



**HAL**  
open science

# Flux de $^{10}\text{Be}$ en Antarctique durant les 800 000 dernières années et interprétation

Alexandre Cauquoin

► **To cite this version:**

Alexandre Cauquoin. Flux de  $^{10}\text{Be}$  en Antarctique durant les 800 000 dernières années et interprétation. Sciences de la Terre. Université Paris Sud - Paris XI, 2013. Français. NNT : 2013PA112199 . tel-00954293

**HAL Id: tel-00954293**

**<https://theses.hal.science/tel-00954293>**

Submitted on 1 Mar 2014

**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.



Comprendre le monde,  
construire l'avenir®



LSCE

# UNIVERSITÉ PARIS-SUD XI

ÉCOLE DOCTORALE : MIPEGE (ED 534)

Laboratoire des Science du Climat et de l'Environnement  
(CEA-CNRS-UVSQ)

*DISCIPLINE : Science de la Terre*

## THÈSE DE DOCTORAT

Soutenue le 07 Octobre 2013

par

Alexandre CAUQUOIN

## Flux de $^{10}\text{Be}$ en Antarctique durant les 800 000 dernières années et interprétation

**Directeur de thèse :** Jean JOUZEL      Directeur de recherche (LSCE/IPSL, Gif-sur-Yvette)  
**Encadrant :** Grant RAISBECK      Directeur de recherche honoraire au CNRS,  
chercheur bénévole (CSNSM, Orsay)

### Composition du jury :

*Président du jury :* Xavier QUIDELLEUR      Professeur (Université Paris-Sud 11, Orsay)  
*Rapporteurs :* Slimane BEKKI      Directeur de recherche (LATMOS-IPSL, Guyancourt)  
Raimund MUSCHELER      Associate Professor (Lund University, Suède)  
*Examineurs :* Nicolas THOUVENY      Directeur de recherche (CEREGE, Aix-en-Provence)  
Xavier QUIDELLEUR      Professeur (Université Paris-Sud 11, Orsay)



# Remerciements

Ça y est, c'est la fin ! Trois années ont passé et mon doctorat se termine déjà. Ce travail de thèse s'est déroulé au sein du Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE). J'ai pu y rencontrer de nombreuses personnes, qui par leur contribution scientifique ou plus simplement par leurs encouragements et leur bonne humeur m'ont aidé à accomplir ce travail dans les meilleures conditions possibles.

Mes premiers remerciements sont pour Jean Jouzel qui m'a offert l'opportunité de faire cette thèse. Malgré son emploi du temps de ministre, il a toujours su être attentif de près ou de loin à mon travail. Ce travail a été encadré par Grant Raisbeck. Je le remercie pour toutes les connaissances acquises durant ces trois années. De plus, le présent manuscrit doit beaucoup à ses corrections et je l'en remercie vivement. Je tiens aussi à remercier l'équipe ASTER (Maurice Arnold, Georges Aumaître, Didier Boulès et Karim Keddadouche) du CEREGE à Aix-en-Provence pour toutes les mesures de  $^{10}\text{Be}$  effectuées durant cette thèse et sa réactivité.

Je remercie également toutes les personnes LSCE qui m'ont apporté aide et soutien. Mes pensées vont tout particulièrement à Amaelle Landais pour son investissement scientifique durant ces trois années, ses encouragements, sa bonne humeur et son soutien qui m'a permis d'arriver à la fin de cette thèse, quelle que soit la situation. Je tiens également à remercier Françoise Vimeux et Valérie Masson-Delmotte pour toutes les discussions qui m'ont été d'un grand secours (notamment durant l'écriture de ce manuscrit) ainsi que leur soutien. Je souhaite aussi mentionner Dominique Blamart, Claire Waelbroeck, Didier Paillard, Élisabeth Michel, Hervé Guillou, Sébastien Nomade et tous les autres membres du LSCE pour les discussions plus ou moins scientifiques et leurs encouragements durant ces trois années.

J'ai partagé le bureau avec plusieurs compagnons de route durant ces trois années. Les premiers sont Frédéric Prié, le technicien attitré de l'équipe, Guillaume Tremoy et Renato Winkler, deux anciens thésards. Merci à eux pour leur bonne humeur, leurs blagues, l'accent suisse, les discussions pointues sur le café, le chocolat et les desserts (oui nous sommes des estomacs sur pattes), leurs conseils fins et avisés (n'est-ce pas Fred), tout simplement leur amitié. Je les remercie également de m'avoir initié à ce sport génial qu'est le rugby touch dont je salue tous les membres. Les années et les déménagements de bureau passant, les garçons se sont transformés en filles (plutôt remplacés, mais je ne juge pas). Myriam Guillevic et Lucie Bazin ont apporté une touche de féminité nécessaire pour la suite de ma thèse. Merci à elles pour leur soutien, le chocolat (encore), les tranches de rigolade et leur joie de vivre



---

qui ont contribué à rendre mon long séjour au laboratoire agréable. Merci également à Mathieu, Radouane, Inga, Cerise, Véronique et HC pour tous les bons moments passés ensemble.

Je remercie aussi les membres du jury Raimund Muscheler, Slimane Bekki, Xavier Quidelleur et Nicolas Thouveny d'avoir accepté d'évaluer mon travail ainsi que pour les discussions enrichissantes durant la soutenance de thèse.

Enfin, je souhaiterais remercier particulièrement mes parents, mon frère Olivier et ma belle-soeur Marion qui m'ont toujours soutenu et encouragé dans la voie que j'ai choisie. Merci à vous pour votre confiance, votre écoute attentive quand j'en avais besoin, et surtout pour tous les moments passés ensemble afin de souffler un peu. Un merci spécial pour Patricia qui m'a ouvert les portes du LSCE, et pour Colette et Marie-Cécile qui se sont toujours souciées de moi. Je remercie également tous mes amis François, Flavie, Xavier, David, Pierre-Édouard, Nicolas, Guillaume... pour tous les moments passés ensemble, les crises de fou rire, les apéros, les bons repas et les moqueries (mais juste ce qu'il faut). Merci à vous de m'avoir supporté sur cette longue route qu'était ce doctorat et d'avoir fait semblant de vous intéresser à mon sujet de thèse :-p Pour finir, merci à toi Kyoko d'avoir été là durant ces derniers mois. Merci pour le quotidien partagé ensemble, les voyages, la nourriture japonaise, les petites attentions qui font toujours plaisir, le réconfort dont j'avais parfois besoin... Tout simplement merci de partager ces moments de vie avec moi :-)

# Flux de $^{10}\text{Be}$ en Antarctique durant les 800 000 dernières années et interprétation

## Résumé

Les glaces polaires, en plus d'améliorer notre compréhension du climat, donnent accès aux retombées de béryllium-10 ( $^{10}\text{Be}$ ), isotope d'origine cosmogénique formé par l'interaction du rayonnement cosmique et des hautes couches de l'atmosphère. Son taux de production dépend de l'intensité du rayonnement cosmique primaire, qui est modulé par l'activité solaire et le champ magnétique terrestre. Le  $^{10}\text{Be}$  contient donc des informations sur ces deux paramètres. Il a permis, entre autres, l'amélioration des chronologies des carottes de glace grâce à des marqueurs stratigraphiques absolus liés à des événements remarquables du champ géomagnétique comme l'excursion de Laschamp ou l'inversion de Brunhes-Matuyama.

EPICA Dome C ( $75^\circ 06' \text{ S}$ ,  $123^\circ 21' \text{ E}$ ) est une carotte de glace de 3270 m de long forée en Antarctique Est. Elle offre un enregistrement climatique complet durant les 800 000 dernières années (kyr BP). Dans le cadre de cette thèse, 2200 échantillons de  $^{10}\text{Be}$  ont été mesurés entre 2384 m (269 kyr BP) et 2627 m (355 kyr BP) de profondeur. Cette séquence continue offre, d'une part, la possibilité d'étudier l'activité solaire durant la période interglaciaire du Stade Isotopique Marin (MIS) 9.3, où la résolution atteint  $\sim 20$  ans. Nos résultats contrastent avec ceux durant l'Holocène, avec l'absence remarquée du cycle de *de Vries* (210 ans) dans notre profil de  $^{10}\text{Be}$ . D'autre part, cette séquence nous a permis de vérifier que l'estimation classique de l'accumulation de neige obtenue par les modèles de datation de carottes de glace est correcte à 20% près lors de la succession des cycles glaciaires – interglaciaires.

Ces mesures ont été combinées avec celles précédemment effectuées sous la responsabilité de Grant Raisbeck (publication en préparation). Ceci permet de disposer d'un profil continu et détaillé (résolution de 20 à 250 ans) entre 200 et 800 kyr BP sur la carotte de glace EPICA Dome C. Les variations de flux de  $^{10}\text{Be}$  observées se comparent bien aux changements d'intensité du champ géomagnétique enregistrés dans les sédiments marins. À partir de cette observation, il est possible de proposer une synchronisation de ces profils afin de les placer sur une échelle d'âge commune. Les déphasages observés entre l'augmentation de température en Antarctique (augmentation du  $\delta\text{D}$  à EDC) et la hausse du niveau marin global (baisse du  $\delta^{18}\text{O}$  marin des archives sédimentaires) n'excèdent pas 3200 ans excepté à la Terminaison VII. La faible résolution des enregistrements de  $\delta^{18}\text{O}$  dans les sédiments marins rend l'analyse des déphasages délicate. Les résultats obtenus encouragent à analyser des périodes plus récentes autour de la Terminaison II, incluant les excursions géomagnétiques de Blake et d'Iceland Basin. Ceci permettrait en effet de contraindre plus fortement la synchronisation entre le signal paléomagnétique dans les sédiments marins et le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC.

# $^{10}\text{Be}$ flux in Antarctica during the last 800 000 years and interpretation

## Abstract

The polar ice cores, in addition to improving our understanding of the climate, give access to beryllium-10 ( $^{10}\text{Be}$ ) fallout, an isotope of cosmogenic origin created by the interaction of Galactic Cosmic Rays with the upper atmosphere. Its production rate depends on the intensity of the primary cosmic rays, which are modulated by solar activity and the Earth's magnetic field.  $^{10}\text{Be}$  therefore provides information on these two parameters. It has allowed, among others, the improvement of ice cores chronologies thanks to absolute stratigraphic markers linked to remarkable events of the geomagnetic field as the Laschamp excursion or the Brunhes-Matuyama reversal.

EPICA Dome C ( $75^\circ 06' \text{ S}$ ,  $123^\circ 21' \text{ E}$ ) is a 3270 m ice core drilled in East Antarctica. It offers a complete climate record over the last 800 000 years (kyr BP). In the framework of the PhD, 2200  $^{10}\text{Be}$  samples were measured between 2384 m (269 kyr BP) and 2627 m (355 kyr BP) deep. This continuous sequence provides, on the one hand, the opportunity to study the solar activity during the interglacial period of the Marine Isotope Stage (MIS) 9.3, where the resolution reaches  $\sim 20$  years. Our results contrast with those during the Holocene, with the noted absence of the *de Vries* cycle (210 years) in our  $^{10}\text{Be}$  profile. On the other hand, this sequence allowed us to verify that the classical estimate of snow accumulation obtained by the dating models of ice cores is correct to within 20% during the succession of glacial – interglacial cycles.

These measurements were combined with those previously performed under the responsibility of Grant Raisbeck (publication in preparation). This allows to dispose of a continuous and detailed profile (resolution: 20 to 250 years) between 200 and 800 kyr BP on the EPICA Dome C ice core. The observed  $^{10}\text{Be}$  flux variations compare well with changes in the intensity of the geomagnetic field recorded in marine sediments. From this observation, it is possible to propose a synchronization of these profiles in order to place them on a common age scale. The observed phase shifts between the rise of temperature in Antarctica (increase of  $\delta\text{D}$  at EDC) and the rise of global sea level (decrease of marine  $\delta^{18}\text{O}$  from marine sediments) do not exceed 3200, except at the Termination VII. The low resolution of the  $\delta^{18}\text{O}$  records from marine sediments makes it difficult to analyze the phase shifts. The obtained results encourage to analyze more recent periods around Termination II, including the Blake and Iceland Basin geomagnetic excursions. Indeed, this would allow to constrain more strongly the synchronization between the paleomagnetic signal in marine sediments and the  $^{10}\text{Be}$  flux at EDC.

# Table des matières

<b>Introduction</b>	<b>11</b>
1 Contexte . . . . .	11
2 Le thermomètre isotopique . . . . .	13
2.1 Les isotopes de l'eau . . . . .	13
2.2 Les cycles glaciaires-interglaciaires . . . . .	16
3 EPICA Dome C . . . . .	18
4 Organisation du manuscrit . . . . .	20
<b>1 Théorie : du flux de rayonnement cosmique au dépôt de <math>^{10}\text{Be}</math> dans la glace polaire</b>	<b>23</b>
1.1 Comment est produit le $^{10}\text{Be}$ ? . . . . .	23
1.2 Causes des variations du taux de production de $^{10}\text{Be}$ . . . . .	26
1.2.1 Flux de rayonnement galactique primaire . . . . .	27
1.2.2 Modulation héliomagnétique . . . . .	27
1.2.3 Modulation géomagnétique . . . . .	32
1.2.4 Production du $^{10}\text{Be}$ . . . . .	33
1.3 Transport et déposition . . . . .	36
<b>2 Application des mesures de <math>^{10}\text{Be}</math> : un proxy de l'activité solaire et de l'intensité du champ magnétique terrestre</b>	<b>39</b>
2.1 Quelles archives et pourquoi? . . . . .	39
2.2 Activité solaire . . . . .	41
2.2.1 Le cycle de 11 ans (cycle de <i>Schwabe</i> ) . . . . .	41
2.2.2 Le dernier millénaire : les « Grands Minima » d'intensité du champ héliomagnétique . . . . .	42
2.2.3 L'Holocène : études spectrales des variations centenniales de l'activité solaire . . . . .	47
2.3 Intensité du champ magnétique terrestre . . . . .	51
2.3.1 Reconstruction de l'intensité du champ magnétique terrestre . . . . .	51
2.3.2 Excursions et inversions magnétiques . . . . .	54
<b>3 Use of <math>^{10}\text{Be}</math> to predict atmospheric <math>^{14}\text{C}</math> variations during the Laschamp excursion : high sensitivity to cosmogenic isotope production calculations</b>	<b>61</b>
3.1 Introduction . . . . .	64
3.2 Modeling . . . . .	66
3.2.1 $^{10}\text{Be}$ records from Greenland and EPICA Dome C . . . . .	66

3.2.2	Reconstruction of $^{14}\text{C}$ production from $^{10}\text{Be}$ flux . . . . .	67
3.2.3	Approximation from Hoffmann et al. [2010] . . . . .	71
3.2.4	Description of the carbon cycle model . . . . .	73
3.2.5	Simulations of the carbon cycle . . . . .	74
3.3	Results from $^{10}\text{Be}$ flux records . . . . .	76
3.3.1	EPICA Dome C . . . . .	76
3.3.2	Greenland . . . . .	77
3.3.3	Comparison with IntCal09 . . . . .	77
3.4	Discussion . . . . .	79
3.4.1	Sensitivity of $^{10}\text{Be} - ^{14}\text{C}$ conversion . . . . .	79
3.4.2	Carbon cycle uncertainties . . . . .	81
3.5	Conclusion . . . . .	82
<b>4</b>	<b>Procédure expérimentale</b>	<b>83</b>
4.1	Préparation des échantillons . . . . .	83
4.1.1	Extraction chimique du béryllium . . . . .	83
4.1.2	Mise en cathode . . . . .	84
4.2	Mesure des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ par spectrométrie de masse par accé- lérateur . . . . .	85
4.2.1	Description de l'AMS . . . . .	85
4.2.2	Corrections et incertitudes . . . . .	88
4.2.3	Calcul des concentrations en $^{10}\text{Be}$ . . . . .	88
<b>5</b>	<b>High resolution <math>^{10}\text{Be}</math> record in EPICA Dome C ice core over a whole climatic cycle (MIS 9)</b>	<b>91</b>
5.1	Introduction . . . . .	92
5.2	Results . . . . .	94
5.3	Causes of millennial variations of $^{10}\text{Be}$ flux . . . . .	97
5.3.1	Climatic influence . . . . .	97
5.3.2	Transport and deposition effects . . . . .	98
5.3.3	Dating uncertainties . . . . .	99
5.4	Validity of the interpretation of glacial-interglacial accumulation and temperature change in the EDC ice core . . . . .	99
5.5	Link to solar activity cycles . . . . .	101
5.6	Conclusions . . . . .	107
<b>6</b>	<b>Synchronisation de l'enregistrement de béryllium-10 à EDC avec les variations de paléointensité géomagnétique dans les sédiments marins entre 200 et 800 kyr BP</b>	<b>109</b>
6.1	Flux de $^{10}\text{Be}$ à EPICA Dome C entre 200 et 800 kyr BP . . . . .	109
6.2	Synchronisation avec les sédiments marins . . . . .	115
6.2.1	PISO-1500 . . . . .	115
6.2.2	Synchronisation . . . . .	117
6.3	Les enregistrements climatiques . . . . .	120
6.3.1	Alignement orbital : comparaison entre les proxies climatiques de EDC et PISO-1500 . . . . .	120

6.3.2	Déphasages entre les profils de $\delta D$ sur EDC et de $\delta^{18}O$ sur PISO-1500 . . . . .	124
6.3.3	Incertitudes . . . . .	127
6.3.4	Test avec les archives sédimentaires individuelles . . . . .	129
<b>Conclusion</b>		<b>135</b>
<b>Annexe A Estimations du LIS (Spectre Interstellaire Local)</b>		<b>139</b>
<b>Annexe B Matériel supplémentaire pour le Chapitre 3</b>		<b>141</b>
<b>Annexe C Matériel supplémentaire pour le Chapitre 5</b>		<b>145</b>
C.1	Spectral analysis programs . . . . .	145
C.2	Characteristic periodicities of solar activity over the whole $^{10}Be$ record between 269 and 355 kyr BP . . . . .	146
<b>Annexe D EDC3 et AICC2012</b>		<b>149</b>
<b>Annexe E Archives sédimentaires</b>		<b>153</b>
<b>Annexe F Synchronisation du <math>^{10}Be</math> à EDC avec divers enregistrements sédimentaires marins</b>		<b>157</b>
<b>Annexe G Agrandissement sur les déphasages</b>		<b>171</b>
<b>Liste des figures</b>		<b>179</b>
<b>Liste des tableaux</b>		<b>185</b>
<b>Bibliographie</b>		<b>187</b>



# Introduction

## 1 Contexte

“Warming of the climate system is unequivocal, as is now evident from observations of increases in global average air and ocean temperatures, widespread melting of snow and ice and rising global average sea level”. “Most of the global average warming over the past 50 years is very likely due to anthropogenic greenhouse gases (GHG) increases and it is likely that there is a discernible human-induced warming averaged over each continent (except Antarctica)”. Ces conclusions de l’[IPCC \[2007\]](#) montrent clairement que l’action de l’homme sur l’environnement ne se limite plus à des pollutions locales mais au climat global de la Terre, provoquant une augmentation des températures moyennes globales depuis le milieu du XX<sup>ème</sup> siècle. Ayant ces faits en tête, il est plus que jamais important de mieux comprendre les mécanismes régissant le climat de la Terre, afin d’être en mesure de prévoir les futurs changements climatiques et ses impacts sur la société humaine. Le climat, par le biais d’études de l’atmosphère, des océans ou des calottes polaires, est depuis longtemps l’objet de recherches qui ont mené les scientifiques à découvrir le réchauffement global de la Terre et le changement climatique d’origine anthropique.

