés au comportement de l'océan et du climat en hémisphère Nord. Nous suggérons que le CH_4 soit en lien avec le relargage de méthane emprisonné dans les sols englacés des zones boréales, alors que le CO_2 plus sensible au réchauffement de l'océan, réagit plus tôt vers 7500 BP au travers des processus physico-chimiques de l'océan.

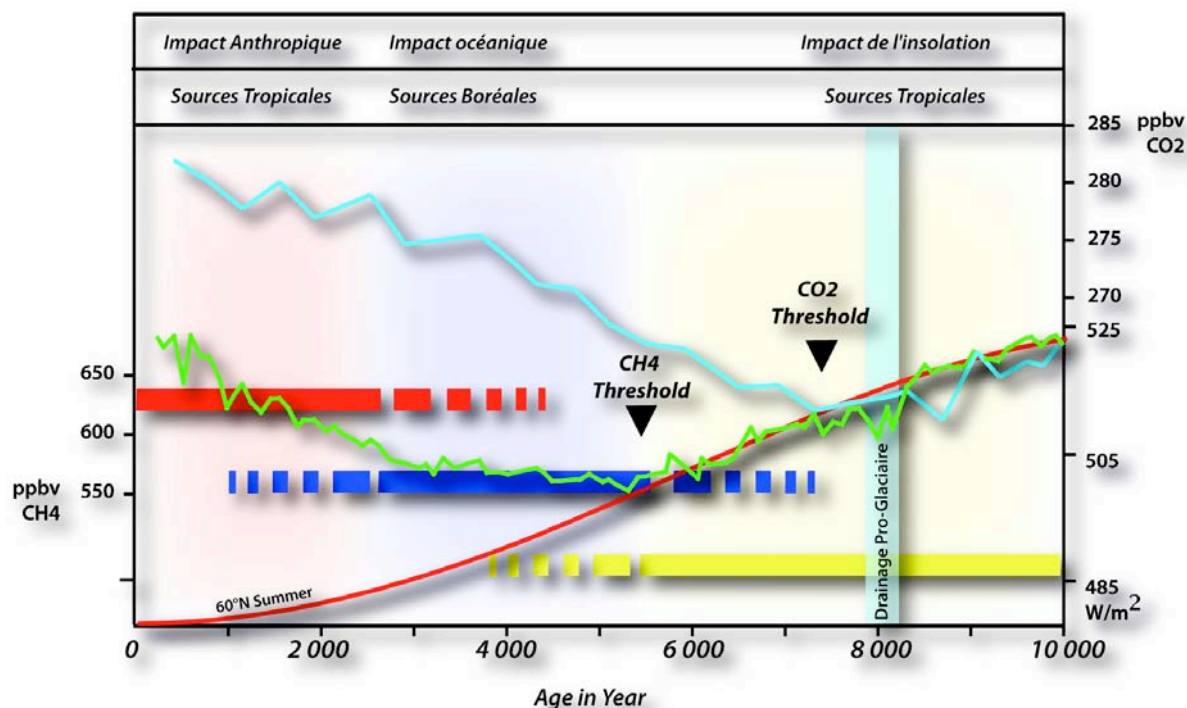


Figure 2 : Schéma synthétique montrant le découplage entre le CO₂, le méthane et l'insolation. Les zones de couleurs correspondent aux différentes influences sur le méthane. La zone jaune correspond à une influence de l'insolation, la zone bleue à un impact océanique avec des sources boréales alors que la zone rouge symbolise l'impact anthropique. Les sources du méthane ont été identifiées par le gradient inter-hémisphérique (Chappellaz et al, 1997).

Nous avons ensuite étendu notre approche aux proxies tirés des calottes polaires. A côté de l'exploitation de données existantes telles que les poussières, deutérium, excès en deutérium, nous avons apporté notre contribution en analysant les poussières sur des puits et des carottages couvrant les 2000 dernières années. Outre les puits dont les prélèvements directs ne sont, en théorie, pas affectés par la contamination, nous avons traité deux nouvelles carottes de 100 m de névé en continu (900 échantillons environ) pour documenter les derniers millénaires, et avons mis au point un protocole visant à extraire le cœur de la carotte et ainsi limiter les contaminations induites par les opérations de forage et de manipulation. Pour une carotte (Dôme C), l'opération ne semble pas être satisfaisante et les résultats n'ont pas été retenus. Nos résultats ont été joints aux autres séries existantes, tirées de la glace et couvrant l'Holocène. On a profité de séries fines venant de puits pour tester la sensibilité de la méthode des ondelettes à la détection du signal saisonnier et mettre en évidence l'effet de la chronologie. Sur la période Holocène, notre approche montre qu'aucun des enregistrements poussière ne contient de fréquences significatives. Les cycles à 200 ans suggérés par Delmonte et al, 2005, aux sites de Vostok et Dôme C par une autre méthode, ne sont en fait pas significatif : un sur échantillonnage de la série induisant un artefact à l'analyse spectrale.

Ce qui est vrai pour les poussières, l'est également pour les enregistrements isotopiques de l'oxygène 18 et de l'excès en Deuterium, proxies de la température et du cycle de l'eau. Eux non plus n'ont de fréquences significatives et n'enregistrent pas de signaux climatiques pendant l'Holocène. La remarquable stabilité de l'Holocène montre peut être les limites de sensibilité des proxies. Pour tester cette sensibilité, nous nous sommes intéressés à l'interglaciaire qui précède l'Holocène, le stade 5, que nous avons analysé de la même façon pour les sites de Vostok, EPICA Dôme C, Dôme Fuji pour les données isotopiques. Malgré les problèmes de datation et la résolution des séries, les traitements statistiques ont clairement mis en avant des fréquences significatives laissant entrevoir une variabilité structurée et peut être la possibilité d'identifier les forçages pour cet interglaciaire.

La synthèse de ce travail montre qu'il est possible, grâce à une méthode statistique adéquate, de retrouver un schéma Holocène cohérent de l'Atlantique Nord à la région circum-Antarctique, avec un forçage interne (océanique) et un forçage externe (solaire). Cependant, pour les deux calottes de glace du Groenland et de l'Antarctique de l'Est, ce schéma, n'est plus applicable, ce qui indique que les deux masses de glace ont un système climatique qui fonctionne de façon différente et autonome. Le climat de l'Holocène est trop stable et les variations climatiques trop faibles pour la sensibilité des proxies disponibles. Seul l'événement 8200 BP, au Groenland, a une empreinte visible et nette puisqu'une variation de 6°C à été évoqué, variation suffisante pour être enregistrée par l'isotope. Hormis cet événement, aucune fréquence n'est significative et semble donc indiquer que le Groenland, tout comme l'Antarctique, a une dynamique de fonctionnement pour la période Holocène qui paraît découplée du reste du système climatique. Ce découplage empêche de voir les variations millénaires s'exprimer dans les proxies des calottes de glace. Plusieurs causes sont à envisager :

- la position à haute altitude des sites de forages et leur relative isolation vis à vis de l'influence océanique.
- La variabilité des trajets et historiques des masses d'air, des sources des précipitations,...
- Les effets locaux de perturbation des couches de neige déposées, les effets de drift, entrant dans ce qu'on peut appeler les effets de site.
- La sensibilité des proxies : en général calibré pour des variations de type glaciaire/interglaciaire, mais imprécis dès lors qu'il s'agit de variations faibles.

Pour l'Holocène, si des tendances générales communes peuvent être mis en évidence sur plusieurs séries (Groenland : optimum climatique vers 5 000 BP ; Antarctique : tendance au refroidissement ; flux de poussières en baisse), la variabilité millénaire (300-3000 ans) de chacun des enregistrements ne semble pas exprimer par une structure commune ni de fréquences du type de celles observées en Atlantique Nord et apparaît donc chaotique. Il paraît dès lors difficile de considérer un enregistrement comme représentatif d'une région étendue. Pour l'Holocène, ce sont probablement les sites côtiers de l'Antarctique qui pourront enregistrer des variations climatiques. Pour cette problématique, le site de Talos Dôme devrait permettre d'avoir un enregistrement climatique sensible au couplage océan atmosphère en lien avec la glace de mer. Par contre, pour les sites du plateau, il faut s'intéresser à d'autres périodes interglaciaires qui semblent avoir un comportement différent.

Perspectives

Les perspectives s'organisent autour des différents thèmes abordés lors de la thèse :

Méthodologie :

S'agissant de l'analyse des signaux, nous nous permettons de rappeler quelques précautions :

- Traiter les **données brutes** : c'est un problème majeur car bon nombre de séries disponibles en ligne (NGDC/NOAA) ou envoyées par les auteurs sont ré-échantillonnées.
- **Tester la série brute** tout d'abord, avec un outil statistique qui s'accommode du pas non constant, un diagramme de Lomb par exemple.
- **Estimer le pas d'échantillonnage** le plus large de la série. Ceci a son importance pour savoir ou doit s'arrêter l'interprétation, surtout en cas de sur-échantillonnage. Pour un pas maximum de 100 ans par exemple, la fréquence de Nyquist indique un pas minimum de $2 \times 100 = 200$ ans, mais pour avoir un cycle différent d'une dent-de-scie, il faut au minimum 4 points pour une période soit 400 ans.
- **Le ré-échantillonnage** : c'est à cette étape que peut s'introduire un biais majeur. Si la série ne comporte pas de trou dans les données, l'idéale est de rééchantillonner au même nombre de point que la série brute. Le sous échantillonnage abaissera la limite de résolution, le sur-échantillonnage augmentera artificiellement la résolution de la

série de données à ce moment là il faudra se rappeler de l'étape précédente pour savoir au dessous de quelle résolution arrêter notre interprétation.

- **Tester le ré-échantillonnage** avec la méthode de Lomb. Si une fréquence est apparue entre lors du passage de la série à pas constant, elle doit être prise avec beaucoup de précaution. Si le périodogramme indique des fréquences significatives proches de la fréquence de Nyquist ou inférieures, le ré-échantillonnage est trop important. Sans les données brutes, cette étape de contrôle est impossible. Pour cette raison des données en libre-service (par exemple NGDC/NOAA) souvent à pas constant peuvent être sur interprétées.
- Dans le cas d'une série comportant un « trou » dans les données, il est impératif de **compléter la série avec un bruit gaussien**, avec une moyenne et une variance similaire au signal.
- Une analyse statistique en **transformée de Fourier** peut ensuite être appliquée sur la série. La méthode par Multitaper est très efficace puisque fourni plusieurs fenêtres qui rendent compte de la variabilité sur plusieurs parties du signal.
- Les outils statistiques les plus performants pour l'analyse de signaux instationnaires sont **les ondelettes** qui ont beaucoup apportées pour la compréhension du climat Holocène.
- Dans toutes ces méthodes, les **intervalles de confiance** sont indispensables pour déterminer ce qui est significatif et ce qui ne l'est pas.

Poussières pour les sites côtiers

Notre travail a montré que pour espérer avoir un signal climatique dans les poussières Antarctique, il faut s'intéresser aux sites côtiers. Talos Dôme paraît être le parfait site d'étude pour les poussières. Plusieurs choses doivent être testées pour essayer d'avancer dans la compréhension des poussières pendant l'Holocène :

- *Variabilité spatiale*

Plusieurs mesures doivent être effectuées pour confirmer la variabilité spatiale :

Tout d'abord, au sein d'un même puits, il faudrait tester trois profils pris à 10 cm d'intervalle puis regarder la reproductibilité. Si l'essai est concluant, il faudrait tester à 10 cm, 1m, 10m, 100m et 1km du premier prélèvement.

Ensuite sur un trajet entre un site côtier (Talos Dôme) et un site interne (Dôme C), il faudrait prélever des échantillons de puits pour identifier et évaluer les facteurs pouvant être impliqués dans la modification ou la perte du signal (topographie, météorologie, effet de la

- *Calibration de la méthode sur l'actuel:*

Il faudrait mettre en place un système de mesure des poussières sur un site interne pour :

- Comprendre quand arrive les poussières sur le site
- Si possible de les relier à des paramètres atmosphériques (activité cyclonique, ...)

Poussières pour les sites internes

Il faudrait essayer d'autre méthode pour essayer d'extraire une information climatique du signal poussière ou même isotope. Cependant il faut être conscient que cela ne constituera qu'une infime partie du signal total.

Il faut aussi maintenant s'intéresser dans le détail aux interglaciaires précédents, notamment au stade 5 qui est suffisamment long et les données encore nombreuses. Pour cela il est nécessaire d'augmenter la résolution des signaux poussières en ajoutant quelques mesures supplémentaires au profil déjà existant de Vostok et Dôme C.

ANNEXE 1
SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE
AMÉRIQUE DU SUD, AUSTRALIE EN
ANTARCTIQUE

Introduction

Dans cette partie, nous établissons une synthèse, non exhaustive, des enregistrements décrivant la variabilité climatique de l'Holocène de l'hémisphère Sud. Bien moins documentées que le Nord, le but est d'essayer de résumer les principaux forçages. Nous n'avons abordé que les continents pouvant être source des poussières Antarctiques (Amérique du Sud, Australie et Antarctique). L'Afrique n'a pas été traitée puisqu'elle n'apparaît jamais comme source dans les signatures isotopiques.

L'intérêt de décrire la variabilité Holocène de l'hémisphère Sud était de comparer les concentrations et distributions des poussières Antarctique avec le climat de l'Amérique du Sud et de l'Australie afin d'établir un lien potentiel avec la source des poussières. Cependant cette synthèse s'est révélée hors de propos puisque les signaux Antarctique ne révèlent aucune fréquence significative. Il est donc impossible de lier les deux environnements.

Nous avons choisi de décrire, un événement majeur en fonction de l'échelle temporelle étudiée dans la glace. Pour la glace, la transition majeure que nous aurions pu voir est située vers 5000 ans, alors que pour le névé, le Petit Age Glaciaire était plus à propos.

1. Origine des poussières actuelles

Prospero et al, 2002 ont fourni des observations satellites (Type TOMS Absorbing Aerosol Index installé sur le satellite NIMBUS-7) des zones géographiques étant des sources majeures de poussières en établissant une carte mondiale. Dans l'hémisphère Sud, les trois régions les plus grandes pourvoyeuses de poussières en Antarctique sont l'Amérique du Sud, l'Afrique du Sud et l'Australie.

L'Amérique du Sud :

Trois régions se distinguent nettement :

L'altiplano bolivien : Effectivement, autrefois occupé par d'immenses lacs pendant le pléistocène, il présente aujourd'hui deux des plus grands déserts de sel du monde. L'altitude élevée, environs 3750-4000 m, facilite l'injection de poussière dans la haute atmosphère facteur important pour garantir un long transport.

Le versant Est des Andes Argentines : Cette zone de moyenne montagne située entre les Andes, la Sierra de San Luis et la Sierra de Cordoba est une zone semi- voire totalement aride à fort potentiel d'érosion éolienne.

Le Sud de la Pampa Argentine ainsi que la Patagonie :
Le versant Pacifique des Andes est dans l'ensemble recouvert d'un fort couvert végétal du aux fortes précipitations mais ce n'est pas le cas du versant Argentin. Effectivement, la région couvrant les derniers contreforts des Andes jusqu'aux côtes de l'océan Atlantique est particulièrement aride. La province de Neuquen s'étendant du Nord de la Patagonie au Sud des Pampas est constituée de grands déserts de sable et de sel.

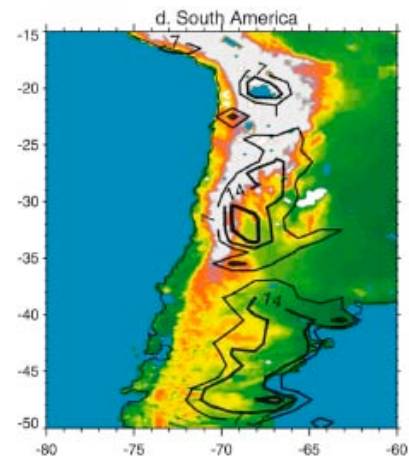


Fig 1 : Zone source de poussières en Amérique du Sud (Prospero et al, 2002).

L'Afrique du Sud :

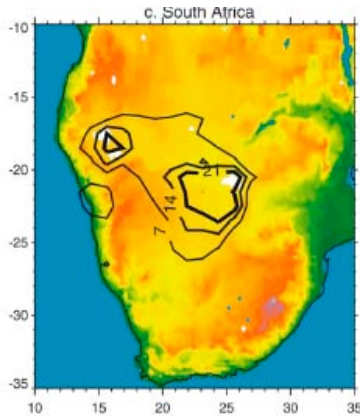


Fig 2 : Zone source de poussières en Afrique (Prospero et al, 2002).

Ici aussi, d'anciens lacs du pléistocène sont la source d'une grande quantité de poussière puisque l'extrémité Ouest de la dépression du Makgadikgadi était occupée par un grand lac ainsi que la partie extrême Nord ouest du bassin du Kalahari en Namibie (Goudie, 1996), tous deux sont des sources potentielles de poussières.

L'Australie

Les flux de poussières vers l'atmosphère sont les plus importants dans la région du Great Artesian Basin, zone alimentant le lac Eyre. Cette région est caractérisée par des formations ponctuelles de playas (lacs temporaires sans exutoire vers la mer), riche source de poussière pendant les phases sèches.

L'autre région active se situe au Nord Est du Lac Eyre, et correspond au paléo-lac Eyre.

L'immense désert Simpson n'est une source qu'occasionnelle pour des événements d'importance significative.

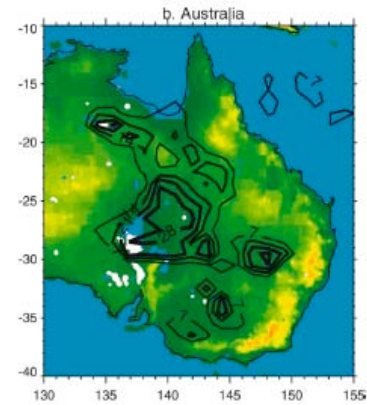


Fig 3 : Zone source de poussières en Australie (Prospero et al, 2002).

2. A la source des poussières : Amérique du Sud et Australie

2.1. Amérique du Sud

L'Amérique du Sud est une des sources potentielles les plus probables (Delmonte et al, 2004 ; Gaiero, 2007). Bien que la Patagonie serait décrite comme contributeur le plus probable (Delmonte et al, 2004), il apparaît que la signature isotopique (Sr/Nd) mesurée sur les échantillons de l'Antarctique de l'Est serait la résultante d'un mélange entre poussières de Patagonie et l'Altiplano. Ces régions sont situées à la jonction entre deux zones climatiques de l'Hémisphère Sud froid tempéré et subtropical. Dans le cas de la Patagonie, les poussières seraient mises en suspension par des événements de westerlies très fortes en connexion avec

les courants jets (Labraga, 1994). Pour les événements provenant de l'Altiplano, les aérosols solides peuvent directement être injectés dans la troposphère étant donné de la haute altitude des zones sources et ainsi être transportés sur de longue distance. Pendant l'hiver austral, les courants Jets passent au-dessus de l'Altiplano et continuent leur chemin jusque 130-145°E où ils peuvent être déportés jusque l'Antarctique de l'Est pour rejoindre le vortex polaire (Gaiero, 2007).

2.1.1. Début de l'Holocène ($\pm 11\ 000$ à 5000 ans)

Le climat de l'Holocène, dans le sud de l'Amérique du Sud, est très fortement lié à l'activité et l'intensité des Westerlies (Vents d'ouest). Cette période apparaît être une période clef puisque, en 1992 Markgraf et al, mettent en évidence le passage entre deux modes de circulation atmosphérique. Le premier, pour le tardi-Holocène, montre des westerlies situées entre 45 and 50°S qui passent à un régime latitudinal saisonnier à partir de l'Holocène moyen. Ainsi les westerlies atteignent 40°S (plus vers l'équateur) pendant l'hiver austral et plus vers le pôle 50°S pendant l'été austral (Markgraf, 1993, 1998). Ainsi il a été suggéré que ces vents d'ouest ont été dérivés vers le Sud pendant l'Holocène moyen suite à un renforcement de l'Anticyclone sud-est Pacifique (Markgraf 1993 ; Jenny et al, 2003). L'augmentation de l'insolation pendant cette période a possiblement amplifié le gradient de température entre les tropiques et les hautes latitudes du Sud déjà amorcé par le développement de la glace de mer autour de l'Antarctique. Plus récemment Mayr et al, 2007, Gilli et al, 2005, Lamy et al, 2001 par l'étude de carottes marines (Lamy et al, 2001, pente continentale chilienne) et lacustres (Gilli et al, 2005 au Lago Cardiel, Argentina 49°S et Mayr et al, 2007 au Laguna Potrok Aike 52°S) ont confirmé et précisé ce schéma : Pendant la première partie de l'Holocène (7700-4000 ans) les sédiments marins montrent que les westerlies ne se situaient pas au dessus de 41°S mais plus au sud et donc impliquant des conditions plus sèches. Ces conditions de blocage des westerlies au Sud sont le résultat de l'intensification/migration de l'Anticyclone sud Pacifique qui dévie le trajet des vents d'ouest vers le sud. En conséquence le Chili central reçoit moins de précipitation (Villagran and Varela, 1990 ; Veit 1996 ; Lamies et 1999 ; Grosjean, 2001 ; Jennys et al, 2002). Cette migration vers le Sud des westerlies est supportée par un décalage vers le sud synchrone du courant circum-antarctique (ACC). Lamy et al, 2002 montrent une tendance au réchauffement pendant la période 7800-5500 ans en relation à une baisse de l'advection des masses d'eau dérivées de l'ACC suite à une migration vers le sud de l'ACC. Ceci explique sans doute pourquoi Mercer, 1982, Clapperton et Sugden

1988, Rabassa et Clapperton, 1990, Clapperton, 1993, Aniya 1999 ou encore Marden et Clapperton, 1995 n'identifient pas de nouvelles avancées glaciaires pendant toute la première moitié de l'Holocène.

2.1.2. Transition à l'Holocène Moyen

Après 4000 ans, les westerlies regagnent leur position vers le Sud pour se maintenir dans leur position actuelle et impliquent des conditions plus humides. Ce changement drastique est confirmé par les études continentales de [Mayr et al, 2007](#) et de [Gilli et al, 2005](#). Mais il s'observe aussi sur l'Altiplano Bolivien (lake Level Titicaca [Cross et al, 2000](#)), dans les carottes de glace du Sajama ([Thompson et al, 1998](#)). [Pendall et al, 2001](#) ; [Borromei et al, 2007](#) identifient cette augmentation des précipitations dans une tourbière de Patagonie, Terre de Feu. [Withlock et al, 2007](#) confirment un mouvement saisonnier des westerlies pendant le Tardi-Holocène en lien avec El Nino par une diminution du nombre de feux de forêts au Sud de l'Amérique du Sud. La période 10000-5000 ¹⁴C BP est caractérisée par des glaciers plus petits qu'actuellement puis à partir de 5000 ans apparaissent des périodes de ré avancée glaciaires en Patagonie ([Glasser et al, 2004](#)) en lien avec une période de très fort refroidissement, la période Néoglaciale.

[Lamy et al, 2001](#), par l'étude des précipitations à 41°S au large du Chili montre que pendant les 4000 dernières années, le climat était en moyenne plus humide. Certains pics de précipitations, à l'échelle du siècle, sont entrecoupés de périodes à tendance plus sèche vers 3400, 2500, de 1900 à 1600 et vers 750 ans. Ce schéma suggère un Tardi-Holocène plus humide correspondant aux observations du Chili central et du Sud. Les glaciers du Sud avançaient ([Rötliberger, 1986](#)) et les assemblages polliniques indiquent des conditions humides aux alentours de 42-43°S ([Villagran, 1990](#)). Des résultats similaires ont été obtenus par d'autres enregistrements paléo environnementaux ([Markgraf, 1998](#) ; [Heusser, 1990](#) ; [Villagran et al, 1990](#)). Comme les précipitations qui tombent dans le Chili central sont régulées par l'humidité provenant des westerlies plus au Sud, les données indiquent que cette ceinture formée par les westerlies n'étaient plus situées au Sud pendant l'Holocène Moyen mais plus au Nord pendant la fin de l'Holocène aux moyennes latitude du Chili ([Lamy et al, 2001](#)).

L'explication de ce changement drastique du climat vers 4000 ans proviendrait selon [Markgraf et al, 2003](#), [Withlock et al, 2007](#), [Lamy et al, 2001](#) ; [Gilli et al, 2005](#) de

l'établissement d'un shift saisonnier des westerlies tantôt au vers l'équateur en hiver tantôt vers le pôle en été. Cette variabilité serait une influence de ENSO (McGlone et al, 1992 ; Rodbell et al, 1999) qui a un très fort impact dans ces latitudes intermédiaires (Villalba et al, 1997). C'est à cette période, 5000 ans, que l'oscillation Pacifique ENSO a établi son mode d'oscillation actuelle (Moy et al, 2002, Rodbell et al, 1999).

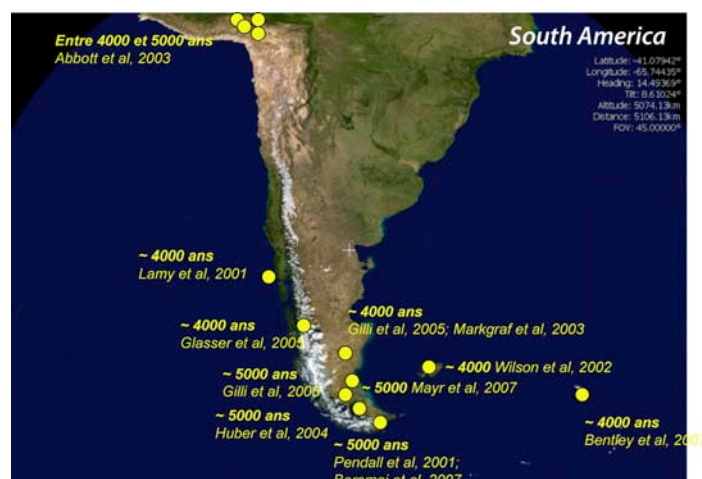


Figure 4: Localisation de certains sites cités pour le Sud de l'Amérique du Sud pour la transition à l'Holocène moyen.

2.1.3. Fin de l'Holocène et Petit Age Glaciaire

Période Chaude Médiévale (PCM) et Petit Age Glaciaire (PAG)

La PCM commence aux alentours de 1100 AD et se termine vers 1400 AD en Amérique du Sud. En Argentine, pays de la Pampa, source potentielle de poussière, de nombreux indicateurs supposent un climat chaud et humide (Iriondo, 1999). Pendant cette période d'amélioration climatique, les sols se développent, les réseaux lacustres et fluviaux s'étendent, et des tourbières se forment dans les dépressions (Cioccale, 1999). Les reliefs, hérités du matériel éolien, formés pendant la période sèche du début de l'Holocène sont déstructurés ou stabilisés (Carignano, 1997). Dans la plaine éolienne sableuse, les dunes sont érodées, les dépressions se remplissent d'eau pour former des lacs qui deviennent permanents du à la remontée des nappes phréatiques. Dans la plaine loessique, source de poussière, la hausse du niveau des nappes permet le développement de tourbière et la pédogenèse des sols autour des dépressions qui forment des lacs à leur tour (Kröhling, 1993). Les principaux cours d'eaux du pays ont vu leur débit augmenter, changeant leur niveau de base, entaillant leurs fans générés pendant la période sèche du tardi-Holocène (Cioccale, 1999). Ce changement climatique s'explique selon Iriondo, 1994 comme un renforcement de la cellule

anticyclonique de l'Atlantique Sud provoqué par une augmentation de température d'environ 2,5°C accompagnant le déplacement de la zone climatique tropicale vers le Sud.

Le PAG, en Argentine, s'est révélé plutôt marqué puisque les conditions climatiques se sont détériorées pour devenir plus arides et plus froides qu'elles ne le sont maintenant (Politis, 1984 ; Rabassa et al, 1984 ; Iriondo et Kröhling, 1995 ; Iriondo et Garcia, 1993). Les oscillations climatiques se sont intensifiées avec des successions de sécheresses extrêmes et d'évènements de crue (Prieto et Jorba, 1990). Témoin de cette forte instabilité climatique, Iriondo et Kröhling, 1995 ont retrouvé des paysages morphologiques typiques d'un climat aride à semi-aride induit par des vents d'ouest particulièrement fort. Mais le PAG ne se simplifie pas à un seul et même événement. Cioccale, 1999, le décrit comme composé de trois périodes.