Le consensus dans la communauté scientifique est qu’il est nécessaire de réduire de manière drastique les émissions de gaz à effet de serre dans le but de limiter le futur réchauffement global à une limite acceptable (souvent prise à  $+2^{\circ}\text{C}$ ). Toutefois, l’augmentation de manière continue des émissions de gaz à effet de serre provoquera probablement un réchauffement climatique plus fort. Les scientifiques doivent donc se pencher sur l’avenir afin de prévoir les changements climatiques auxquels l’humanité devra faire face. Pour cela, des modèles climatiques complexes, incorporant les connaissances actuelles de la physique du système climatique, sont utilisés afin de prédire l’évolution future des variables climatiques telles que la température, les taux de précipitation, la taille des calottes glaciaires. . . Parce que nos connaissances du système climatique sont encore imparfaites, des incertitudes peuvent demeurer autour du scénario du climat futur.



Pour parvenir à des prédictions plus précises du changement climatique, il est nécessaire d'accroître nos connaissances du système contrôlant le climat. La manière la plus fructueuse de les acquérir est d'étudier son passé. Depuis plus de 50 ans, des scientifiques de disciplines variées ont étudié le climat de la Terre à l'aide des archives climatiques. Parmi elles, les carottes de glace polaire sont des archives exceptionnelles qui offrent la possibilité de reconstruire de nombreux paramètres permettant de reconstituer les variations passées de notre climat et de notre environnement (température, accumulation, composition de l'atmosphère, impuretés. . .) et donc de déchiffrer les mécanismes mis en oeuvre à différentes échelles de temps.

Les glaces polaires donnent notamment accès aux retombés de béryllium-10 ( $^{10}\text{Be}$ ), isotope d'origine cosmogénique, formé par l'interaction du rayonnement cosmique et des hautes couches de l'atmosphère. Son taux de production dépend de l'intensité du rayonnement cosmique primaire qui est modulé par l'activité solaire et le champ magnétique terrestre (voir chapitre 1). Les analyses de  $^{10}\text{Be}$  réalisées sur les carottes de glace sont donc intéressantes, que ce soit pour l'étude des variations séculaires de l'activité solaire ou pour l'identification de pics liés à des événements paléomagnétiques. En outre, le  $^{10}\text{Be}$  est utilisé comme outil de corrélation entre différentes carottes de glace ou avec les sédiments marins à partir d'enregistrements du champ magnétique terrestre.

Un des objectifs du travail présenté dans ce manuscrit est d'étudier les variations de l'activité solaire durant une période interglaciaire, car la connaissance de ces changements est une étape préliminaire indispensable pour étudier les effets du Soleil sur le climat. Pour cela, nous avons préparé et mesuré 2200 échantillons de  $^{10}\text{Be}$  dans une carotte de glace d'Antarctique (EPICA Dome C) afin d'obtenir un profil en continu et à haute résolution sur tout un cycle climatique. Ces mesures nous ont permis de compléter un enregistrement de  $^{10}\text{Be}$  avec une haute résolution exceptionnelle (20 – 250 ans) couvrant la période 200 – 800 kyr BP\*. Le second objectif est, grâce à la synchronisation de ce profil sur des enregistrements d'intensité du champ géomagnétique provenant des sédiments marins, d'obtenir et d'interpréter une chronologie relative entre le réservoir continental (glace polaire) et océanique (sédiments marins). L'avantage de cette méthode étant que les paramètres utilisés sont peu influencés par le changement climatique. Ces contraintes relatives, appliquées aux courbes de température enregistrées dans ces mêmes carottes, donnent en effet accès aux relations de phase entre les enregistrements glaciaires et marins, vitales pour la compréhension des mécanismes impliqués dans la variabilité climatique

---

\*. La notation suivante sera couramment utilisée : 800 000 ans avant le présent = 800 kyr BP (pour kiloyear Before Present), le présent étant défini à l'année 1950.

aux échelles orbitales ou millénaires. Ces variations de température sont accessibles grâce aux isotopes de l'eau, dont les caractéristiques sont fonction de la température.

## 2 Le thermomètre isotopique

### 2.1 Les isotopes de l'eau

Les éléments hydrogène et oxygène qui forment la molécule d'eau possèdent à l'état naturel des isotopes stables qui diffèrent par leur nombre de neutrons, et donc par leur masse. Les formes les plus abondantes de ces éléments sont l'hydrogène ( $^1\text{H}$ ), le deutérium ( $^2\text{H}$  ou D), l'oxygène-16 ( $^{16}\text{O}$ ), l'oxygène-17 ( $^{17}\text{O}$ ) et l'oxygène-18 ( $^{18}\text{O}$ ) (Table 1). Il en résulte différentes formes isotopiques de la molécule d'eau, les

Atome	Masse (u)	Abondance (%)
$^1\text{H}$	1	99,985
$^2\text{H}$ (D)	2	0,15
$^{16}\text{O}$	16	99,759
$^{17}\text{O}$	17	0,037
$^{18}\text{O}$	18	0,204

TABLE 1 – Masses (en unité atomique) et abondances naturelles des isotopes stables de l'hydrogène et de l'oxygène.

*Mass (in atomic units) and natural abundances of the stable hydrogen and oxygen isotopes.*

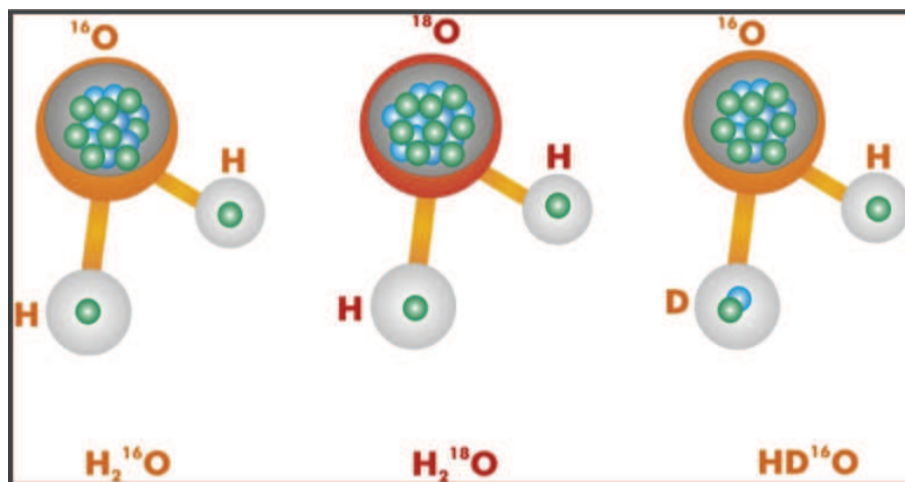


FIGURE 1 – Différentes formes isotopiques de la molécule d'eau.

*The water molecule isotopes.*

plus nombreuses étant  $H_2^{16}O$ ,  $HDO$ ,  $H_2^{17}O$  et  $H_2^{18}O$  (e.g. Fig 1). Leurs propriétés physiques étant légèrement différentes (masse et symétrie), divers fractionnements isotopiques interviennent lors des changements d'état de l'eau dans le cycle atmosphérique. Les molécules lourdes ( $HDO$  et  $H_2^{18}O$ ) vont ainsi préférentiellement vers la phase condensée (eau ou neige) que vers la phase vapeur. À chaque changement de phase dans le cycle atmosphérique de l'eau, la phase condensée est donc plus riche en isotopes lourds que la phase vapeur qui lui donne naissance. Cette notion, liée à l'enrichissement ou l'appauvrissement des différentes phases de l'eau en isotopes lourds, est appelée fractionnement isotopique. La variation des rapports isotopiques  $R = X^*/X$ , avec  $X^*$  l'élément lourd ( $HDO$  ou  $H_2^{18}O$ ) et  $X$  l'élément léger ( $H_2^{16}O$ ), étant très faible, il est plus aisé de mesurer des variations relatives de ces rapports. La composition isotopique d'un échantillon d'eau est exprimée en ‰ relativement à un standard de composition isotopique connue par la notation  $\delta$  :

$$\delta = \left( \frac{R_{\text{échantillon}}}{R_{\text{VSMOW}}} - 1 \right) \cdot 10^3$$

avec  $R_{\text{échantillon}}$  le rapport isotopique de l'échantillon et  $R_{\text{VSMOW}}$  le rapport isotopique moyen des océans défini par le standard V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water).

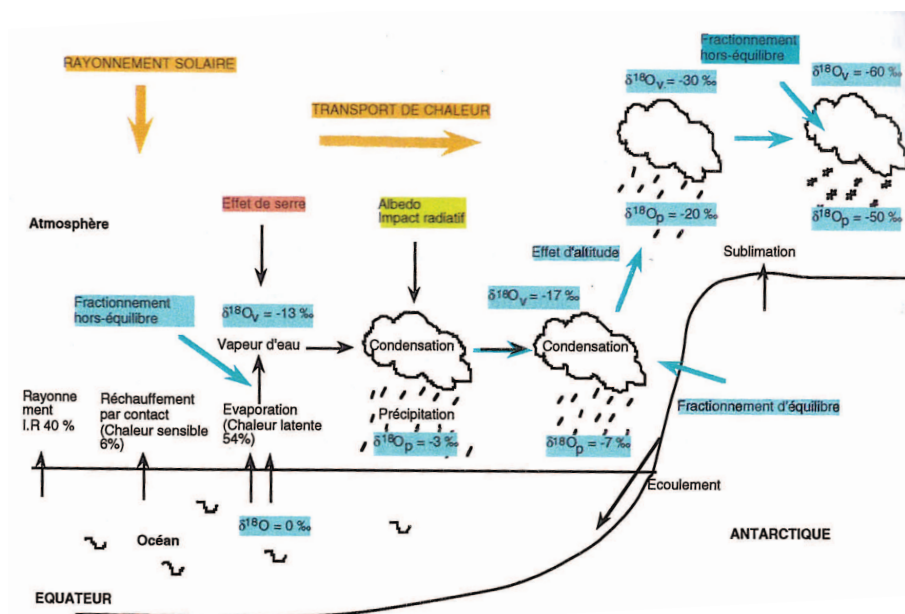


FIGURE 2 – Cycle atmosphérique de l'eau associé au cycle isotopique [Vimeux, 1999].

*The water atmospheric cycle associated to the isotopic cycle [Vimeux, 1999].*

La conséquence du fractionnement isotopique sur le cycle atmosphérique de l'eau est la décroissance des teneurs isotopiques des précipitations (phase condensée) depuis les tropiques jusqu'aux pôles, au fur et à mesure que l'air se refroidit. Le fractionnement isotopique contribue donc à l'appauvrissement de la masse d'air en isotopes lourds (e.g. Fig. 2). Dans les régions polaires, cela se traduit au premier ordre par une relation linéaire entre la température moyenne annuelle du site et l'abondance isotopique, aussi bien pour le deutérium que pour l'oxygène-18 [Craig, 1961; Dansgaard, 1964; Lorius et al., 1969]. Ceci s'explique bien par un modèle isotopique décrivant de manière simplifiée la vie d'une masse d'air des tropiques jusqu'aux pôles (Fig. 2). Cette relation entre la température et la composition isotopique de l'eau est appelée *thermomètre isotopique*. Plus il fait froid, plus la neige est pauvre en isotopes lourds et inversement (Fig. 3). Cette correspondance permet donc de reconstruire les variations du climat passé à partir des mesures en  $\delta D$  ou  $\delta^{18}O$  dans la glace en un site donné. Il faut noter que cette relation est inverse pour les océans. En effet, lors d'un réchauffement du climat, la fonte des glaces appauvries en isotopes lourds provoque une diminution du taux en isotopes lourds de l'océan. Le  $\delta^{18}O$  mesuré dans les foraminifères benthiques (organismes qui vivent et se déposent au fond de l'océan) est donc un indicateur de la quantité de glace stockée aux pôles (et permet donc de savoir s'il fait plus froid ou plus chaud).

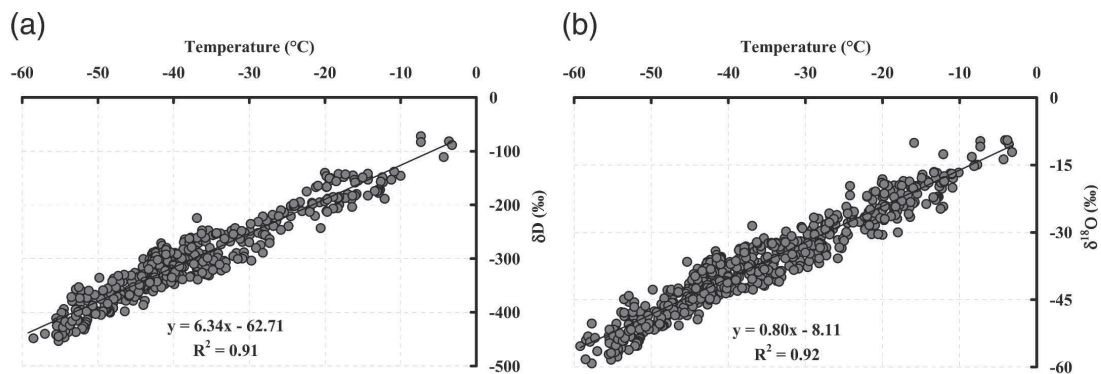


FIGURE 3 – Relation entre la composition isotopique de la neige et la température moyenne de surface en Antarctique. (a)  $\delta D$  en fonction de la température. (b)  $\delta^{18}O$  en fonction de la température. Figure tirée de Masson-Delmotte et al. [2008].

*Relationship between the isotopic composition of the snow and the average surface temperature in Antarctica. (a)  $\delta D$  according the temperature. (b)  $\delta^{18}O$  according to the temperature. Figure from Masson-Delmotte et al. [2008].*

## 2.2 Les cycles glaciaires-interglaciaires

Parce que les carottes de glace contiennent de multiples informations sur les températures passées, que ce soit par la composition isotopique de la glace ou par les bulles d'air piégées dans celle-ci (révélant la concentration des constituants atmosphériques comme les gaz à effet de serre méthane et  $\text{CO}_2$  par exemple), elles sont parmi les archives climatiques les plus précieuses. De plus, elles fournissent des enregistrements à haute résolution et, sur les sites d'Antarctique Est, couvrent une période représentant huit cycles d'âge glaciaire (Fig. 4). L'enregistrement des iso-

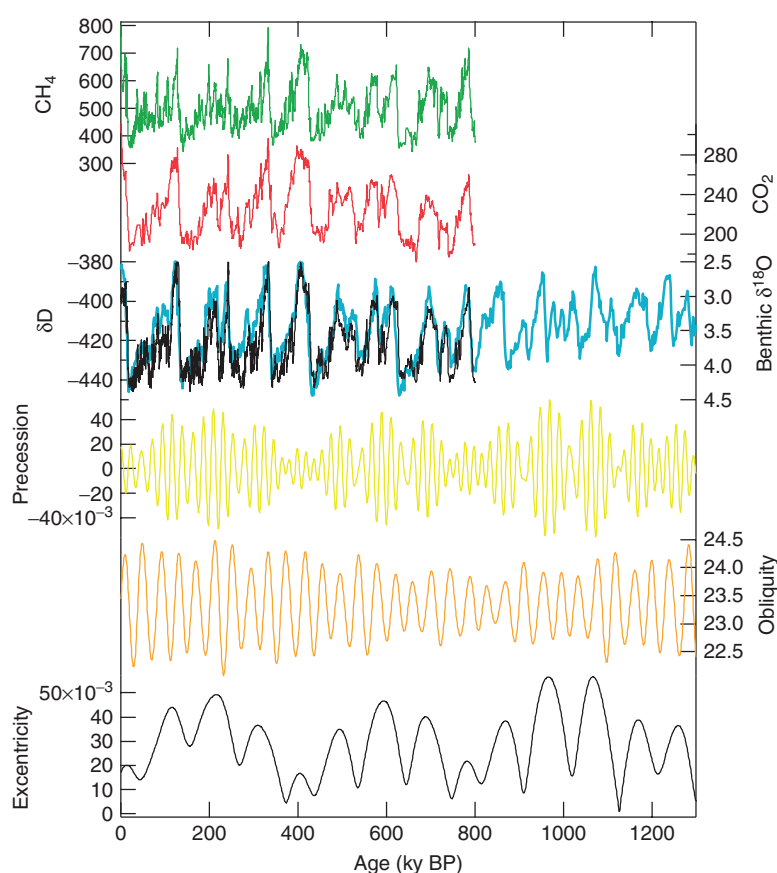


FIGURE 4 – De haut en bas : Concentrations en méthane atmosphérique (ppbv) et  $\text{CO}_2$  (ppmv), proxy de la température ( $\delta\text{D}$  en ‰) de la carotte de glace EPICA Dome C en Antarctique Est (ligne noire) comparé avec le niveau global des océans, indiqué par le  $\delta^{18}\text{O}$  (‰) des carottes de sédiments marins benthiques (ligne bleue), et les paramètres astronomiques. Figure et références dans [Jouzel and Masson-Delmotte \[2010\]](#).