La première prend place dans la première décennie du XV^{ème} siècle jusqu'à la fin du XVI^{ème}.

C'est une *première phase froide* qui va fortement ébranler la population indigène déjà avant l'arrivée des conquistadores espagnoles (Laguens et Bonnin, 1987 ; Laguens, 1993). Des sécheresses historiques ont été enregistrées entre 1592-1593 (Prieto et Jorba, 1990) qui correspondent aux dégradations climatiques observées par Cardich, 1980 dans le centre des Andes au Pérou.

Cette phase froide est suivie d'une *période de transition* entre le XVI et XVIII^{ème} siècle. C'est pendant cette période similaire à l'actuel que les colonies espagnoles se sont installées. Pendant cette période, les glaciers des Andes du Sud et Péruviennes se retirent (Cioccale, 1999). Ceci correspond aux maxima solaires du XVI et XVI siècles (Riccardi, 1995).

Il s'ensuit une *deuxième phase froide* commençant au début du XVIII^{ème} et se terminant au début du XIX^{ème}. Il s'agit de l'épisode le plus froid du PAG, où les glaciers du Sud des Andes progressent le plus et les régions centrales souffrent le plus de sécheresses (Politis, 1984 ; Rabassa et al, 1984 ; Iriondo et Kröhling, 1995). Les données historiques révèlent un important déficit de précipitation pendant le XVIII^{ème} et le début du XIX^{ème} (Prieto et Jorba, 1990) combiné à de larges oscillations interannuelles et des cycles marqués de sécheresse et de périodes humides (Prieto and Herrera, 1991). Pendant cette période, les glaciers atteignent leur extension maximale. Dans les Andes centrales, cet épisode oblige les habitants du lac Titicaca à abandonner les villages d'altitude et de s'installer sur les bords du

lac suite à un abaissement de la limite haute de cultivation ([Cardich, 1980](#)). Ce principal pulse froid du PAG a permis à la province climatique Patagonienne (aride et froid) d'avancer 300 à 400 km vers le Nord est, au niveau approximatif du 34° parallèle ([Iriondo et Garcia, 1993](#)). Ce coup de froid peut être mis en relation avec le Minimum solaire de Maunder, bien que la relation de cause à effet ne soit pas considérée.

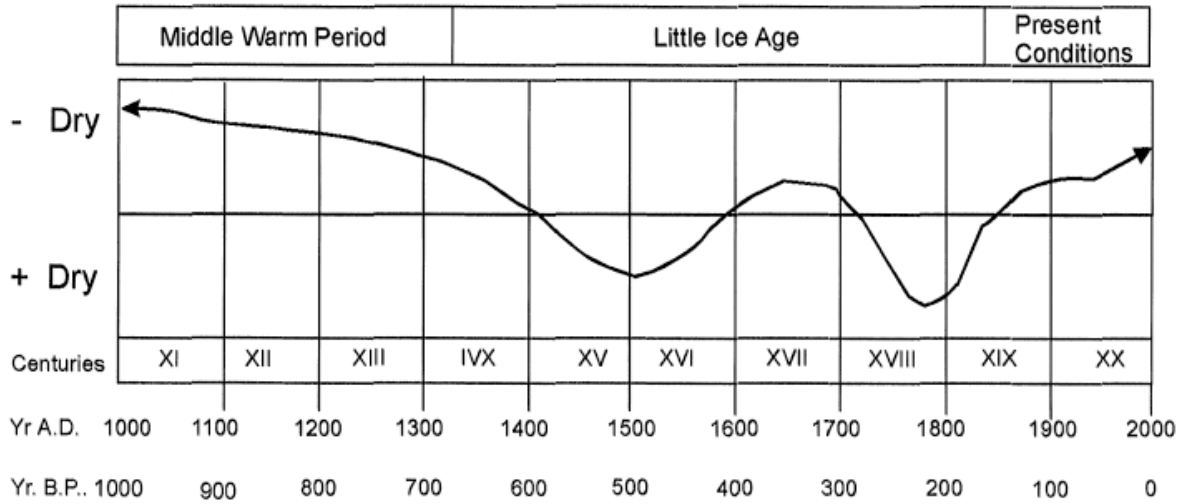


Figure 3: Variations climatiques dans la région centrale de l'Argentine pour le dernier millénaire. Cioccale, 1999

Pour ce qui est de la partie chilienne des Andes, depuis la zone subtropicale aride (30°S) jusqu'à la Cordillère de Darwin (55°S) en Terre de Feu, le problème semble un peu plus complexe. Les conditions climatiques sont extrêmes car s'il tombe moins d'un mètre d'eau au Nord, ce sont plus de 10 mètres de précipitations qui se déversent sur la Patagonie. Il faut ajouter un gradient entre la façade Argentine et la façade chilienne et une saisonnalité de plus en plus marquée à mesure que l'on descend dans les basses latitudes. [Antoine Rabatel, 2005](#) souligne la complexité climatique des Andes du Sud, impliquant des différences de sensibilité des bilans de masse aux variables géographiques. Ainsi Rabatel, 2005 énumère les périodes des maxima d'extension des glaciers du Sud des Andes en fonction de la latitude :

| Latitude | Glaciers | Références | Périodes de maxi du PAG |
|------------------|----------------------|--------------------------------------|----------------------------|
| 30°S | Vallée du Rio Plomo | Viladela, 1997 | Début 20 ^{ème} |
| 35°S | | Röthlisberger, 1986 | 14 et 19 ^{ème} |
| Entre 40 et 52°S | Glacier Frias (41°S) | Villalba et al, 1990 | 17 ^{ème} |
| | Glacier Manso (41°S) | Röthlisberger, 1986 | 14 et 19 ^{ème} |
| 47°S | Cerro San Lorenzo | In Rabatel, 2005 | 17 ^{ème} |
| 50°S | Hielo Patagonico Sur | Aniya, 1996 | 17-18 ^{ème} |
| 52°S | Gran Campo Nevado | Koch et Kilian, 2005 | 17 et 13-14 ^{ème} |

D'autres avancées attribuées par datations ^{14}C ont été reconnues en Amérique du Sud, dans la région sub-Antarctique (Mercer 1982, Clapperton and Sugden, 1988 ; Clapperton et al, 1989 ; Clapperton, 1990 ; Rabassa and Clapperton, 1995 ; Aniya, 1995, 1996 ; Marden and Clapperton, 1995 ; Wenzens, 1999 ; Rabassa et al, 2000). Par ailleurs, les reconstitutions de température à partir de cernes d'arbres d'Amérique du Sud confirment le refroidissement pendant le PAG (Villalba, 1990, 1994), mais aussi une aridification du climat ainsi qu'une sédimentation éolienne importante (Iriando et Garcia, 1993). Cette aridité serait l'explication qu'utiliserait Kuylenstierna et al, 1996 pour justifier l'absence de réavancée glaciaire pendant le PAG.

Luckman et Villalba, 2001 ont résumé les avancées glaciaires du au PAG au travers un transect qui traverse les Amériques. Ils ont ainsi pu souligner une synchronicité globale de l'initiation et du timing du PAG, mais ils ont aussi remarqué qu'il y avait des preuves évidentes des ré avancées « classiques » du PAG, soit du 17^{ème} au du début 20^{ème} siècle. Si on diminue l'échelle temporelle aux fluctuations décennales, des différences apparaissent mettant en jeu des paramètres régionaux (Ariztegui et al, 2007) ou/et de dynamique glaciaire (e.g. Rabatel, 2005).

Lamy et al, 2001 dans un essai de synthèse et de mise en concert de toutes ces données, proposent un renforcement des circulations atmosphériques des deux hémisphères qui ont pu provoquer un mouvement vers l'équateur des westerlies (Stine, 1994) pour le PAG et vers le Sud pour le PCM

2.2. Australie

L'Australie a été suggérée comme une source potentielle des poussières Antarctique par Revel-Rolland et al, (2005). L'Australie est à la frontière entre deux circulations atmosphériques, puisque effectivement il existe deux chemins principaux de poussières (Bowler, 1976), un vers le Nord ouest l'autre vers le sud est (Bowler, 1976 ; Hesse and McTainsh, 2003). Ces deux trajets sont associés avec des mouvements de masses d'air vers l'Est, les "Easterlies", au Nord, et vers l'Ouest, les "Westerlies", au Sud. De ce fait l'Australie de l'Ouest nous intéresse moins car ne produit pas de source pour l'Antarctique. La source potentielle, et la plus active, se situe entre 25 et 40° plus précisément la région du lac Eyre

(Prospero et al, 2002 ; Hesse 1994, Hesse and McTainsh, 2003, Revel-Rolland, 2005). Nous centrons donc la review bibliographique sur l'Est de l'Australie.

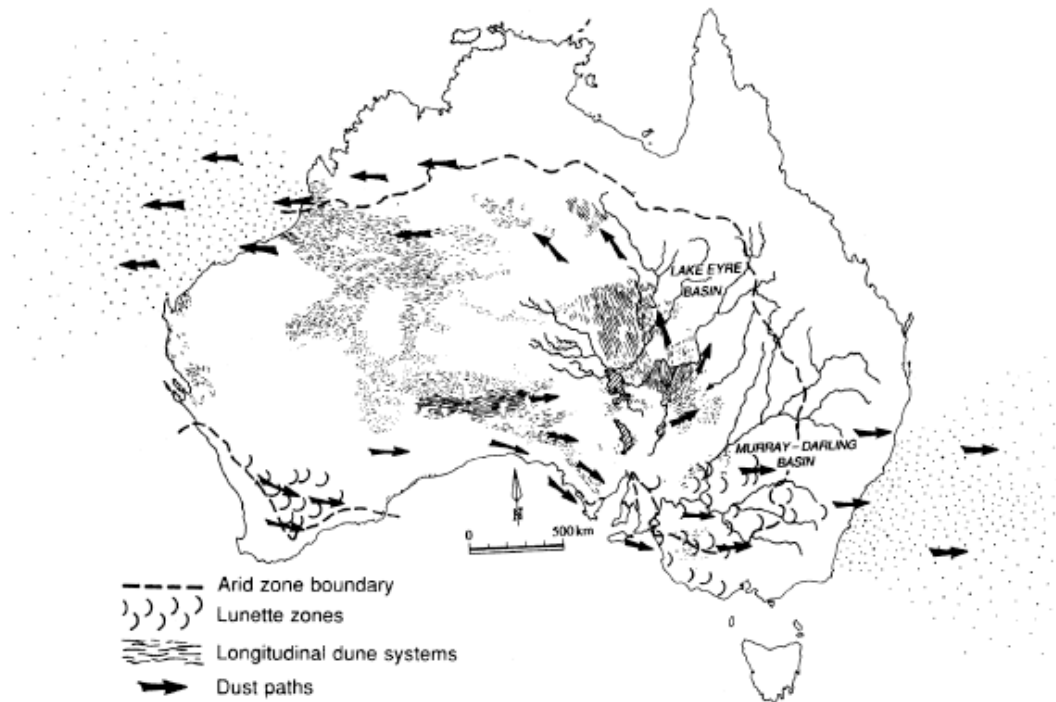


Figure 5 : Circulation principale des poussières australiennes en relation avec les bassins versants des rivières et des systèmes de dune. Modifié par Hesse et McTainsh, 2003 d'après le travail original de Bowler, 1976.

2.2.1. Début de l'Holocène ($\pm 11\ 000$ à 5000 ans)

Dans le Sud Est de l'Australie, Stanley et De Dekker, 2002 proposent une reconstitution du climat Holocène à partir d'un enregistrement de poussière dans un lac alpin, Blue lake. Ils décrivent la première partie de l'Holocène caractérisée par une faible activité éolienne plus particulièrement entre 7500 et 5500 ans. Les variations de niveau lacustre, dans ce quart sud-est de l'Australie, indiquent leur plus haut niveau, comme par exemple au lac Keilambete situé plus au Sud (Bowler et al, 1981 ; DeDekker, 1981 ; Chivas et al, 1993). Gingele et al, 2007 grâce à l'étude d'une carotte situé à l'extrême Sud, au large de l'Australie permet de confirmer les résultats de Stanley et De Dekker, et en plus d'augmenter la résolution de la reconstitution climatique. L'étude de la minéralogie, de la géochimie mais aussi de traceurs isotopiques, a permis de découper la première partie de l'Holocène en 3 phases. La première de l'Holocène, la phase 3 (l'enregistrement commence 5 500 ans auparavant) 11500 - 9500 ans, délimite une période aride caractérisée par une augmentation des poussières en accord avec les enregistrements des Lac Blue et Keilembete. Pendant cette période (jusque 8700 ans), Haberle, 2005 décrit une phase plutôt sèche avec une

recrudescence des feux de forêt dans la région subtropicale du Queensland, plus au Nord. La phase 4, 9500-7500 ans, reflète une période humide en accord avec les hauts niveaux lacustres Sud-est Australiens. La phase 5, qui termine la première partie de l'Holocène, de 7500 à 5000 ans indique un retour à des conditions sèches très importantes. [Gagan et al, 2004](#) ainsi que [Haberle et David](#), montre que le climat Nord Est de l'Australie réagit en fonction du comportement d'ENSO. La variabilité moderne de El Nino n'est pas encore en place, pas avant 5000 ans. Le climat résultant est plutôt stable ([Gagan et al, 2004](#)).

2.2.2. Transition à l'Holocène Moyen

[McKenzie and Kershaw, 2004](#), dans Otway région of Victoria, Sud est, observe un éclaircissement de la forêt vers 4300 ans. [Pour Gingele et al, 2007](#), cette deuxième partie d'Holocène constitue une seule et même phase (Phase 6). Ils interprètent leur enregistrement marin au large de l'embouchure de la rivière Murray comme montrant une intense activité éolienne dans le sud-est de l'Australie. Ceci est confirmé par les travaux de [Stanley et De Dekker, 2002](#) à Blue Lake, Lac situé à l'extrême sud est dans le bassin versant de la rivière Murray. Ce bassin est très largement représentatif du climat sud est car la superficie du bassin versant couvre 10^6 km². Ils montrent une augmentation de l'activité éolienne accompagnée d'une diminution drastique de la profondeur des lacs du quart sud-est ([Bowler et al, 1981](#) ; [DeDekker, 1981](#) ; [Chivas et al, 1993](#)). [Gingele et al, 2007](#) montrent un changement drastique du régime éolien, avec une augmentation importante des apports de poussières. En remontant la cote Est, le Nord Queensland, montre une augmentation de la fréquence des feux de forêt après 4000 ans ([Lake Euramoo, Haberle, 2005](#)) aussi bien qu'au lake Barrine ([Chen, 1988](#)). Cette augmentation de l'instabilité du climat par des conditions globales plus sèches ou une augmentation des pluies saisonnières ([Kershaw and Nix, 1988](#)) est mise en lien avec l'activité El Nino qui se met en route à cette période de l'Est ([Sandweiss et al, 1996](#) ; [Rodbell et al, 1999](#)) à l'Ouest du Pacifique ([Haberle et al, 2001](#) ; [Hayne and Chappell, 2001](#)). Cependant une attention spéciale est prise en compte par [Hiscock and Kershaw, 1992](#), puisque la destruction de la swamp forest à Lynch's crater, around 5000, est lié aux exploitations aborigènes qui utilisent de façon intensive le feu. [Haberle and David, 2007](#) soulignent l'adaptation des aborigènes à ce changement climatique autour de 5500 ans. [Tibby and Haberle, 2007](#) au Lake Euramoo, Nord Queensland confirment l'établissement d'un climat particulièrement instable à partir de 5000 ans et 4000 ans pour [Chivas et al, 1993](#) au lac Keilambete. [Gagan et al, 2004](#) établit le lien entre l'est de l'Australie et la warm-pool indo

pacifique par l'intermédiaire d'ENSO. Des niveaux de cendres, trouvés en abondance depuis 5000 ans, présentent une variabilité ENSO (Haberle et al, 2001 ; Haberle and Ledru, 2001). La mise en route d'ENSO a perturbé les environnements et cette variabilité se retrouve dans de nombreux sites dans le bassin Pacifique (McGlone et al, 1992), Kalimantan (Anshari, 2000), island Melanesia (Haberle, 1996) and Australia (Schulmeister ans Less 1995). De nombreux lacs dans la région d'Atherton Tablelands, nord est de l'Australie enregistrent des conditions de sédimentations très variables (Walker and Owen, 1999 ; Goodfield, 1983) en lien avec les fréquences El Nino.

Des variations de l'ITCZ seraient à l'origine de ce changement à l'holocène moyen du comportement d'El Nino (Gagan et al, 2004). Ce renforcement d'El Nino a été modélisé avec succès et suggère des liens entre le renforcement de la mousson asiatique, le renforcement des vents dans la zone tropicale pacifique et la magnitude ainsi que la fréquence des fortes perturbations de la température (Ganopolski et al, 1998).

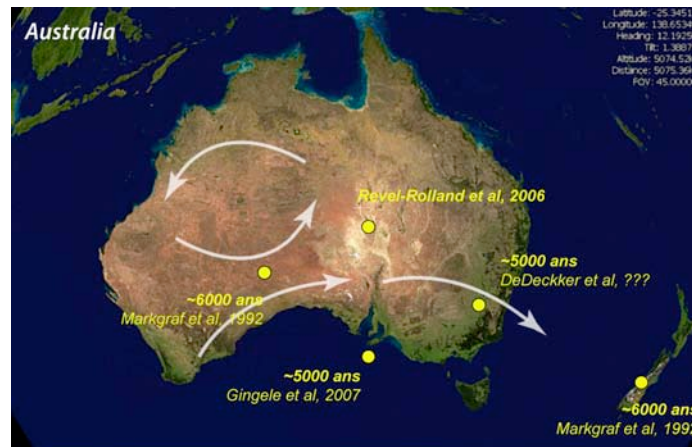


Figure 6: Localisation de quelques sites cités en Australie et Nouvelles-Zélande.

2.2.3. Période Chaude Médiévale (PCM) et Petit Age Glaciaire (PAG)

A l'opposé de la Patagonie et l'Amérique du Sud en général, il est plus difficile de retrouver la PCM et le PAG en Australie du fait de l'absence de glacier et il est impossible de reconstituer différentes phases de refroidissement. Certains travaux suggèrent l'existence du PAG sans réellement le nommer Gingele et al, 2007, Stanley et DeDekker, 2002. Schulmeister et al, 2004 reconnaît avec prudence la PCM ainsi que le PAG en Australie. Il semble qu'il y ait « des preuves raisonnables » de renforcement des Westerlies pendant le PAG notamment par l'étude des cernes d'arbre mais rien de très claire.

En dehors des glaciers des Andes de Patagonie, sous les moyennes latitudes de l'Hémisphère Sud, il n'existe pas de glacier ailleurs qu'en Nouvelle-Zélande. Parmi les plus étudiés, ceux du Parc national du Mont Cook (glacier Mueller et glacier Tasman) furent les premiers à être étudié pour leurs variations quaternaires. Pour le PAG, le glacier Mueller montre une avancée datée de la première moitié du 19^{ème} siècle. Alors que pour le Glacier Tasman, elle date plutôt de la fin du 19^{ème} (Burrows et Lucas, 1967). Winkler (2000, 2004) estime que les datations estimées par lichenométrie ont été sous-estimées. En plus des glaciers Mueller et Tasman, Winkler a daté deux autres marges proglaciaires : celles des glaciers Hooker et Eugenie. Il s'est aperçu que trois d'entre eux avaient une chronologie PAG très similaires (Hooker, Eugenie et Mueller) avec un nombre de moraines identiques dont la morphologie et la disposition sont comparables. La phase d'extension a donc été datée de la première moitié du 18^{ème} (1720 à 1760 selon les glaciers), suivie d'une phase de retrait de la mi-18^{ème} à la mi-19^{ème}. Des cordons morainiques datés de la seconde partie du 19^{ème} attestent d'avancées glaciaires dont les plus importantes seraient datées de 1860 et 1890-95. Pour le glacier Tasman, c'est l'avancée de la fin du 19^{ème} qui est la plus importante du PAG. Cette différence s'explique par la morphologie et le temps de réaction de ce très grand glacier (100 km² soit plus de 5 fois la surface des autres glaciers).

3. Région circum-Antarctique et Antarctique

La bibliographie Antarctique et circum Antarctique est beaucoup moins abondante que dans certaines parties du monde car les conditions climatiques y sont particulièrement difficiles et demandent une logistique beaucoup plus importante. Cependant on retrouve un schéma Holocène :

3.1. Début de l'Holocène ($\pm 11\ 000$ à 5000 ans)

Le début de l'Holocène dans la région Antarctique et l'océan austral montre une période plus chaude. Hodell et al, 2001, montrent que la zone située dans le secteur Antarctique à un couvert de glace réduit jusque 5000 ans. Clapperon et Sugden, 1988 n'ont pas mis en évidence de réavancées glaciaires en Antarctique pendant cette période. La plupart des enregistrements isotopiques de la glace Antarctique montrent un Optimum Holocène très largement répandu entre 11 500 et 9 000 ans BP (Masson et al, 2000). Les sites de

l'Antarctique de l'Est ont enregistré, pendant la période 10 000 – 6 000 ans, un climat plus chaud avec un maximum entre 10 000 et 7 500 ans (Ciais et al, 1992). Nielsen et al, 2004 identifient, eux aussi, un début d'Holocène caractérisé par une glace de mer peu présente. Un enregistrement atypique concernant la répartition des éléphants de mer et des manchots Adélie en Mer de Ross (Hall et al, 2006), montre que la période 4 000 – 6 000 ans est marquée par la coexistence entre les deux colonies. Ceci reflète des conditions de couvert de glace mer moins important qu'actuellement, un pré requis pour les colonies d'éléphants de mer, mais cependant une masse de glace suffisante a dû subsister pour les manchots Adélie.

3.2. Transition à l'Holocène Moyen

Vers 5000 BP, les enregistrements montrent un changement drastique. Même si tous les enregistrements ne permettent pas une analyse en fréquence à cause de leur faible résolution temporelle, ils montrent tous, de façon claire, un changement important autour de cette période. Ciais *et al.*, (1994) note un réchauffement climatique régional de 2°C autour de 4500 ans selon les enregistrements isotopiques de la glace de l'Antarctique Est. L'expression de cet optimum climatique mid-Holocène a été reporté dans bon nombre d'enregistrement, plus particulièrement dans les marges et zones côtières d'Antarctique (e.g. Berkman *et al.*, 1998; Ingolfsson *et al.*, 1998). Salvi *et al*, 2004 par une carotte sédimentaire dans le Bassin Joides en mer de Ross montrent une chute dramatique de la paleo-productivité après 5000 ans. C'est la seule dégradation climatique observée au cours de l'Holocène, la dernière enregistrée étant l'Antarctique Cold Reversal caractérisé par une chute drastique du TOC (carbone organique total) dans les sédiments. Une augmentation de l'humidité a stimulé une avancée glaciaire sur l'île de James Ross (Björck *et al.*, 1996) ainsi qu'en Georgie du Sud (Clapperton and Sugden, 1988). La période 5500 à 5000 ans enregistre un refroidissement significatif, des conditions climatiques polaires et une activité glaciaire importante sur les façades maritimes de l'Antarctique (Noon *et al*, 2003). La fin de l'Optimum climatique de l'Holocène moyen est reconnue un tout petit peu plus tard à Palmer Deep autour de 4700 ans BP (Domack *et al.*, 2001). Pour Hall et al, 2006, la période 4 000- 2 800 ans est marquée par la disparition des éléphants de mer ce qui suggère un retour du couvert de glace de mer. Masson-Delmotte et al, 2004 découpent l'Holocène en deux périodes: la première précédant 5 000 ans BP correspondant à l'optimum Holocène puis la seconde où les températures des sources des précipitations à Dôme C co-varient avec les températures.

3.3. Période Chaude Médiévale (PCM) et Petit Age Glaciaire (PAG)

Les évidences d'une PCM et d'un PAG en Antarctique sont très peu nombreuses. Quelles en sont les raisons ?

Les principaux enregistreurs du PAG sont généralement les enregistrements continentaux car ils ont la résolution suffisante. Cependant il n'y a pas ou peu d'enregistrements continentaux à cause du couvert de glace. Les enregistrements lacustres ne sont pas nombreux, car peu de terre déglacées, ou le taux de sédimentation est très faible car il n'y a pas de sol. Les enregistrements marins ou dans les fjords sont extrêmement difficiles à obtenir et très souvent le pistonnage du carottier comprime ou rend inexploitable les premiers centimètres voire mètres de carotte. Le PAG est donc une période temps rarement exploitable.

Parmi les enregistreurs capables d'archiver le PAG sont les carottes de glace. Les courbes isotopiques du plateau Est Antarctique ne montre pas d'événement particulier pendant cette période, ni même d'autres proxies disponibles. Les rares données semblant montrer un épisode type PAG sont apportées par Kreutz et al, 1997. Les auteurs apportent des arguments, par l'étude des séries datées annuellement de Siple Dôme et de Gisp2, que la circulation atmosphérique s'est renforcée aux pôles. Cependant l'observation des courbes publiées n'est pas sans soulever quelques problèmes :

- Les auteurs avouent qu'ils ne voient pas de liens entre l'activité solaire et leurs enregistrements.
- Les données montrent que la circulation atmosphérique continue à se renforcer même après la fin du PAG.
- Das et Alley, 2008 ont montré à Siple Dôme, par l'étude des horizons de fonte au cours de l'Holocène, que ce site ne se comporte pas de la même façon que les autres sites Antarctique. On peut donc se demander pourquoi Siple Dôme aurait fonctionné de la même façon que GISP2.

Domack et Mayewski, 1998 établissent, une nouvelle fois, un lien entre les deux hémisphères en synchronisant l'enregistrement sédimentaire de Palmer Deep et les flux de Na non sea-salt au Groenland. Cependant en regardant les données brutes, les cycles mis en avant par Domack et Mayewski, 1998 ne sont pas aussi flagrants.

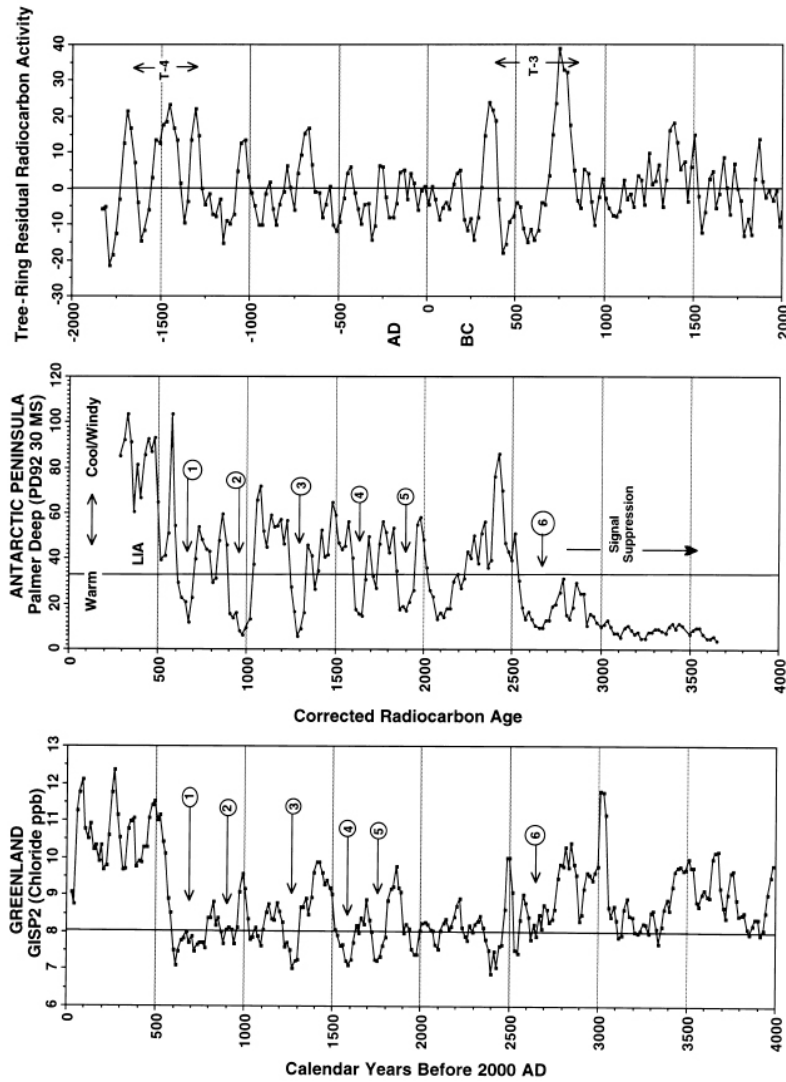


Figure 7 : Enregistrements paléo-climatiques du tardi-Holocène pour a) le Groenland, b) la péninsule Antarctique et c) l'enregistrement radiocarbone à partir de cernes d'arbre. Gisp2 présente un enregistrement de chlorure en ppb. Les évènements chauds sont numérotés de 1-6. Palmer Deep (Carotte PD9230) est représenté par les mesures de susceptibilité magnétique. L'enregistrement de cernes d'arbre en age calendaire provient de Stuiver et Braziunas, 1993, l'épisode T-4 est un épisode triple composé du Wolf, Spörer et Maunder.