*From top to bottom: Atmospheric Methane (ppbv) and  $\text{CO}_2$  (ppmv) concentrations, temperature proxy  $\delta\text{D}$  (‰) of EPICA Dome C ice core in East Antarctica (black line) compared with global sea level, indicated by  $\delta^{18}\text{O}$  (‰) of benthic sea sediment cores (blue line), and astronomical parameters. Figure and references in [Jouzel and Masson-Delmotte \[2010\]](#).*

tope de l'eau (e.g.  $\delta D$ ) imprime les périodicités de ce que l'on appelle les « cycles de Milanković », nommés ainsi après que l'ingénieur et géophysicien serbe Milutin Milanković proposa en 1941 un lien entre les cycles glaciaires-interglaciaires et les paramètres orbitaux de la Terre. Cette hypothèse est fondée sur le calcul des variations séculaires de l'ensoleillement des différentes régions de la Terre résultant non pas des fluctuations du rayonnement émis par le Soleil mais de l'évolution du mouvement de la Terre autour du Soleil. En effet, l'orbite terrestre est caractérisée et contrôlée par trois paramètres qui varient de façon périodique (Fig. 5) :

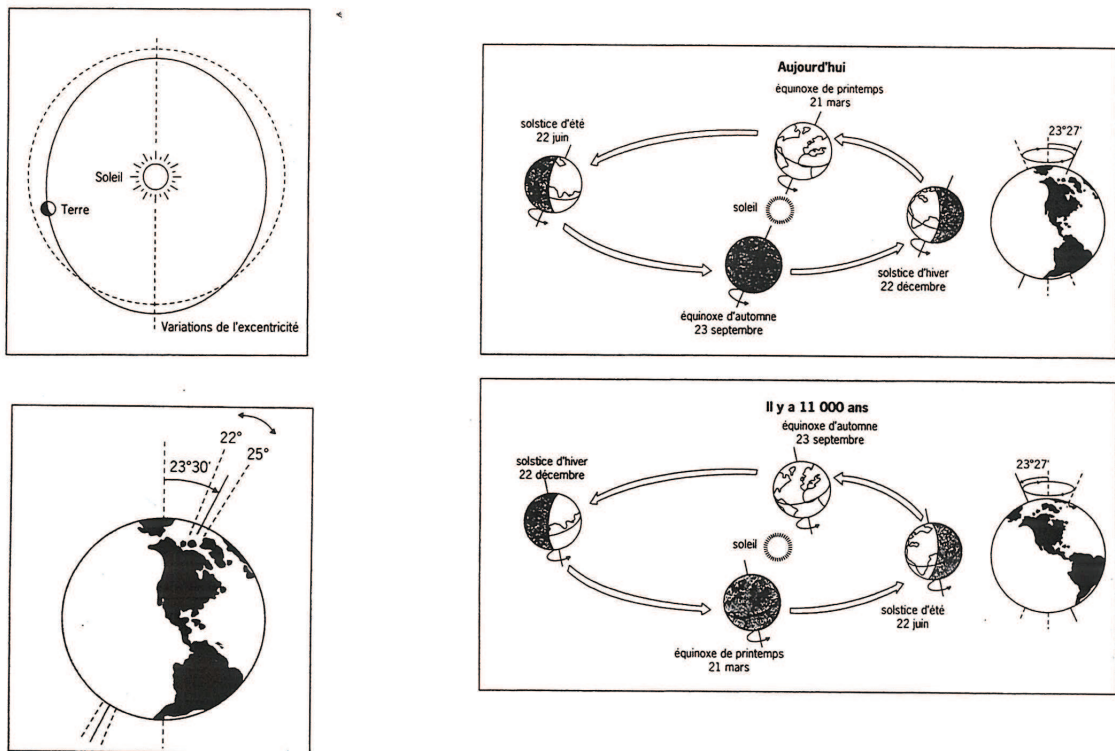


FIGURE 5 – Paramètres orbitaux de la Terre : l'excentricité variant avec des périodes voisines de 100 000 et 400 000 ans (en haut à gauche), l'obliquité actuellement à un angle de  $23,44^\circ$  (en bas à gauche), et la variation de la position des solstices et des équinoxes due à la précession (à droite). Figure tirée de [Vimeux \[1999\]](#).

*Orbital parameters of the Earth: the eccentricity varying with periods of 100,000 and 400,000 years (on top left), the obliquity currently at an angle of  $23.44^\circ$  (on top right), and the variation of the solstices and equinoxes positions due to the precession (on the right). Figure from [Vimeux \[1999\]](#).*

- La variation d'excentricité de l'orbite de la Terre autour du Soleil. L'excentricité, définie comme la déviation de l'orbite terrestre d'une orbite parfaitement circulaire, fluctue principalement avec des périodes de 400 000 et 100 000 ans dues aux perturbations gravitationnelles des planètes Jupiter et Saturne. Ce



paramètre varie de 0,005 (orbite quasi-circulaire) à 0,058. L'excentricité actuelle de la Terre est de 0,017. Plus l'excentricité est forte (faible), plus les variations d'énergie solaire arrivant sur Terre durant une révolution autour du Soleil sont élevées (faibles).

- L'obliquité, qui est l'angle entre l'axe de rotation de la Terre et le plan perpendiculaire à son orbite. Il varie entre  $22,1^\circ$  et  $24,5^\circ$  environ tous les 41 000 ans. Une plus forte obliquité conduit à une augmentation de l'amplitude des cycles saisonniers car la Terre reçoit plus de radiation du Soleil en été et moins en hiver. Ces changements ne sont pas de même magnitude partout sur la surface de la Terre. Les hautes latitudes sont plus sensibles aux variations de ce paramètre responsable de la nuit polaire et du soleil de minuit.
- Les cycles de 19 000 et 23 000 ans qui sont liés à la précession des équinoxes. Elle correspond à la combinaison de la rotation du grand axe de l'orbite terrestre autour du Soleil avec la précession axiale de la Terre (rotation conique de l'axe de la Terre ayant une période de 26 000 ans). Cela induit un déplacement des positions des solstices et des équinoxes sur l'orbite terrestre au cours du temps, et donc des variations de l'énergie solaire reçue à chaque saison. Aujourd'hui, le maximum d'insolation reçu par la Terre est durant le solstice d'hiver. Il y a 11 000 ans, la Terre recevait ce maximum d'insolation en plein été.

Les variations de température (reflétées par les variations de  $\delta D$  dans la Fig. 4) dans la carotte de glace d'EPICA Dome C (voir section 3) ne peuvent pas être simplement expliquées par une réponse linéaire aux changements des paramètres astronomiques. D'autres mécanismes, comme les changements du forçage radiatif dus aux fluctuations des concentrations en gaz à effet de serre, les variations d'élévation de la calotte glaciaire, l'albédo, la végétation et les variations de transport d'humidité et de chaleur dans l'atmosphère [Jouzel et al., 2007], doivent être pris en compte.

### 3 EPICA Dome C

EPICA (*European Project for Ice Coring in Antarctica*) est un projet européen de forage dans les glaces profondes de l'Antarctique. Son objectif principal était d'obtenir des enregistrements climatiques complets archivés dans la glace d'Antarctique en forant et analysant deux carottes, et en les comparant avec des données issues d'autres forages au Groenland. Deux sites ont donc été choisis : la station Kohnen ( $75^\circ 00' S$ ,  $00^\circ 04' E$ ) dans le secteur de Dronning Maud Land, et le site d'EPICA Dome C (EDC) situé sur le plateau Antarctique ( $75^\circ 06' S$ ,  $123^\circ 21' E$ ,

voir Fig. 6) à 3233 m d'altitude au dessus du niveau de la mer. Le forage de la carotte de glace d'EPICA Dome C a démarré en 1995 et s'est achevé en 2004 à une profondeur de 3270 m au voisinage du socle rocheux, donnant accès à un enregistrement climatique du site sur les derniers 800 000 ans [EPICA, 2004; Jouzel et al., 2007]. Ceci a été possible grâce aux conditions extrêmes de température ( $-54,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) et de sécheresse régnant sur ce lieu. En effet, la quantité de neige qui s'accumule en moyenne chaque année correspond seulement à une épaisseur de 2,5 cm en équivalent eau. L'enregistrement climatique à EDC est accessible grâce aux mesures de composition isotopique dans la carotte de glace. D'autres analyses, telles que les mesures du  $\text{CO}_2$  [Siegenthaler et al., 2005; Lüthi et al., 2008], du  $\text{CH}_4$  [Spahni et al., 2005; Loulergue et al., 2008] ou des poussières [Lambert et al., 2008, 2012] contenues dans la glace, ont apporté des informations primordiales sur l'environnement et la composition atmosphérique du site. Des mesures en  $^{10}\text{Be}$  ont déjà été produites pour l'étude de l'excursion de Laschamp [Raisbeck et al., 2007] et de l'inversion de Brunhes-Matuyama † [Raisbeck et al., 2006; Dreyfus et al., 2008] (voir section 2.3).



FIGURE 6 – Carte de l'Antarctique. Le site EPICA Dome C est entouré en rouge.

*Antarctica map. The EPICA Dome C site is circled in red.*

†. Après une période de transition de quelques milliers d'années où le bouclier terrestre est très diminué (de nombreux pôles se forment alors de manière chaotique à différents endroits), les pôles magnétiques peuvent reprendre leurs positions initiales (excursion) ou permuter (inversion).



## 4 Organisation du manuscrit

Ce manuscrit est organisé en six chapitres :

Le premier chapitre décrit comment est produit et déposé le  $^{10}\text{Be}$ . Le comportement des particules composant le rayonnement cosmique vis-à-vis de l'activité solaire et du champ magnétique terrestre et les conséquences associées sur la production de nucléides cosmogéniques sont d'abord détaillés. Les descriptions théoriques derrière les modèles de production sont aussi évoquées. Après sa production dans l'atmosphère, le  $^{10}\text{Be}$  subit les effets du transport atmosphérique avant de se déposer dans la glace polaire. Les connaissances actuelles de ces mécanismes, à l'aide notamment de modèles de transport atmosphérique, sont exposées.

Le deuxième chapitre est une revue de toutes les études du  $^{10}\text{Be}$  comme proxy de l'activité solaire et de l'intensité du champ géomagnétique. En effet, les variations enregistrées dans les profils de  $^{10}\text{Be}$ , aussi bien dans la glace que dans les sédiments marins, permettent d'accéder aux changements de production des nucléides cosmogéniques. L'examen des variations séculaires, liées à l'activité solaire, a permis de reconstruire l'activité du Soleil jusqu'aux 10 000 dernières années, et de mettre en évidence des cycles de l'activité solaire ainsi que la présence de Minima du champ héliomagnétique durant la période préindustrielle. Pour les variations à plus long-terme (plusieurs milliers d'années), liées à l'intensité du champ magnétique terrestre, les investigations se sont concentrées sur les événements de fort changement de l'intensité du champ tels que l'excursion de Laschamp ( $\sim 41$  kyr BP) et l'inversion de Brunhes-Matuyama ( $\sim 780$  kyr BP).

Le chapitre 3 s'intéresse à l'utilisation du  $^{10}\text{Be}$  pour prédire les variations de  $^{14}\text{C}$  atmosphérique durant l'excursion de Laschamp il y a  $\sim 41$  kyr BP, ceci à l'aide d'un modèle océanique en boîtes simulant le cycle du carbone. Cet article illustre la forte sensibilité de cette méthode aux incertitudes liées aux calculs de production des isotopes cosmogéniques utilisés lors de la conversion du  $^{10}\text{Be}$  en  $^{14}\text{C}$  durant les périodes de faible intensité du champ magnétique (telles que l'excursion de Laschamp). Ce chapitre est accepté au journal *Radiocarbon* sous la référence *A. Cauquoin, G. Raisbeck, J. Jouzel, D. Paillard. Use of  $^{10}\text{Be}$  to predict atmospheric  $^{14}\text{C}$  variations during the Laschamp excursion : high sensitivity to cosmogenic isotope production calculations. Radiocarbon, accepted.*

Le chapitre 4 concerne la partie expérimentale de la thèse, avec une description de la préparation des échantillons et de la méthode de mesure du  $^{10}\text{Be}$  dans la glace. La détermination des incertitudes analytiques ainsi que la méthode de calcul de la concentration en  $^{10}\text{Be}$  des échantillons sont notamment expliquées.

Le chapitre 5 se focalise sur les 2200 échantillons de  $^{10}\text{Be}$  à EPICA Dome C

préparés et mesurés dans le cadre de cette thèse ; ceux-ci donnent accès à un enregistrement à haute résolution entre 2384 et 2627 mètres de profondeur (269 à 355 kyr BP sur l'échelle EDC3), incluant la Terminaison IV et le Stade Isotopique Marin 9 (MIS 9). Cet enregistrement offre pour la première fois l'opportunité de tester sur un cycle climatique complet la variabilité du flux de  $^{10}\text{Be}$  qui tient compte du taux d'accumulation du site et est influencée par des processus de transport et de déposition. avant d'étudier les variations séculaires liées à l'activité solaire grâce à la haute résolution (entre 20 et 70 ans) du profil obtenu. Nous avons comparé les résultats d'analyses spectrales du profil de  $^{10}\text{Be}$  durant le MIS 9 avec ceux de EDML (EPICA Dronning Maud Land) durant l'Holocène [Steinilber et al., 2012], en cherchant notamment des cycles d'activité solaire comme celui de 88 ou 200 ans (cycles de *Gleissberg* et de *de Vries* respectivement). De plus, cet enregistrement long de  $\sim 75\,000$  ans permet d'accéder aux variations d'accumulation durant la transition glaciaire–interglaciaire, et donc indirectement aux différences de température. Ces données seront soumises sous la forme de deux articles, l'un concernant des tests sur les reconstructions de l'accumulation et de la température à EDC et l'autre sur l'activité solaire durant la période interglaciaire MIS 9.3 et sa comparaison avec l'Holocène.

Le dernier chapitre présente le profil de  $^{10}\text{Be}$  à haute résolution (20 – 250 ans) entre 200 et 800 kyr BP à EDC et sa synchronisation en continu avec les variations de paléointensité géomagnétique dans les sédiments marins, dans le but de placer les enregistrements climatiques de ces mêmes archives sur la même échelle de temps. Il devient alors possible de comparer les enregistrements climatiques de ces deux sources (continentale décrit par le profil de  $\delta\text{D}$  dans la glace sur le site EDC, et océanique représenté par le profil de  $\delta^{18}\text{O}$  mesuré dans les sédiments marins), notamment leurs relations de phase, indispensables pour la compréhension des mécanismes impliqués dans la variabilité climatique aux échelles orbitales ou millénaires.



# Chapitre 1

## Théorie : du flux de rayonnement cosmique au dépôt de $^{10}\text{Be}$ dans la glace polaire

### 1.1 Comment est produit le $^{10}\text{Be}$ ?

La production de  $^{10}\text{Be}$  est initiée par l'interaction du flux de rayonnement cosmique primaire avec la haute atmosphère. Découvert au début du XX<sup>ème</sup> siècle, le rayonnement cosmique primaire est constitué de particules à haute énergie et peut être séparé en deux composantes : le rayonnement cosmique solaire (SCR) et le rayonnement galactique (GCR).

- La composante solaire est liée aux phénomènes tels que les éruptions solaires. Le rayonnement solaire est très peu énergétique (de l'ordre de 1 – 100 MeV/nucléon) et est composé à  $\sim 98\%$  de protons et  $\sim 2\%$  de nucléons plus lourds [Masarik and Beer, 1999]. Les particules composant le rayonnement cosmique solaire étant de faible énergie, elles ne peuvent provoquer des réactions nucléaires dans l'atmosphère terrestre qu'aux hautes latitudes ( $> 60^\circ$ ) et la production de nucléides cosmogéniques est restreinte à la très haute atmosphère. Une production significative sur le long terme de nucléides cosmogéniques comme le  $^{10}\text{Be}$  par le rayonnement cosmique solaire n'est donc pas attendue.
- Le rayonnement galactique est d'origine externe au système solaire. Il peut être notamment dû à l'explosion de supernovæ dont l'onde de choc accélère les particules. Ce flux est composé de protons (85%), de particules alpha (14%) et de nucléons plus lourds (1%) (énergie par nucléon, [Lal and Peters, 1967]). Leur énergie est comprise entre quelques milliers d'électron-volts et  $10^{20}$  eV

pour les rares particules ultra-énergétiques provenant d'au-delà la Voie Lactée. L'énergie moyenne du rayonnement galactique est de  $4 \times 10^9$  eV/nucléon [Reedy et al., 1983; Lal, 1988; Jokipii, 1995]. C'est donc en très grande majorité cette composante du rayonnement cosmique primaire qui initie la production de  $^{10}\text{Be}$  dans l'atmosphère terrestre.

Bien que le spectre d'énergie du rayonnement cosmique primaire (e.g. Fig. 1.1) s'étend vers les très hautes énergies, la majorité ( $> 99\%$ ) des radiations cosmiques atteignant la Terre ont une énergie inférieure à 100 GeV. Aux énergies  $< 20$  GeV, le spectre est affecté par les effets solaires et varie en fonction du temps [Beer et al., 2012].