Hall et al, 2006 notent que la disparition entre l'éléphant de mer en Antarctique est contemporaine du déclenchement du PAG dans l'Hémisphère Nord mais aussi avec la réavancée des glaciers près de la baie de Terra Nova (Baroni et Orombelli, 1994). Bentley et al, 2007 reconnaissent des moraines qu'ils datent autour du PAG sur les îles de Georgie du Sud, près de la péninsule Antarctique.

ANNEXE 2
VARIABILITÉ CLIMATIQUE EN MÉDITERRANÉE

Nous n'avons évidemment pas eu le temps de parcourir, traiter, synthétiser toutes les données du globe. Nous avons dû mettre la priorité sur la zone Atlantique et Antarctique. Cependant nous avons exploré quelques données qui confirment le schéma Holocène que nous avons mis en place.

Nous avons été amené à regarder de plus près quelques enregistrements en zone méditerranée suite à une réunion pour l'ANR PICC (*"Intégration des contraintes Paléoclimatiques pour réduire les Incertitudes sur l'évolution du Climat pendant les périodes Chaudes"*). Will Fletcher de l'université de Bordeaux m'a demandé de regarder des données de pollens. Elles ne sont évidemment pas présentées ici car non publiées, mais elles ont donné des résultats très intéressants qui m'ont poussés à regarder, par curiosité, quelques enregistrements déjà publiés. Le travail de collecte de données est un travail difficile car toutes les données ne sont pas forcément disponibles, ou mis à disposition par les auteurs, ou encore d'une résolution suffisante. Nous n'avons donc pu utiliser que les données de Cacho et al, 2001 en mer d'Alboran, et celles de Rohling et al, 2002 en Mer d'Egée. Cependant ces deux enregistrements situés dans deux bassins localisés aux extrêmes de la Méditerranée donne des résultats encourageants.

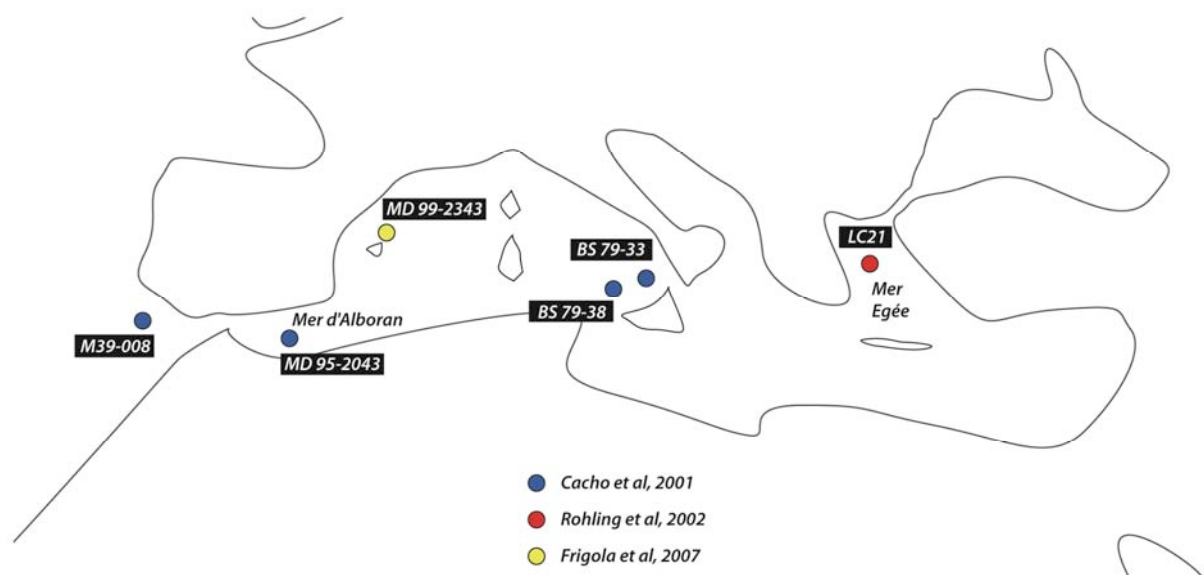


Figure 1 : Localisation des sites utilisés dans ce chapitre. Les données traitées en ondelettes sont celles de Cacho et al, 2001 en Mer d'Alboran ainsi que celles de Rohling et al, 2002 en Mer Egée.

Mer Egée (Rohling et al, 2002)

Dans l'étude de Rohling et al, 2002, un enregistrement de SST de mer Egée est comparé à un enregistrement atmosphérique (K+) du Groenland GISP2. Dans les deux

enregistrements, les auteurs retrouvent une cyclicité de 2300 ans qu'ils ont reconnue dans un proxy de l'activité solaire, le Delta 14C (Stuiver et al, 1998). Effectivement l'analyse en ondelette confirme ces résultats puisqu'on observe une fréquence dans la carotte LC21 proche de 2500 ans. Ceci corrobore tout à fait les résultats que nous avons observés dans les articles précédents. Effectivement le forçage solaire doit pouvoir se retrouver un peu partout dans le monde puisque l'on peut le considérer comme un forçage global.

Mer d'Alboran (Cacho et al, 2001)

Les auteurs présentent ici 4 enregistrements couvrant environ 25 000 ans de variations de température de surface de la mer (SST). L'Holocène n'est pas le cœur du papier et donc peu d'attention est prêtée à cette partie de l'enregistrement cependant une petite discussion est esquissée.

Un seul des enregistrements est exploitable en termes de traitement statistique car les autres n'ont pas assez de point. La seule exploitable est la série de SST en mer d'Alboran. Les auteurs ont trouvé une périodicité de 730+/-40 ans par une méthode non-statistique. Ils ont moyenné les écarts qui existaient entre chaque épisode pour obtenir cette valeur. Les auteurs comparent cette valeur de 750 ans avec celle trouvée par Wang et al, 1999 dans sédiments d'Asie supposés enregistrer l'activité de la mousson et expliquent que ce résultat montre bien qu'ils enregistrent un phénomène d'ampleur global probablement en lien avec la circulation océanique Atlantique. Or les résultats mis en évidence par l'analyse en ondelettes de la carotte MD 95-2043 montre très clairement une cyclicité autour de 2500 ans tout comme Rohling et al, 2002 et les proxies d'activité solaire vus plus haut.

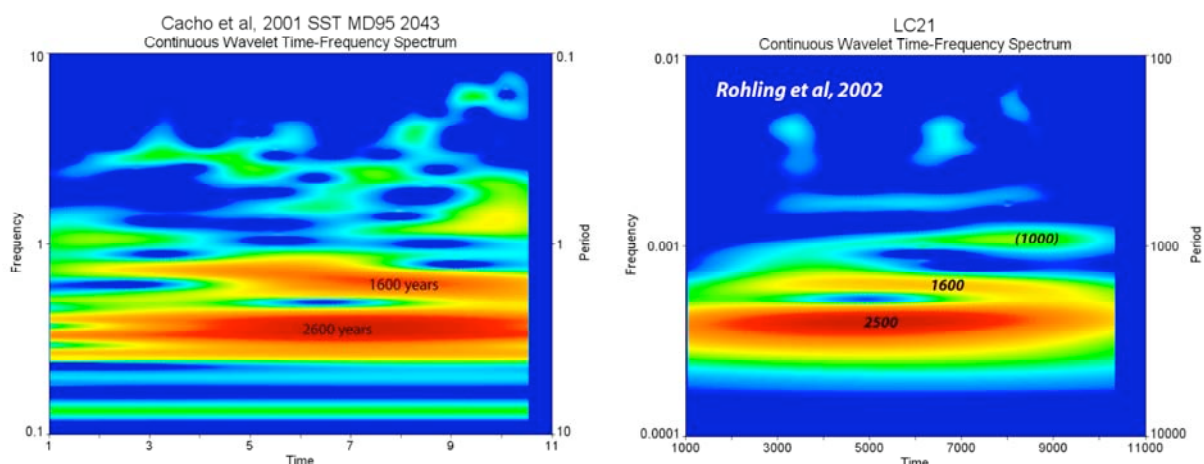


Figure 2 : Dans les deux enregistrements ont retrouvé un schéma de fréquence que l'on a identifié dans les proxies d'activité solaire.

Le schéma que nous avons établi fonctionne aussi en méditerranée puisqu'on reconnaît le forçage solaire. D'autres données sont cependant nécessaires pour caractériser la zone Méditerranéenne. Les données de Frigola et al, 2007 sont en attente, et s'avèrent prometteuses puisque les auteurs semblent établir, en pic à pic, une corrélation avec l'enregistrement de Bond et al, 2001. Les résultats sont encore plus intéressants mais...indisponibles pour l'instant.

ANNEXE 3
PROFIL POUSSIÈRES A BERKNER,
ANTARCTIQUE

Une nouvelle carotte profonde atteignant 950 m a été extraite de Berkner Island (78.36S, 45.43W, 900 m d'altitude) grâce à une collaboration entre l'Angleterre (British Antarctic Survey) et la France (L.G.G.E.) pour documenter le climat passé des régions côtières. Ce site est localisé près de la Mer de Weddell et sous de fortes influences marines comme le montre le taux d'accumulation ($13 \text{ g.cm}^{-2}.\text{a}^{-1}$) et la température moyenne de (-26°C) (Mulvaney et al, 2002).

Les poussières

Nous avons étudié la fraction insoluble grâce au compteur coulter multisizer fait pour mesurer des concentrations et des distributions pour des particules comprises entre 0.8 et 20 μm au travers 256 canaux. Les échantillons mesurés couvrent au minimum une année d'accumulation. Ils ont été décontaminés d'abord à la scie puis au moyen de bain d'eau ultra pure en chambre sans poussière.

Les premiers résultats montrent des concentrations très basses (Fig. 1), 8.5 ppb en moyenne (n=43 échantillons) jusque 650 m puis elles augmentent drastiquement pour atteindre une moyenne de 124 ppb en moyenne (n=51) avec des maxima proches de 800 ppb. La distribution des particules lors de l'Holocène montre un mode moyen autour de 2.38 μm , ce qui est légèrement plus gros que lors de la période glaciaire avec 2.28 μm .

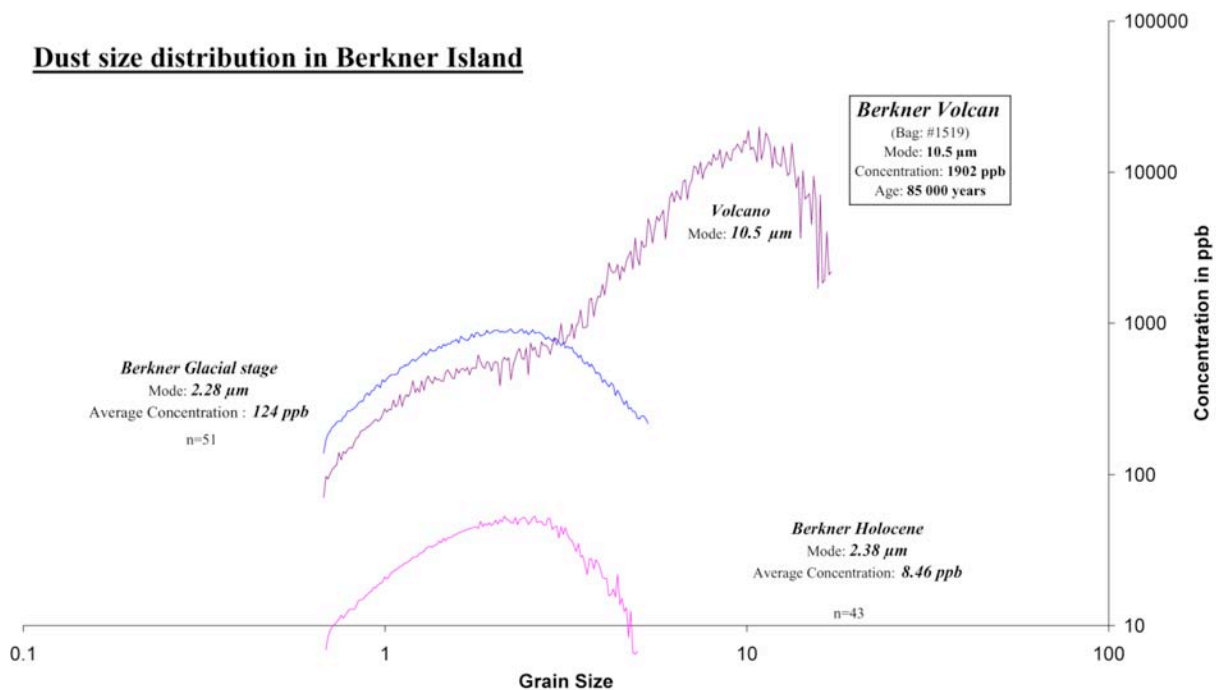


Figure 1 : Distribution des poussières du site de Berkner. L'échantillon 1519 est particulièrement intéressant puisqu'il comporte à la fois une signature éolienne mais aussi une signature volcanique avec un mode à 10 μm .

Un échantillon situé vers 835 m est particulièrement intéressant puisqu'il montre à la fois une signature de poussières éoliennes avec un premier mode vers $2\mu\text{m}$ mais aussi avec une signature de poussières volcaniques avec un mode autour de $10\mu\text{m}$ et une concentration de 1900 ppb.

Variations d'altitude

Un aspect intéressant du profil de concentration des poussières à Berkner est l'amplitude de la déglaciation. Les concentrations Holocène sont extrêmement basses avec des minima proches de 3 ppb, les blancs de mesures atteignent au maximum 0.5 ppb. Ces concentrations aussi basses n'ont jamais été mesurées en Antarctique. Ces concentrations aussi basses sont un signe du caractère marin du site d'étude. Par contre, les concentrations pendant le LGM atteignent des valeurs très élevées comme on peut l'observer à Dôme C où à Dôme B (Fig. 2). Un tel écart dans la concentration des poussières propose qu'il y a sûrement eu une variation d'altitude du site. L'île de Berkner, si elle constitue une calotte indépendante aujourd'hui, ce n'était probablement pas le cas au cours du dernier maximum glaciaire.

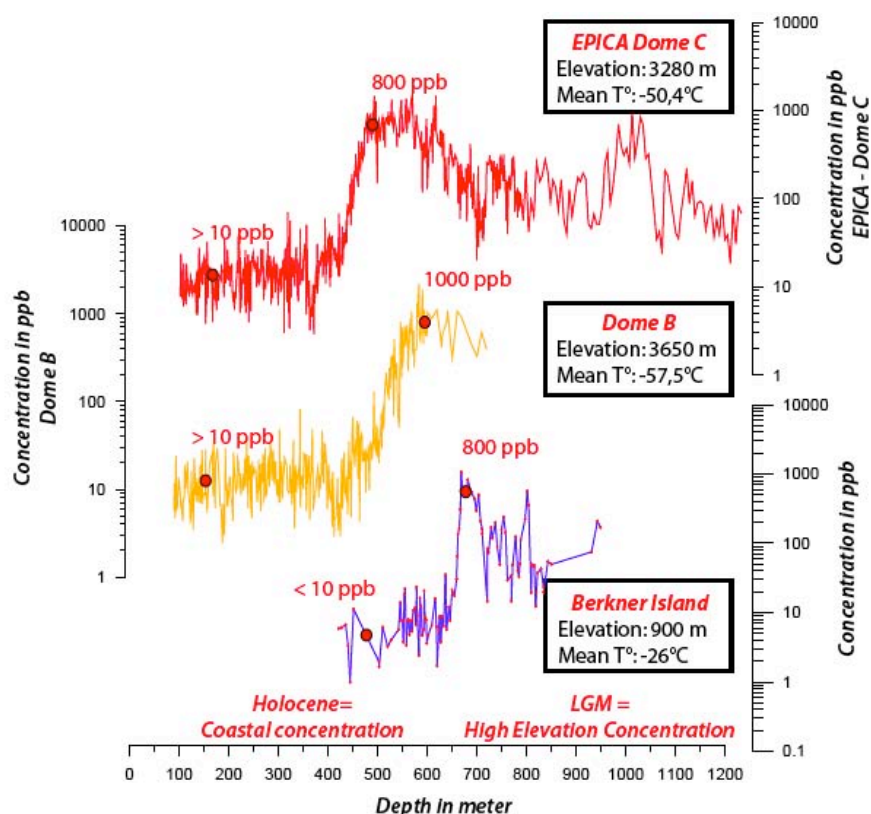


Figure 2 : Le site de Berkner montre à la fois des valeurs de sites côtiers pour l'Holocène mais aussi de valeurs de sites internes comme à Vostok et Dôme C pour la période glaciaire.

Cette hypothèse est confortée par les mesures de 1^{18}O (Mulvaney, com. Pers.), de teneur en

air (Raynaud, com. Pers.) et à partir d'un modèle dynamique de la calotte Antarctique (Ritz, com. Pers.) qui semble situer une variation d'altitude comprise entre 500 et 1500 m d'altitude.

Berkner : dernier cycle climatique.

Pour dater notre profil poussière, nous avons utilisé la chronologie établie par le biais d'un modèle de densification (détails techniques définis dans le poster de Martine Lefloch et Loulergue, 2007). La datation gaz a été obtenue par comparaison des données CH₄ et CO₂ à celles d'EDC-Byrd pour le méthane et de Vostok-Byrd pour le CO₂ (Vostok et Byrd ont préalablement été calés sur EDC) (Figure 3). Les chronologies utilisées sont celles d'EDC3beta4 (Parrenin et al, 2007).

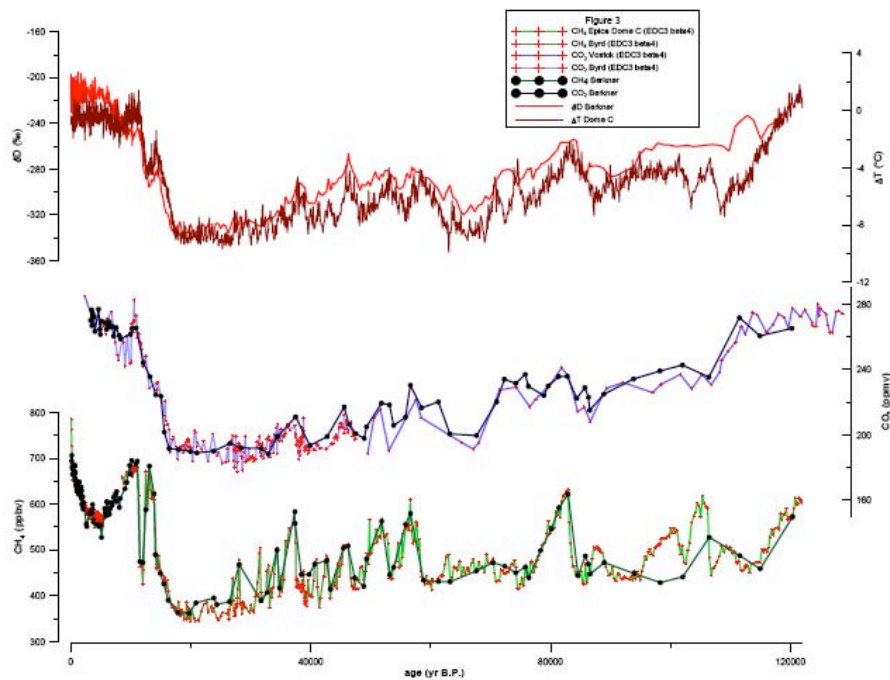


Figure 3 : Variations de concentration des principaux gaz à effet de serre utilisés pour la datation (Loulergue, 2007). Le dioxyde de carbone est en bleu pour Byrd et en noir surimposé pour la courbe de Berkner. Le méthane est en vert pour EPICA Dôme C avec en noir Berkner. La courbe en haut en rouge est la courbe de 18O surimposée sur la T à EPICA Dôme C.

Les poussières peuvent apporter quelques points de calage pour la chronologie mais l'aspect intéressant du profil poussière est qu'il montre qu'à partir de 110 000 ans un profil qui semble passablement perturbé. Les mesures de gazes à effet de serre par LeFloch et al, 2007 et Loulergue 2007 donnent des informations contradictoires puisque le dioxyde de carbone indique des concentrations de période interglaciaire alors que le méthane donne des valeurs de période glaciaire. Les valeurs de poussières indiquent des concentrations plus en relation avec

un interglaciaire, cependant la distribution implique une forte contribution de grosses particules qui peuvent atteindre plus de 65% de la distribution. On peut donc suggérer l'apparition d'agrégats entre 896 et 927 m de profondeur (Figure 4).

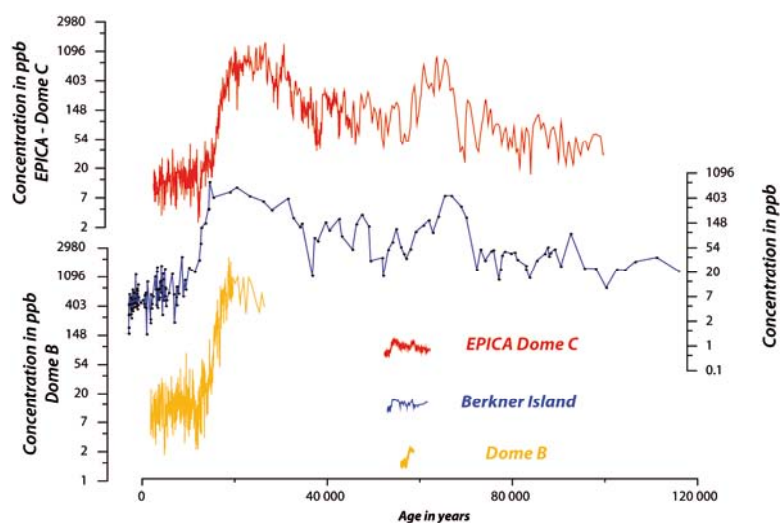


Figure 4 : Le profil poussière montre une perturbation autour de 110 000 ans probablement en liens avec les agrégats qui apparaissent autour de 830 m, quelques mètres plus bas.

Lefloch, M., Loulergue, L., Barnola, J.-M., Raynaud, D., Chappellaz, J., Spahni, R. and Mulvaney, R. (2007). CO₂ and CH₄ measurements on the Berkner ice core: a constrain for evaluating the continuity and the chronology of the record. EGU, Vienna.

Loulergue, L., Parrenin, F., Blunier, T., Barnola, J.-M., Spahni, R., Schilt, A., Raisbeck, G. M. and Chappellaz, J. (2007). "New constraints on the gas age-ice age difference along the EPICA ice cores, 0-50 kyr." *Climate of the past* **3**: 527-540.

Mulvaney, R., Oerter, H., Peel, D. A., Graf, W., Arrowsmith, C., Pasteur, C. E., Knight, B., Littot, G. C. and Miners, W. D. (2002). "1000 year ice-core records from Berkner Island." *Annals of Glaciology* **35**.

Parrenin, F., Barnola, J.-M., Beer, J., Blunier, T., Castellano, E., Chappellaz, J., Dreyfus, G., Fischer, H., Fujita, S., Jouzel, J., Kawamura, K., Lemieux, B., Loulergue, L., Masson-Delmotte, V., Narcisi, B., Petit, J.-R., Raisbeck, G. M., Raynaud, D., Ruth, U., Schwander, J., Severi, M., Spahni, R., Steffensen, J. P., Svensson, A., Udisti, R., Waelbroeck, C. and Wolff, E. (2007). "The EDC3 age scale for the EPICA Dome C ice core." *Climate of the past discussion* **3**: 575-606.

ANNEXE 4
PROFIL POUSSIÈRES AU GROENLAND

L'étude de la neige du Groenland

Il n'existe aucun profil poussière pour l'Holocène au Groenland dans la bibliographie. Pour cette raison, nous avons souhaité tester la neige et le névé de la calotte de l'hémisphère Nord. C'est la première fois que des échantillons du Groenland sont mesurés au LGGE. Nous avons demandé à Xavier Fain, en mission à Summit, d'échantillonner un puits pour que nous puissions tester les teneurs en poussière de la neige et ainsi évaluer le potentiel d'une étude plus poussée du névé voire de la glace.

Les résultats présentés ici couvrent un puits de 2,25 m pour 75 échantillons. Pour le névé, nous avons choisi une profondeur intermédiaire (44,75 m) pour évaluer le protocole que nous avons mis en place pour le névé Antarctique (Fig. 1).

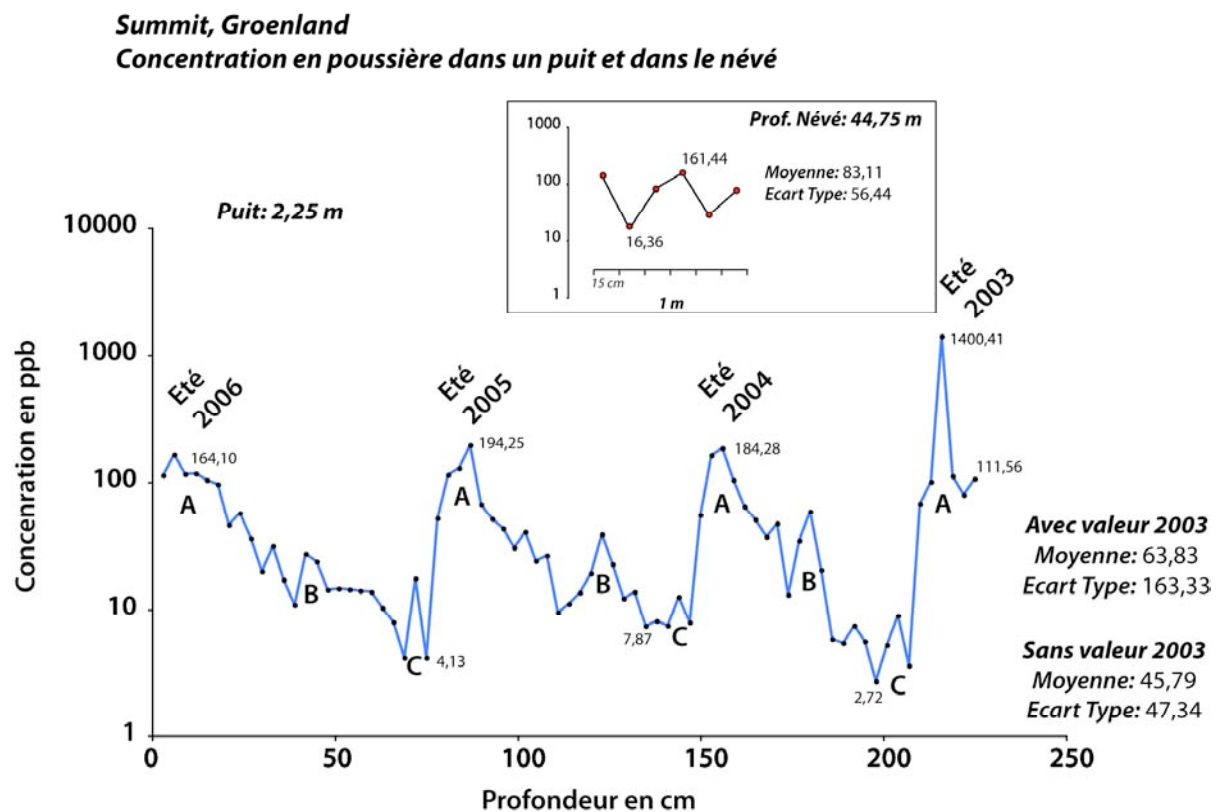


Figure 1 : Concentration en poussière dans un puits échantillonné à Summit, Groenland. En insert, concentrations mesurées dans le névé.

Les concentrations mesurées dans le puits oscillent entre un minimum situé autour de 5 ppb et un maximum autour de 180 ppb. La moyenne est d'environ 64 ppb avec un écart type de 163. Cette valeur un peu élevée de l'écart type est en partie due au pic situé à la fin de

l'enregistrement qui atteint 1400 ppb. Sans ce pic de concentration, la moyenne est de 46 ppb avec un écart type bien moins important autour de 47,34 ppb. On peut observer très clairement 3 oscillations et la fin d'une 4^{ème}. Ces oscillations sont structurées de la même façon. Effectivement, à l'intérieur de ces oscillations, on observe 3 pics comparables d'une structure à l'autre. Les pics sont répartis à une profondeur moyenne d'environ 75 cm, environ l'accumulation moyenne que l'on trouve à cet endroit. Le signal obtenu peut donc être supposé comme annuel. Le sommet de l'enregistrement a été prélevé lors de l'été 2006, on peut donc remonter jusqu'à l'été 2003. Cet été 2003 est particulièrement intéressant puisqu'il correspond à une crise hydrologique particulièrement importante dans le monde avec des températures élevées. On peut donc supposer qu'un événement, probablement de durée très courte dans le temps, du genre tempête à pu atteindre le Groenland. Pourquoi cette hypothèse d'un événement sporadique ? Si on se base sur la bibliographie, on s'aperçoit qu'un événement passé similaire s'est déjà produit : Le Dust Bowl (Figure 2).

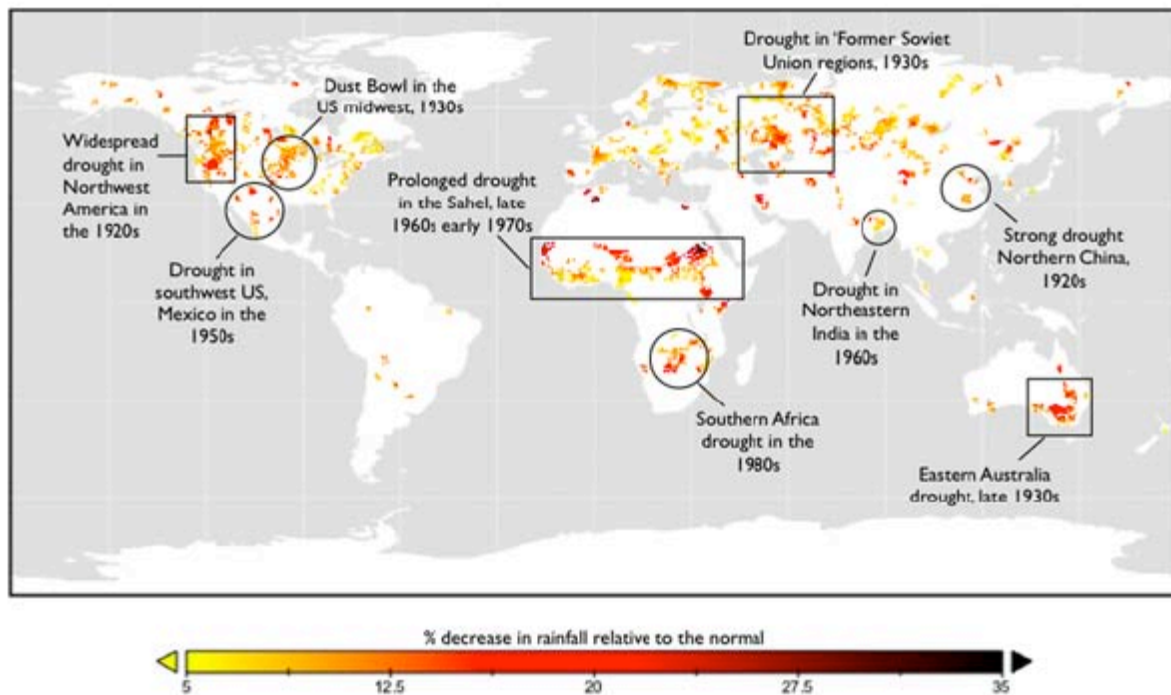


Figure 2 : Région où de fortes et rapides chutes dans les précipitations ont été observées. Narisma et al, 2007

L'analyse d'une section de névé montre très clairement une oscillation entre un minimum de 16 ppb et un maximum de 161 ppb, donnant une moyenne de 83 ppb avec un écart type de 56. Ce qui est tout à fait en accord avec les données obtenues pour le puit.

Le protocole a donc été utilisé avec succès pour le névé Groenlandais et les résultats sont prometteurs. Effectivement, un signal annuel est reconnu dans le puit et très certainement dans le névé à la profondeur de 45 m.

Perspectives :

Nos demandes de glace répétée au Niels Bohr Institut se sont toujours soldées par des échecs pour obtenir de la glace Holocène. Malgré un accord oral avec J.-P Stefenson lors du congrès EPICA de Il Ciocco, nous n'avons jamais eu de retour.

Cette année le Niels Bohr Institut propose une thèse pour l'étude des poussières dans la glace Holocène en provenance du projet en cours NEEM sous la direction de M. Bigler...

Schubert, S.D., Suarez, M.J., Pegion, P.J., Koster, R.D. and Bachmeister, J.T. 2004a: Causes of long-term drought in the U.S. Great Plains. *Journal of Climate* 17, 485_ 503.

_____ 2004b: On the cause of the 1930s dust bowl. *Science* 303, 1855_ 59.

ANNEXE 5
CONTRIBUTION POUR
CROSTA ET AL, 2007



DEPARTEMENT DE GEOLOGIE ET OCEANOGRAPHIE

U.M.R. EPOC 5805 - CNRS



BORDEAUX 1 "Environnements et Paléoenvironnements Océaniques"
Sciences Technologies

3 septembre 2008

Dr. Crosta xavier
DGO, UMR-CNRS 5805
Université de Bordeaux I
Avenue des facultés
33405 Talence Cedex, France

Tel : 33 5 40 00 33 18
Fax : 33 5 56 84 08 48

E-mail : x.crosta@epoc.u-bordeaux1.fr

Pour faire valoir à qui de droit,

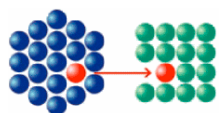
Par la présente, je confirme que le papier scientifique intitulé «*Holocene long- and short-term climate changes off Adélie Land, East Antarctica*» par Crosta, Debret, Denis, Courty et Ther publié dans *G-Cubed*, 8(11), Q11009, doi: 10.1029/2007GC001718 en 2007, n'aurait pu voir le jour sans la participation de Maxime Debret. Ce dernier a apporté son expérience du traitement des enregistrements issus des séries marines, et plus spécifiquement la mise en évidence des cycles non-stationnaires grâce aux ondelettes. Les résultats acquis par Maxime Debret confirment les résultats obtenus par les analyses spectrales stationnaires, mais apportent des connaissances supplémentaires sur l'évolution des cycles au cours de l'Holocène. Pour cette raison, les résultats obtenus par Maxime Debret occupent une grande partie du manuscrit. De plus, Maxime Debret a apporté des idées quant à l'interprétation des enregistrements et des cycles non-stationnaires et quant à l'organisation du manuscrit.

Je remercie vivement Maxime Debret de sa participation active dans l'analyse et l'interprétation des signaux ainsi que dans l'écriture du papier.

Je reste à votre disposition pour tout renseignement supplémentaire si nécessaire.

Sincèrement, Xavier Crosta.

ANNEXE 6
NOUVEAU CHAPITRE DE LA THÈSE ®
ASSOCIATION BERNARD GRÉGORY



Association Bernard Gregory
www.abg.asso.fr



*Valorisation des compétences des docteurs
«un nouveau chapitre de la thèse ®»*

Maxime Debret

Ecole doctorale Terre, Univers, Environnement

Université Joseph Fourier

Nom du "mentor" : Jean-Christophe Klein

Variabilité climatique Holocène : Apport des poussières en Antarctique.



Date probable de présentation orale du « NCT » : Octobre 2008

*Sujet académique de la thèse : Variabilité Climatique Holocène : Apport des poussières
Antarctique.*

Nom des directeurs de thèse : Jean-Robert Petit

Date probable de soutenance de la thèse : Octobre 2008

Cadre général et enjeux de la thèse

1. Cadre général

Cette année, la récompense suprême dans le monde scientifique, le Prix Nobel, a été attribuer à un groupement de chercheurs internationaux: Le GIEC, Groupe d'expert Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat. Ce prix a récompense le travail de centaines voire de milliers de chercheurs qui contribuent à la compréhension de l'évolution de notre climat. De nombreuses communautés scientifiques ont été gratifiées par cette distinction et parmi elles les paleo-climatologues, les chercheurs du climat passé. Effectivement comment devinez le climat futur si on ne comprend pas le climat passé. C'est à cette communauté qu'appartient mon équipe et mon travail est d'apporter une pierre à l'édifice monumental qu'est la compréhension du passé.

Résumé de la thèse:

Le réchauffement climatique est devenu un sujet sensible depuis ces dernières années dans les consciences collectives. Depuis la canicule de 2003 qui a tué 15 000 personnes en France et causé plusieurs milliers de décès de par le monde, l'Homme s'est aperçu que le climat pouvait atteindre son intégrité physique. Il s'en est suivi une véritable prise de conscience : Mais que va-t-il nous arriver ? Comment répondre à cette question ? Comment savoir de quelle façon le climat va évoluer si nous ne connaissons pas son comportement passé ? C'est l'objet de ma thèse. Au travers l'étude des poussières contenues dans les glaces du pôle Sud et apportées des zones arides de Patagonie par les vents, ma thèse tente d'apporter des hypothèses sur les variations passées du climat. C'est une contribution qui, ajouté à d'autre, permet de comprendre le climat afin d'essayer de le projeter dans le futur.

2. La thèse dans son contexte

La thèse s'inscrit dans le cadre des formations doctorales de l'université Joseph Fourier de Grenoble. La thèse s'est principalement déroulée au Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement (LGGE) qui est une unité mixte de recherche sous la double tutelle du Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) et de l'Université Joseph Fourier. Le financement de cette thèse a été accordé par l'école doctorale TUE, Terre Univers, Environnement, domaine duquel se rapproche le plus mon équipe. Effectivement au LGGE 3 équipes organisent les chercheurs. J'appartiens à l'équipe "Paléoclimat et Paléoenvironnement" qui est un fleuron du laboratoire. Le LGGE a bati sa renommée scientifique à l'échelle internationale car fut le premier à mesurer la composition des glaces du Groenland et de l'Antarctique. Ces mesures ont permis notamment de regarder l'évolution des gaz à effet de serre (coupable du réchauffement climatique) sur une très grande période de temps (800 000 ans) et a ainsi permis de découvrir l'impact de l'Homme sur le climat.

Le laboratoire de glaciologie, 1^{er} fondé au monde, est reconnu en Europe mais aussi de par le monde et ne souffre pas pour l'instant de concurrence importante. Le système de recherche Européen est parfaitement organisé et a ainsi permis d'avoir une répartition du travail entre les différents membres en fonction de leur spécialité. Cette unification des efforts a permis l'exploration scientifique de l'Antarctique, chose impossible à mettre en œuvre uniquement par un état seul du fait des sommes colossales

impliquées pour un projet en Antarctique. Les laboratoires fonctionnent donc plus en partenariat.

Les compétences qui m'ont été principalement apportées par mon directeur de thèse sont les compétences techniques et scientifiques. J'ai effectué aussi quelques voyages à l'Université d'Orléans pour me former à une méthode mathématique de traitement statistique essentielle à ma thèse. Un technicien m'aurait beaucoup soulagé dans mon travail, mais je n'ai pas eu accès à ce privilège. Par contre le matériel informatique était en très bon état et j'ai eu accès à tout ce dont j'avais besoin (Bureau, Photocopies, Fax, Téléphone, imprimantes, Bibliographie, etc.). Au début je travaillais avec mon ordinateur portable personnel en plus de mon unité payée par le labo (peu fonctionnelle) mais lorsque ma machine a eu des signes de faiblesse mon directeur de thèse m'a acheté un ordinateur portable de très haute qualité me permettant de travailler sur deux lieux d'exercice (laboratoire, domicile) mais aussi d'aller en congrès dans de bonnes conditions.

Au niveau international, l'activité de l'équipe dont je fais partie est chapeauté par l'IGBP (International Geosphere Biosphere Program) avec les sous programmes PAGES (Past global Changes), IPICS (International Partnerships in Ice Core Sciences) et AIMES (Analysis Integration and Modelling of the Earth System), et par le GIEC (Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'évolution du climat). Au niveau européen, une très grande partie du travail de l'équipe s'est effectué dans le cadre des projets EPICA et EPICA-MIS (European Project for Ice Coring in Antarctica and Marine Isotope Stage). Au niveau national, les recherches sont soutenues par l'INSU (Institut National des Sciences de l'Univers) par les financements ANR (Agence Nationale pour la Recherche) PICC (*Intégration des contraintes Paléoclimatiques pour réduire les Incertitudes sur l'évolution du Climat pendant les périodes Chaudes*). Et enfin, au niveau Grenoblois, le LGGE fait partie de l'OSUG (Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble).

3. Contexte personnel

Au risque de paraître un peu puérile, mais les sciences de la Terre ont toujours été source d'une grande passion et motivation. Tout jeune je cassais des cailloux devant chez moi pour les voir briller. J'ai dès lors tout fait pour travailler dans ce domaine. L'attrait pour la glaciologie et le climat ne m'est apparu que bien après lors d'un article parlant de Claude Lorius un éminent glaciologue français parmi les pères fondateurs de la glaciologie en France. À l'époque je ne savais pas de quoi était faite la glaciologie, mais tel était l'axe professionnel que j'avais choisi. À mesure des années d'étude, je laissais de côté un peu ce projet car, très mal renseigné, je ne m'en croyais pas capable. Ma passion m'a mené jusqu'à l'université où j'ai suivi une formation qui m'a permis de découvrir le climat sous différents angles. J'ai ainsi pu découvrir et atteindre un niveau de compétence me permettant de choisir la thèse. Deux ouvertures se sont présentées à moi dans la sélection de la thèse. Parmi elles, celle du laboratoire du LGGE correspondait plus à mes attentes. Effectivement, elle représentait un très gros challenge pour moi, un cran supérieur à franchir dans le cadre de ma formation. Le sujet proposait une toute nouvelle méthode à mettre en place et comportait donc une part de risque. Par ailleurs la glaciologie est une discipline noble et réputée dans les sciences du climat.

Pouvoir toucher et appartenir à ce milieu me motivait particulièrement d'autant plus que, celui qui allait être mon directeur de thèse, était une pointure et même une

référence puisque il fait parti des auteurs les plus cites en paléoclimatologie. J'ai choisi de relever ce déficit.

Déroulement, gestion et cout de votre projet

1. Préparation et cadrage du projet

D'un point de vue uniquement économique, l'attribution de la bourse ministérielle pendant trois ans a rendu possible le déroulement de la thèse dans de bonne condition. Je n'ai pas bénéficié de financement externe à l'équipe pour le déroulement de la thèse. En science, il est rare que les thèses s'effectuent sans financement. Le déroulement classique se déroule comme suit : Le directeur de thèse propose un sujet qu'il va défendre au sein du laboratoire devant le conseil du Laboratoire. Le sujet est évalué puis classé. Seuls les meilleurs choisis en fonction des priorités du laboratoire sont proposés à candidature. L'étudiant postule sur un sujet auprès du directeur de thèse dépositaire du projet. Après entretien, le directeur évalue le meilleur candidat et le propose à l'école doctorale qui attribue un nombre de financement limité aux meilleurs dossiers. Les critères d'excellence du candidat sont pris en compte mais une attention est portée au Directeur de thèse ainsi qu'au Laboratoire d'accueil.

Pour les partenaires, ma thèse s'inscrit dans la problématique d'un projet ANR (Agence Nationale pour la Recherche) qui a été mise en place pour l'échange entre les chercheurs de différentes universités de France. J'ai bénéficié de cela pour les déplacements en congrès, échange avec d'autres collègues.

La gestion de la confidentialité, au niveau de l'université Joseph Fourier, est définie en début de thèse dans le cadre d'un contrat stipulant que l'étudiant est tenu au secret pendant la durée de la thèse et ne peut publier ses résultats qu'avec l'accord de son directeur de thèse.

Le développement de cette nouvelle méthode m'a permis de développer des collaborations avec l'université de Lille, Rouen, Bordeaux, Orléans, Paris, Aix-en-Provence, mais aussi aux Etats Unis (Boston), Angleterre (Cambridge). Le laboratoire étant impliqué dans le projet européen EPICA-MIS, ma thèse s'y est greffée, et les collaborations se sont étendues aux pays européens (Italie, Allemagne, Suisse, Danemark, Angleterre,...).

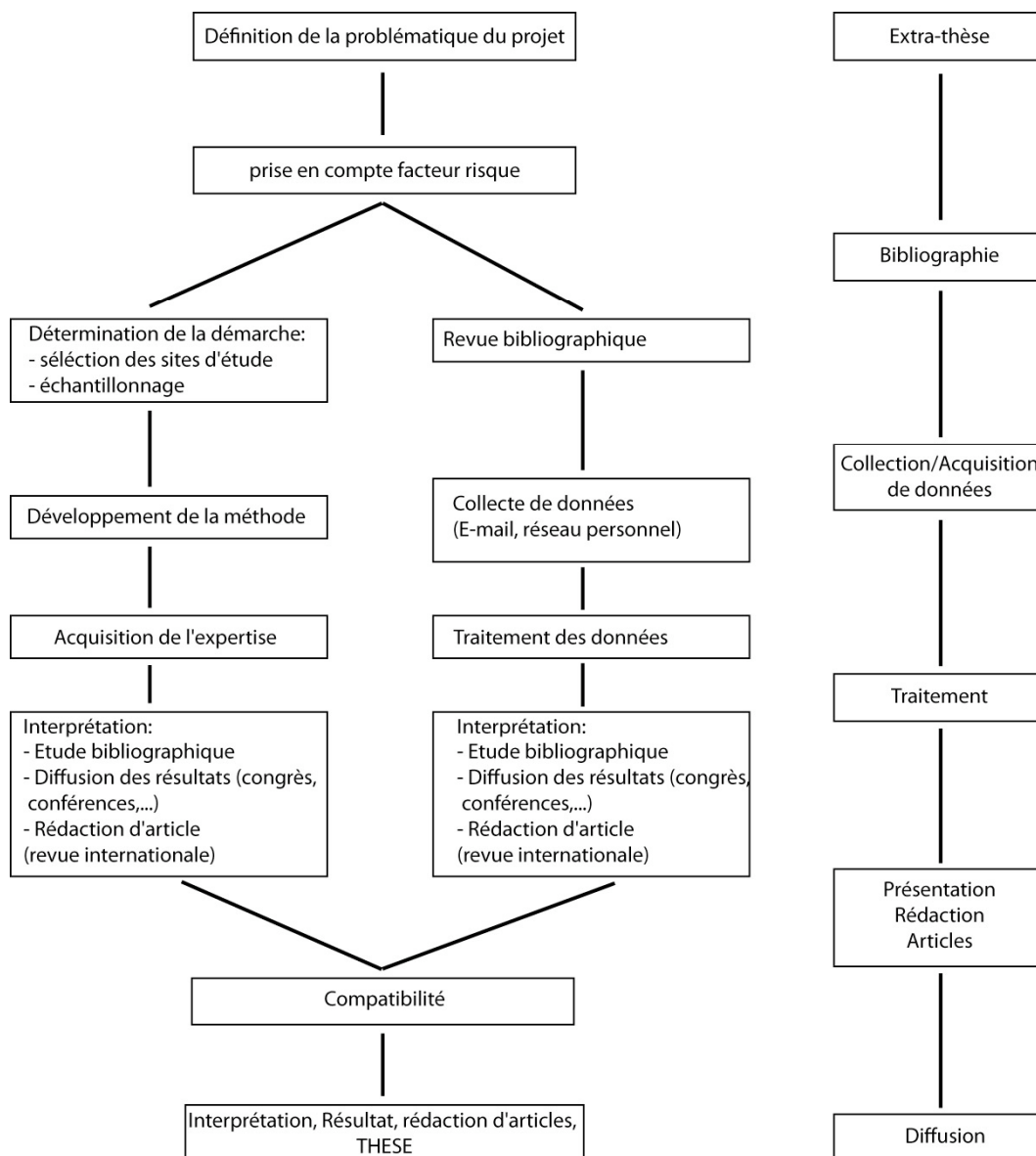
2. Conduite du projet

J'ai eu la chance d'avoir un directeur de thèse qui a su me laisser de l'autonomie dans mon travail mais aussi dans l'orientation de ma thèse. De ce fait j'ai pu développer deux voire trois stratégies en fonction du facteur de risque (détaillé plus haut). De cette façon si l'une des deux orientations venaient à s'effondrer suite à de mauvais résultats ou autres l'autre me permettait de garder un sujet compétitif. Très heureusement les deux axes majoritaires de ma thèse ont pu être validé et j'ai donc mené de front deux orientations que j'ai finalement réussi à faire rejoindre dans un même travail.

A côté de cela j'ai continué au cours de ma thèse à développer mes contacts dans une discipline voisine, la sédimentologie, pour continuer à travailler dans ce domaine

ainsi que publier pour pouvoir me garder une porte de sortie si jamais la glaciologie devenait un problème. Là aussi les efforts ont portés leurs fruits. Tout ceci s'est fait en accord avec mon directeur de thèse qui m'a toujours donné de bons conseils pour respecter le contrat.

Mon directeur est parti deux fois trois mois en Antarctique, mais ceci n'a jamais été un problème car j'aime qu'on me laisse travailler tout en rendant des comptes régulièrement et en exposant mes problèmes lorsque le besoin s'en fait sentir. Les décisions de la politique de publications se sont toujours fait de concert, ainsi que lors de la rédaction du plan de la thèse.



Cependant les facteurs de risque les plus importants se trouvaient plus du côté analytique et scientifique. Effectivement le sujet demandait la mise en route d'un nouveau protocole de décontamination jusqu'ici jamais testé. La mise au point a nécessité plusieurs

ajustements qui ont été la source d'un stress important. Finalement la méthode établie après plusieurs essais et quelques mois s'est révélée pleine de promesse et a donc fonctionné.

Malheureusement un autre problème est apparu. Le compteur de particule que j'ai utilisé commençait à avoir de l'âge (12 ans), les pièces n'étaient plus fabriquées et il montrait des signes de faiblesse importants. Nous avons dû en acheter un autre mais après une série de tests ce nouveau compteur n'était pas à la hauteur des résultats attendus. J'ai donc passé tous les échantillons de ma thèse sur une machine vieillissante et capricieuse (des semaines de paralysie pour des raisons obscures...) néanmoins performantes, précises et compétitives du point de vue des résultats.

Du point de vue scientifique les résultats étaient vraiment incertains. Il m'a fallu développer une stratégie afin de pouvoir compenser un déficit possible de résultats. Je suis alors allé apprendre une méthode de traitement d'analyses de données afin d'ajouter une composante indépendante pour mon projet de thèse.

3. Évaluation et prise en charge du coût du projet

- Ressources Humaines :

| Personnel | Temps en mois | Coût moyen mensuel brut | Coût Total | Origine des Fonds |
|--------------------|----------------------------------|-------------------------|-----------------|-------------------|
| Doctorant | 36 | 2 321,55 | 83 575,8 | UJF |
| Directeur de Thèse | 5 jours par mois pendant 36 mois | 5 138 | 46 242 | CNRS |
| | | | Total RH | 129 817,80 |

- Coûts des Manipulations :

| Détails | | Coûts | Origine des Fonds |
|----------------------------|--------------------------------|----------------|-------------------|
| coût mesures coulter | 10 euro/ 1000 mesures | 10 000 | UJF |
| Coût échantillons de glace | 100 euros * 2 000 échantillons | 200 000 | EPICA, IPEV |
| Total manipulations | | 210 000 | Euros |

- Autres Coûts :

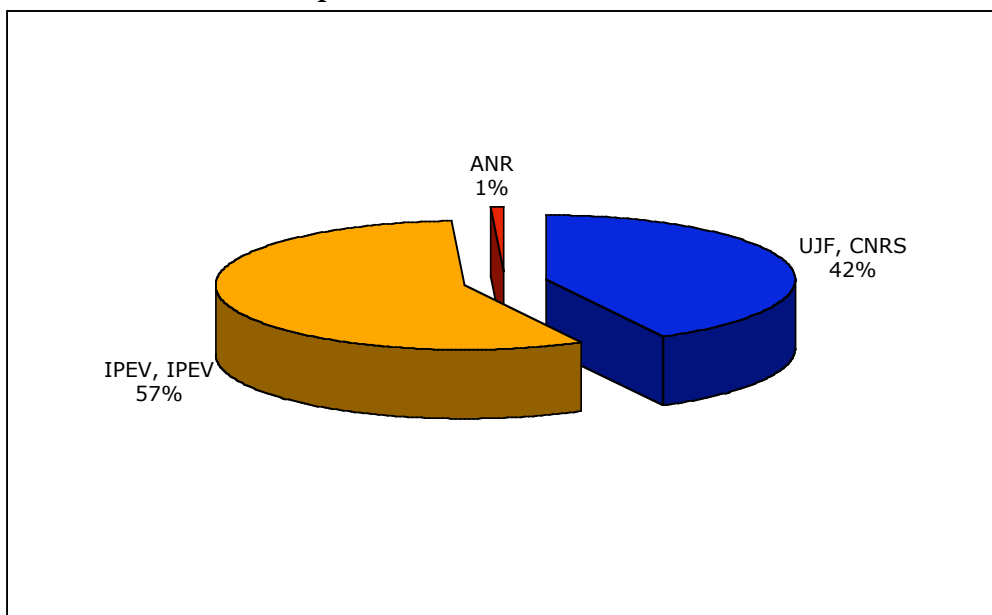
| | | | |
|-----------------------------------|---|-----------------|--------------------|
| Conférences/ voyages | EGU 3 fois + ASF+ Rouen+ Bordeaux+ Bremerhaven+ Il Ciocco | 3 151,84 | 70% EPICA, 30% ANR |
| Cours suivis | ERCA+ NCT (500 euros par formation environ) | 1 500 | UJF |
| Total conférences et cours | | 4 651,84 | Euros |

| Moyens mis à disposition | Coûts moyen pour un an | Coût moyen par personne/an | Coût Total | Origine des Fonds |
|-----------------------------|------------------------|----------------------------|---------------|-------------------|
| LGGE | pour 3 ans | 3 000 | 9 000 | UJF |
| Matériel Informatique | 1 ordi portable Mac | | 2100 | ANR |
| Total Infrastructure | 10 805 | Euros | 11 100 | |

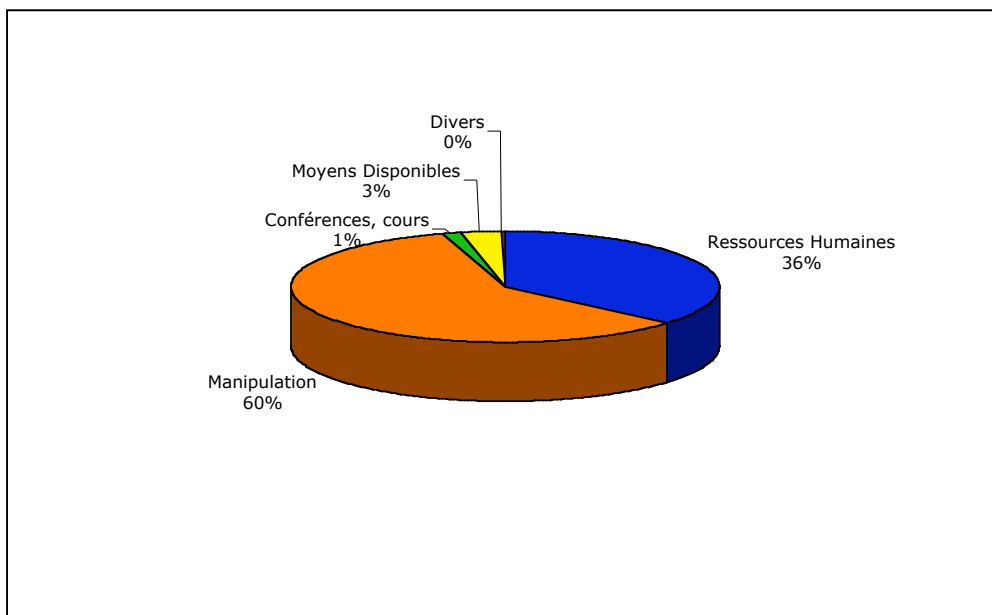
| | | | |
|--------|---------------------------------------|-----|-----|
| Divers | Impressions de poster et du manuscrit | 600 | UJF |
|--------|---------------------------------------|-----|-----|

| | |
|--------------------------|-------------------------|
| TOTAL de la Thèse | 355 352,64 Euros |
|--------------------------|-------------------------|

Répartition des coûts de ma thèse



Ventilation des coûts de ma thèse



Compétences, savoir-faire, qualités professionnelles et personnelles illustrées par des exemples

Domaines d'expertise

Expertise technique :

Elle repose sur mon savoir-faire pour la décontamination de la neige/glace en chambre froide sans poussière. Analyse en chambre sans poussière, analyse des poussières à partir d'un

compteur couler. J'ai aussi appris à maîtriser un outil statistique pour des variables temporelles.