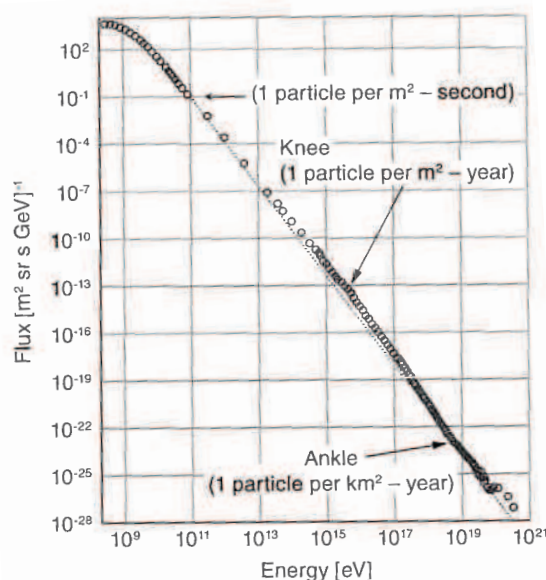


FIGURE 1.1 – Spectre d'énergie du rayonnement cosmique primaire près de la Terre. On distingue deux ruptures de pente à  $\sim 10^{16}$  eV (le « genou ») et  $\sim 10^{19}$  eV (la « cheville »). Figure tirée de Swordy [2001].

*The differential energy spectrum of the cosmic radiation near the Earth. The spectrum has two distinctive changes in slope at  $\sim 10^{16}$  eV (the “knee”) and  $\sim 10^{19}$  eV (the “ankle”). Figure from Swordy [2001].*

Des particules secondaires sont produites suite à l'interaction du flux de rayonnement cosmique primaire avec l'atmosphère terrestre. Ces particules secondaires vont à leur tour entrer en collision avec des noyaux atomiques de l'atmosphère terrestre, produisant une cascade hadronique (voir Fig. 1.2). Cette cascade peut être séparée en trois parties [Usoskin, 2008] :

- La composante nucléonique, formée par le produit de collisions nucléaires du

flux de rayonnement cosmique primaire et secondaire avec les nucléons atmosphériques, contenant principalement des protons et des neutrons à haute énergie. Elle est responsable en grande majorité de la production des nucléides cosmogéniques.

- La composante électromagnétique avec des électrons, des positrons et des photons.
- La composante muonique (muon : particule élémentaire de charge négative). Les pions (particules non élémentaires), aussi présents dans la cascade, se désintègrent (durée de vie entre  $10^{-8}$  et  $10^{-17}$  s selon leur charge) en muons/anti-muons ou en électrons/positrons.

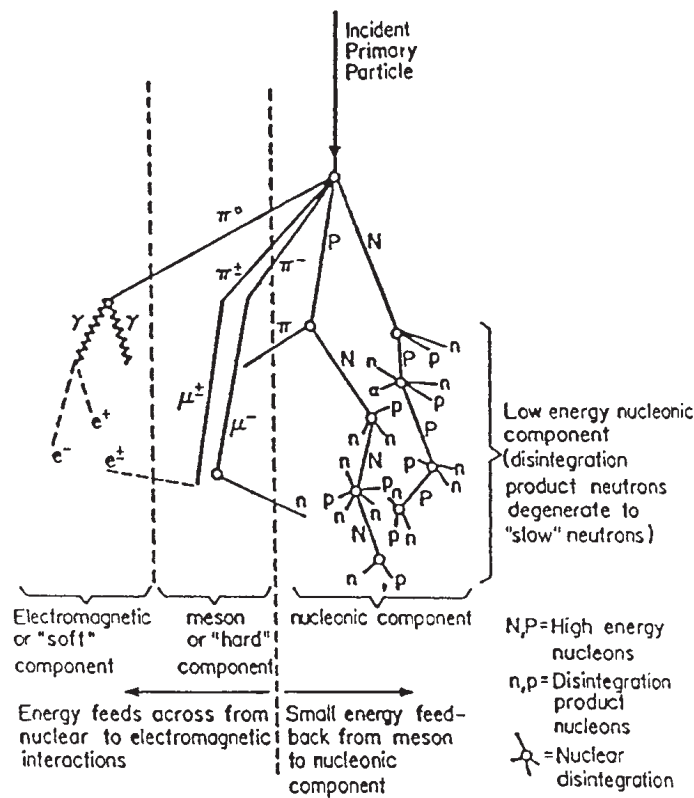
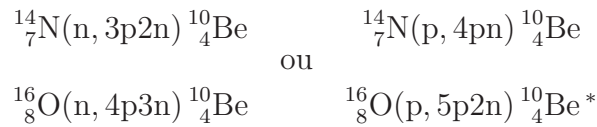


FIGURE 1.2 – Cascade hadronique de particules secondaires initiée par le rayonnement cosmique primaire pénétrant dans l’atmosphère. Elle peut être décomposée en trois parties : les composantes électromagnétiques (gauche) et muoniques (centre), ainsi que la composante nucléonique (droite) responsable de la majorité de la production de nucléides cosmogéniques (voir texte). La figure est tirée de [Simpson \[2000\]](#).

*Hadronic cascade of secondary particles produced by a primary cosmic ray particle incident on the top of the atmosphere. It is composed of three parts: the electromagnetic (left) and mesonic (center) components, and the nucleonic component (right) which is the most important one for the production of cosmogenic nuclides (see text). Figure from [Simpson \[2000\]](#).*

L'énergie du rayonnement cosmique est donc dissipée au cours de ces cascades de réactions nucléaires avec les atomes constituant l'atmosphère. Ce sont ces réactions, dites de spallation, qui produisent les nucléides cosmogéniques dont le  $^{10}\text{Be}$ . Une réaction de spallation est définie comme une réaction nucléaire au cours de laquelle un noyau atomique est frappé par une particule incidente (neutron, proton...) à haute énergie. Avec l'énergie mise en jeu, le noyau d'origine se décompose en produisant des jets de particules plus légères (neutrons, protons, noyau léger d'hélium...). Le  $^{10}\text{Be}$  est donc produit dans l'atmosphère par les réactions suivantes :



Le développement de la cascade dépend de la quantité de matière traversée et est donc liée au profil de densité atmosphérique. Depuis les années 1960, plusieurs modèles ont été développés pour évaluer le flux de rayonnement cosmique, en particulier la branche nucléonique, avec un accent sur la production d'isotopes cosmogéniques. Les premiers modèles étaient des modèles simplifiés analytiques [Lal and Peters, 1967] ou semi-empirique [Castagnoli and Lal, 1980; Lal, 1988]. La fin des années 1990 marque un bond en avant avec des modèles utilisant la méthode de Monte-Carlo [Masarik and Beer, 1999, 2009; Webber and Higbie, 2003; Webber et al., 2007; Kovaltsov and Usoskin, 2010; Kovaltsov et al., 2012]. Avant d'arriver au niveau de l'atmosphère terrestre, le rayonnement cosmique est modulé par les champs magnétiques du soleil et de la Terre. Ces modulations sont prises en compte dans les modèles. Les effets de ces deux boucliers magnétiques sur le rayonnement galactique primaire, ainsi que les bases physiques, sont discutés dans la section suivante.

## 1.2 Causes des variations du taux de production de $^{10}\text{Be}$

Dans cette section, nous nous intéressons aux mécanismes modulant le flux de rayonnement cosmique primaire, et donc la production de  $^{10}\text{Be}$ , c'est-à-dire les modulations héliomagnétiques (activité solaire) et géomagnétiques. Les bases physiques utilisées dans les modèles de production de nucléides cosmogéniques sont aussi présentées.

### 1.2.1 Flux de rayonnement galactique primaire

Le flux de rayonnement galactique primaire est supposé constant pour notre étude. En effet, il a été montré qu'il varie sur des échelles plus longues que les contributions le modulant comme l'activité solaire ou le champ magnétique terrestre (e.g. section 1.2.2 et 1.2.3), c'est-à-dire entre  $10^5$  et  $10^7$  années [Reedy et al., 1983]. Des événements rares tels les explosions de supernovæ proches de la Terre peuvent provoquer des variations significatives du spectre d'énergie des particules galactiques sur une échelle de temps plus courte. Il reste toutefois difficile de trouver un lien avec d'éventuelles augmentations de concentration en  $^{10}\text{Be}$  dans les différentes archives naturelles.

### 1.2.2 Modulation héliomagnétique

Les particules du plasma solaire n'ont que peu d'effet sur la production de nucléides cosmogéniques dans l'atmosphère. Mais le champ magnétique interplanétaire (ou héliomagnétique), lié à l'activité solaire, module le flux de rayonnement galactique, et donc influence la production de  $^{10}\text{Be}$  dans l'atmosphère terrestre sur des échelles de temps séculaires. Le transport héliosphérique du rayonnement cosmique est décrite par l'équation de Parker [Parker, 1965] :

$$\frac{\partial f}{\partial t} = \underbrace{\nabla \cdot (\boldsymbol{\kappa} \cdot \nabla f)}_{\text{diffusion et dérive}} - \underbrace{\mathbf{V} \cdot \nabla f}_{\text{convection}} + \underbrace{\frac{1}{3p^2} (\nabla \cdot \mathbf{V}) \frac{\partial p^3 f}{\partial p}}_{\text{pertes adiabatiques}} \quad (1.1)$$

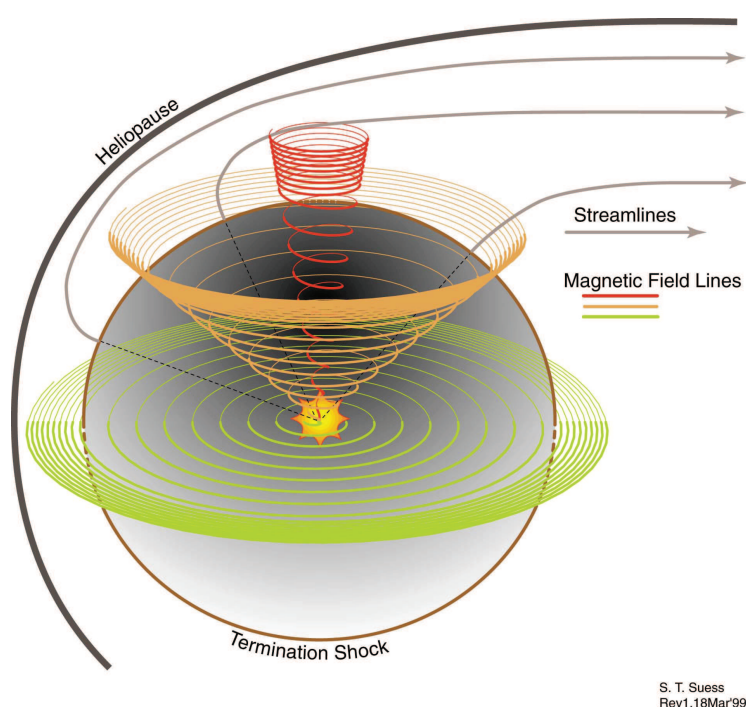
où  $f(\mathbf{r}, p, t)$  est la fonction de distribution omnidirectionnelle du rayonnement cosmique (*particules*. $m^{-3}.p^{-3}$ ),  $p$  la quantité de mouvement de la particule,  $\mathbf{r}$  la variable spatiale,  $\mathbf{V}$  la vitesse du vent solaire, et  $\boldsymbol{\kappa}$  le tenseur de diffusion spatiale. Elle inclut quatre processus de base :

1. La diffusion des particules due aux irrégularités magnétiques dans le champ magnétique héliosphérique qui éparpillent les particules.
2. La convection des particules par le vent solaire, c'est-à-dire la manière dont le vent solaire repousse le rayonnement cosmique hors du système solaire. En effet, un rayonnement cosmique éparpillé par une irrégularité du champ magnétique subit ensuite un champ de vitesse partant vers l'extérieur. La modulation du rayonnement cosmique est donc plus élevée quand la vitesse du vent solaire est forte.
3. La dérive des particules causée par les variations spatiales à grande échelle du champ magnétique solaire, c'est-à-dire la manière dont les gradients et



les courbures des lignes du champ héliomagnétique forme cet effet du second ordre.

4. La perte d'énergie adiabatique des particules du rayonnement cosmique (sans transfert thermique entre les particules et le milieu extérieur) provoquée par l'expansion du vent solaire lorsqu'il s'éloigne du Soleil ou par sa compression lors de chocs.



S. T. Suess  
Rev1,18Mar99

FIGURE 1.3 – Aspect du champ magnétique du Soleil à 100 UA<sup>†</sup> de distance. À cause de la rotation du Soleil sur lui-même, les lignes du champ magnétique s'enroulent en spirale appelée « spirale de Parker ». Le champ magnétique interplanétaire fait un angle d' $\sim 45^\circ$  avec la direction Soleil–Terre (spirale orange).

*Aspect of the Sun's magnetic field at 100 AU distance. Because of the Sun's rotation on itself, the magnetic field lines bent into spirals called "Parker spiral". The interplanetary magnetic field makes an angle of  $\sim 45^\circ$  with the direction Sun–Earth (orange spiral).*

Le flux de rayonnement cosmique est donc fortement modulé par l'activité solaire au voisinage de la Terre. La plus connue des modulations du rayonnement cosmique liée à l'activité magnétique du Soleil est celle correspondant au cycle de *Schwabe* (cycle de 11 ans, découvert en 1843 par Samuel Heinrich Schwabe), qui est inversement proportionnelle à l'activité solaire. Les mesures en continu des radiations cosmiques commencèrent dans les années 1930 avec les enregistrements des

<sup>†</sup>. Unité Astronomique basée sur la distance entre la Terre et le Soleil. 1 UA = 149 597 870 700 m.

chambres d’ionisation, afin de surveiller les radiations cosmiques à la surface de la Terre, et les mesures en haute altitude. L’invention du moniteur de neutrons en 1951 par John Alexander Simpson et le lancement de mesures dans les stations spatiales à partir des années 1960 ont permis d’affiner la compréhension des modulations du flux de rayonnement cosmique avec l’activité solaire. Ces mesures peuvent être comparées avec les observations de tâches solaires, liées à l’activité magnétique du Soleil [Usoskin et al., 1998; McCracken and Beer, 2007; McCracken et al., 2011].

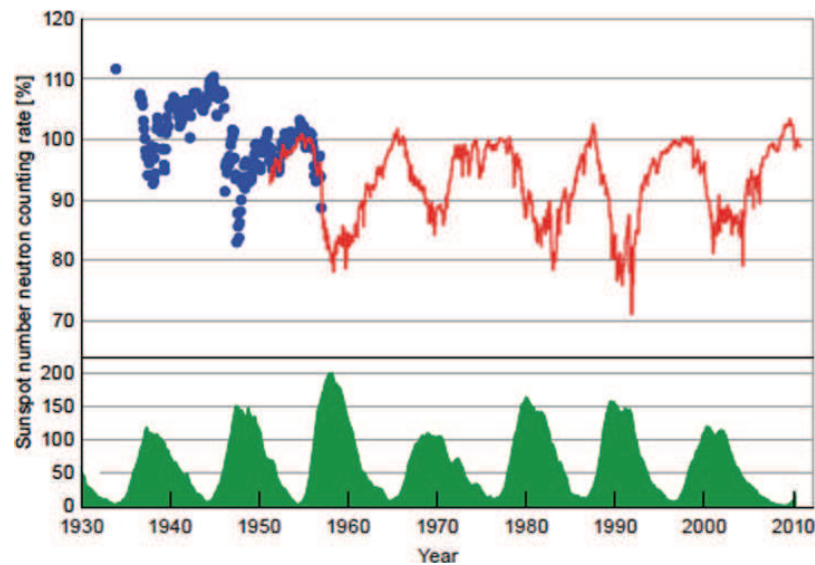


FIGURE 1.4 – En haut, le taux de comptage du moniteur de neutrons CLIMAX (USA) sur la période 1951–2005 en trait plein rouge. Les points bleus correspondent à des estimations sur la période 1936–1957. Toutes les données sont normalisées (à 100%) au taux de comptage du moniteur de neutrons d’Août 1954. En bas, le nombre de tâches solaires. Figure tirée de McCracken and Beer [2007].

*On the top, the CLIMAX (USA) neutron counting rate on the period 1951–2005 (red line). The solid blue dots correspond to the estimates for the interval 1936–1957. Both the observed and estimated counting rates were normalized to 100% in 1954. On the bottom, the international sunspot number. Figure from McCracken and Beer [2007].*

Pour comprendre ces modulations dues à l’activité solaire, il est nécessaire de résoudre l’équation du transport du rayonnement cosmique (e.g. équation 1.1). Obtenir une solution complète de cette équation est une tâche ardue car elle requiert des modèles 3D complexes auto-cohérents en fonction du temps. Néanmoins, il est possible de simplifier le problème pour les applications aux longues échelles de temps. Nous considérons pour la suite l’équation 1.1 en coordonnées sphérique  $(r, \theta, \varphi)$ . En supposant tout d’abord une symétrie azimutale ( $\partial/\partial\varphi = 0$ , requiert un temps plus long que la période de rotation du Soleil) et un état quasi à l’équilibre de la fonc-

tion de distribution du rayonnement cosmique, l'équation est réduite à un problème 2D. En posant l'hypothèse plus forte de la symétrie sphérique de l'héliosphère, il est possible de réduire le problème à un cas 1D. Cette approximation n'est possible que pour les études à long terme car l'effet de dérive des particules est négligé. D'autres hypothèses telles une vitesse du vent solaire constante, le spectre d'énergie du rayonnement cosmique défini en une loi de puissance [Jokipii, 1995] ou le tenseur de diffusion  $\kappa$  isotrope ( $\kappa_{\parallel} = \kappa_{\perp}$ , avec  $\kappa_{\parallel}$  et  $\kappa_{\perp}$  les coefficients de diffusion parallèle et perpendiculaire au champ magnétique) et constant selon le rayon mènent à une simple équation du transport qui peut être résolue analytiquement [Gleeson and Axford, 1968] :

$$\frac{\partial f}{\partial t} = -V \frac{\partial f}{\partial r} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left( r^2 k \frac{\partial f}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} (r^2 V) \frac{R}{3} \frac{\partial f}{\partial R} \quad (1.2)$$

avec  $R$  la rigidité de la particule (quantité de mouvement par unité de charge) et  $k$  le tenseur de diffusion contracté. Dans le cas où il n'y a ni source ni puits à  $r = 0$  et que le système est dans des conditions stationnaires  $\frac{\partial f}{\partial t} = 0$ , on peut assumer que le flux diffusif est égal au flux convectif pour des particules d'une énergie supérieure à 400 MeV/nucléon [Gleeson and Axford, 1968].

$$k \frac{\partial f}{\partial r} = V f \quad (1.3)$$

En insérant l'équation 1.3 dans 1.2, on obtient l'équation différentielle suivante :

$$\frac{\partial f}{\partial r} + \frac{VR}{3k} \frac{\partial f}{\partial R} = 0 \quad (1.4)$$

La solution de cette équation, appelée approximation du champ de force [Gleeson and Axford, 1968], est l'intensité différentielle par unité d'énergie  $J_i = p^2 f$  (particules  $\text{m}^{-2} \text{sr}^{-1} \text{s}^{-1} (\text{MeV}/\text{nucléon})^{-1}$ ) pour un nucléon de type  $i$  avec une énergie cinétique  $T$  à 1 UA :

$$J_i(T, \phi) = J_{LIS,i}(T + \Phi_i) \frac{(T)(T + 2T_r)}{(T + \Phi_i)(T + \Phi_i + 2T_r)} \quad (1.5)$$

avec  $\Phi_i = (Z_i e / A_i) \phi$  la fonction de modulation solaire pour un nucléon cosmique  $i$  (ayant une charge  $Z_i$  et le nombre de masse  $A_i$ , exprimée en MeV) et  $T_r$  l'énergie de masse au repos du proton. L'énergie cinétique  $T$  et le potentiel de modulation  $\phi$  sont exprimés en MeV/nucléon et en MV respectivement, et  $T_r = 938$  MeV.  $\phi$  est

reliée à la vitesse du vent solaire  $V$  et au coefficient de diffusion  $k$  du rayonnement cosmique dans le champ héliomagnétique par :

$$\phi(r, t) = \int_r^{r_b} \frac{V(r, t)}{3k(r, t)} dr' \quad (1.6)$$

où  $r$  est la distance du Soleil et  $r_b$  la limite extérieure de l'héliosphère. La fonction de modulation  $\Phi$  qui décrit la perte d'énergie adiabatique du rayonnement cosmique est mesurée en MeV, tandis que la perte d'énergie par unité de charge  $\phi$  est estimé en MV. Le flux du LIS (spectre interstellaire local)  $J_{LIS}$  correspond au flux du rayonnement cosmique à la limite de l'héliosphère. L'équation 1.5 est communément utilisée pour paramétrer le spectre d'énergie des rayonnements cosmiques proches de la Terre dans les modèles de production de nucléides cosmogéniques [Castagnoli and Lal, 1980; Lal, 1988; Masarik and Beer, 1999, 2009; Webber and Higbie, 2003; Webber et al., 2007; Kovaltsov and Usoskin, 2010; Kovaltsov et al., 2012]. Le spectre interstellaire local n'étant pas mesuré directement, il est nécessaire d'en calculer des approximations grâce notamment à des modèles de propagation du rayonnement cosmique. Plusieurs formulations de  $J_{LIS}$ , compilées dans l'annexe A, sont répertoriées dans la littérature [Garcia-Munoz et al., 1975; Burger et al., 2000; Herbst et al., 2010; Webber and Higbie, 2003, 2009; Usoskin et al., 2005]. Ces approximations sont en accord pour des énergies au dessus de 20 GeV mais peuvent être différentes d'un facteur 1,5 pour les plus basses énergies (environ 1 GeV) [Usoskin et al., 2005]. L'équation d'intensité différentielle du rayonnement cosmique permet de décrire les changements dues à la modulation solaire avec le seul paramètre  $\phi$ , interprété comme la perte de rigidité moyenne d'une particule dans l'héliosphère [Usoskin, 2008]. Il est aisé, par ce simple paramètre, de reproduire des effets mesurés de la modulation solaire sur les rayons cosmiques arrivant au niveau de la Terre. Il est aussi un concept clef pour la reconstruction de l'activité solaire grâce aux isotopes cosmogéniques [Vonmoos et al., 2006; Steinhilber et al., 2012], mais il faut noter que ce paramètre est dépendant du modèle de LIS choisi [Usoskin et al., 2005]. Une fois passé le champ interstellaire, le flux de rayonnement cosmique est modulé par le champ géomagnétique avant de pouvoir interagir avec l'atmosphère terrestre.

### 1.2.3 Modulation géomagnétique

Le rayonnement cosmique est ensuite affecté par le bouclier magnétique de la Terre. Cet effet est habituellement exprimé en terme de rigidité de coupure  $P_c$ , définie comme la rigidité minimale qu'une particule du rayonnement cosmique doit posséder pour passer le champ magnétique à un instant et lieu donné [Cooke et al., 1991]. Cette valeur fait office de transition entre l'autorisation ou l'interdiction pour une particule de traverser le bouclier magnétique. En considérant le champ magnétique terrestre comme un dipôle, on obtient une approximation appelée équation de Störmer, qui décrit la rigidité de coupure géomagnétique verticale  $P_c$  :

$$P_c = \frac{M}{R^2} \frac{\cos^4 \lambda_G}{[(1 + \cos \theta \cdot \cos^3 \lambda_G)^{1/2} + 1]^2} \quad (1.7)$$

avec  $M$  et  $R$  le moment dipolaire géomagnétique et le rayon de la Terre respectivement. Pour les conditions actuelles sur Terre,  $M = M_0$  donnant  $M_0/R^2 \approx 59,6$  GV.  $\lambda_G$  est la latitude géomagnétique, et  $\theta$  correspond à l'angle entre la trajectoire de la particule et le vecteur sur le plan horizontal contenant l'Ouest magnétique. Ainsi,  $\theta = 0^\circ$  pour une particule arrivant de l'Ouest ;  $\theta = 90^\circ$  pour toute direction dans le plan vertical Nord–Sud magnétique ; et  $\theta = 180^\circ$  pour une particule provenant de l'horizon Est. Pour évaluer le taux de production du  $^{10}\text{Be}$  dans l'atmosphère dû au rayonnement cosmique pour un emplacement donné (quantifié par  $P_c$ ) dans les modèles, l'équation 1.7 est simplifiée en considérant seulement les particules provenant de la direction verticale  $\theta = 90^\circ$ . On obtient la rigidité de coupure géomagnétique locale [Elsasser, 1956] exprimée en fonction de la latitude géomagnétique  $\lambda_G$  :

$$P_c = 14,9 (M/M_0) \cos^4 \lambda_G \quad (1.8)$$

où  $M/M_0$  est l'intensité relative du champ magnétique terrestre.  $P_c$  est exprimé en GV. Ainsi, toute particule ayant une rigidité  $P$  inférieure à  $P_c$  est repoussée ou déviée par le champ magnétique terrestre. Cette approximation est un bon compromis entre simplicité et réalisme, même si elle peut par exemple surestimer la production de  $^{14}\text{C}$  par  $\leq 2\%$  [Kovaltsov et al., 2012]. L'effet de bouclier est le plus fort à l'équateur géomagnétique, où les valeurs actuelles de  $P_c$  peuvent atteindre 17 GV au niveau de l'Inde. Au niveau des pôles ( $\lambda_G \geq 60^\circ$ ), il n'y a quasiment plus de coupure et la majorité des particules du rayonnement cosmique primaire peuvent initier une cascade hadronique.

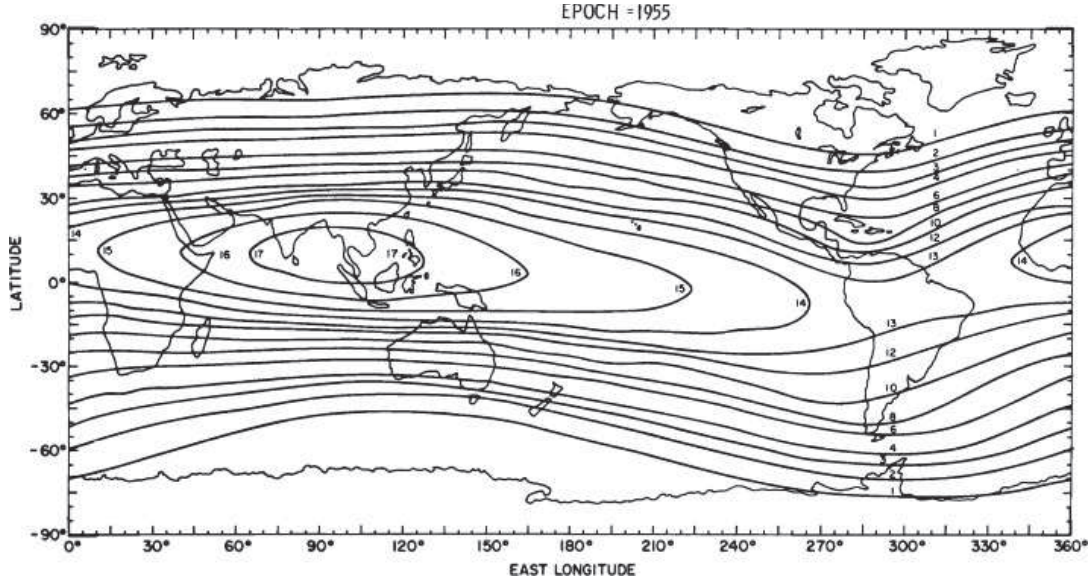


FIGURE 1.5 – Contours des lignes de rigidité de coupure géomagnétique d’après [Smart and Shea \[2009\]](#). Les valeurs varient de 1 GV près des régions polaires à un maximum de 17 GV dans la région d’Asie équatoriale.

*The vertical cut-off rigidities according to [Smart and Shea \[2009\]](#). The values vary from 1 GV near the polar regions to a maximum of 17 GV in the Asian equatorial region.*

#### 1.2.4 Production du $^{10}\text{Be}$

C’est lors de l’initiation de la cascade dans l’atmosphère terrestre que le  $^{10}\text{Be}$  est produit par spallation (e.g. section 1.1). Le taux de production d’isotopes cosmogéniques  $Q$ , à une profondeur atmosphérique  $h$  (équivalent de l’altitude en  $\text{g}/\text{cm}^2$ )<sup>‡</sup>, une coupure de rigidité géomagnétique  $P_c$  (latitude, voir Fig. 1.5) et une modulation  $\phi$ , est déduit à partir de la somme des contributions des différents types de nucléon  $i$  composant le rayonnement cosmique primaire (protons,  $\alpha$  et nucléons plus lourds). La contribution d’un nucléon  $i$  est l’intégrale, de l’énergie de coupure verticale  $T_{c,i}$  à l’infini, du spectre d’énergie du rayonnement cosmique  $J_i(T, \phi)$  (voir section 1.2.2 et équation 1.5) multiplié par la fonction de rendement de production d’isotopes cosmogéniques  $Y_i(h, T)$  :

$$Q(h, \phi, P_c) = \sum_i \int_{T_{c,i}}^{\infty} J_i(T, \phi) Y_i(h, T) dT \quad (1.9)$$

<sup>‡</sup>. La profondeur atmosphérique prend en compte la densité de la matière traversée par les particules (ici la pression atmosphérique). Les correspondances altitude – profondeur atmosphérique se trouvent dans le *US Standard Atmosphere*.



$Y_i(h, T)$  est déterminée à l'aide des mesures de section efficace des réactions de production d'isotopes cosmogéniques [Masarik and Beer, 1999; Webber and Higbie, 2003] combinées avec un modèle Monte Carlo simulant le spectre de rayonnement cosmique primaire initiant les réactions en cascade dans l'atmosphère. Le résultat final est montré dans la figure ci-dessous avec le taux de production globale de  $^{10}\text{Be}$  en fonction du potentiel de modulation  $\phi$  (lié à l'activité solaire) et le moment dipolaire relatif  $M/M_0$  (avec  $M_0$  le moment dipolaire actuel) :

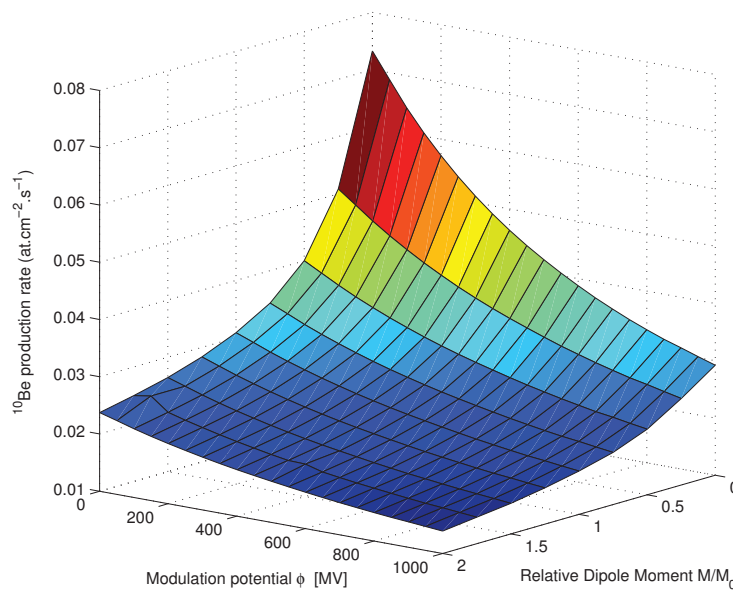


FIGURE 1.6 – Taux de production de  $^{10}\text{Be}$  (moyenne globale sur toutes les latitudes et profondeurs atmosphériques) en fonction du potentiel de modulation  $\phi$  (activité solaire) et de l'intensité relative du champ géomagnétique  $M/M_0$  [Masarik and Beer, 2009].

*$^{10}\text{Be}$  production rate (global average on all latitudes and atmospheric depths) according to the modulation potential  $\phi$  (solar activity) and the relative intensity of the geomagnetic field  $M/M_0$  [Masarik and Beer, 2009].*

D'après Masarik and Beer [2009], le taux de production global de  $^{10}\text{Be}$  varie entre 0,014 (maximum de modulation solaire et géomagnétique) et 0,07 (aucune modulation)  $\text{at.cm}^{-2}.\text{s}^{-1}$ , soit un facteur 5 entre le minimum et le maximum de production globale attendue. La production actuelle de  $^{10}\text{Be}$  sur un cycle solaire d'après ce modèle (avec  $M/M_0 = 1$  et une modulation solaire modérée  $\phi = 550$  MV) est de 0,021  $\text{at.cm}^{-2}.\text{s}^{-1}$ . Les valeurs absolues du taux de production du  $^{10}\text{Be}$  peuvent être différentes selon les modèles. Par exemple, sa valeur actuelle oscille entre 0,019 et 0,032  $\text{at.cm}^{-2}.\text{s}^{-1}$  selon les modèles [Masarik and Beer, 1999, 2009; Webber and

[Higbie, 2003; Webber et al., 2007; Kovaltsov and Usoskin, 2010]. Des désaccords peuvent aussi exister quant aux variations relatives du taux de production de  $^{10}\text{Be}$  entre les différents modèles, notamment pour des changements d'intensité du champ magnétique terrestre pour une activité solaire constante (voir Chapitre 3). La production de  $^{10}\text{Be}$  varie sur plusieurs échelles de temps selon le type de modulation subie, l'activité solaire étant responsables des variations séculaires (de la dizaine à quelques centaines d'années) tandis que les changements millénaires sont causés par les variations d'intensité du champ magnétique terrestre.

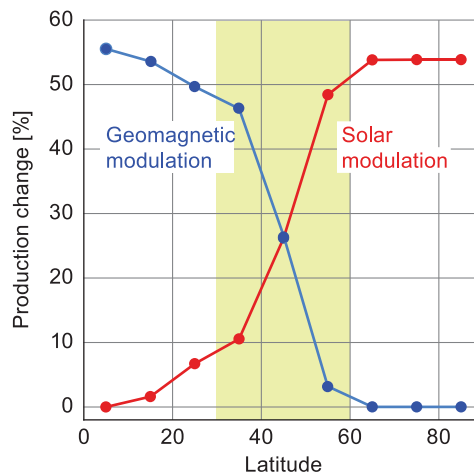


FIGURE 1.7 – Variations relatives de la production de  $^{10}\text{Be}$  en fonction de la latitude. La courbe bleue représente la production relative pour un changement du moment dipolaire géomagnétique de 1,5 à 0,5 fois la valeur actuelle. La courbe rouge montre les changements de production pour une modulation solaire  $\Phi$  variant de 900 à 300 MeV. La production de  $^{10}\text{Be}$  dans les régions polaires ( $\theta > 65^\circ$ ) varie seulement avec la modulation solaire. Figure tirée du chapitre 21 de Beer et al. [2012].

*Relative variations of the  $^{10}\text{Be}$  production according to the latitude. The blue curve represents the relative production for a change of the geomagnetic dipole moment from 1.5 to 0.5 of the present value. The red curve shows the corresponding change when the solar modulation function  $\Phi$  drops from 900 to 300 MeV. The  $^{10}\text{Be}$  production in the polar regions ( $\theta > 65^\circ$ ) varies only with the solar modulation. Figure from the chapter 21 of Beer et al. [2012].*

Le maximum de production de  $^{10}\text{Be}$  se produit vers 10–15 km d'altitude [Masarik and Beer, 1999; Kovaltsov and Usoskin, 2010], lorsqu'un niveau d'équilibre est atteint entre l'énergie totale de la cascade (qui décroît avec la profondeur atmosphérique) et le nombre de nucléons secondaires (qui augmente avec la profondeur atmosphérique). La majorité de la production de  $^{10}\text{Be}$  se déroule donc dans la stratosphère. Lal and Peters [1967] ont estimé que la production de  $^{10}\text{Be}$  dans la stratosphère est de 67%, tandis que Masarik and Beer [1999] ou Heikkilä et al. [2009] ont calculé des



contributions de 56% et 65% respectivement, le reste étant produit dans la troposphère. La Fig. 1.7 évalue la dépendance à la latitude des modulations solaires et géomagnétiques sur le taux de production de  $^{10}\text{Be}$ . Pour des variations quantitativement identiques de ces deux types de modulation (e.g. légende), la modulation géomagnétique domine clairement les changements de production en dessous de  $30^\circ$  (équateur et tropiques) tandis que la modulation solaire a plus d'influence au dessus de  $60^\circ$  (pôles). À première vue, cette différence de sensibilité liée à la latitude donne les moyens de savoir si les variations observées dans les enregistrements de  $^{10}\text{Be}$  sont d'origine solaire ou géomagnétique. Mais ce modèle est complètement bouleversé par le transport du  $^{10}\text{Be}$  dans l'atmosphère avant son piégeage dans une archive géologique (voir section 1.3) car il s'attache très rapidement après sa production aux aérosols.