Expertise Scientifique :

Pendant ces trois années j'ai approfondi mon savoir du climat des 10 000 dernières années par une lecture bibliographique importante. Je ne me suis pas restreint à la glaciologie, mais j'ai regardé toutes les disciplines qui pouvaient m'apporter de l'information (sédimentologie, dendroclimatologie, etc.) et m'apporter de ce fait une formation pluridisciplinaire. Cette approche m'a permis de lier et comprendre des processus physiques entre milieu différent (océan, atmosphère,...). J'ai pu acquérir une expertise sur le système climatique et porter un regard critique sur les articles scientifiques puisque j'ai été sollicité pour relire 1 article dans une revue internationale (Climate of the Past) ainsi qu'un projet provenant du plus gros pourvoyeur de fond des Etat-Unis (National Science Fondation).

Expertise sociologique :

Grâce à la proximité de deux prix Nobel de la Paix, membre du GIEC au Laboratoire de Glaciologie, j'ai pu approfondir mes connaissances sur les impacts environnementaux et sociétaux des changements climatiques. J'ai par ailleurs été sollicité pour être conférencier lors d'une réunion d'une communauté de commune devant des élus ainsi que des citoyens sur le thème des changements climatiques en Montagne. J'ai par ailleurs aussi été modérateur du débat organisé lors des tribulations Savantes (vulgarisation scientifique) au sujet des changements du climat passé et à venir.

Compétence acquise

Communication

J'ai participé à e nombreuses conférences internationales (EGU, EPICA Meeting) et nationales (ASF, ANR PICC, Carotte glace France, GDRE Vostok) où j'ai présenté mes résultats en anglais ou français à l'oral ou sous forme de poster. Par ailleurs j'ai rédigé en anglais 3 articles en premier auteur, et contribué à un quatrième pour parution dans des revues internationales. Par ailleurs lors d'un débat organisé par l'association des doctorants, j'ai été le modérateur d'un débat sur les changements climatiques. J'ai aussi été invité pour faire une conférence devant une communauté de commune et leurs élus au sujet des changements climatiques en montagne.

J'ai aussi enseigné pendant 3 ans les sciences de la Terre aux étudiants allant de la première année de Licence aux Master 2.

Rigueur

La rigueur est une qualité essentielle pour un chercheur. Effectivement, dans mon cas, l'étude des poussières dans les glaces demande une attention et une rigueur extrême pour éviter toute contamination. Les quantités mesurées sont infimes, et la moindre erreur condamne la mesure d'un échantillon hautement précieux. Pour se rendre compte les glaces des poles sont plus « propres » que l'eau potable du robinet.

Gestion du projet

La thèse est un projet avec une date de début et de fin ainsi que des objectifs. Il est important de respecter ces délais et de mettre les moyens à disposition pour y parvenir. Ainsi la préparation des congrès avec des présentations orales ou poster a toujours été dans les temps. On m'a par ailleurs demandé mon expertise sur un projet américain et sur un article ; des délais

m'imposaient de gérer mon temps pour rendre mes commentaires à temps.

Initiatives

La réorientation de ma thèse s'est faite de ma propre initiative et j'ai géré moi-même les différents axes de recherches à lui donner. Nous avons géré avec d'autres thésards le voyage et le logement pour un groupe d'une dizaine de personnes pour un congrès à Vienne en Autriche. Nous avons aussi avec un groupe de 4 thésards, géré l'organisation d'une journée dédiée à la vulgarisation scientifique. Lors de cette journée nous avons présenté une exposition photo, des expériences ainsi qu'une projection suivie d'un débat scientifique.

Autonomie

Mon directeur de thèse a été absent 6 mois (2 fois 3 mois) pendant ma thèse pour partir en mission en Antarctique. Pendant ce temps j'ai été seul à travailler prenant les décisions seul et avançant mon travail sans aide extérieure.

Synthèse

Une grosse partie de mon travail de thèse constitue une synthèse de centaines d'articles scientifiques. J'ai du lire, trier, classer, synthétiser un très grand nombre d'article.

Évaluation

Mes qualités en expertise ont aussi été mises à contribution puisque j'ai été amené à relire, corriger et évaluer un projet ainsi qu'un article scientifique en anglais. Dans les deux cas, j'ai été contacté par des membres de la communauté internationale suite aux publications issues de ma thèse.

Management

Le management est une partie importante de ma thèse puisque environ une journée par semaine était réservée à l'enseignement. J'ai encadré sur trois ans des groupes de travaux pratiques en salle ainsi que sur le terrain.

Adaptation

Mes études antérieures ne m'avaient pas particulièrement formé à l'étude de la glace et ses outils. Il a fallu que je m'adapte à cette nouvelle communauté, aux nouvelles méthodes, aux nouveaux outils et les contraintes engendrées.

Construction d'un réseau personnel :

La thèse m'a imposé quelques partenaires que je n'ai pas choisis. Cependant j'ai pris la liberté de choisir les gens avec qui je voulais travailler lorsque la thèse me le permettait. Notamment j'ai tissé des liens avec l'université de Lille, le laboratoire de glaciologie de Saclay mais surtout Rouen pour tout l'aspect traitement du signal. Mais j'ai aussi construit un lien avec l'université de Woods Hole aux États-Unis. Un réseau professionnel est aussi venu à moi sans que je n'ai rien fait. Effectivement j'ai été mis à contribution pour reviewer un article d'une revue de rang internationale mais aussi pour une agence de moyen américaine pour reviewer un projet scientifique.

Transférabilité

Présente ici deux exemples bien différents où l'un est dans mon champ de compétences et l'autre est dans un domaine totalement différent mais où mes capacités sont réutilisables en ajoutant une formation complémentaire :

(En bleu, les compétences que je dois encore acquérir)

Chargé d'étude/de mission en environnement

Pour cet emploi, je possède presque toutes les capacités nécessaires :

- Mettre en place des méthodes et des moyens de protection afin de réduire la fréquence des risques, mais aussi d'en diminuer l'ampleur et les conséquences.
- Surveiller les installations (station de détoxification, centre d'enfouissement, station d'épuration...) pouvant provoquer des nuisances sur l'environnement
- Faire respecter les règles de protection de l'environnement
- Effectuer des prélèvements sur des sites suspects
- Analyser, examiner et formaliser les résultats des prélèvements réalisés
- Maîtriser une ou plusieurs langues étrangères, notamment l'anglais ou l'allemand
- Analyser et synthétiser des informations techniques et organisationnelles
- Proposer l'exécution de travaux permettant de diminuer les nuisances du site
- Connaître et utiliser les méthodes et matériels informatiques (logiciels, matériels, microprocesseurs...).
- Posséder les techniques de traitement statistique de données.
- Négocier avec des interlocuteurs variés et prendre en compte leur avis.
- Anticiper les risques et les dysfonctionnements

Chef de projet/Création d'entreprise

- Constituer, gérer et traiter de façon régulière ou à la demande (études ponctuelles) un réseau d'informations, après analyse de la demande.
- Sélectionner l'information pertinente, l'analyser, l'interpréter et suivre les évolutions.
- Concevoir et mettre en oeuvre des indicateurs opérationnels.
- Elaborer des rapports, notes de synthèse, et présenter les résultats.
- Formuler des propositions, inventer des scénarios, préconiser des choix.
- Diffuser les informations et assurer leur valorisation.
- Pratiquer l'anglais (principalement écrit).
- Maîtriser des techniques de traitement informatique de dossier.
- Analyser et synthétiser un ensemble de données.
- Discriminer les informations pertinentes permettant de concevoir des scénarios cohérents pour l'entreprise.
- Faire preuve de créativité et d'anticipation pour concevoir et formuler des propositions.
- S'organiser, gérer le temps pour mener les travaux dans les délais impartis.

Résultats et impact de la thèse

Pour le laboratoire

À l'issue de la thèse, mon directeur et moi-même avons mis au point un protocole de décontamination du névé, neige compacte mais poreuse. Ceci a permis d'apporter pour la première fois un enregistrement continu de poussière en Antarctique pour les derniers

millénaires. J'ai apporté mon savoir-faire en traitement du signal qui a permis de mieux comprendre le climat des 10 000 dernières années. Et tout ceci a été largement diffusé au travers de publications scientifiques internationales, de communications orales,...contribuant ainsi à la renommée du Laboratoire de Glaciologie. Ma pluridisciplinarité a permis au laboratoire de s'ouvrir un peu plus dans d'autres domaines du climat autre que la glace.

Pour moi-même

Ces trois ans de formation à la recherche ont attisé ma soif de savoir, d'apprendre et comprendre. J'ai rempli le contrat que l'on m'a proposé mais surtout j'ai atteint l'objectif que je m'étais fixé à mon entrée en FAC. Cette thèse n'est pas seulement l'accomplissement de 3 ans de travail mais l'aboutissement de plusieurs années de travail pour atteindre un objectif à long terme. J'ai su mettre les moyens pour y arriver. Les compétences que j'ai acquises lors de ces trois années sont importantes mais j'ai surtout compris que j'étais capable de m'adapter à n'importe quel environnement, sujet, travail,... que je suis capable d'apprendre beaucoup de chose par moi même et de m'orienter sur un autre métier si la recherche n'était pas la bonne piste. Effectivement je pense que je serai capable de monter mon entreprise où avoir des responsabilités de ce genres.

Cependant mon objectif est la recherche. Je suis passionné par cette acquisition perpétuelle de connaissance, je ferai tout pour y arriver.

BIBLIOGRAPHIE

Bibliographie

- Ackley, S. F. (1980), A review of sea-ice weather relationships in the Southern Hemisphere, in *Proceeding of the Canberra Symposium: Sea Level, Ice, and Climatic Change*, edited by I. Allison, IAHS Publ., 131, 127–159.
- Adams, R. E. W. (1993). in *The Classic Maya Collapse*, T. P. Culbert, Ed. (Univ. of New Mexico Press, Albuquerque), pp. 21-34.
- Adams, B., Cialowicz, K.M., 1997. Protodynastic Egypt. Shire Publications Ltd., Buckinghamshire, UK.
- Adamson, D., and J. Pickard (1986), Cenozoic history of the Vestfold Hills, in *Antarctic Oasis: Terrestrial Environments and History of the Vestfold Hills*, edited by J. Pickard, pp. 63–98, Academic, Sydney, Australia.
- Allen, B.D. et Anderson, R.Y., (1993). Evidence from western North America for rapid shifts in climate during the last glacial maximum. *Science*, 260, 1920-1923.
- Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sower, T., Stuiver, M., Taylor, K.C., et Clark, P.U., (1997) – Holocene climate instability: a prominent, widespread event 8 200 yrs ago, *Geology*, 25, 483-486.
- An, Z., Porter, S.C., Kutzbach, J.E., Xihao, W., Suming, W., Xiaodong, L., Xiaoqiang, L., Weijian, Z., 2000. *Quaternary Science Reviews* 19, 743–762.
- Andersen, C., Koç, N. et Moros, M., (2004). A highly unstable Holocene climate in the subpolar North Atlantic: evidence from diatoms. *Quaternary Science Reviews*, 23, 2155-2166.
- Andersen, C., Koç, N., Jennings, A., Andrews, J.T., (2004). Non uniform response of the major surface currents in the Nordic Sea to insolation forcing: implications for the Holocene climate variability. *Paleoceanography*, 19, PA 2003, doi: 10.1029/2002PA000873.
- Andrews, J.T., et Dunhill, G., (2004). Early to mid-Holocene Atlantic water influx and deglacial meltwater events, Beaufort Sea slope, Arctic Ocean *Quaternary Research* 61, 14– 21.
- Andrews, J.T., Hardardottir, J., Stoner, J.S., Mann, M.E., Kristjansdottir, G.B., Koc, N., 2003. Decadal to millennial-scale periodicities in North Iceland shelf sediments over the last 12 000 cal yr: long-term North Atlantic oceanographic variability and solar forcing. *Earth and Planetary Science Letters* 210, 453–465.
- Andrus, C.F.T., Crowe, D.E., Sandweiss, D.H., Reitz, E.J., Romanek, C.S., 2004. Otolith $\delta^{18}\text{O}$ record of Mid-Holocene sea surface temperatures in Peru. *Science* 22, 1508–1511.
- Aniya, M., (1999). Recent Glacier Variations of the Hielos Patagónicos, South America, and Their Contribution to Sea-level Change Arctic, Antarctic, and Alpine Research. 31, 2, 165-173.
- Anshari, G., 2000. Late Quaternary Vegetation and Environments in the Lake Sentarum Wildlife Reserve, West Kalimantan, Indonesia. Ph.D. Thesis. School of Geography and Environmental Science, Monash University, Australia, 292pp, unpublished.
- Ariztegui, D., Bösch, P., Davaud, E., (2007). Dominant ENSO frequencies during the Little Ice Age in Northern Patagonia: The varved record of proglacial Lago Frias, Argentina *Quaternary International* 161 (2007) 46–55
- Armand, L., Crosta, X., Romero, O., Pichon, J.J., 2005. The biogeography of major taxa in southern ocean sediments. 1. Sea ice related species. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 223, 93-126.
- Armengaud, A., Koster, R., Jouzel, J., Ciais, P., 1998. Deuterium excess in Greenland snow: analysis with simple and complex models. *Journal Geophysical Research* 103, 8947–8953.
- Arz, H.W., Gerhardt, S., Pätzold, J., Röhl, U., 2001. Millennial-scale changes of surface and deep-flow in the western tropical Atlantic Linked to Northern Hemisphere high-latitude climate during the Holocene, *Geology* 29(3), 239-242.

- Bahr, A., Lamy, F., Arz, H., Kuhlmann, H., Wefer, G., (2005). Late glacial to Holocene climate and sedimentation history in the NW Black Sea. *Marine Geology* 214, 309–322.
- Barber KE. 1985. Peat stratigraphy and climatic change: some speculations. In *The Climatic Scene: Essays in Honour of Gordon Manley*, Tooley MJ, Sheail GM (eds). Allen and Unwin: London; 175–185.
- Barber, D.C., Dike, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A.E., Andrews, T., Kerwin, M.W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon J., Morehead, M.D., Gagnon, J.M., (1999a) – Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes, *Nature*, 400, 344-348.
- Barber, K.E., Battarbee, R.W., Brooks, S., Eglinton, G., Haworth, E.Y., Oldfield, F., Stevenson, A.C., Thompson, R., Appelby, P.G., Austin, W.N., Cameron, N.G., Ficken, K.J., Golding, P., Harkness, D.D., Holmes, J., Hutchinson, R., Lishman, J.P., Maddy, D., Pinder, L.C.V., Rose, N., et Stoneman, R., (1999b). Proxy records of climate change in the UK over the last two millennia: documented change and sedimentary records from lakes and bogs. *Journal of the Geological Society of London*, 156, 369-380.
- Bard, E., M. Arnold, B. Hamelin, N. Tisnerat-Laborde, and G. Cabioch (1998), Radiocarbon calibration by means of mass spectrometric Th-230/U-234 and C-14 ages of corals: An updated database including samples from Barbados, Mururoa and Tahiti, *Radiocarbon*, 40(3), 1085–1092.
- Bard, E., Raisbeck, G. M., Yiou, F., & Jouzel, J. (1997). Solar modulation of cosmogenic nuclide production over the last millennium: comparison between ¹⁴C and ¹⁰Be records. *Earth and Planetary Science Letters*, 150, 453-462.
- Baroni, M., Thiemens, M.H., Delmas, R.J., Savarino, J., (2007). Mass-Independent Sulfur Isotopic Compositions in Stratospheric Volcanic Eruptions. *Science*, 315, 5808, 84 - 87 _DOI: 10.1126/science.1131754
- Basile I, Grousset FE, Revel M, Petit JR, Biscaye PE, Barkov NI (1997) Patagonian origin of glacial dust deposited in East Antarctica (Vostok and Dome C) during glacial stages 2, 4 and 6. *EPSL* 146:573-589
- Bellier, B., (2004). Etude des variations du cycle du carbone au cours de l’Holocène à partir de l’analyse couplée CO₂-CH₄ piégés dans les glaces polaires. Thèse de l’université Joseph Fourier.
- Benoist, J. P., J. Jouzel, C. Lorius, L. Merlivat, and M. Pourchet, Isotope climatic record over the last 2.5 ka from Dome C, Antarctica, ice cores, *Ann. Glaciol.*, 3, 17–22, 1982.
- Berger, W.H. et von Rad U. (2002). Decadal to millennial cyclicity in varves and turbidites from the Arabian Sea: Hypothesis of tidal origin. *Global and Planetary Change*, 34, 313-325.
- Berkman, P.A., Andrews, J.T., Björck S., Colhoun, E.A., Emslie, S.D., Goodwin, I.D., Hall, B.L., Hart, C.P., Hirakawa, K., Iganashi, A., Ingolfsson, O., Lopez-Martinez, J., Berry Lyons, W., Mabin, M.C.G., Quilty, P.G., Tavioni, M., Yoshida, Y., 1998. Circum-Antarctic coastal environmental shifts during the Late Quaternary reflected by emerged marine deposits. *Antarctic Science* 10, 345–62.
- Berkman, P. A., and S. L. Forman (1996), Pre-bomb radiocarbon and the reservoir correction for calcareous marine species in the Southern Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 363–366.
- Bianchi, G.G. et McCave, N. (1999). Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland. *Nature*, 397, 515-517.
- Biondi, F., Gershunov, A., et Cayan, D.R., 2001. North Pacific decadal climate variability since 1661. *Journal of Climate*, 14, 5–10.
- Binford *et al.*, *Quat. Res.* 47, 235 (1997).
- Biraben, J.-N, (2003). l’évolution du nombre des hommes, Population et sociétés, Bulletin mensuel d’information de l’institut national d’études démographiques. N°394.
- Björck, S., C. Hjort, O. Ingolfsson, and G. Skog (1991), Radiocarbon dates from the Antarctic Peninsula

region—Problems and potential, *Quat. Proc.*, 1, 55–65.

Björck, S., Olsson, S., Ellis-Evans, C., Håkansson, H., Humlum, O. and de Lirio, J.M. 1996: Late Holocene palaeoclimate records from lake sediments on James Ross Island, Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 121, 195–220.

Blackford JJ. 1993. Peat bogs as sources of proxy climatic data: past approaches and future research. In *Climate Change and Human Impact on the Landscape*, Chambers FM (ed.). Chapman and Hall: London; 47–56.

Blunier T., Chappellaz, J., Schwander, J., Stauffer, B., Raynaud, D., 1995. Variation in atmospheric methane concentration during the Holocene epoch. *Nature* 374, 46-49.

Blytt, A., (1876). Essay on the immigration of the Norwegian flora during alternating rainy and dry periods, Cammermeyer, Christiania.

Bochnicek, J., et Hejda, P. (sous presse). The winter NAO pattern changes in association with solar and geomagnetic activity. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*.

Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., et Bonani, G. (2001). Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science*, 294, 2130-2136.

Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Alsami, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I. et Bonani, G. (1997). A pervasive millennial-scale cycle in North-Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 278, 1257-1266.

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

Borromei A.M., Coronato A., Quattrocchio M., Rabassa J., Grill S., Roig C., 2007 Late Pleistocene–Holocene environments in Valle Carbajal, Tierra del Fuego, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 23, 321-335.

Bory, A.J.-M., Biscaye, P.E., Svensson, A., Grousset F.E. (2002). Seasonal variability in the origin of recent atmospheric mineral dust at NorthGRIP, Greenland. *EPSL*, 196 123-134.

Bowler, J.M., (1976). Aridity in Australia: age, origins and expression in aeolian landforms and sediments, *Earth-Sci. Rev.* 12, 279-310.

Brachfeld, S. A., S. K. Banerjee, Y. Guyodo, and G. D. Acton (2002), A 13200 year history of century to millennial-scale paleoenvironmental change magnetically recorded in the Palmer Deep, western Antarctic Peninsula, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 194, 311–326.

Brenner, M., et al., in *Interhemispheric Climate Linkages* (Academic Press, New York, 2001), 87-103.

Broecker, W., Sutherland, S., and Peng T. -H., 2001. A possible 20th-century slowdown of Southern ocean deep Water formation. *Science*, **286**, 1132-1135.

Broecker, W. S. (1997). Thermohaline circulation, the Achilles heel of our climate system: will man-made CO₂ upset the current balance? *Science*, 278, 1582-1588.

Brooks, N., (2006). Cultural responses to aridity in the middle Holocene and increased social complexity. *Quat. Int.*, 151, 29-49.

Brown K.J., et Hebda R.J. (2003) – Coastal rainforest connections disclosed through a Late Quaternary vegetation, climate, and fire history investigation from the Mountain Helmock Zone on southern Vancouver Island, British Columbia, Canada. *Review of Paleobotany and Palynology*, 123, 247-269.

Burckle, L. H., S. S. Jacob, and R. B. McLaughlin (1987), Late austral spring diatom distribution between New Zealand and the Ross Ice Shelf, Antarctica: Hydrography and sediment correlations, *Micropaleontology*, 33(1),

74–81.

Burroughs, W.J., 2005. *Climate Change in Prehistory: The End of the Reign of Chaos*. Cambridge University Press, Cambridge.

Cacho, L., Grimalt, J.O., Canals, M., Shakleton, N., Schönfeld, J., Zahn, R., (2001). Variability of the western Mediterranean Sea Surface Temperature during the last 25 000 years and its connection with the Northern hemisphere climatic changes. *Paleoceanography*, 16, 40-52.

Campbell, I.D., Campbell, C., Apps, M.J., Rutter, N.W., Bush, A.B.G., (1998). Late Holocene ~1500 yr periodicities and their implications. *Geology*, 26, 471-473.

Cardich, A., 1980. El fenómeno de las fluctuaciones de los límites superiores del cultivo en los Andes: Su importancia. *Rel. de la Soc. Arg. de Antrop.* XIV, 1 (N.S.), 731.

Carignano, C., 1997. *Caracterización y Evolución, durante el Cuaternario Superior, de los ambientes geomorfológicos en el noroeste de la Provincia de Córdoba*. Ph.D. Thesis, unpublished.

Carrasco JF, Bromwich DH, Monaghan AJ (2003) Distribution and characteristics of mesoscale cyclones in the Antarctic: Ross sea eastward to the Weddel sea. *Mon Weather Rev* 131:289-301

Carlsaw, K.S., Harrison, R.G., Kirkby, J., (2002). Cosmic rays, clouds and climate. *Science*, 298, 1732-1737.

Castro-Díaz, Y., Pozo-Vázquez, D., Rodrigo, F.S., Esteban-Parra, M.J., (2002). NAO and winter temperature variability in southern Europe. *Geophys. Res. Lett.*, 10.1029/2001GL014042.

Chappellaz, J., Blunier, T., Kints, S., Dallenbach, A., Barnola, J-M, Schwander, J., Raynaud, D., Stauffer, B., 1997. Changes in the CH₄ gradient between Greenland and Antarctica during the Holocene. *J. Geo. Resear.*, 102, 15987-15997.

Chapman, M.R. et Shakleton, N.J. (2000). Evidence of 550-year and 1 000-year cyclicities in North Atlantic circulation patterns during the Holocene. *The Holocene*, 10, 3, pp. 287-291.

Chapman, R., 2003. *Archaeologies of Complexity*. Routledge, London.

Chapron, E., Desmet, M., De Putter, T., Loutre, M.F., Beck, C., et Deconinck, J.F., (2002). Climatic variability in the northwestern Alps, France, as evidenced by 600 years of terrigenous sedimentation in Lake Le Bourget. *The Holocene*, 12-2, 177-185.

Cheddadi, R., Lamb, H. F., Guiot, J., and van der Kaars, S., 1998, Holocene climatic change in Morocco: A quantitative reconstruction from pollen data: *Climate Dynamics*, v. 14, p. 883–890.

Chivas, A.R., De Deckker, P., Cali, J.A., Chapman, A., Kiss, E., Shelley, J.M.G., 1993. Coupled stable-isotope and trace-element measurements of lacustrine carbonates as paleoclimatic indicators. In: Swart, P.K., Lohmann, K.C., McKenzie, J., Savin, S.M. (Eds.), *Climate Change in Continental Isotopic Records*. American Geophysical Union, Washington, 113–121.

Christl, M., A. Mangini, S. Holzkaemper, and C. Spötl (2004), Evidence for a link between the flux of galactic cosmic rays and Earth's climate during the past 200,000 years, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 66, 313–322.

Ciais, P., Jouzel, J., Petit, J.R., Lipenkov, V., et White, J.W.C., (1994). Holocene temperature variations inferred from 6 Antarctic ice cores. *Annals of Glaciology*, 20, 427-436.

Ciais P, Petit JR, Jouzel J, Lorius C, Barkov NI, Lipenkov V, Nicolaiev V (1992) Evidence for an early Holocene climatic optimum in the Antarctic deep ice-core record. *Clim Dyn* 6:169-177

Ciais, P., Petit, J. R., Jouzel, J., Lorius, C., Barkov, N. I., Lipenkov, V., Nicolaiev, V., 1992. Evidence for an early Holocene climatic optimum in the Antarctic deep ice-core record. *Climate Dynamics* 6, 169–177.

Cioccale, M., 1999. Climatic fluctuations in the central region of Argentina in the last 1000 years. *Quaternary*

International 62, 35–47.

Clapperton CM (1993) Quaternary Geology and Geomorphology of South America, Elsevier, Amsterdam, 779 p.

Clapperton, C., Sudgen, D., 1988. Holocene glacier fluctuations in South America and Antarctica. *Quaternary Science Reviews* 7, 185–198.

Clark et al. (2004) - Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200 BP cold event. *Quaternary Science Reviews*, 23, 389–407

Claussen, M., Brovkin, V., Ganopolski, A., Kutzbaki, C., Petoukhov, V., 2003. Climate change in northern Africa: the past is not the future. *Climatic Change* 57, 99–118.

Claussen, M., Kubatzki, C., Brovkin, V., Ganopolski, A., Hoelzmann, P., Pachur, H.J., 1999. Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation in the mid-Holocene. *Geophysical Research Letters* 14, 2037–2040.

Clemens, S.C., (2005), Millennial-band climate spectrum resolved and linked to centennial-scale solar cycles. *Quaternary Science Reviews*, 24, 521–531.

Clement, A.C., Seager, R., et Cave, M.A., 2000. Suppression of El Niño during the mid-Holocene by changes in the Earth's orbit. *Paleoceanography* 15, 731–737.

Comiso, J. C. (2003), Large-scale characteristics and variability of the global sea ice cover, in *Sea Ice: An Introduction to Its Physics, Chemistry, Biology and Geology*, edited by D. N. Thomas and G. S. Dieckmann, pp. 112–142, Blackwell, Oxford, U. K.