### 1.3 Transport et déposition

Après leur production, les isotopes de  $^{10}\text{Be}$  s'attachent rapidement aux aérosols atmosphériques, composés principalement d'ions sulfate  $\text{SO}_4^{2-}$  [McHargue and Damon, 1991]. Contrairement au  $^{14}\text{C}$  qui est homogénéisé via le cycle du carbone, les atomes de  $^{10}\text{Be}$  sont déposés rapidement après leur production. En effet, le temps de résidence moyen dans la troposphère est de quelques semaines et d' $\sim 1-2$  ans dans la stratosphère [Raisbeck et al., 1981a]. En conséquence, le  $^{10}\text{Be}$  produit dans la troposphère est déposé en grande majorité localement (environ 60% est déposé dans le compartiment troposphérique (par tranche de  $30^\circ$  en latitude) dans lequel il a été produit d'après Heikkilä et al. [2009]) tandis qu'il est plus ou moins mélangé dans la stratosphère. Une incertitude persiste quant au signal capturé dans les carottes de glace. En effet, la production locale de  $^{10}\text{Be}$  dans les régions polaires est peu influencée par le champ magnétique terrestre (voir Fig. 1.5 et 1.7). Afin de comprendre les variations observées dans les différents enregistrements de  $^{10}\text{Be}$ , des études comparatives avec des mesures de  $^{14}\text{C}$  dans divers archives ont été réalisées en saisissant des données de  $^{10}\text{Be}$  en production d'entrée de modèles simples de transport (comparable au cycle du carbone), certains supposant que le  $^{10}\text{Be}$  mesuré dans les carottes de glace contient une composante locale (polaire) [Bard et al., 1997] alors que d'autres le considèrent proportionnel à la production globale de  $^{10}\text{Be}$  [Beer et al., 1988; Muscheler et al., 2004]. Ces modèles comportent deux boîtes uniformes pour l'atmosphère (stratosphère et troposphère) et plusieurs boîtes pour décrire le transport océanique, permettant de comparer le  $\Delta^{14}\text{C}$  atmosphérique à la sortie du modèle avec des mesures de  $^{14}\text{C}$  dans les sédiments, les cernes d'arbres ou autres (voir

section 2.2.2 et chapitre 3). Récemment, des modèles de circulation atmosphérique 3D (GCM : General Circulation Model) ont été utilisés pour simuler le transport et la déposition du  $^{10}\text{Be}$ . Field et al. [2006] ont trouvé que la déposition polaire dans les deux hémisphères est augmentée d'un facteur 1,2<sup>§</sup> pour les variations liées à l'activité solaire et réduite d'un facteur 0,8 pour les changements liés au champ magnétique terrestre, proche de la réduction de 0,75 basée sur des observations de Vostok [Mazaud et al., 1994]. En revanche, Heikkilä et al. [2008], en utilisant le Modèle de Circulation Générale ECHAM5-HAM, n'ont pas décelé d'amplification polaire.

L'autre point-clef concerne la déposition du  $^{10}\text{Be}$  sur le site étudié. Concernant les carottes de glace, il est usuel d'utiliser des modèles d'accumulation [Parrenin et al., 2007a,b] afin d'estimer le flux de  $^{10}\text{Be}$  à partir de la concentration dans la glace.

$$F = \rho A C_{\text{ice}} \quad (1.10)$$

avec  $C_{\text{ice}}$  la concentration en  $^{10}\text{Be}$  dans la glace,  $A$  le taux d'accumulation du site et  $\rho$  la densité de la glace ( $0,917 \text{ g.cm}^{-3}$ ). En effet, selon le type de déposition majoritaire ayant lieu sur un site donné, il est préférable d'utiliser la concentration dans la glace ou le flux afin de traduire les variations de  $^{10}\text{Be}$  liées à la production. Un modèle simple reliant la concentration atmosphérique d'une impureté (ici le  $^{10}\text{Be}$ ) à sa concentration dans la glace illustre ce point [Alley et al., 1995; Finkel and Nishiizumi, 1997] :

$$F = k_d C_{\text{atm}} + k_w C_{\text{atm}} A \quad (1.11)$$

où  $C_{\text{atm}}$  est la concentration atmosphérique en  $^{10}\text{Be}$ ,  $k_d$  la vitesse de déposition sèche et  $k_w$  le rapport sans dimension de récupération par les précipitations. Pour une concentration atmosphérique en béryllium-10  $C_{\text{atm}}$  constante, deux cas limite existent. Dans le cas du  $^{10}\text{Be}$  uniquement entraîné par les précipitations (dépôt humide,  $k_w C_{\text{atm}} A \gg k_d C_{\text{atm}}$ ), la concentration dans la glace est proportionnelle à la concentration atmosphérique en  $^{10}\text{Be}$ . Si, au contraire, la déposition sèche domine ( $k_w C_{\text{atm}} A \ll k_d C_{\text{atm}}$ ), alors c'est le flux de  $^{10}\text{Be}$  qui est proportionnel à la concentration atmosphérique (et donc à la production). Le climat du site étudié dans le cadre de cette thèse (EPICA Dome C, voir section 3) étant extrêmement sec, nous considérerons donc le flux de  $^{10}\text{Be}$  afin d'étudier les variations liées à la production (activité solaire et intensité du champ magnétique terrestre).

---

§.  $\frac{\text{pourcentage changement dans la déposition polaire}}{\text{pourcentage changement dans la déposition globale}}$

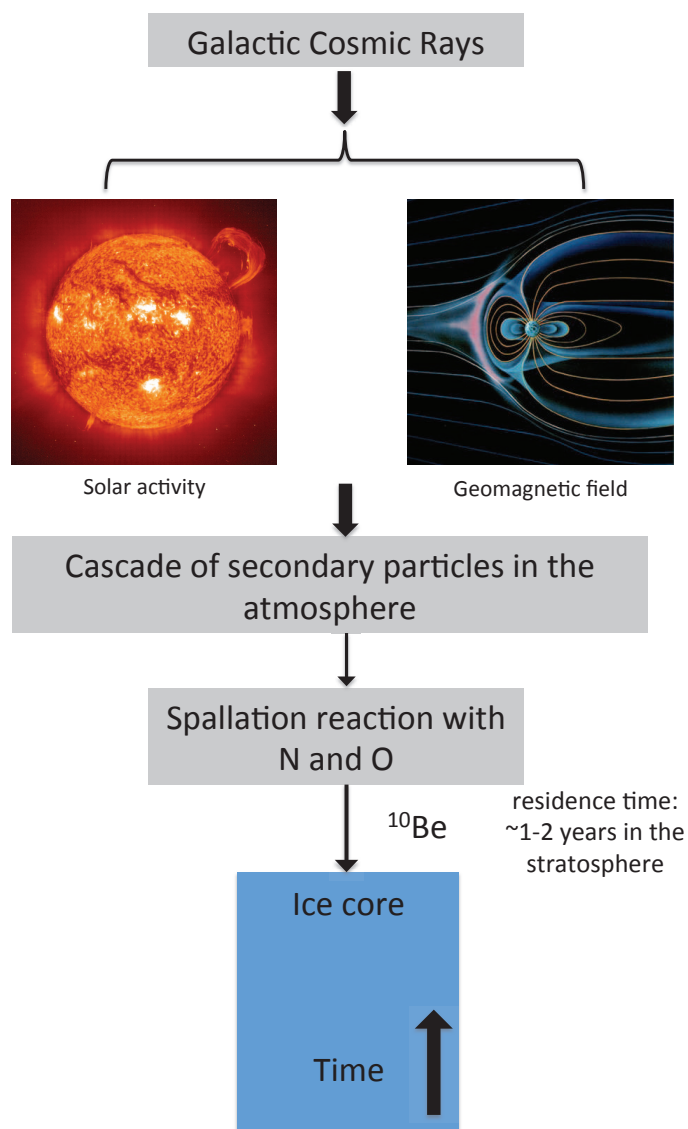


FIGURE 1.8 – Schéma de la production de  $^{10}\text{Be}$  et de son piégeage dans la glace polaire.

*Illustration of the  $^{10}\text{Be}$  production and its trapping in the polar ice.*

## Chapitre 2

# Application des mesures de $^{10}\text{Be}$ : un proxy de l'activité solaire et de l'intensité du champ magnétique terrestre

Nous avons décrit dans le chapitre 1 la manière dont les boucliers héliomagnétiques et géomagnétiques influencent l'intensité et le spectre des radiations cosmiques entrant dans l'atmosphère terrestre, et donc comment ils contrôlent le taux de production des nucléides cosmogéniques. En conséquence, les données de  $^{10}\text{Be}$  permettent d'analyser l'activité solaire et l'intensité du champ magnétique terrestre au cours du temps. Ces études sont synthétisées dans ce chapitre.

### 2.1 Quelles archives et pourquoi ?

Le  $^{10}\text{Be}$  est étudié dans des archives naturelles depuis plusieurs dizaines d'années, que ce soit dans les carottes de glace d'Antarctique [Yiou et al., 1985; Raisbeck et al., 1978, 1981b, 1987, 1990, 1992, 2006; Horiuchi et al., 2008; Baroni et al., 2011] et du Groenland [Beer et al., 1990; Finkel and Nishiizumi, 1997; Yiou et al., 1997; Wagner et al., 2001; Muscheler et al., 2004, 2005], ou dans les sédiments [Raisbeck et al., 1985; Robinson et al., 1995; Frank et al., 1997; Ménabréaz et al., 2011, 2012; Ménabréaz, 2012]. Les carottes de glace ont l'avantage d'offrir une manière relativement simple de calculer le flux de  $^{10}\text{Be}$  à partir des concentrations mesurées et du taux d'accumulation de neige du site (e.g. équation 1.10 de la section 1.3), mieux contrainte que pour les sédiments marins. Ce calcul est nécessaire lorsque le  $^{10}\text{Be}$  tombe principalement par dépôt sec, comme sur le site EDC, afin d'obtenir le signal

de production (voir section 1.3). De plus, la meilleure résolution des carottes de glace est utile pour l'étude d'événements courts (quelques dizaines ou centaines d'années) liés à l'activité solaire par exemple.

Les mesures de  $^{10}\text{Be}$  dans les carottes de glace ont débuté dans les années 1980 pour plusieurs applications [Raisbeck and Yiou, 1985] :

- La datation des carottes de glace à l'aide notamment du rapport  $^{36}\text{Cl}/^{10}\text{Be}$  pour la glace âgée de plus de 50 000 ans. Cependant, il apparaît qu'une partie du  $^{36}\text{Cl}$  déposé dans la glace s'échappe dans l'atmosphère, causant des problèmes de datation. Il est possible que le  $\text{H}^{36}\text{Cl}$  soit relâché dans l'atmosphère durant les processus de recristallisation dans la neige [Beer et al., 2012].
- L'augmentation de la concentration en  $^{10}\text{Be}$  dans la glace corrélée avec une diminution des précipitations durant la dernière période glaciaire [Raisbeck et al., 1981b; Yiou et al., 1985] a conduit à la conclusion que le  $^{10}\text{Be}$  pourrait être utilisé pour déduire des taux d'accumulation passés. Il est nécessaire de prendre en compte les changements liés à la production ou à la circulation atmosphérique.
- Des informations sur l'afflux d'aérosols stratosphériques dans les régions polaires, en utilisant notamment le rapport  $^7\text{Be}/^{10}\text{Be}$  [Raisbeck et al., 1981a].
- L'étude du taux de production de  $^{10}\text{Be}$  et donc des variations de l'activité solaire [Raisbeck et al., 1981b, 1990; Beer et al., 1988, 1990], l'hypothèse de départ étant que le  $^{10}\text{Be}$  déposé dans les pôles n'est pas influencé par les variations d'intensité du champ magnétique terrestre (production locale, voir Fig. 1.7). Mais des mesures sur la carotte de Vostok, concordantes avec celles d'EDC, montrent un pic de  $^{10}\text{Be}$  probablement lié à l'excursion de Laschamp [Raisbeck et al., 1987]. Cela est confirmé par des comparaisons entre différentes séries de  $^{10}\text{Be}$  (provenant d'Antarctique et du Groenland) ou avec des données de  $^{14}\text{C}$  [Bard et al., 1997; Horiuchi et al., 2008] qui suggèrent que le béryllium piégé dans les carottes de glace représente principalement des variations de production [Raisbeck et al., 1992], liées aux changements d'intensité de l'activité solaire ou du champ magnétique terrestre.

Aujourd'hui, le  $^{10}\text{Be}$  dans la glace est donc principalement étudié en tant que proxy des variations de l'activité solaire et de l'intensité du champ géomagnétique. Des données précises concernant l'activité solaire ont été obtenues à l'aide des mesures des moniteurs de neutrons (voir section 1.2.2) sur les 60 dernières années. Pour les périodes plus anciennes, il est possible de reconstruire des données à partir de documents historiques mentionnant les tâches solaires, mais cet exercice est de plus en plus ardu pour les années avant 1600 [Beer et al., 1990]. Ce problème a été

dépassé grâce à l'étude des isotopes cosmogéniques, en particulier le  $^{14}\text{C}$  dans les cernes d'arbres et le  $^{10}\text{Be}$  dans la glace car leur résolution est suffisante pour détecter les variations séculaires de l'activité solaire. Connaître les variations passées de l'activité solaire est une étape préliminaire primordiale pour étudier l'influence du Soleil sur le climat. La revue de ces études se trouve dans section 2.2. Les mesures de  $^{10}\text{Be}$  donnent aussi accès aux variations à plus long terme, liées notamment aux évènements géomagnétiques comme l'excursion de Laschamp ou l'inversion de Brunhes-Matuyama. Ce type d'étude est utile pour la datation des carottes de glace car ces évènements sont datés de manière absolue à l'aide des laves. La détection des variations d'intensité du champ géomagnétique permet aussi de synchroniser (i) plusieurs profils de  $^{10}\text{Be}$  de différents sites entre eux, (ii) ou un profil de  $^{10}\text{Be}$  avec un enregistrement de paléointensité provenant de sédiments marins sur une même échelle d'âge de manière continue (voir le chapitre 6). Les études du  $^{10}\text{Be}$  en tant que proxy de l'intensité du champ géomagnétique sont résumées dans la section 2.3.

## 2.2 Activité solaire

Dans cette section, nous présentons comment les données de  $^{10}\text{Be}$  ont été utilisées afin d'examiner l'activité solaire jusqu'aux 10 000 dernières années, et les connaissances qui en découlent.

### 2.2.1 Le cycle de 11 ans (cycle de *Schwabe*)

Le cycle de *Schwabe* (11 ans) de l'activité solaire est surtout connu à travers les mesures de l'activité des éruptions solaires (voir section 1.2.2). Les nucléides cosmogéniques, tels que le  $^{14}\text{C}$  ou le  $^{10}\text{Be}$ , ont aussi été utilisés pour la détection de ce fameux cycle. Le  $^{14}\text{C}$  pourrait être un outil puissant car il est mesurable dans les cernes d'arbre, mais le cycle du carbone lisse très fortement les fluctuations à court terme du signal de production. En effet, le facteur d'atténuation des amplitudes du  $^{14}\text{C}$  pour le cycle de 11 ans est d' $\sim 100$  [Siegenthaler et al., 1980]. Cet effet de lissage rend la détection des variations à court terme avec le  $^{14}\text{C}$  très difficile. Le transport et la déposition du  $^{10}\text{Be}$  étant différent (voir section 1.3), le signal de production n'est atténué que d'un facteur  $\sim 1,25$  [Beer et al., 1990]. Le  $^{10}\text{Be}$  est donc l'isotope cosmogénique le mieux adapté pour l'étude des variations décennales dues à l'activité solaire. Malgré tout, il est nécessaire d'avoir une résolution suffisante ainsi qu'un profil suffisamment long pour une étude quantitative du cycle de 11 ans.

Avec cette méthode, Beer et al. [1990] ont pu analyser ce cycle à l'aide d'un enregistrement de  $^{10}\text{Be}$  sur plusieurs centaines d'années provenant du site groenlandais

Dye-3. Plus récemment, [Berggren et al., 2009], avec un enregistrement annuel de 600 ans de la carotte de glace NGRIP (North Greenland Ice Core Project, Groenland), a aussi détecté le cycle de 11 ans, en corrélation avec les profils de flux de neutrons et de tâches solaires (e.g. Fig. 2.1). Des études de l'activité solaire ont aussi été menées en Antarctique. Baroni et al. [2011] ont étudié deux carottes de glace des sites de Vostok et Concordia sur les 60 dernières années. Il a été observé une atténuation d'un facteur 0,5 de l'amplitude du  $^{10}\text{Be}$  mesuré, ainsi qu'un écart de 0 à 2,2 ans entre le signal de  $^{10}\text{Be}$  dans la neige et les données du moniteur de neutrons. Il a été déduit une contribution de 35% et 20% du cycle solaire de 11 ans sur la variance des profils de  $^{10}\text{Be}$  à Vostok et Concordia respectivement. Une des dernières études en date est celle de Pedro et al. [2012] qui a évalué deux enregistrements de  $^{10}\text{Be}$  provenant de sites côtiers (Law Dome sur la côte Est de l'Antarctique, et Das2 au Sud-Est du Groenland) par rapport aux observations de l'activité solaire et aux données climatiques. Une corrélation significative entre leurs mesures et la modulation du rayonnement cosmique par le cycle solaire de 11 ans a été déduite. Et contrairement à la conclusion de Steig et al. [1996] qui ont estimé une contribution des basses à moyennes latitudes relativement faible (<35%) sur la carotte de glace à Taylor Dome, les amplitudes des périodes dans les données de  $^{10}\text{Be}$  dans les couches de glace semblent incompatibles avec une contribution uniquement polaire de la production de  $^{10}\text{Be}$ .

### 2.2.2 Le dernier millénaire : les « Grands Minima » d'intensité du champ héliomagnétique

Les profils de  $^{10}\text{Be}$  dans la glace, combinés ou comparés avec les enregistrements de  $^{14}\text{C}$ , ont donné accès aux variations de l'activité solaire durant le dernier millénaire. Ces études ont donné les bases pour la compréhension des variations à long terme (centenniales) de l'activité solaire (voir section 2.2.3). En effet, plusieurs études ont révélé de plus fortes concentrations en  $^{10}\text{Be}$  durant des périodes de faible activité solaire, appelées « Grands Minima ». L'hypothèse d'une correspondance entre les fortes valeurs de production de  $^{14}\text{C}$  et les Grands Minima de l'activité solaire fut mise en avant par Eddy [1976], sur la base d'une comparaison durant les 400 dernières années de données solaires et de  $^{14}\text{C}$ . Il conclut une anti-corrélation empirique entre les données de  $^{14}\text{C}$  et le niveau de l'activité solaire [Beer et al., 2012]. Sur la période 850–1950, cinq pics de production de nucléides cosmogéniques sont visibles sur les différents enregistrements, indiquant cinq Grands Minima de l'activité solaire : Oort (~1050), Wolf (1325–1375), Spörer (1420–1540), Maunder



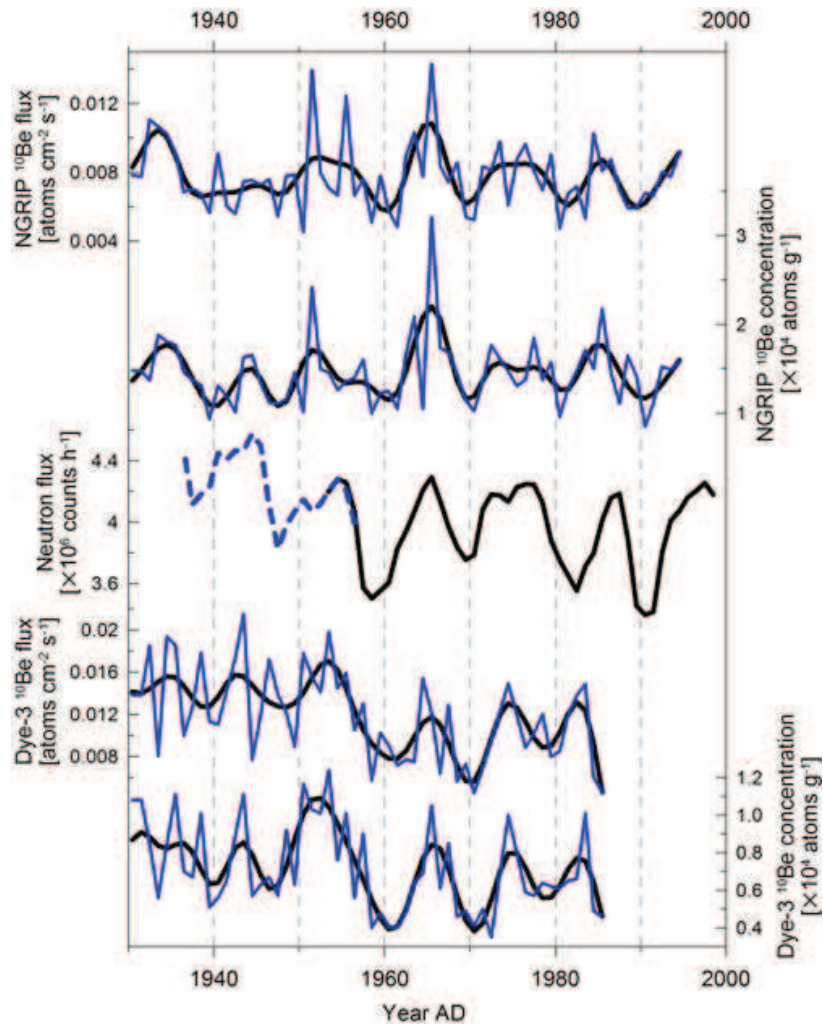


FIGURE 2.1 – Une comparaison des concentrations et flux de  $^{10}\text{Be}$  à NGRIP et Dye-3 avec les données de neutrons depuis 1936. Les données brutes de  $^{10}\text{Be}$  sont montrées avec celles filtrées passe-bas (fréquence de coupure à 1/6 ans). Les données du moniteurs de neutrons sont compris dans la période 1953–1998, celles de la chambre d’ionisation de 1936 à 1956 (en pointillés) [McCracken and Beer, 2007]. Figure et légende d’après Berggren et al. [2009].

*A comparison of NGRIP and Dye-3  $^{10}\text{Be}$  concentration and flux with neutron data since 1936 AD.  $^{10}\text{Be}$  raw data are shown together with low pass, 1/6 year cut-off, filtered data. Neutron monitor data from 1953–1998 AD, ionization chamber data from 1936–1956 AD (dashed) [McCracken and Beer, 2007]. Figure and legend from Berggren et al. [2009].*



(1645–1715) et Dalton (1790–1830). La détection de ces Grands Minima donna l'idée d'une possible existence d'un cycle de  $\sim 208$  ans (le cycle de *Suess* ou de *de Vries*), d'où les études sur de plus grandes échelles de temps (voir section suivante). On peut aussi noter la présence du « maximum médiéval » sur la période 1140–1240.

Plusieurs enregistrements de  $^{10}\text{Be}$  pour cette période de temps sont référencés dans la littérature, mais peu sont des profils complets sur tout le dernier millénaire, en particulier ceux provenant du Groenland (Camp Century [Beer et al., 1988], GRIP [Yiou et al., 1997; Muscheler et al., 2004], Milcent [Beer et al., 1991], Dye-3 [Beer et al., 1990]). Un profil complet de  $^{10}\text{Be}$  en Antarctique, nommé « Pôle Sud » [Raisbeck et al., 1990], met en avant les cinq Grands Minima cités plus haut. Un autre enregistrement d'Antarctique à Dome Fuji sur la période 700–1900 [Horiuchi et al., 2008] montre les mêmes types de variations liés aux changements de l'activité solaire (voir les zones surlignées sur la Fig. 2.2).

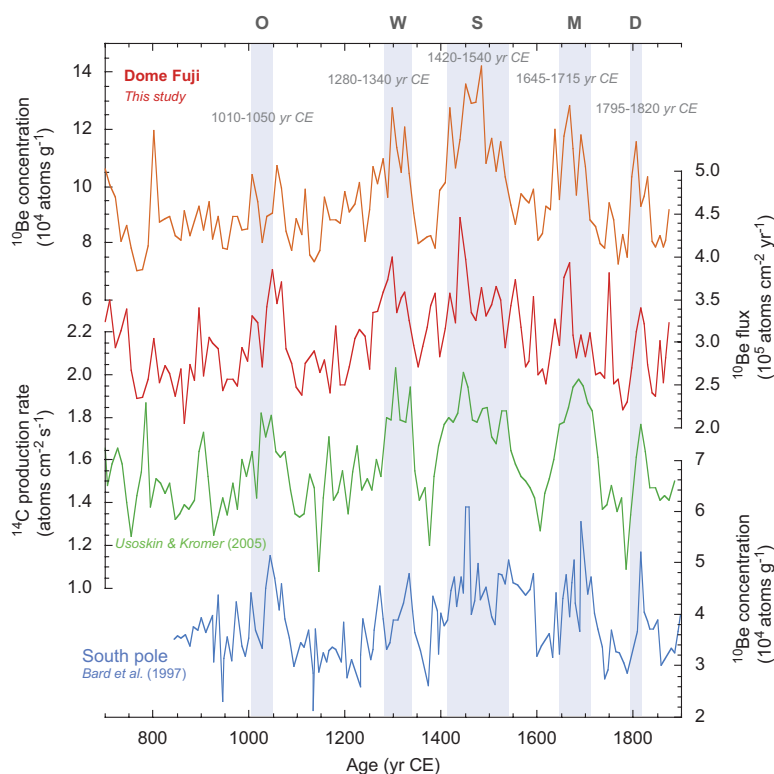


FIGURE 2.2 – De haut en bas : concentration et flux de  $^{10}\text{Be}$  à Dome Fuji, taux de production de  $^{14}\text{C}$  [Usoskin and Kromer, 2005] et concentration de  $^{10}\text{Be}$  au Pôle Sud [Raisbeck et al., 1990]. Figure et légende d'après Horiuchi et al. [2008].

*From top to bottom: The concentration and flux of  $^{10}\text{Be}$  in the Dome Fuji ice core, the  $^{14}\text{C}$  production rate [Usoskin and Kromer, 2005] and the  $^{10}\text{Be}$  concentration in the South Pole ice core [Raisbeck et al., 1990]. Figure and legend from Horiuchi et al. [2008].*

Afin de tester de manière quantitative l'origine solaire de ces variations dans les profils de nucléides cosmogéniques, [Bard et al. \[1997\]](#) ont comparé un enregistrement de  $^{14}\text{C}$  dans les cernes d'arbre avec celui de  $^{10}\text{Be}$  au Pôle Sud [[Raisbeck et al., 1990](#)]. Pour cela, les concentrations mesurées en  $^{10}\text{Be}$  ont été considérées comme directement reliées aux variations des rayonnements cosmiques et la production de  $^{14}\text{C}$  proportionnelle aux données de  $^{10}\text{Be}$ . [Bard et al. \[1997\]](#) ont ensuite calculé le  $\Delta^{14}\text{C}$  attendu en entrant les données de  $^{10}\text{Be}$  dans un modèle en boîtes du cycle du carbone et l'ont comparé avec les mesures de  $\Delta^{14}\text{C}$  dans les cernes d'arbre (e.g. Fig. 2.3). En supposant une amplification de la modulation du  $^{10}\text{Be}$  dans les régions po-

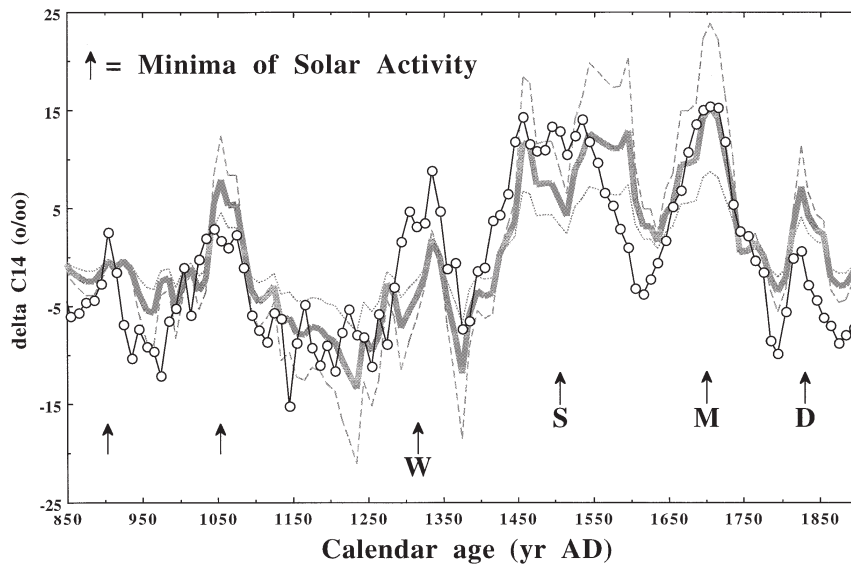


FIGURE 2.3 – Comparaison entre les valeurs de  $\Delta^{14}\text{C}$  mesuré dans des cernes d'arbres (cercles) et les variations de  $\Delta^{14}\text{C}$  simulées à l'aide d'un modèle en boîtes du cycle du carbone et les changements du  $^{10}\text{Be}$  utilisés en entrée du modèle en tant que taux de production (lignes). Détails dans l'article de [Bard et al. \[1997\]](#).

*Circles represent the detrended  $\Delta^{14}\text{C}$  values measured in American and European tree rings. Lines show the tropospheric  $\Delta^{14}\text{C}$  variations simulated by using the 12-box model and the relative changes in  $^{10}\text{Be}$  as an input curve for the variable production rate. Details in the article from [Bard et al. \[1997\]](#).*

lares due à l'orientation du champ géomagnétique, [Bard et al. \[1997\]](#) ont déterminé un « coefficient d'amplification polaire » de 0,7 (amplitude des variations de  $^{10}\text{Be}$  enregistrées à Pôle Sud 1,40 fois plus élevée que celle des changements du taux de production global de  $^{10}\text{Be}$ ). Leur conclusion est que la majorité du  $^{10}\text{Be}$  piégé dans la glace en Antarctique est produite dans les hautes latitudes, en accord avec celle de [Steig et al. \[1996\]](#). Malgré quelques désaccords pouvant indiquer une influence cli-

matique sur l'une des séries (ou les deux), leur corrélation élevée ( $r = 0,81$ ) montre une prédominance forte de la modulation solaire sur la production des nucléides cosmogéniques durant le dernier millénaire. Ce travail a été reproduit par [Delaygue and Bard \[2011\]](#) avec différents modèles du cycle du carbone et un composite des enregistrements de  $^{10}\text{Be}$  au Pôle Sud et à Dome Fuji.

Les calculs détaillés de production d'isotopes cosmogéniques dans l'atmosphère [[Masarik and Beer, 1999](#)] ont ouvert la voie aux reconstructions quantitatives de l'activité solaire sur plusieurs milliers d'années. Ces reconstructions se sont aussi bien centrées sur le dernier millénaire que sur toute la période de l'Holocène (voir section suivante). Ainsi, la conclusion de [Bard et al. \[1997\]](#) fut confirmée, que ce soit par la reconstruction du potentiel de modulation  $\Phi$  [[Muscheler et al., 2007](#)] ou du nombre de tâches solaires [[Usoskin et al., 2003](#)]. Des désaccords entre différentes reconstructions de l'activité solaire eurent pour conséquence de vifs débats sur l'activité solaire relativement plus forte ou non (par rapport aux derniers 1000 ans, voir sur les 8000 dernières années [[Solanki et al., 2004](#)]) durant les 60 dernières années. Alors qu'[Usoskin et al. \[2003\]](#) suggérèrent que l'activité solaire atteignait un maximum durant les 60 dernières années, remarquablement haut par rapport aux 1000 années précédentes (cf. Fig. 2.4a), [Muscheler et al. \[2007\]](#) conclurent que le niveau récent de l'activité solaire était élevé mais pas exceptionnel (voir Fig. 2.4b). Ces résultats divergents peuvent être expliqués tout d'abord par la méthode employée pour la reconstruction de l'activité solaire : [Usoskin et al. \[2003\]](#) ont reconstruit un enregistrement du nombre de tâches solaires tandis que [Muscheler et al. \[2007\]](#) ont préféré déterminer la fonction de modulation solaire  $\Phi$ . La première demande des étapes supplémentaires de calcul (donc un ajout d'incertitudes) tandis que l'autre possède des incertitudes sur la normalisation des enregistrements de production et les changements de l'intensité du champ géomagnétique. [Usoskin et al. \[2003\]](#) ont choisi l'étude des tâches solaires car ces événements se déroulent au coeur des régions actives du Soleil, responsables des phénomènes liés à l'activité solaire. [Muscheler et al. \[2007\]](#), sur la Fig. 11 de leur article, ont quant à eux comparé les différentes quantités physiques (production de  $^{14}\text{C}$  et fonction de modulation avec le nombre de tâches solaires) et mis en lumière une forte différence durant le minimum de Maunder. Alors que le nombre de tâches solaires tombe à zéro durant cette période, la production de  $^{14}\text{C}$  et la fonction de modulation continuent de varier, montrant une relation non linéaire entre ces paramètres [[Raisbeck and Yiou, 2004](#)]. De plus, les différences entre les enregistrements de  $^{10}\text{Be}$  au Groenland et en Antarctique ont conduit à ces conclusions contradictoires sur l'activité du Soleil dans le passé. En effet, les profils du Groenland indiquent une production relativement faible de  $^{10}\text{Be}$  après 1950 alors

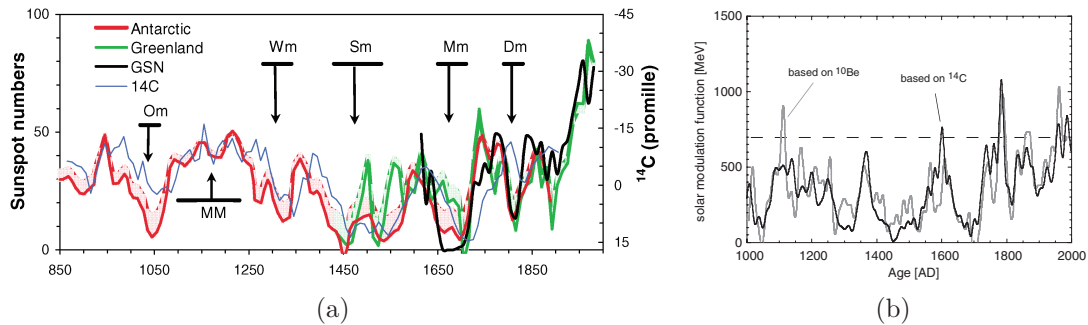


FIGURE 2.4 – (a) Reconstruction du nombre de tâches solaires à partir des concentrations en  $^{10}\text{Be}$  en Antarctique (rouge) et au Groenland (vert). La courbe noire montre le nombre de tâches solaires observées depuis 1610, et la courbe bleue la concentration en  $^{14}\text{C}$  dans les cernes d’arbres corrigée des variations d’intensité du champ géomagnétique. Figure tirée de [Usoskin et al. \[2003\]](#). (b) Comparaison de la fonction de modulation solaire basée sur le  $^{10}\text{Be}$  (courbe grise) et le  $^{14}\text{C}$  (courbe noire) d’après [Muscheler et al. \[2007\]](#).