Cook, E., B. M. Buckley, and R. D. D'Arrigo (1996), Interdecadal climate oscillations in the Tasmanian sector of the Southern Hemisphere: Evidence from tree rings over the past three millennia, in *Forcing Mechanisms of the Last 2000 Years*, NATO ASI Ser., Ser. I, vol. 141, edited by P. D. Jones, R. S. Bradley, and J. Jouzel, pp. 141–160, Springer, New York.

Cortese, G., and R. Gersonde (2007), Morphometric variability in the diatom *Fragilariopsis kerguelensis*: Implications for Southern Ocean paleoceanography, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 257, 526–544.

Courty, M. A., et al. (2007), Impact fingerprints of the 4 kyr BP dust event based on archaeological, soil, lake and marine archives, paper presented at General Assembly of the European Geosciences Union, Vienna, 16–20 April.

Coe, M. D., (1987). *The Maya* (Thames and Hudson, London).

Cross, S.L., Baker, P.A., Seltzer, G.O., Fritz, S.C., Dunbar, R.B., 2000. A new estimate of the Holocene lowstand level of Lake Titicaca, central Andes, and implications for tropical palaeohydrology. *The Holocene* 10, 21–32.

Crosta, X., Debret, M., Denis, D., Courty, M.A., Ther, O., 2007. Holocene long- and shortterm climate changes off Adelie Land, East Antarctica, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 8, Q11009, doi:10.1029/2007GC001718.

Crosta, X., A. Sturm, L. Armand, and J. J. Pichon (2004), Late Quaternary sea ice history in the Indian sector of the Southern Ocean as recorded by diatom assemblages, *Mar. Micropaleontol.*, 50, 209–223.

Crosta, X., O. Romero, L. Armand, and J. J. Pichon (2005a) The biogeography of major diatom taxa in Southern Ocean sediments. 2. Open Ocean related species, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 223, 66–92.

Crosta, X., J. Crespin, I. Billy, and O. Ther (2005b), Major factors controlling Holocene $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ changes in a seasonal sea-ice environment, Adelie Land, East Antarctica, *Global Biogeochem. Cycles*, 19, GB4029, doi:10.1029/2004GB002426.

Cullen, H.M., DeMenocal, P.B., Hemming, S., Hemming, G., Brown, F.H., Guilderson, T., Sirocko, F., 2000. Climate change and the collapse of the Akkadian empire. *Geology* 28, 379–382.

- Cunningham, W., A. Leventer, J. T. Andrews, A. E. Jennings, and K. J. Licht (1999), Late Pleistocene-Holocene marine conditions in the Ross Sea, Antarctica: Evidence from the diatom record, *Holocene*, 9(2), 129–139.
- Curran, M. A. J., T. D. van Ommen, V. L. Morgan, K. L. Phillips, and A. S. Palmer (2003), Ice core evidence for Antarctic sea ice decline since the 1950's, *Science*, 302, 1203–1206.
- Damon PE, Sonett CP (1991) Solar and terrestrial components of the atmospheric C-14 variation spectrum. In: Sonett CP, Giampapa MS, Matthews MS (eds) *Solar and Terrestrial Components of the Atmospheric C-14 Variation Spectrum*. The University of Arizona, Tucson, pp 360–388
- Damon, E., and P. Laut (2004), Pattern of strange errors plagues solar activity and terrestrial climate data, *Eos Trans. AGU*, 39, 370–374.
- Damon, E., and C. P. Sonnett (1991), Solar and terrestrial components of the atmospheric ^{14}C variation spectrum, in *The Sun in Time*, edited by C. P. Sonnett, M. S. Giampapa, and M. S. Matthews, pp. 360–388, Univ. of Ariz. Press, Tucson.
- Dansgaard, W., S.J. Johnsen, H.B. Clausen, D. Dahl-Jensen, N.S. Gunderstrup, C.U. Hammer, J.P. Steffensen, A. Sveinbjörnsdottir, J. Jouzel, and G. Bond, 1993, Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record., *Nature*, v. 364, p. 218-220.
- DeAngelis M, Barkov NI, Petrov VN (1992) Sources of continental dust over Antarctica during the last glacial cycle. *J Atmos Chem* 14:233-244
- De Santis, L., G. Brancolini, and F. Donda (2003), Seismostratigraphic analysis of the Wilkes Land continental margin (East Antarctica): Influence of glacially driven processes on the Cenozoic deposition, *Deep Sea Res., Part II*, 50, 1563–1594
- Debret M., Bout-Roumazeilles, V., Grousset, F., Desmet, M., McManus, J.F., Massei, N., Sebag, D., Petit, J.R., Copard, Y., Trentesaux, A., 2007. The origin of the 1500-year climate cycles in Holocene North-Atlantic records *Climate of the Past* 3, 569-575.
- Delaygue, G., J. Jouzel, V. Masson, R.D. Koster, and E. Bard, 2000, Validity of the isotopic thermometer in central Antarctica: limited impact of glacial precipitation seasonality and moisture origin., *Geophysical Research Letters*, 27, (17), 2677-2680.
- Delmonte, B., Petit, J.R., Krinner, G., Maggi, V., Jouzel, J., Udisti, R., 2005. Ice core evidence for secular variability and 200-year dipolar oscillations in atmospheric circulation over East Antarctica during the Holocene. *Climate Dynamics* DOI 10.1007/s00382-00005-00012-00389.
- Delmonte B, Basile-Doelsch I, Petit JR, Maggi V, Revel-Rolland M, Michard A, Jagoutz E, Grousset F (2004) Comparing the EPICA and Vostok dust records during the last 220,000 years: stratigraphical correlation and provenance in glacial periods. *Earth Science Reviews* 66,573- 589
- Delmonte B, Petit JR, Anderson KK, Basile-Doelsh I, Maggi V, Lipenkov VY (2004) Dust size evidence for opposite regional atmospheric circulation over East Antarctica during the last climatic transition. *Climate Dynamics* 23, 427-428
- Delmonte B (2003) Quaternary variations and origin of continental dust in East Antarctica. PhD Thesis, University of Siena, Siena, p 274
- Delmonte B, Petit JR, Maggi V (2002) Glacial to Holocene implications of the new 27,000-year dust record from the EPICA Dome C (East Antarctica) ice core. *Climate Dynamics* 18, 647-660.
- Denis, D., X. Crosta, S. Zaragosi, O. Romero, B. Martin, and V. Mas (2006), Seasonal and sub-seasonal climate changes recorded in laminated diatom ooze sediments, Adélie Land, East Antarctica, *Holocene*, 16(8), 1137–1147.
- Denis, D., X. Crosta, S. Schmidt, D. Carson, R. Ganeshram, N. van Ash, J. Crespín, O. Ther, and I. Billy (2007), Climate and productivity changes off Adélie Land (East Antarctica) during the Holocene: Decadal to millennial

timescales, paper presented at Ninth International Conference on Paleoceanography, Joint Oceanogr. Inst., Shanghai, China, 2–7 Sept.

Delworth, T.L., Mann, M.E., (2000). Observed and simulated multi-decadal variability in the Northern Hemisphere. *Climate Dynamics*, 16, 661-676.

Denton GH, Prentice ML, Burckle LH (1991) Cainozoic history of the Antarctic ice sheet. In: R.J. Tingley (ed) *The Geology of Antarctica*, Vol 17. Oxford Monogr. Geol. Geophys., p 365-433

Denton, G.H. et Karlén, W. (1973). Holocene Climatic Variations – Their Pattern and Possible Cause. *Quaternary Research*, 3, 155-205.

Dergachev, V.A., Raspopov, O.M., Dambon, F., Jungner, H., Zaitseva, G.I., 2007. Natural Climate Variability During the Holocene. *Radiocarbon* 49(2), 187-1151, pp. 837-854

Desmet, M., (2006). Les sédiments des lacs alpins : archives du climat et des activités humaines depuis 15 000 ans. Habilitation à Diriger les Recherches de l'Université de Savoie.

Dettinger MD, Ghil M, Strong CM, Weibel W, Yiou P (1995). Software expedites singular-spectrum analyses of noisy time series. *EOS Trans Am Geophys Union* 76:12

Dickerson RR, Kondragunta S, Stenchikov G, Civerolo KL, Doddridge BG, Holben BN (1997) The impact of aerosols on solar ultraviolet radiation and photochemical smog. *Science* 278:827-830

di Lernia, S., 2002. Dry climatic events and cultural trajectories: adjusting Middle Holocene Pastoral economy of the Libyan Sahara. In: Hassan, F.A. (Ed.), *Droughts, Food and Culture*. Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, pp. 225–250.

Domack, E., Leventer, A., Dunbar, R., Taylor, F., Brachfeld, S., Sjunneskog C., ODP Leg 178 Scientific Party, 2001. Chronology of the Palmer Deep site, Antarctic Peninsula: a Holocene palaeoenvironmental reference for the circum-Antarctic. *The Holocene* 11, 1-9. 23

Domack, E. W. (1988), Biogenic facies in the Antarctic glacial marine environment: Basis for a polar glacial marine summary, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 63, 357–372.

Domack, E. W., T. A. Mashiotta, L. A. Burkley, and S. E. Ishman (1993), 300-year cyclicality in organic matter preservation in Antarctic fjord sediments, in *The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change, Part Two, Antarct. Res. Ser.*, vol. 60, edited by J. P. Kennett, and D. A. Warnke, pp. 265–272, AGU, Washington, D. C.

Domack EW, Mayewski PA (1999) Bi-polar ocean linkages: evidence from late-Holocene Antarctic marine and Greenland icecore records. *Holocene* 9:247–251

Drijfhout, S., Heinze, C., Latif, M., Maeir-Reimer, E., 1996. Mean circulation and internal variability in an ocean primitive equation model. *J. Phys. Oceanogr.* 26, 559-580.

Dykoski, C. A., R. L. Edwards, H. Cheng, D. Yuan, Y. Cai, M. Zhang, Y. Lin, J. Qing, Z. An, and J. Revenaugh (2005a). A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. *Earth and Planetary Science Letters* 233, 71– 86.

Ekström, G., Nettles, M., Tsai, V.C., 2006. Seasonality and Increasing Frequency of Greenland Glacial Earthquakes . *Science* 311, 1756-1758

Enfield, D.B., Mestas-Nunez, A.M., Trimble, P.J., (2000). The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental US. *Geophysical Research Letters*, 28 (10), 2077–2080.

Enomoto, H., and A. Ohmura (1990), The influences of atmospheric half-yearly cycle on the sea ice extent in the Antarctic, *J. Geophys. Res.*, 95(C6), 9497–9511.

Epica, C. M. (2004). "Eight glacial cycles from an Antarctic ice core." *Nature* 429: 623-628.

- Epica, C. M. (2006). "One-to-one interhemispheric coupling of polar climate variability during the last glacial." *Nature* **444**(doi:10.1038/nature05301): 195-198.
- Falkowski PG, Barber RT, Smetacek V (1998) Biogeochemical controls and feedbacks on ocean primary production. *Science* **281**:200-206
- Felis, T., Patzold, J., Loya, Y., Fine, M., Nawar, A.H., Wefer, G., (2000). A coral oxygen isotope record from the northern Red Sea documenting NAO, ENSO, and north Pacific teleconnections on Middle East climate variability since the year 1850. *Paleoceanography* **15**, 679– 694.
- Fenner, J., H. J. Schrader, and H. Wienigk (1976), Diatom phytoplankton studies in the southern Pacific Ocean, composition and correlation to the Antarctic Convergence and its paleoecological significance, Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj., **35**, 757–813.
- Finkel, R.C., Nishiizumi, K., 1997. Beryllium 10 concentrations in the Greenland Ice Sheet Project 2 ice core from 3 – 40 ka. *Journal of Geophysical Research* **102**, 26699– 26706.
- Fisher, D. A., Reeh, N., and Claussen, H. B. (1985). Stratigraphic noise in time series derived from ice cores. *Annals of Glaciology* **7**, 76–83.
- Fraedrich, K., (1994). An ENSO impact in Europe ? A review. *Tellus* **46**, 541-552.
- Fraedrich, K., Müller, K., (1992). Climate anomalies in Europe associated with ENSO extremes. *Int. J. Climatol.* **12**, 25-31.
- Frigola, J., Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Grimalt, O., Hodell, D., Curtis, J.H. (2007). Holocene climate variability in the western Mediterranean region from a deepwater sediment record. *Paleoceanography*, **22**, PA2209, doi:10.1029/2006PA001307.
- Friis-Christensen, E., & Lassen, K. (1991). Length of the solar cycle: An indicator of solar activity closely associated with climate. *Science*, **254**, 698-700.
- Friis-Christensen, (2000), Solar variability and climate: A summary, *Space Sci. Rev.*, **94**, 411–421.
- Froneman, P. W., R. Perissinotto, C. D. McQuaid, and R. K. Laubscher (1995), Summer distribution of net phytoplankton in the Atlantic sector of the Southern Ocean, *Pol. Biol.*, **15**, 77–84.
- Frumkin, A., 1991, The Holocene climatic record of the salt caves of Mount Sedom, Israel: The Holocene, v. 1, p. 191–200.
- Fung I, Meyn S, Tegen I, Doney SC, John J, Bishop JKB (2000) Iron supply and demand in the upper ocean. *Global Biogeochem. Cycles* **14**:281-296
- Gagan, M.K., Hendy, E.J., Haberle, S.G., Hantoro, W.S., 2004. Post-glacial evolution of the Indo-Pacific Warm Pool and El Niño-Southern Oscillation. *Quaternary International* **118–119**, 127–143.
- Gagan, M.K., Ayliffe, L.K., Hopley, D., Cali, J.A., Mortimer, G.E., Chappell, J., McCulloch, et M.T., Head, M.J., (1998). Heat, temperature and surface – ocean water balance of the mid-Holocene tropical western Pacific. *Science*, **279**, 1014–1018.
- Gaiero DM (2007). Dust provenance in Antarctic ice during glacial periods: From where in southern South America? *Geophysical Research Letters* **34**. doi:10.1029/2007GL030520
- Gaiero, D.M., (2008). Reply to comment by B. Delmonte et al. On « Dust provenance in Antarctic ice during glacial periods : from where in southern South America ? ». *GRL*, **35**, L08708, doi : 10.1029/2007GL032477.
- Ganopolski, A., Kubatzki, C., Claussen, M., Brovkin, V., Petoukhov, V., 1998. The influence of vegetation–atmosphere–ocean interaction on climate during the mid-Holocene. *Science* **220**, 1916-1919.

- Garric, G., et Hubber, M., (2003). Quasi-decadal variability in paleoclimate records: sunspot cycle or intrinsic oscillations ? *Paleoceanography*, 18: DOI 10.1029/2002PA000869.
- Gasse, F., (2001). Hydrological changes in Africa. *Science*, 292, 2259-2260.
- Gasse, F., (2000). Hydrological changes in the African tropics since the last glaciation maximum. *Quaternary Science Reviews*, 19, 189-211.
- Gasse, F., and Van Campo, E., 1994, Abrupt post-glacial climate events in west Asia and north Africa monsoon domains: *Earth and Planetary Science Letters*, 126, p. 435–456.
- Gaudichet A, Angelis MD, Jossasume S, Petit JR, Korotkevitch YS, Petrov VN (1992) Comments on the origin of dust in East Antarctica for present and ice age conditions. *J Atmos Chem* 14:129-142
- Genton, C., et Armengaud, A., (1995). Radon 222 as a comparative tracer of transport and mixing in two general circulation models of the atmosphere. *JGR*, 100, D2, 2849-2866.
- Gersonde, R. (1984), Siliceous microorganisms in sea ice and their record in sediments in the southern Weddell Sea (Antarctica), in *Proceedings of the Eighth Diatom Symposium*, Paris, pp. 549–566, Koeltz, Koenigstein, Germany.
- Gersonde, R., and U. Zielinski (2000), The reconstruction of late Quaternary Antarctic sea-ice distribution—The use of diatoms as a proxy for sea-ice, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 162, 263–286.
- Gill, R.B., 2000. *The Great Maya Droughts: Water, Life, and Death*. University of New Mexico Press, Albuquerque.
- Gilli, A., Ariztegui, D., Anselmetti, F., McKenzie, J.A., Markgraf, V., Hajdas, I., McCulloch, R., 2005. Mid-Holocene strengthening of the southern westerlies in South America— Sedimentological evidences from Lago Cardiel, Argentina (491S). *Global and Planetary Change* 49, 75-93.
- Gimeno, L., de la Torre, L., Nieto, R., Garcia, R., Hernandez, E. et Ribera, P. (2003). Changes in the relationship NAO-Nother hemisphere temperature due to solar activity. *Earth and Planetary Science Letters*, 206, 15-30.
- Gingele, F. X., P. De Deckker, and M. Norman (2007), Late Pleistocene and Holocene climate of SE Australia reconstructed from dust and river loads deposited offshore the River Murray Mouth, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 255, 257– 272.
- Giraudeau, J., Cremer, M., Manthè, S., Labeyrie, L. et Bond, G. (2000). Coccolith evidence for instabilities in surface circulation south of Iceland during Holocene times. *Earth and Planetary Science Letters*, 179, 257-268.
- Glasser, N.F., Harrison, S., Winchester, V., Aniya, M., 2004. Late Pleistocene and Holocene palaeoclimate and glacier fluctuations in Patagonia. *Glob. Planet. Change* 43, 79-101.
- Goebel, T., Waters, M.R., O'Rourke, D.H., (2008). The Late Pleistocene Dispersal of Modern Humans in the Americas. *Science*, 319, 1497-1502.
- Goodman, J., Marshall, J., (1999). A model of decadal middle latitude atmosphere-ocean coupled model. *J. Clim.* 12: 621-641.
- Goudie, A., 1992. *Environmental Change*, third ed. Oxford University Press, Oxford.
- Goudie AS (1996) *Climate, past and present*. In: W.M. Adams, A.S. Goudie and A.R. Orme (ed) *The physical geography of Africa*. Oxford University Press, New York, p 44-59
- Goodfield, M.L., 1983. A Holocene pollen analytical study of Lake Eacham, Atherton Tableland, north-east Queensland. B.Sc. Honours Thesis, Department of Geography, Monash University, 146pp, unpublished.
- Gordon, J. E., and D. D. Harkness (1992), Magnitude and geographic variations of the radiocarbon content in Antarctic marine life: Implications for reservoir corrections in radiocarbon dating, *Quat. Sci. Rev.*, 11, 697–708.

- Grosjean, M., 2001. Mid-Holocene climate in the south-central Andes: humid or dry? *Science* 292 (5526), 2391–2392.
- Grosjean, M., Nuñez, L., Castajena, I., Messerli, B., 1997. Mid-Holocene climate and culture changes in the Atacama Desert, Northern Chile. *Quaternary Research* 48, 239–246.
- Grousset FE, Biscaye PE, Revel M, Petit JR, Pye K, Jossaume S, Jouzel J (1992) Antarctic (Dome C) ice-core dust at 18 k.y. B.P.: isotopic constraints and origins. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 111:175- 182.
- Grousset, F., Les changements abrupts du climat, Extrait de la Lettre n°15 Programme International Géosphère Biosphère-Programme Mondial de Recherches sur le Climat (PIGB-PMRC)
- Gupta, A., Das, M., Anderson, M. (2005). Solar influence on the Indian summer monsoon during the Holocene. *Geophysical research letters*, 32, L17703, doi:10.1029/2005GL022685.
- Haas, C. (2003), Dynamics versus thermodynamics: The sea ice thickness distribution, in *Sea Ice: An Introduction to its Physics, Chemistry, Biology and Geology*, edited by D. N Thomas, and G. S. Dieckmann, pp. 333–372, Blackwell Sci., Oxford, U. K.
- Haberle, S.G., (2005). A 23,000-yr pollen record from Lake Euramoo, Wet Tropics of NE Queensland, Australia *Quaternary Research* 64, 343 – 356
- Haberle, S.G., David, B., 2004. Climates of change: human dimensions of Holocene environmental change in low latitudes of the PEPH transect. *Quaternary International* 118–119, 165–179.
- Haberle, S.G., Ledru, M.-P., 2001. Correlations among charcoal records of fires from the past 16,000 years in Indonesia, Papua New Guinea, and Central and South America. *Quaternary Research* 55, 97–104.
- Haberle, S.G., Hope, G.S., van der Kaars, S., 2001. Biomass burning in Indonesia and Papua New Guinea: natural and human induced fire events in the fossil record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 171, 259–268.
- Haigh, J. D. (1996). The impact of solar variability on climate. *Science*, 272, 981-984.
- Halfman, J. D., and Johnson, T. C., 1988, High-resolution record of cyclic climatic change during the past 4 ka from Lake Turkana, Kenya: *Geology*, 16, p. 496–500.
- Hall, I.R., Bianchi, G.G., Evans, J.R. (2004), Centennial to millennial scale Holocene climate-deep water linkage in the North Atlantic, *Quaternary Science Reviews* 23 1529–1536
- Hallett, D. J., Lepofsky, D.S., Mathewes, R.W., et Lertzman, K.P., (2003) – 11 000 years of fire history and climate in the mountain hemlock rain forests of southwestern British Columbia based on sedimentary charcoal. *Can. J. For. Res.* 33: 292–312.
- Hammer CU, Clausen HB, Dansgaard W, Neftel A, Kristinsdottir P, Johnson E. 1985. Continuous impurity analysis along the Dye 3 deep core. In: Langway Jr. CC, Oeschger H, v. Dansgaard, H., (Eds). *Greenland Ice Core*. American Geophysical Union. Washington, DC, vpp. 90-94.
- Hastenrath, S., 1991. *Climate Dynamics of the Tropics*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Haugh, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., et Röhl, U., (2001). Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science* 293, 1304-1308.
- Hayne, M., Chappell, J., 2001. Cyclone frequency during the last 5000 years at Curacao Island, north Queensland, Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 168, 207– 219.
- Heinrich, H., 1988, Origin and consequences of cyclic ice-rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130 000 years, *Quaternary Research*, v. 29, p. 142-152.
- Heusser, C.J., 1990. Late-glacial and Holocene vegetation and climate of Subantarctic South America. *Review*

of Palaeobotany and Palynology 65, 9–15.

Hillaire-Marcel, C., J.-M. Soucy and A. Cailleux, 1979: Analyse isotopique de concrétions sous-glaciaires de l'inlandis laurentidien et teneur en oxygène 18 de la glace. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **16**, 1494-1498.

Hiscock, P., Kershaw, A.P., 1992. Palaeoenvironments and prehistory of Australia's tropical Top End. In: Dodson, J. (Ed.), *The Naive Lands: Prehistory and Environmental Change in Australia and the Southwest Pacific*. Longman Cheshire, Melbourne, pp. 43–75.

Hjort, C., Björck, S., Ingolfsson, O., Möller, P., (1998). Holocene deglaciation and climate history of the northern Antarctic Peninsula region: a discussion of correlations between the Southern and Northern Hemisphere. *Annals of Glaciology*, **27**, 110-112.

Hodell, D.A., Curtis, J.H., Brenner, M., (1995). Possible role of climate in the collapse of classic Maya civilisation, *Nature*, **375**, 391-394.

Hodell, D.A., Brenner, M., Curtis, J.H., Guilderson, T., (2001). Solar forcing of drought frequency in the Maya Lowlands. *Science* **292**, 1367– 1370.

Hoffmann, G., Ramirez, E., Taupin, J.D., Francou, B., Ribstein, P., Delmas, R., Durand, H., Gallaire, R., Simoes, J., Schotterer, U., Stievenard, M., Werner, M., 2003. Coherent isotope history of Andean ice cores over the last century. *Geophysical Research Letters* **30**, (4), 1179, doi:10.1029/2002GL014870.

Hoffmann, G., 2003. Taking the Pulse of the Tropical Water Cycle. *Science* **301**, 776-777.

Hoffmann, G., Jouzel, J., Johnsen, S.J., 2001. Last millenium Deuterium excess record from central Greenland over the last millennium: Hints of a North Atlantic signal during the Little Ice Age. *Journal of Geophysical Research*. 10614265-14274.

Holdsworth, G., (2008). Interpreting H₂O isotope variations in high-altitude ice cores using a cyclone model. *JGR*, **113**, D08103, doi : 10.1029/2007JD008639.

Holmgren, K., J. A. Lee-Thorp, G. R. J. Cooper, K. Lundblad, T. C. Partridge, L. Scott, R. Sitaldeen, A. S. Talma, and P. D. Tyson (2003a). Persistent millennial-scale climatic variability over the past 25,000 years in Southern Africa. *Quaternary Science Reviews* **22** (21-22), 2311–2326.

Horn, R. L. Sanford, (1992). *Biotropica* **24**, 354

Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K., et Johnson, C.A. (Eds.), 2001. *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge Univ. Press, Cambridge.

Hoyt, D. V., & Schatten, K. H. (1997). *The role of the sun in climate change*. Oxford: Oxford University Press.

Hu, F. S., D. Kaufman, S. Yoneji, D. Nelson, A. Shemesh, Y. Huang, J. Tian, G. Bond, B. Clegg, and T. Brown (2003). Cyclic variation and solar forcing of Holocene climate in the Alaskan subarctic. *Science* **301** (5641), 1890–1893.

Hughen, K.A., Schrag, D.P., Jacobsen, S.B., Hantoro, W., (1999). El Niño during the last interglacial period recorded by a fossil coral from Indonesia. *Geophysical Research Letters* **26**, 3129–3132.

Hughes, P.D.M., Blundell, A., Charman, D.J., Bartlett, S., Daniell, J.R.G., Wojatschke, A., Chambers, F.M., (2006). An 8500 cal. year multi-proxy climate record from a bog in eastern Newfoundland: contributions of meltwater discharge and solar forcing, *Quaternary Science Reviews*, **25**, 1208–1227

Hurrell, J.W., (1996). Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 665-668.

Hurrell, J.W., (1995). Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation, *Science*, **269**, 676-679.

- Husum, K. et Hald, M. (2004). A continuous marine record 8000-1600 cal. yr BP from the Malangenfjord, north Norway : foraminiferal and isotopic evidence. *The Holocene*, 14, 6, 877-887.
- Hutchins DA, Brunland KW (1998) Iron-limited diatom growth and Si:N uptake ratios in a coastal upwelling regime. *Nature* 393:561-564
- Indermühle, A., T.F. Stocker, F. Joos, H. Fischer, H.J. Smith, M. Wahlen, B. Deck, D. Mastroianni, J. Tschumi, T. Blunier, R. Meyer, and B. Stauffer, Holocene carbon-cycle dynamics based on CO₂ trapped in ice at Taylor Dome, Antarctica, *Nature*, 398, 121-126, 1999.
- Ingolfsson, O, Hjort, C., Berkman, P.A., Björck, S., Colhoun, E., Goodwin, I.D., Hall, B, Hirakawa, K., Melles, M., Möller, P., Prentice, L., (1998). Antarctic glacial history since the last glacial maximum : an overview of the record on land. *Antarctic Science*, 10, 326-344.
- IPCC, (2001) – Climate Change 2001, The Scientific Basis. Chapter 2, Observed Climate Variability and Change, pp. 138-139.
- IPCC (2007). "Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Summary for Policymakers." Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
- Iriondo MH (1999) Climatic changes in South America plains: Records of a continent-scale oscillation. *Quat Internat* 57/58:93-112
- Iriondo MH (1999) Last glacial maximum and hypsithermal in the Southern Hemisphere. *Quat. Internat.* 62:11-19
- Iriondo, M., Garcia, N., 1993. Climatic variations in the Argentine plains during the last 18,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 101, 209-220.
- Iriondo, M., Kröhling, D., 1995. El sistema Eólico Pampeano. *Comunicacione (Nueva Serie) del Museo. Provincial de Cs. Naturales "Florentino Ameghino"* 5 (1), 1–68.
- Jackson, M.G., Oskarson, N, Trønnnes, R.G., McManus, J.F., Oppo, D., Grönvold, K., Hart, S.R., Sachs, J.P., 2005. Holocene loess deposition in Iceland: Evidence for millennial-scale atmosphere-ocean coupling in the North-Atlantic. *Geology* 33, 509-512.
- Jacob, D.J., Prather, M.J., Rasch, P.J., Shia, R.L., Balanski, Y.J., Beagley, S.R., Bergmann, D.J., Blackshear, W.T., Brown, M., Chiba, M., Chipperfield, M.P., Grandpré, J., Dignan, J.E., Feichter, J., Genthon, C., Grose, W.L., Kasibhatla, P.S., Köhler, I., Kritz, M.A., Law, K., Penner, J.E., Ramonet, M., Reeves, C.E., Rotman, D.A., Stockwell, D.Z., Van Velthoven, F.J., Verver, G., Wild, O., Yang, H., Zimmermann, P., (1997). Evaluation and intercomparison of global atmospheric transport models using ²²²Rn and other short lived tracers. 102, D5, 5953-5970.
- Jacobs, G.A., Hurlburt, H.E., Kindle, J.C., Metzger, E.J., Mitchell, J.L., Teague, W.J., Wallcraft, A.J., 1994. Decade-scale trans-Pacific propagation and warming effects of an El Niño anomaly. *Nature* 370, 360– 363.
- James, P.M., James, IN (1989). Ultra-low frequency variability in a simple atmospheric circulation model. *Nature*, 342, 53-55.
- Jang, H., Seidenkrantz, M.S., Knudsen, K.L., Eiriksson, J., (2002). Late-Holocene summer sea-surface temperatures based on a diatom record from the North Icelandic shelf. *The Holocene*, 12, 137-147.
- Jenny, B., Wilhelm, D., Valero-Garcés, B.L., 2003. The southern westerlies in Central Chile: Holocene precipitation estimates based on a water balance model for Laguna Aculeo (331500S). *Climate Dynamics* 20, 269-280.
- Jolly, D., Prentice, C.I., Bonnefille, R., Ballouche, A., Bengo, M., Brenac, P., Buchet, G., Burney, D., Cazet, J-P., Cheddadi, R., Ederh, T., Elenga, H., Elmoutaki, S., Guiot, J., Laarif, F., Lamb, H., Lezine, A-M, Malesy, J., Mbenza, M., Peyron, O., Reille, M., Reynaud-Ferrara I., Riollet, G., Ritchie, J.C., Roche, E., Scott, L., Ssemmanda, I., Straka, H., Umer, M., Van Campo, E., Vilimumbalo, S., Vincens, A., et Walker, M., (1998).

- Biome reconstruction from pollen and plant macrofossil data for Africa and the Arabian peninsula at 0 and 6000 years. *Journal of Biogeography*, 25, 1007-1027.
- Joos, F., Gerber, S., Prentice, I.C., Otto-Bliesner, B.L., Valdes, P.J., (2004). *Global Biogeochem. Cycles* 18, 10.1029/2003GB002156.
- Joughin, I., Abdalati, W., Fahnestock, M., 2004. Large fluctuations in speed on Greenland's Jakobshavn Isbræ glacier. *Nature* 432, 608.
- Joughin, I., 2006. Greenland Rumbles Louder as Glaciers Accelerate. *Science* 311, 1719- 1720.
- Jouzel J, Vaikmae R, Petit JR, Martin M, Duclos Y, Stievenard M, Lorius C, Toots M, Melières MA, Burckle LH, Barkov NI, Kotlyakov VM (1995) The two-step shape and timing of the last deglaciation in Antarctica. *Clim Dyn* 11:151-161
- Jouzel, J., Merlivat, L., Petit, J.R., Lorius, C., (1983). Climatic information over the last century deduced from a detailed isotopic record in South Pole snow. *Journal of Geophysical Research*, 88, 2693-2703.
- Jouzel, J., Merlivat, L., Lorius, C., 1982. Deuterium excess in an East Antarctic ice core suggests higher relative humidity at the oceanic surface during the last glacial maximum. *Nature* 299, 688-691.
- Keigwin, L.D., et Boyle, E.A., (1999). Surface and deep ocean variability in the northern Sargasso Sea during marine isotope Stage 3: *Paleoceanography*, v. 14, p. 164-170.
- Kendall, R., (1969). An ecological history of the lake Victoria basin. *Ecological Monographs*, 39, 121-176.
- Hesse, P.P., Grant H. McTainsh, (2003). Australian dust deposits: modern processes and the Quaternary record. *Quaternary Science Reviews* 22, 2007-2035.
- Hesse, P.P., 1994. The record of continental dust from Australia in Tasman Sea Sediments. *Quaternary Science Reviews* 13 (3), 257-272.
- King JC, Turner J (1997) *Antarctic Meteorology and Climatology*. Cambridge University Press
- Klein, S.A., Soden, B.J., et Lau, N.C., (1999). Remote sea surface temperature variations during ENSO: evidence for a tropical atmospheric bridge. *J. Clim.*, 12, 917-932.
- Klitgaard-Kristensen, D., Sejrup, H.P., Haflidason, H., (2001). The last 18 kyr fluctuations in Norwegian Sea surface conditions and implications for the magnitude of climatic change: evidence from the North Sea. *Paleoceanography*, 16, 455-467.
- Koch, J., Kilian, R., 2005. Little Ice Age glacier fluctuations at Gran Campo Nevado, southernmost Chile. *The Holocene* 15, 20-28.
- Kodera, K., (2002). Solar cycle modulation of the North Atlantic Oscillation: implication in the spatial structure of the NAO. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 14557-14560.
- Kolata, A.L., (1996). *Tiwanaku and Its Hinterland* (Smithsonian Institution Press, Washington, DC, 1996).
- Kozlova, O. G. (1962), Specific composition of diatoms in the waters of the Indian sector of the Antarctic, *Trudy Inst. Okeanol. Akad. Nauk SSSR*, 61, 3-18.
- Kozlova, O. G. (1966), Diatoms of the Indian and Pacific Sectors of the Antarctic, 185 pp., *Isr. Program for Sci. Transl., Natl. Sci. Found., Washington, D. C.*
- Kreutz, K.J., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Twickler, M.S., Whitlow, et S.I., Pittalwala, I.I., (1997). Bipolar changes in atmospheric circulation during the Little Ice Age. *Science*, 277, 1294-1296.
- Kröhling, D., 1993. *Geomorfologica del tramo inferior del Rio Segundo*. Inf. final Beca de Iniciacion CONICOR. Unpublished, 181 pp.

- Kuhlmann, H., Meggers, H., Freudenthal, T., Wefer, G., 2004. The transition of the monsoonal and the N Atlantic climate system off NW Africa during the Holocene, *Geophysical Research Letters* 31, L22204, doi:10.1029/2004GL021267.
- Kuylentierna, J.L., Rosqvist, G.C., Holmlund, P., 1996. Late- Holocene glacier variations in the Cordillera Darwin, Tierra del Fuego, Chile. *The Holocene* 6, 353–358.
- Kutzbach, J.E., Liu, Z., 1997. Response of the African monsoon to orbital forcing and ocean feedbacks in the Middle Holocene. *Science* 278, 440–443.
- Labraga, J. C. (1994), Extreme winds in the Pampa Del Castillo Plateau, Patagonia, Argentina, with reference to wind farm settlement, *J. Appl. Meteorol.*, 33(1), 85– 95.
- Laguens, A., 1993. Locational structure of archaeological underground storage pits in northwest Cordoba, Argentina. *Rev. do Mus. de Arq. e Etnol.*, S. Paulo 3, 17-33.
- Laguens, A., Bonnin, M., 1987. Espacio, paisaje y recursos. Estrategias indigenas alternativas y complementarias en la cuenca del Rio Copacabana (Dto. IschilmHn, CoH rdoba, Argentina). Sitio el Ranchito. 1000 a.C-1600 d.C. Pub. Inst. de Antrop. Fac. de Fil. y Human. Univ. Nac. de Cba. XLV, 159-201.
- Lambert F, Delmonte B, Petit JR, Bigler M, Kaufmann PR, Huttterli MA, Stocker TF, Ruth U, Steffensen JP, Maggi V (2008) New constraints on the aeolian dust cycle and climatic implications from an 800 ka ice core record, *Nature*
- Lamoureux, S.F., England, J.H., Sharp, M.J. et Bush, A.B.G. (2001). A varve record of increased ‘Little Ice Age’ rainfall associated with volcanic activity, arctic Archipelago, Canada. *The Holocene*, 11, 2, 243-249.
- Lamy, F., Arz, H.W., Bond, G., Bahr, A., Pätzold, J., (2006). Multicentennial-scale hydrological changes in the Black Sea and northern Red Sea during the Holocene and the Arctic/North Atlantic Oscillation, *Paleoceanography*, 21, PA1008, doi:10.1029 /2005PA001184.
- Lamy, F., Hebbeln, D., Röhl, U., Wefer, G., 2001. Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. *Earth and Planetary Science Letters* 185, 369-382.
- Lamy, F., C. Rühlemann, D. Hebbeln, and G. Wefer (2002), High- and low-latitude climate control on the position of the southern Peru-Chile Current during the Holocene, *Paleoceanography*, 17(2), 1028, doi:10.1029/2001PA000727.
- Latif , M., et Barnett, TP, (1994). Causes of decadal climate variability over the North Pacific and North America. *Science*, 266, 634-637.
- Laut, P. (2003), Solar activity and terrestrial climate: An analysis of some purported correlations, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 65, 801–812.
- Laws, R. A. (1983), Preparing strewn slides for quantitative microscopical analysis: A test using calibrated microspheres, *Micropaleontology*, 24, 60–65.
- Lean, J., and D. Rind (1998), Climate forcing by changing solar radiation, *J. Clim.*, 11, 3069–3094.
- Lean, J. (1991), Variations in the Sun’s radiative output, *Rev. Geophys.*, 29, 505–535.
- Lee, Y.K., 2004. Control strategies and polity competition in the lower Yi- Luo Valley, North China. *Journal of Anthropological Archaeology* 23, 172–195.
- Leemann, A., et Niessen, F., (1994). Holocene glacial activity and climatic variations in the Swiss Alps: reconstructing a continuous record from proglacial lake sediments. *The Holocene*, 4, 259-268.
- Legrand, M et Wagenbach, D., (1990). Impact of the Cerro Hudson and Pinatubo volcanic eruptions on the Antarctic air and snow chemistry. *J.G.R.*, 104, 1581-1596.

- Lezine, A.-M., 1989. Late Quaternary vegetation and climate of the Sahel. *Quaternary Research* 32, 317–334.
- Lemcke, G., et Sturm, M., in *Third Millennium B.C. Climate Change and Old World Collapse*, N. Dalfes, G. Kukla, H. Weiss, Eds., vol. 49 of NATO ASI Series I (Springer, Berlin, 1997), pp. 653-678.
- Leuschner, D.C. et Sirocko, F. (2003). Orbital insolation forcing of Indian Monsoon – a motor for global climate changes ? *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 197, 83-95.
- Leventer, A. (1992), Modern distribution of diatoms in sediments from the Georges V coast, Antarctica, *Mar. Micropaleontol.*, 19, 315–332.
- Leventer, A., E. W. Domack, S. E. Ishman, S. Brachfeld, C. E. McClennen, and P. Manley (1996), Productivity cycles of 200–300 years in the Antarctic Peninsula region: Understanding linkages among the sun, atmosphere, oceans, sea ice, and biota, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 108(12), 1626–1644.
- Lioubimsteva, E.U., 1995. Landscape changes in the Saharo-Arabian area during the last glacial cycle. *Journal of Arid Environments* 30, 1–17.
- Liu, L., 1996. Settlement patterns, chiefdom variability, and the development of early states in North China. *Journal of Anthropological Archaeology* 15, 237–288.
- Liu, Z., Kutzbach, J., et Wu, L., (2000). Modelling climate shift of El Niño variability in the Holocene. *Geophysical Research Letters* 27, 2265– 2268.
- Ljung, K. and Björck, S.: Holocene climate and vegetation dynamics on Nightingale Island, South Atlantic – an apparent interglacial bipolar seesaw in action?, *Quat. Sci. Rev.*, 26, 3150–3166, 2007.
- Lorius, C., Merlivat, L., Jouzel, J., and Pourchet, M. (1979). A 30,000 year isotope climatic record from Antarctic ice. *Nature* **280**, 644–648.
- Luckman, B.H., Villalba, R., 2001. Assessing the synchronicity of glacier fluctuations in the Western Cordillera of the Americas during the last millennium. In: Markgraf, V. (Ed.), *Interhemispheric Climate Linkages*. Academic Press, New York, pp. 119–140.
- Magny, M., Bégeot, C., Guiot, J., Marguet, A., et Billaud, Y., (2003) - Reconstruction and palaeoclimatic interpretation of mid-Holocene vegetation and lake-level changes at Saint-Jorioz, Lake Annecy, French Pre-Alps. *The Holocene*, 13, 2, 265–275
- Maley, J., (1982). Dust, cloud, rain types and climatic variations in tropical Africa. *Quaternary Research*, 18, 1-16.
- Maley, J., 1977. Palaeoclimates of the Central Sahara during the early Holocene. *Nature* 269, 573–577.
- Malville, J.M., Wendorf, F., Mazar, A.A., Schild, R., 1998. Megaliths and Neolithic astronomy in southern Egypt. *Nature* 392, 488–491.
- Mann, C.C., 2005. Oldest civilization in the Americas revealed. *Science* 307, 34–35.
- Manabe, S. and Stouffer, R. J.: Study of abrupt climate change by a coupled ocean-atmosphere model, *Quat. Sci. Rev.*, 19, 285–299, 2000.
- Marchant, R. and Hooghiemstra, 2004. Rapid environmental change in African and South American tropics around 4000 years before present: a review. *Earth Science Review*,
- Markgraf, V., et Diaz, H.F., (2000). The past ENSO record: a synthesis. In Diaz, H.F., Markgraf, V., (Eds.), *El Niño and southern oscillation*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, pp. 465-488.
- Markgraf, V., Dodson, J.R., Kershaw, P.A., McGlone, M., Nicholls, N., 1992. Evolution of Late Pleistocene and Holocene climates in circum South Pacific land areas. *Climate Dynamics*. 6, 193-211.

- Markgraf, V., 1993. Climatic history of Central and South America since 18,000 years B.P.: Comparison of pollen records and model simulations. In: Wright, H.E., Kutzbach, J.E., Webb, III, T., Ruddiman, W.F., Street-Perrott, F.A., Bartlein, P.J. (Eds.), *Global Climates since the Last Glacial Maximum*. University of Minnesota Press, Minneapolis, London, pp. 357-385.
- Markgraf, V., Bradbury, J.P., Schwab, A., Burns, S., Stern, C., Ariztegui, D., Gilli, A., Anselmetti, F.S., Stine, S., Maidana, N., 2003. Holocene palaeoclimates of southern Patagonia: limnological and environmental history of Lago Cardiel, Argentina. *Holocene* 13, 581–591.
- Marsh, N., et Svensmark, H., (2000a). Low cloud properties influenced by cosmic rays, *Phys. Rev. Lett.*, 85, 5004-5007
- Marsh, N., et Svensmark, H., (2000b). Cosmic rays, clouds and climate, *Space Sci. Rev.*, 94, 215-230.
- Masson, V., Vimeux, F., Jouzel, J., Morgan, V., Delmotte, M., Ciais, P., Hammer, C., Johnsen, S., Lipenkov, V., Mosley-Thompson, E., Petit, J.R., Steig, E.J., Stievenard, M., Vaikmae, R., (2000). Holocene climate variability in Antarctica based on 11 ice-core isotopic records. *Quaternary Research*, 54, 348-358.
- Masson-Delmotte, V., B. Stenni, and J. Jouzel (2004), Common millennial-scale variability of Antarctic and Southern Ocean temperatures during the past 5000 years reconstructed from the EPICA Dome C ice core, *Holocene*, 14(2), 145– 151.
- Mason-Delmotte, V. et al., (2006). Past temperature reconstructions from deep ice cores : relevance for future climate change, *Climate of the past*,
- Masson-Delmotte, V., A. Landais, M. Stievenard, O. Cattani, S. Falourd, J. Jouzel, S. J. Johnsen, D. Dahl-Jensen, A. Sveinsbjornsdottir, J. W. C. White, T. Popp, and H. Fischer (2005). Holocene climatic changes in Greenland: Different deuterium excess signals at Greenland Ice Core Project (GRIP) and NorthGRIP, *J.G.R.*, 110, D14102, doi:10.1029/2004JD005575.
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Stager, J.C., Karlén, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R. et Steig, E.J. (2004). Holocene climate variability. *Quaternary Research*.
- Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Twickler, M.S., Whitlow, S., Yang, Q., Lyons, W.B., et Prentice, M., (1997). Major features and forcing of high latitude northern hemisphere atmospheric circulation using 110,000-year long glaciochemical series. *Journal of Geophysical Research*, 102, 26345-26366.
- Mayr, C., Wille, M., Haberzettl, T., Fey, M., Janssen, S., Lucke, A., Ohlendorf, C., Oliva, G., Schäbitz, F., Schleser, G.H., Zolitschka, B., 2007. Holocene variability of the Southern Hemisphere westerlies in Argentinean Patagonia (52°S). *Quaternary Science Reviews* 26, 579-584.
- McCabe, G.J., et Dettinger, M.D., (1999). Decadal variations in the strength of ENSO teleconnections with precipitation in the western United States. *International Journal of Climatology* 19, 1399– 1410.
- McDermott, F., Matthey, D.P., Chris Hawkesworth, C., 1998. Centennial-Scale Holocene Climate Variability Revealed by a High-Resolution Speleothem $\delta^{18}O$ Record from SW Ireland. *Science* 294, 1328-1331.
- McGlone, M.S., Kershaw, A.P., Markgraf, V., 1992. El Niño/Southern Oscillation climatic variability in Australasia and South America palaeoenvironmental records. In: Diaz, H.F., Markgraf, V. (Eds.), *El Niño: Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 435–462
- McHargue, L. R., et Damon, P. E. (1991). The global Beryllium 10 cycle. *Reviews of Geophysics*, 29, 141-158.
- McKenzie, G.M., et Kershaw, A.P., (2004). A Holocene pollen record from cool temperate rainforest, Air crossing, the Otway region of Victoria, Australia *Review of Palaeobotany and Palynology*, 132, 281– 290.
- McManus, J. F., François, R., Gherardi, J.-M., Keigwin, L. D., and Brown-Leger, S.: Collapse and rapid

- resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes, *Nature*, 428, 834–837, 2004.
- McManus, J. F., Oppo, W. D., and Cullen, J. L.: A 0.5-million-year record of millennial-scale climate variability in the North Atlantic, *Science*, 283, 971–974, 1999.
- Mendoza, B. (1997), Estimations of Maunder minimum solar irradiance and Ca II H and K fluxes using rotation rates and diameters, *Astrophys. J.*, 483, 523–526.
- de Menocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Adkins, J., Sarnthein, J., Baker, L., et Yarunsisky, M., (2000). Abrupt onset and termination of the african humid period : rapide climat responses to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Reviews*, 19, 347-361.
- de Menocal, P.B., 2001. Cultural responses to climate change during the Late Holocene. *Science* 292, 667–673.
- Mercer, J. H. (1982). Holocene glacier variations in southern South America. *Striae* **18**, 35–40.
- Merkel, U., Latif, M. (2002). A high-resolution AGCM study of the El Niño impact on the North Atlantic/European sector. *Geophys. Res. Lett.*, 29, doi 10.1029/2001GL013726.
- S. E. Metcalfe et al., (1994) in *Environmental Change in Drylands: Biogeographical and Geomorphological Perspectives*, A. C. Millington, K. Pye, Eds. (Wiley, Chichester, UK, 1994), pp. 131-145.
- Midant-Reynes, B., 1992. *The Prehistory of Egypt*. Blackwell, Oxford.
- Milankovitch MM (1941) Canon of insolation and the ice-age problem. Koniglich Serbische Akademie, Belgrade
- Morgan, V.I., Wookey, C.W., Li, J., van Ommen, T.D., Skinner, W., Fitzpatrick, M.F., (1997). Site information and initial results from deep ice drilling on Law Dome Antarctica. *Journal of Glaciology*, 43, 3-10.
- Morrill, C., Overpeck, J. T., and Cole J.E., 2003. A synthesis of abrupt changes in the Asian summer monsoon since the last deglaciation. *The Holocene*, 13, 4, 465–476.
- Moros, M., Emeis, K., Risebrobakken, B., Snowball, I., Kuijpers, A., McManus, J., Jansen, E., 2004. Sea surface temperatures and ice rafting in the Holocene North Atlantic: climate influences on northern Europe and Greenland *Quaternary Science Reviews* 23, 2113-2126.
- Mosley-Thompson, E., (1996). Holocene climate changes recorded in an East Antarctic ice core. NATO ASI Series, vol., 141. Springer-Verlag, Heidelberg, Germany, pp. 262-279.
- Moy, C.M., Seltzer, G.O., Rodbell, D.T., et Anderson, D.M., (2002). Variability of El Niño Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature*, vol. 420, pp. 162-165.
- Naidu, P.D., et Malmgren, B., (1996). A high-resolution record of late Quaternary upwelling along the Oman margin, Arabian Sea based on planktonic foraminifera. *Paleoceanography*, 11, 129-140.
- Nederbragt, A. J. and Thurow, J.: Geographic coherence of millennial-scale climate cycles during the Holocene, *Pal3*, 221, 313–324, 2005.
- Nesje, A., Dahl, S.O. et Lie, O. (2004). Holocene millennial-scale summer temperature variability inferred from sediment parameters in a non-glacial mountain lake: Danntjorn, Jotunheimen, central southern Norway. *Quaternary Science Reviews*, 23, 2183-2205.
- Nesje, A., Dahl, S.O., Andersson, C., Matthews, J.A., (2000). The lacustrine sedimentary sequence in Syngneskardvanet, western Norway: a continuous high-resolution record of the Jostedalbreen ice cap during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1047-1065.
- Nicholls, N., Gruza, G.V., Jouzel, J., Karl, T.R., Ogallo, L.A., Parker, D.E., Observe climate variability and change in: Houghton, J.T., Meira Filho, L.G., Callander, B.A., Harris, N., Kattenberg, A., Maskell (Eds.). *Climate Change, 1995: The IPCC Second Assessment*, Cambridge, 1996, pp. 133-192.

- Nicholson, N., et Flohn, H., (1980). African environmental and climatic changes and the general atmospheric circulation in Late Pleistocene and Holocene. *Climatic Change*, 2, 313-348.
- Nielsen, S.H.H., Koç, N., Crosta, X., 2004. Holocene climate in the Atlantic sector of the Southern Ocean: Controlled by insolation or oceanic circulation? *Geology* 32 (4), 317-320; doi: 10.1130/G20334.1.
- Niggemann, S., A. Mangini, M. Mudelsee, D. K. Richter, and G. Wurth (2003). Sub-Milankovitch climatic cycles in Holocene stalagmites from Sauerland, Germany, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 216, 539–547.
- Noon, P.E., Leng, M.J., Jones, V.J. (2003). Oxygen-isotope ($d^{18}O$) evidence of Holocene hydrological changes at Signy Island, maritime Antarctica. *The Holocene* 13, 2, 251–263
- Noon, D., (2008). The influence of midlatitude and tropical overturning circulation on the isotopic composition of atmospheric water vapor and Antarctic precipitation. 113, D04102, doi : 10.1029/2007JD008892.
- Noren, A.J., Bierman, P.R., Steig, E.J., Lini, A., et Southon, J.A., (2002). Millennial-scale storminess variability in the northeastern United States during the Holocene. *Nature*, 419, 821-824.
- O'Brien, S.R., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Meese, D.A., Twickler, M.S., et Whitlow, S.L.,(1995). Complexity of Holocene climate as reconstructed from a greenland ice core. *Science*, 270, 1962-1964.
- Ortlieb, L., 2000. The documented historical record of El Niño events in Peru: an update of the Quinn Record (Sixteenth through Nineteenth Centuries). In: Diaz, H.F., Markgraf, V. (Eds.), *El Niño and the Southern Oscillation*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 207–295.
- Osborn, T. J. (1997), Thermohaline oscillations in the LSG OGCM: Propagating anomalies and sensitivity to parameterizations, *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 2233–2255.
- Paul, A, Shulz, M, (2002) Holocene climate variability on centennial to millennial time scales: 2. Internal and forced Oscillations as possible Causes. In: G. Wefer, W. Berger, K.-E. Behre, E. Jansen (ed) *Climate development and history of the North Atlantic realm*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- Paulsen, A. C., *World Archaeol.* 8, 121 (1976).
- Pellatt M.G., Hebda R.J., Mathewes R.W. (2001). High-resolution Holocene vegetation History and climate from Hole 1034B, ODP leg 169S, Saanich Inlet, Canada. *Marine Geology*, 174, 211-226.
- Pendall, E., Markgraf, V., White, J.W., Dreier, M., 2001. Multiproxy record of Late Pleistocene–Holocene climate and vegetation changes from a peat bog in Patagonia. *Quaternary Research* 55, 168-178.
- Pestiaux, P., van der Mersch, I., Berger, A., Duplessy, J.C., (1988). Paleoclimatic variability at frequencies ranging from 1/10000 to 1/1000 years evidence for non linear behaviour in the climate systeme. *Clim. Change*, 12, 9-37.
- Petit JR (1999) Climate and atmospheric history of the past 420000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399:429-436
- Philander, S.G., 1999. El Niño and La Niña predictable climate fluctuations. *Reports on Progress in Physics* 62, 123–142.
- Pierce, D.W., Barnett, T.P. Mikolajewicz, U., 1995, Competing role of heat and freshwater flux in forcing thermohaline oscillations. *Journal of Physical Oceanography* 25, 2046-2064.
- Pitulko, V. V., et al., *Science* 303, 52 (2004).
- Politis, G., 1984. Climatic variations during historical times in Eastern Buenos Aires Pampas. Argentina. *Quater. of South Amer. and Ant. Pen.* Vol. 2, 133-161.
- Poore, R. Z., H. J. Dowsett, S. Verardo, and T. M. Quinn (2003), Millennial- to century-scale variability in Gulf

- of Mexico Holocene climate records, *Paleoceanography*, 18(2), 1048, doi:10.1029/2002PA000868.
- Presti, M., L. D. Santis, M. Buseti, and P. T. Harris (2003), Late Pleistocene and Holocene sedimentation on the George V Continental Shelf, East Antarctica, *Deep Sea Res., Part II*, 50(8–9), 1441–1461.
- Prieto, M. Del R., Herrera, R.G., 1991. Las perturbaciones climaticas defines del siglo XVIII en el area andina. Junta de Andalucia. Proyecto NOA 1, 7-35.
- Prieto, M. Del R., Jorba, R.A., 1990. Las anomalias climaticas en la Cuenca del Plata y NOA y sus consecuencias socioeconomicas. Siglos XVI-XVII y XVIII. Sep. Leng. Revista Argentina de Geografica. 1, 41-103.
- Prospero JM, Ginoux P, Torres O, Nicholson SE (2002) Environmental characteristics of global sources of atmospheric soil dust derived from the NIMBUS-7 TOMS absorbing aerosol product. *Rev. Geophys.* 40:1002, doi:10.1029/2000RG000095
- Pye, K., 1987, *Aeolian dust and dust deposits*: London, Academic Press, 334 p
- Rabassa, J., Clapperton, C.M., 1990. Quaternary glaciations of the Southern Andes. *Quaternary Science Review* 2, 153–174.
- Rabassa, J., Brandani, A., Boninsegna, J., Cobos, D., 1984. Cronologia de la Pequenía Edad del Hielo en los glaciares Rio Manso, Castanio Overo y Tronador, Provincia de Rio Negro. IX Con. Geol. Arg. Actas. III, pp. 624-639.
- Rabatel, A., (2005). Chronologie et interprétation paléoclimatique des fluctuations des glaciers dans les Andes de Bolivie (16°S) depuis le maximum du Petit Age Glaciaire (17ème siècle). Thèse de l'université Joseph Fourier.
- Raibel, C.C., et Blender, R., (sous presse). Northern hemisphere midlatitude cyclone variability in GCM simulations with different ocean representation. *Clim. Dyn.*, 21.
- Rahmstorf, S., (2003). Timing of abrupt climate change: a precise clock. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1510, doi: 10.1029/1003GL017115.
- Rahmstorf, S. and England, M.H., (1997). Sensitivity of Ventilation Rates and Radiocarbon Uptake to Subgrid-Scale Mixing in Ocean Models. *Journal of Physical Oceanography* 29 (11), 2802-2828.
- Ramrath, A., Sadori, L., Negendank, J.F.W., 2000. Sediments from Lago di Mezzano, central Italy: a record of Late glacial/Holocene climatic variations and anthropogenic impact. *The Holocene* 10, 87–95.
- Rathburn, A. E., J. J. Pichon, M. A. Ayress, and P. DeDeckker (1997), Microfossil and stable-isotope evidence for changes in Late Holocene paleoproductivity and paleoceanographic conditions in the Prydz Bay region of Antarctica, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 131, 485–510.
- Reitz, E.J., Sandweiss, 2001. Environmental change at Ostra Base Camp, a Peruvian Pre-ceramic site. *Journal of Archaeological Science* 28, 1085–1100.
- Renssen, H., H. Goosse, and R. Muscheler (2006), Coupled climate model simulation of Holocene cooling events: Oceanic feedback amplifies solar forcing, *Clim. Past*, 2, 79–90.
- Renssen, H., H. Goosse, T. Fichefet, V. Masson-Delmotte, and N. Koc, (2005), Holocene climate evolution in the highlatitude Southern Hemisphere simulated by a coupled atmosphere-sea-ice-ocean-vegetation model, *Holocene*, 15(7), 951–964.
- Revel-Rolland M, De Deckker P, Delmonte B, Hesse PP, Magee JW, Basile-Doesch I, Grousset F, Bosh D (2006) Eastern Australia: A possible source of dust in East Antarctica interglacial ice. *EPSL* 249, 1– 13
- Riccardi, C., 1995. Paleoclima. *Cambio Global. Publ. Esp. Acac. Nac. De Geogr* 10, pp. 91-126.

- Ritchie, J.C., 1994. Holocene pollen spectra from Oyo, northwestern Sudan: problems of interpretation in a hyperarid environment. *Holocene* 4, 9–15.
- Rimbu, N., Lohmann, G., Lorenz, S.J., Kim, J.H. et Schneider, R.R. (2004). Holocene climate variability as derived from alkenone sea-surface temperature and coupled ocean-atmosphere model experiments. *Climate Dynamics*, 23, 215-227.
- Rind, D. (2002), The sun's role in climate variations, *Science*, 296, 673–677.
- Risebrobakken, B., Jansen, E., Andersson, C., Mjelde, E., Hevroy, K., 2003. A highresolution study of Holocene paleoclimatic and paleoceanographic changes in the Nordic Seas. *Paleoceanography* 18, 1017-1031.
- Roberts, N., 1998. *The Holocene: An Environmental History*, second ed. Blackwell Publishers Ltd., Oxford.
- Robertson, GP, Tiedje, JM., 1988. Deforestation alters denitrification in a lowland tropical rain forest. *Nature* 336, 756-759.
- Rodbell, D.T., Seltzer, G.O., Anderson, D.M., Abbott, M.B., Enfield, et D.B., Newman, J.H., 1999. An 15000-year record of El Niño-driven alluviation in southwestern Ecuador. *Science* 283, 516– 520.
- Rogers, J.C., (1984). The association between the North Atlantic Oscillation and Southern Oscillation in the Northern hemisphere. *Mon. Weather Rev.*, 112, 1999-2015.
- Rohling, E.J., Mayewski, P.A., Hayes, A., Abu-Zied, R.H., et Casford, J.S.L., (2002). Holocene atmosphere-ocean interactions: record from Greenland and the Aegean Sea. *Clim. Dyn.*, 18, 573-592.
- Röthlisberger, F. 1986. *10000 Jahre gletschergeschichte der Erde*. Verlag Sauerlander Aarau, Frankfurt am Mein, Salzburg.
- Rowntree, P.R., (1972). The influence of tropical East Pacific ocean temperatures on the atmosphere. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 98, 290-321.
- Ruddiman, W. F. and Thomson, J. S.: 2001, 'The Case for Human Causes of Increased Atmospheric CH₄ over the Last 5000 Years', *Quat. Sci. Rev.* **20**, 1769.
- Ruddiman, W.F., 2003. Orbital insolation, ice volume and greenhouse gases. *Quaternary Science Review.* 22, 1597-1629.
- Ruddiman, W.F., 2003. The anthropogenic greenhouse era began thousands of years ago. *Climatic Change* 61, 261-293.
- Ruddiman, W.F., Vavrus, S.J., Kutzbach (2005). A test of the overdue-glaciation hypothesis, *Quat. Sci. Rev.*, 25, 1-10.
- Ruddiman, W.F. (2005). Cold climate during the closest stage 11 analog to recent millennia. *Quat. Sci. Rev.*, 24, 1111-1121.
- Ruddiman, W.F., 2007. The early anthropogenic hypothesis: challenges and responses. *Review of Geophysics* 45, 1-37.
- Ruth U, Wagenbach D, Steffensen JP, Biggler M (2003) Continuous record of microparticle concentration and size distribution in the central Greenland NGRIP ice core during the last glacial period. *J. Geophys. Res* 108:4098-4110
- Salvi, C., Salvi, G., Stenni, B., Brambati, A., 2004 Palaeoproductivity in the Ross Sea, Antarctica, during the last 15 kyr BP and its link with ice-core temperature. *Annals of Glaciology* 39 (1), 445-451.

- Saint-Onge, G., Stoner, J.S. et Hillaire-Marcel, C. (2003). Holocene paleomagnetic records from St. Lawrence Estuary, eastern Canada: Centennial- to millennial-scale geomagnetic modulation of cosmogenic isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 209, 113-130.
- Sala, M., Delmonte, B., Frezzotti, M., Proposito, M., Scarchilli, C., Maggi, V., Artioli, G., Dapiaggi, M., Marino, F., Ricci, P.C., De Giudici, G., (2008). Evidence of calcium carbonates in coastal (Talos Dome and Ross Sea area) East Antarctica snow and firn : Environmental and climatic implications. *EPSL*, 271, 43-52.
- Salinger, M.J., Renwick, J.A., Mullan, A.B., (2001). Interdecadal Pacific Oscillation and South Pacific climate. *International Journal of Climatology* 21, 1705– 1721.
- Salvi, C., Salvi, G., Stenni, B., Brambati, A., 2004 Palaeoproductivity in the Ross Sea, Antarctica, during the last 15 kyr BP and its link with ice-core temperature. *Annals of Glaciology*39 (1), 445-451.
- Sandweiss, D.H., Richardson III, J.B., Reitz, E.J., Rollins, H.B., Maasch, K.A., 1996. Geoarchaeological evidence from Peru for a 5000 years B.P. onset of El Nino. *Science* 273, 1531– 1533.
- Sarnthein, M., S. Kreveld, H. Erlenkeuser, P. M. Grootes, M. Kucera, U. Pflaumann, and M. Schulz (2003), Centennialto- millennial scale periodicities of Holocene climate and sediment injections off the western Barents shelf, 75_N, *Boreas*, 32, 447–461.
- Scuderi, L.A., (1993). A 2000-year tree-ring record of annual temperatures in the Sierra Nevada Mountains. *Science*, 259, 1433-1436.
- Schindell, D.T., Schmidt, G.A., Miller, R.L., Mann, M.E., (2003). Volcanic and solar forcing of climate change during the pre-industrial era. *J. Clim.* 16, 4094-4107.
- Schindell, D.T., Schmidt, G.A., Mann, M.E., Rind, D., Waple, A., (2001). Solar forcing of regional climate change during the Maunder Minimum. *Science*, 294, 2149-2152.
- Shindell, D., D. Rind, N. Balachandran, J. Lean, and P. Lonergan (1999), Solar cycle variability, ozone, and climate, *Nature*, 284, 305–308.
- Schmidt, G.A., D.T. Shindel et S. Harder (2004). A note on the relationship between ice core methane concentrations and insolation, *GRL*, 31, L23206, doi :10.1029/2004GL021083.
- Schrader, H. J., and R. Gersonde (1978), Diatoms and silicoflagellates, in *Micropaleontological Counting Methods and Techniques—An Exercise on an Eight Meters Section of the Lower Pliocene of Capo Rossello, Sicily*, Utrecht Micropaleontol. Bull., vol. 17, edited by E. Zaccharias et al., pp. 129–176, U. M. B., Odijk, Netherlands.
- Shulmeister, J., I. Goodwin, J. Renwick, K. Harle, L. Armand, M.S. McGlone, E. Cook, J. Dodson, P.P Hesse, P. Mayewski, M. Curran (2004). The Southern Hemisphere westerlies in the Australasian sector over the last glacial cycle: a synthesis. *Quaternary International* 118–119, 23–53.
- Shulmeister, J., Lees, B.G., 1995. Pollen evidence from tropical Australia for the onset of an ENSO-dominated climate at c. 4000 BP. *The Holocene* 5, 10–18.
- Schulz M, Balkanski YJ, Guelle W, Dulac F (1998) Role of aerosol size distribution and source location in a three-dimensional simulation of a Sahara dust episode tested against satellitederived optical thickness. *J Geophys Res* 103:10579-10592
- Schultz, M., Berger, W.H., Sarnthein, M., Grootes, P.M., (1999). Amplitude variations of 1 470-yr climate oscillations during the last 100,000 yrs linked to fluctuations of continental ice mass. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 22, 3385-3388.
- Shulz M, Paul A (2002) Holocene climate variability on centennial to millennial time scales: 1. climate records from the North Atlantic realm. In: G. Wefer, W. Berger, K.-E. Behre, E. Jansen (ed) *Climate development and history of the North Atlantic realm*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.

- Schulz, M., and M. Muldesee (2002), REDFIT: Estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series, *Comput. Geosci.*, 28, 421–426
- Schwerdtfeger W (1984) *Weather and Climate in the Antarctic*, Vol 15, Elsevier Science, Amsterdam, pp. 261
- Sernander, R., (1908), On the evidence of postglacial changes of climate furnished by the peat-mosses of northern Europe, *Geol. Fören. Stockh. Förh.* 30, 467–478.
- Sharma, M. (2002), Variations in solar magnetic activity during the last 200,000 years: Is there a Sun-climate connection?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 199, 459–472.
- Shimada, C. B., Schaaf, L. G., Thompson, E., Mosley-Thompson, (1991). *World Archaeol.* 22, 247.
- Siegenthaler, U., Monnin, E., Kawamura, K., Spahni, R., Schwander, J., Stauffer, B., Stocker, T.F., Barnola, J.M., Fischer, H., (2005). Supporting the evidence from the EPICA Dronning Maud Land ice core for atmospheric CO₂ changes during the past millennium. *Tellus*, 57B, 51-57.
- Silvestri, G. E., and C. S. Vera (2003), Antarctic oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America, *Geophys. Res. Lett.*, 30(21), 2115, doi:10.1029/2003GL018277.
- Sivili, S., 2002. A historical background: mortuary archaeology in the Sahara between colonialism and modern research. In: di Lernia, S., Manzi, G. (Eds.), *Sand, Stones and Bones: The Archaeology of Death in the Wadi Tannezzuft Valley (5000–2000 BP)*. Centro Interuniversitario di Ricerca per le Civiltà e l'Ambiente del Sahara Antico e Delle Zone Aride, Università Degli Studi di Roma and Department of Antiquities, Libya, pp. 17–24.
- Simmonds, I., Jacka, T.H., 1995. Relationship between the interannual variability of Antarctic sea-ice and the Southern Oscillation index. *Journal of Climate* 8, 637-647.
- Simmonds, I. (1996), Climatic role of Southern Hemisphere extratropical cyclones and their relationships with sea-ice, *Pap. Proc. R. Soc. Tasmania*, 130(2), 95–100.
- Six, D., Reynaud, L. et Letréguilly, A. (2001). Bilan de masse des glaciers alpins et scandinaves, leurs relations avec l'oscillation du climat de l'Atlantique Nord. *C. R. Acad. Sci. Paris, Earth and Planetary Sciences*, 333, 693-698.
- Sonett, C.P., et Finney, S.A., (1990). The spectrum of radiocarbon. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A* 330, 413-426.
- Spahni, R., Chappellaz, J., Stocker, T.F., Loulergue, L., Hausammann, G., Kawamura, K., Fluckiger, J., Schwander, J., Raynaud, D., Masson-Delmotte, V., Jouzel, J., 2005. Variations of atmospheric methane and nitrous oxide during the last 650 000 years from Antarctic ice cores. *Science* 310, 1317-1321.
- Stager, J.C. et Mayeswki, P.A. (1997). Abrupt early to mid-Holocene climatic transition registred at the Equator and the poles. *Science*, 276, 1834-1836.
- Stager, J.C., Cumming, B., et Meeker, L.D., (1997). A high-resolution 11,400-year record from lake Victoria, East Africa. *Quaternary Research*, 47, 81-89.
- Stahle, D.W., Arrigo, R.D., Krusic, P.J., Cleaveland, M.K., Cook, E.R., Alland, R.J., Cole, J.E., Dunbar, R.B., Therrell, M.D., Gay, D.A., Moore, M.D., Stokes, M.A., Burns, B.T., Villanueva-Diaz, J., Thompson, L.G., (1998). Experimental dendroclimatic reconstruction of the Southern Oscillation. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 79, 2137– 2152.
- Stanley, S., De Deckker, P., 2002. A Holocene record of allochthonous, aeolian mineral grains in an Australian alpine lake; implications for the history of climate change in southeastern Australia. *Journal of Paleolimnology* 27, 207–219.
- Steffensen JP (1997) The size distribution of microparticles from selected segments of the GRIP ice core representing different climatic periods. *J Geophys Res* 102 (C12):26755-26763

- Steig, E.J., Morse, D.L., Waddington, E.D., Stuiver, M., Grootes, P.M., Mayewski, P.A., Twickler, M.S., et Whitlow, S., (2000). Wisconsinan and Holocene climate from an Ice Core at Taylor Dome, western Ross Sea embayment, Antarctica. *Geografisker Annaler*, 82A, 213-235.
- Steig, E.J., Hart, C.P., White, J.W.C., Cunningham, W.L., Davis, M.D., Saltzman, E.S., 1998. Changes in climate, ocean and ice sheet conditions in the Ross Embayment, Antarctica, at 6 ka. *Annals of Glaciology* 27, 305-310.
- Stine, S., (1994). "Extreme and Persistent Drought in California and Patagonia During Mediaeval Time," *Nature*, 369, 6481, 546–549.
- Street, F.A. et Grove, A.T. (1976). Environmental and climatic implications of late Quaternary lake level fluctuations in Africa. *Nature*, 261, 385-390.
- Stuiver, M., G. H. Denton, T. J. Huges, and J. L. Fastook (1981), History of the marine ice sheet in West Antarctica during the last deglaciation: A working hypothesis, in *The Last Great Ice Sheet*, edited by G. H. Denton, and T. J. Huges, pp. 319–346, John Wiley, New York.
- Stuiver, M., P. J. Reimer, E. Bard, J. W. Beck, G. S. Burr, K. A. Hughen, B. Kromer, G. McCormac, J. van de Plicht, and M. Spurk (1998), INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000–0 cal BP, *Radiocarbon*, 40(3), 1041–1083.
- Stuiver, M., et Braziunas, T.F., (1989). Atmospheric ^{14}C and century-scale solar oscillations. *Nature*, 388, 405-407.
- Stuiver, M., et Braziunas, T.F., (1993). Sun, Ocean, climate and Atmospheric $^{14}\text{CO}_2$: an evaluation of causal and spectral relationship. *Holocene*, 3, 289-305.
- Stuiver, P.J. Reimer, E. Bard, J.W. Beck, K.A. Hughen, B. Kromer, F.G. McCormack, J. vdPlicht, M. Spurk, INTCAL98, (1998). Radiocarbon age calibration 24,000-0 cal BP, *Radiocarbon* 40, 1041-1083.
- Stuiver, M., P. J. Reimer, and T. F. Braziunas (1998b), Highprecision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples, *Radiocarbon*, 40(3), 1127–1151.
- Sun, B., et Bradley, (2002). Solar influences of cosmic rays and cloud formation: a reassessment. *J. Geophys. Res.*, 107, 10.1029/2001JD000560.
- Svensmark, H. (2000), Cosmic rays and Earth's climate, *Space Sci. Rev.*, 93, 175–195.
- Svensmark, H.H., Friis-Christensen, E., (1997). Variation of cosmic-ray flux and global cloud average – a missing link in solar-climate relationships, *J. Atmos. Sol. Terr., Phys.*, 59, 1225-1232.
- Swap R, Garstang M, Greco S, Talbot R, Kallberg P (1992) Saharan dust in the Amazon Basin. *Tellus Ser.B*:133-149
- Taylor, F., and A. McMinn (2001), Evidence from diatoms for Holocene climate fluctuation along the East Antarctic Margin, *Holocene*, 11(4), 455–466.
- Taylor, F., J. Whitehead, and E. Domack (2001), Holocene paleoclimate change in the Antarctic Peninsula: Evidence from the diatom, sedimentary and geochemical record, *Mar. Micropaleontol.*, 41, 25–43.
- Talbot, R.W., Andreae, M.O., Andreae, T.W., Harriss, R.C., 1988. Regional aerosol chemistry of the Amazon Basin during the dry season. *Journal of Geophysical Research* 93: 1499–1508.
- Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., Henderson, K.A., 2000. Ice-core palaeoclimate records in tropical South America since the Last Glacial Maximum. *Journal of Quaternary Sciences* 15, 377-394.
- Thompson, D.W., et Wallace, J.M., (1998). The Arctic Oscillation signature in the winter geopotential height and temperature fields, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297-1300.
- Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., Davis, M.E., Lin, P.N., Henderson, K.A., Cole-Dai, J., Bolzan, J.F.,

- Liu, K.B., 1995. Late Glacial Stage and Holocene tropical ice core records from Huascarán, Peru. *Science* 269, 46-50.
- Thompson, L. G., M. E. Davis, E. Mosley-Thompson, *Hum. Ecol.* **22**, 83 (1994).
- Tibby, J., S.G. Haberle, (2007). A late glacial to present diatom record from Lake Euramoo, wet tropics of Queensland, Australia
- Torrence, C., Compo, G.P., 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 79, 61-78.
- Tourel, Y.M., Rajagopalan, B., et Kushnir, Y., Dominant patterns of climate variability in the Atlantic Ocean during the last 136-years, *J. Clim.*, 12, 2285-2299.
- Tuenter, E., Weber, S.L., Hilgen, F.J., Lourens, L.J., 2003. The response of the African summer monsoon to remote and local forcing due to precession and obliquity. *Global and Planetary Change* 36, 219–235.
- Tunncliffe V., O'Connell J.M., et McQuoid M.R. (2001) – A Holocene record of marine fish remains from the Northeastern Pacific, 174, 197-210.
- Turney, C., Baillie, M., Clemens, S., Brown, D., Palmer, J., Pilcher, J., Reimer, P., and Leuschner, H. H.: Testing solar forcing of pervasive Holocene climate cycles, *J. Quat. Sci.*, 20, 511–518, 2005.
- Uppenbrik, J., (1999). The North Atlantic Oscillation. *Science*, 283, 948-949.
- Van Geel, B., Raspopov, O.M., Rensen, H., van der plicht, J., Dergachev, V.A., Meijers, H.A.J. (1999). The role of solar forcing upon climate change. *Quaternary Science Reviews* 18 (1999) 331-338
- Veit, H., 1996. Southern Westerlies during the Holocene deduced from geomorphological and pedological studies in the Norte Chico, northern Chile (27–338S). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 123 (1–4), 107– 119.
- deVernal, A., Hillaire-Marcel, C., von Grafenstein, U., et Barber, D., (1997) – Researchers look for links among paleoclimate events, *Eos*, Vol.78, N°24, 247-249.
- Verschuuren, D., Laird, K.R., et Cumming, B.F., (2000). Rainfall and drought in equatorial East Africa during the past 1 100 years. *Nature*, 403, 410-413.
- Viau, A. E., K. Gajewski, P. Fines, D. E. Atkinson, and M. C. Sawada (2002). Widespread evidence of 1500 yr climate variability in North America during the past 14 000 yr. *Geology* 30 (5), 455–458.
- Videla, M.A. 1997. Neoglacial advances in the central Andes, Argentina, during the last centuries. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 10, 55–70.
- Viles, H.A., et Goudie, A.S., (2003). Interannual, decadal and multidecadal scale climatic variability and geomorphology. *Earth-Science Reviews* 61, 105–131
- Villagran, C., Varela, J., 1990. Palynological evidence for increased aridity on the Central Chilean Coast during the Holocene. *Quaternary Research* 34 (2), 198– 207.
- Villalba R, Cook ER, D'Arrigo RD, Jacoby GC, Jones PD, Salinger MJ, Palmer J (1997) Sea-level pressure variability around Antarctica since A.D. 1750 inferred from subantarctic tree-ring records. *Clim Dyn* 13:375-390.
- Villalba, R., J.C. Leiva, S. Rubulis, J.C. Suarez et L. Lenzano. 1990. Climate, tree-ring and glacial fluctuations in the Río Frías valley, Río Negro, Argentina. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 22, 215–232.
- Vimeux, F., Masson, V., Jouzel, J., Stievenard, M., Petit, J.R., 1999. Evidence of a link between deuterium excess in polar snow and ocean conditions over a full glacial-interglacial cycle. *Nature* 398, 410-413.

- von Grafenstein, U., Erlenkeuser, H., Brauer, A., Jouzel, J., et Johnsen, S.J., (1998) (1999) – A Mid-European decadal Isotope-climate record from 15 500 – 5 000 yrs BP, *Science* 284, 1654-1658.
- von Grafenstein, U., Erlenkeuser, H., Müller, J., Jouzel, J., et Johnsen, S., (1998) – The cold event 8200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland, *Climate Dynamics*, 14 : 73–81
- Vonmoos, M., Beer, J., and Muscheler, R. 2006. Large variations in Holocene solar activity – constraints from ¹⁰Be in the GRIP ice core, *J. Geophys. Res.*, 111, A10105, doi:10.1029/2005JA011500.
- Wagner, G., Livingstone, D.M., Masarik, J., Muscheler, et R., Beer, J., (2001). Somme results relevant to the discussion of a possible link between cosmic rays and the Earth's climate. *J. Geophys. Res.*, 106, 3381-3387.
- Walker, G.T., et Bliss, E.W., (1932). World weather V. mem. R. Meteorol. Soc., 4, 53-84.
- Walker, D., Owen, J.A.K., 1999. The characteristics and source of laminated mud at Lake Barrine, Northeast Australia. *Quaternary Science Reviews* 18, 1597–1624.
- Walker R.I., et Pellatt M.G. (2001). Climate change and impacts in Southern British Columbia a paleo environmental perspective, <http://adaptation.nrcan.gc.ca/>, 1-66.
- Wang, H.J., Zhang, R.H., Cole, J., Chavez, F., 1999. El Niño and the related phenomenon southern oscillation (ENSO): the largest signal in interannual climate variation. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 96, 11071–11072.
- Wang, Cheng, H., Edwards, R. L., He, Y., Kong, X., An, Z, Wu, J., Kelly, M.J., Dykoski, C.A., Li, X., (2005). The Holocene Asian Monsoon: Links to Solar Changes and North Atlantic Climate. DOI: 10.1126/science.1106296, *Science* 308, 854
- Wanner H., (1999). Le balancier de l'Atlantique Nord. *La Recherche*, 321, 72-73.
- Warner, N. R., and E.W. Domack (2002), Millennial- to decadal scale paleoenvironmental change during the Holocene in the Palmer Deep, Antarctica, as recorded by particle size analysis, *Paleoceanography*, 17(3), 8004, doi:10.1029/2000PA000602.
- Weaver, A.J., et Hillaire-Marcel, C., (2004a). Global warming and the next ice age, *Science* 14/04/04.
- Weaver, A.J., et Hillaire-Marcel, C., (2004b). Ice growth in the greenhouse: A seductive paradox but unrealistic scenario, *Geosciences Canada*.
- Wei, K., Gasse, F., 1999. Oxygen isotopes in lacustrine carbonates of West China revisited: implications for post glacial changes in summer monsoon circulation. *Quaternary Science Reviews* 18, 1315–1334.
- Weiss, H., in *Engaging the Past to Understand the Future*, G. Bawden, R. Reycraft, Eds. (Univ. of New Mexico Press, Albuquerque, 2000), pp. 75-98.
- Weiss, H., Courty, M.-A., Wetterstrom, W., Guichard, F., Senior, L., Meadow, R. and Curnow, A. 1993: The genesis and collapse of third millennium north Mesopotamian civilization. *Science* 261, 995-1004.
- Wells, L.E., et Noller, J.S., (1999). Holocene evolution of the physical landscape and human settlement in northern coastal Peru. *Geoarchaeology* 14, 755–789.
- Wenzens, G., 1999. Fluctuations of outlet and valley glaciers in the southern Andes (Argentina) during the past 13,000 years. *Quat. Res.* 51, 238–247.
- White, W. B., and R. G. Peterson (1996), An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent, *Nature*, 380, 699–702.
- Wilkinson, T. J., 1997, Holocene environments of the high plateau, Yemen. *Recent geological investigations: Geoarchaeology*, v. 12, p. 833–864.

- Witt, A. Schumann, A.Y., 2005. Holocene climate variability on millennial scales recorded in Greenland ice cores. *Nonlinear Processes in Geophysics* 12, 345-352.
- Whitlock, C., Moreno, P.I., Bartlein, P.J., 2007. Holocene fire patterns in southern, South America. *Quat. Res.* 68, 28–36.
- Wright, S. W., and R. L. van den Enden (2000), Phytoplankton community structure and stocks in the East Antarctic Marginal ice zone (BROKE survey, January–March 1996) determined by CHEMTAX analysis of HPLC pigment signatures, *Deep Sea Res., Part II*, 47, 2363–2400.
- Yang, X., Liu, T., Xiao, H., 2003. Evolution of megadunes and lakes in the Badain Jaran Desert, Inner Mongolia, China during the last 31,000 years. *Quaternary International* 104, 99–112.
- Yin ZhiQiang, Ma. LiHua, Han, YanBen., Han, YongGang., 2007. Long-term variations of solar activity. *Chinese Science Bulletin* 52 (20), 2737-2741.
- Yiou, F., Raisbeck, G. M., Baumgartner, S., Beer, J., Hammer, C., Johnsen, S., Jouzel, J., Kubik, P. W., Lestringuez, J., Stievenard, M., Suter, M., & Yiou, P. (1997). Beryllium 10 in the Greenland Ice Core Project ice core at Summit, Greenland. *Journal of Geophysical Research*, 102(C12), 26,783-26,794
- Yoffee, N., and Cowgill, W., 1988, *The collapse of ancient Mesopotamian states and civilizations*: Tucson, University of Arizona Press, 241 p
- Yu, F., (2002). Altitude variations of cosmic ray induced production of aerosols: implications for global cloudiness and climate, *J. Geophys. Res.*, 107, 10.1029/2001JA000248.
- Yu, Z., et Ito, E. (1999). Possible solar forcing of century-scale drought frequency in the northern Great Plains., *Geology*, 27, 263–266.
- Yuan, X. (2004), ENSO-related impacts on Antarctic sea ice: A synthesis of phenomena and mechanisms, *Antarct. Sci.*, 16(4), 415–425.
- Zhang, H.C., Ma, Y.Z., Wünnemann, B., et Pachur, H.J., (2000). A Holocene climatic record from arid Northwestern China. *Paleoceanography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 162, 389-401.
- Zhang Y, Carmichael GR (1999) The role of mineral aerosol in tropospheric chemistry in East Asia – a model study. *J. Appl. Meteor.* 38:353-366
- Zazo, C., Goy, J.L., Somoza, L., Dabrio, C.J., Behuomini, G., Improta, J., Lario, J., Bardaji, T, Silvia, P.G., (1994). Holocene sequence of sea-level fluctuations in relation to climatic trends in the Atlantic Mediterranean linkage coast. *J. Coastal research.*, 10, 933-945.
- Zielinski, G. A., P. A. Mayewski, L. D. Meeker, S. Whitlow, and M. Twickler (1996). A 110'000-Yr Record of Explosive Volcanism from the GISP2 (Greenland) Ice Core. *Quaternary Research* 45, 109–118.
- Zielinski, U., and R. Gersonde (1997), Diatom distribution in Southern Ocean surface sediments (Atlantic Sector): Implications for paleoenvironmental reconstructions, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 129, 213–250.