(a) Reconstructions of the sunspot numbers from  $^{10}\text{Be}$  concentrations in ice cores from Antarctica (red) and Greenland (green). The thick black curve shows the observed group sunspot number since 1610 and the thin blue curve gives the  $^{14}\text{C}$  concentration in tree rings, corrected for the variation of the geomagnetic field. Figure from [Usoskin et al. \[2003\]](#). (b) Comparison of the solar modulation function based on  $^{10}\text{Be}$  (grey curve) and  $^{14}\text{C}$  (black curve). Figure from [Muscheler et al. \[2007\]](#).

que cette tendance est plutôt contraire dans les enregistrements d’Antarctique [[Raisbeck and Yiou, 2004](#)], non prise en compte par [Usoskin et al. \[2003\]](#). Dans tous les cas, comme indiqué par [Solanki et al. \[2004\]](#), les reconstructions de l’activité solaire nous révèlent que seulement une fraction mineure du réchauffement climatique peut être expliquée par l’activité du Soleil.

### 2.2.3 L’Holocène : études spectrales des variations centennales de l’activité solaire

Avec les techniques de préparation et de mesures des échantillons de  $^{10}\text{Be}$  dans la glace, il est possible d’étendre ces enregistrements à très haute résolution sur tout l’Holocène (10 000 dernières années). L’Holocène étant une période climatique relativement stable, les effets d’accumulation sur la concentration de  $^{10}\text{Be}$  dans la glace au Groenland et en Antarctique peuvent être négligés au premier ordre [[Vonmoos et al., 2006](#); [Steinhilber et al., 2012](#)]. Cela évite d’avoir à déduire un taux d’accumulation du site associé avec des incertitudes supplémentaires. Peu d’études des variations temporelles à haute résolution du  $^{10}\text{Be}$  ont été effectuées avant l’Ho-

locène, à part certaines périodes « inhabituelles » comme l'évènement de Laschamp [Wagner et al., 2001]. Les données de  $^{14}\text{C}$  provenant des cernes d'arbre ont fourni les premières preuves de variations du taux de production des nucléides cosmogéniques liées à l'activité solaire. Avec l'accumulation des données, le cycle de *de Vries* a pu être détecté dans les enregistrements de  $^{14}\text{C}$  [Suess, 1980]. D'autres cycles solaires, comme ceux de *Gleissberg* ( $\sim 80$ -90 ans), *Eddy* (970 ans) et *Hallstatt* ( $\sim 2\,300$  ans), sont aussi connus.

Le premier profil de concentration de  $^{10}\text{Be}$  dans la glace avec une résolution suffisante pour étudier les variations centennales de l'activité solaire durant les 10 000 dernières années fut mesuré dans l'enregistrement de Camp Century au Groenland [Beer et al., 1988]. La bonne corrélation de cet enregistrement avec un profil de  $^{14}\text{C}$  durant les 5000 dernières années (plus vieux, la résolution n'était pas suffisante) supporte l'idée que les fluctuations dans l'enregistrement de  $^{10}\text{Be}$  sont causées par la modulation solaire du flux de rayonnement cosmique. La première reconstruction quantitative de l'activité solaire durant tout l'Holocène (excepté les 100 dernières années), basée sur un enregistrement de  $^{10}\text{Be}$  dans la glace polaire par Vonmoos et al. [2006] (provenant de la carotte de glace groenlandaise GRIP), révéla de larges variations de la modulation héliosphérique du rayonnement cosmique. La Fig. 2.5 [Vonmoos et al., 2006] montre clairement une forte variabilité séculaire de l'activité solaire, incluant les grands Minima et confirmant donc la robustesse des reconstructions de l'activité solaire à partir du  $^{10}\text{Be}$ . Les variations à plus long terme de leurs reconstructions basées sur le  $^{10}\text{Be}$  et le  $^{14}\text{C}$  indiquent certains désaccords qui peuvent refléter des changements non détectés du cycle du carbone [Muscheler et al., 2004], des variations à long-terme dans le transport atmosphérique et la déposition du  $^{10}\text{Be}$ , des incertitudes sur les calculs des taux de production du  $^{10}\text{Be}$  et du  $^{14}\text{C}$ , ou une combinaison de tout cela. Une des conclusions majeures de cette reconstruction est que l'activité actuelle du Soleil est élevée mais pas exceptionnellement haute en regard de tout l'Holocène, en désaccord avec les résultats de Solanki et al. [2004]. Cet enregistrement et cette reconstruction donna les bases pour des investigations plus détaillées de l'activité solaire, en relation avec les climats. À la suite de cela, des analyses spectrales de Knudsen et al. [2009] du profil de  $^{10}\text{Be}$  à GRIP et de la courbe de calibration de  $^{14}\text{C}$  IntCal04 [Reimer et al., 2004] ont mis en lumière la modulation des cycles solaires ( $\sim 220$  et  $\sim 400$  ans) durant l'Holocène, avec des comportements périodiques prononcés sur les intervalles 6000–4500 et 3000–2000 ans BP et une absence complète de cycle sur le reste des enregistrements.

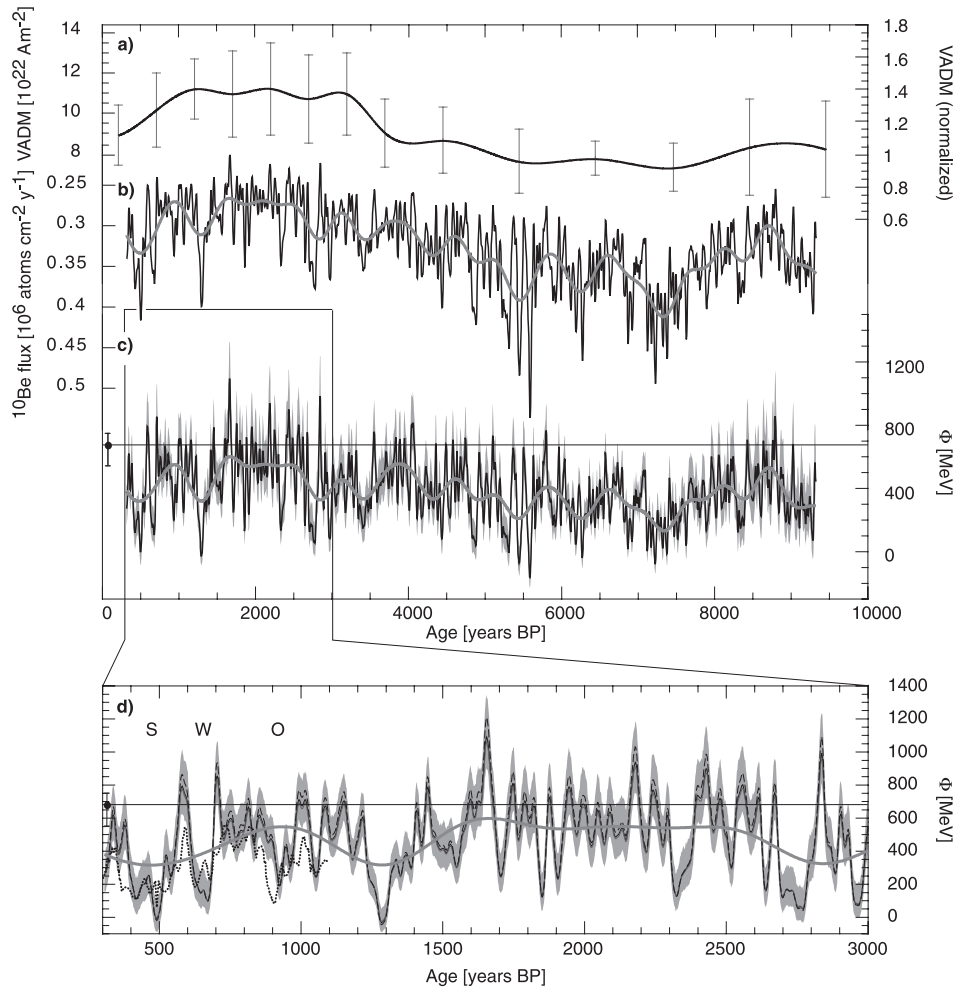


FIGURE 2.5 – Reconstruction de l’activité solaire  $\Phi$  à partir du  $^{10}\text{Be}$ . (a) Moment dipolaire géomagnétique. (b) Flux de  $^{10}\text{Be}$  à GRIP. (c) Fonction de la modulation solaire  $\Phi$  dérivée du profil  $^{10}\text{Be}$ . (d) Zoom sur les 3000 dernières années. Détails dans [Vonmoos et al. \[2006\]](#).

*Reconstruction of the solar activity  $\Phi$  from  $^{10}\text{Be}$ . (a) Geomagnetic dipole moment. (b)  $^{10}\text{Be}$  flux from the GRIP ice core. (c) Solar modulation function  $\Phi$  derived from the  $^{10}\text{Be}$ . (d) Close-up view on the 3000 last years. Details in [Vonmoos et al. \[2006\]](#).*

Bien qu’étant dominé par le même signal de production (c’est-à-dire l’activité solaire), ce type de reconstruction de l’activité solaire basée que sur des enregistrements d’un seul proxy ( $^{14}\text{C}$  ou  $^{10}\text{Be}$ ) peut contenir des biais climatiques. Pour remédier à cela, [Steinilber et al. \[2012\]](#) ont combiné différents enregistrements de  $^{10}\text{Be}$  provenant du Groenland et d’Antarctique avec le profil global de  $^{14}\text{C}$  dans les cernes d’arbre (IntCal09 de [Reimer et al. \[2009\]](#)) en utilisant l’analyse par composante principale afin d’extraire le signal commun de production. Cette approche, consistant notamment à prendre en compte l’influence climatique des hémisphères



Nord et Sud sur les différents enregistrements de radionucléides, est devenue possible grâce au nouvel enregistrement de  $^{10}\text{Be}$  à haute résolution à EPICA Dronning Maud Land (EDML) en Antarctique. La première composante principale, (représentant le signal de production lié à l'activité solaire après correction des effets du champ magnétique terrestre) a pu ensuite être utilisée pour la reconstruction du potentiel de modulation solaire sur la période de l'Holocène. Cette reconstruction (Fig. 2.6) donne la possibilité d'étudier les cycles solaires, notamment la période de 210 ans (*de Vries*), et confirme que les amplitudes de ce cycle ont varié durant l'Holocène. L'origine de ce phénomène pourrait être une modulation planétaire de l'activité solaire sur une échelle de temps séculaire [Abreu et al., 2012]. Ce point est étudié plus en détail, à l'aide d'une comparaison avec un enregistrement à haute résolution de  $^{10}\text{Be}$  à EDC durant le MIS 9 (voir chapitre 5).

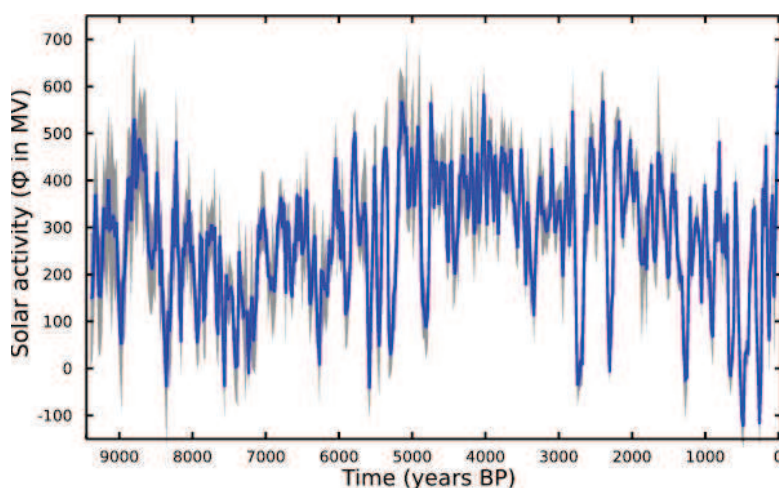


FIGURE 2.6 – Reconstruction du potentiel de modulation solaire  $\phi$  durant l'Holocène basée sur une combinaison d'enregistrements de  $^{10}\text{Be}$  dans les carottes de glace (Groenland et Antarctique) et de  $^{14}\text{C}$  dans les cernes d'arbre. Figure tirée de [Steinilber et al. \[2012\]](#).

*Reconstruction of the solar modulation potential  $\phi$  during the Holocene using a composite of  $^{10}\text{Be}$  ice core records from Greenland and Antarctica and  $^{14}\text{C}$  tree ring record. Figure from [Steinilber et al. \[2012\]](#).*

Ailleurs que sur l'Holocène, une étude de l'activité solaire a été faite durant l'excursion de Laschamp, il y a  $\sim 41$  kyr BP, par [Wagner et al. \[2001\]](#) à l'aide d'un enregistrement de  $^{10}\text{Be}$  à GRIP, avec une mise en évidence de la modulation géomagnétique du cycle de *de Vries*. En effet, quand l'intensité du champ géomagnétique tombe pratiquement à zéro (comme durant l'évènement de Laschamp), la sensibilité à la modulation solaire de la production d'isotopes cosmogéniques est amplifiée. Ceci se produit car une fraction plus importante des particules de faible énergie compo-

sant le rayonnement cosmique, normalement exclue par le champ géomagnétique, est capable d'atteindre l'atmosphère terrestre.

## 2.3 Intensité du champ magnétique terrestre

Les premières indications d'une modulation géomagnétique du  $^{10}\text{Be}$  déposé dans les glaces polaires ont été observées par la comparaison des enregistrements de Vostok et Dome C en Antarctique [Raisbeck et al., 1987]. En effet, on peut distinguer un pic commun sur les deux profils aujourd'hui connu comme l'excursion de Laschamp. La capture des variations de production du  $^{10}\text{Be}$  liées à la modulation géomagnétique dans la glace permet ainsi d'appliquer des connections chronologiques entre des enregistrements de différents réservoirs. La comparaison avec d'autres isotopes cosmogéniques, comme le  $^{14}\text{C}$ , ou avec des mesures d'intensité du champ magnétique dans les sédiments est une des implications importantes du  $^{10}\text{Be}$  comme proxy de la modulation géomagnétique du rayonnement cosmique. Plusieurs types d'investigations, détaillés dans cette section, ont été menées dans ce champ d'étude : reconstruction de l'intensité du champ magnétique terrestre, étude des événements « exceptionnels » du champ géomagnétique, aide à la datation, ... Des études sur les variations de la composition en  $^{14}\text{C}$  de l'atmosphère (liées aux changements du taux de production de cet isotope cosmogénique et au cycle du carbone), à l'aide de mesures de  $^{10}\text{Be}$  et d'un modèle en boîtes du cycle du carbone [Bard et al., 1997; Muscheler et al., 2004], ont pu aussi être menées. Le chapitre 3, publié dans Radiocarbon, détaille cet aspect de recherche pour l'évènement de Laschamp.

### 2.3.1 Reconstruction de l'intensité du champ magnétique terrestre

La manière « traditionnelle » d'étudier le champ géomagnétique est de mesurer les propriétés magnétiques des sédiments, des laves, ... Pendant un certain temps après avoir été déposés au fond de l'océan (ou un lac, etc...), les grains magnétiques restent mobiles et s'alignent avec les lignes du champ magnétique local. Ils deviennent immobiles après avoir été enfouis sous une certaine épaisseur de couches sédimentaires, appelée « profondeur de blocage », enregistrant la direction et l'intensité du champ. Les problèmes liés avec ce type de méthode sont la détermination du délai d'acquisition de l'aimantation rémanente des particules magnétiques, les effets géologiques, chimiques et biologiques pouvant biaiser le signal magnétique, ainsi que les composantes non-dipolaires du champ magnétique enregistrées avec le dipôle ma-



gnétique. Néanmoins, le nombre croissant d'enregistrements paléomagnétiques sur tout le globe et la possibilité de les combiner afin d'obtenir un signal global [Guyodo and Valet, 1999; Laj et al., 2000; Laj et al., 2004; Valet et al., 2005; Channell et al., 2009] améliorent continuellement la qualité et la résolution de ces profils.

Les nucléides cosmogéniques représentent une méthode complémentaire pour l'étude des changements passés du dipôle géomagnétique, que ce soit à l'aide de mesures dans des archives marines [Frank et al., 1997; Ménabréaz et al., 2011, 2012] ou dans des carottes de glace polaire [Wagner et al., 2000; Muscheler et al., 2005]. Ceci est notamment devenu possible grâce aux calculs reliant l'intensité du champ magnétique terrestre et le taux de production des radionucléides [Lal, 1988; Masarik and Beer, 1999]. Par exemple, pour une activité solaire moyenne de 550 MV (niveau pré-industriel [Masarik and Beer, 2009; Kovaltsov and Usoskin, 2010]) et une intensité du champ géomagnétique quasi-nulle, le taux de production globale de  $^{10}\text{Be}$  est environ multiplié par deux (voir Fig. 1.6). Les incertitudes sur les calculs des taux de production (voir le chapitre 3), le temps de demi-vie des nucléides cosmogéniques (pour le  $^{14}\text{C}$ ), la nécessité de séparer les modulations solaires et géomagnétiques, et les effets climatiques (transport, déposition, accumulation, ...) peuvent biaiser les reconstructions.

La Fig. 2.7 montre la comparaison de deux reconstructions de l'intensité du champ géomagnétique, exprimée comme le moment dipolaire (VADM : Virtual Axial Dipole Moment), durant les 60 000 dernières années. La première est dérivée d'enregistrements de  $^{10}\text{Be}$  du Groenland, la seconde (appelée NAPIS-75 pour *North Atlantic Paleointensity Stack*) d'une compilation de données de magnétisation rémanente provenant de six carottes sédimentaires forées en Atlantique Nord [Laj et al., 2000]. Le flux de  $^{10}\text{Be}$  est calculé à partir d'une combinaison des concentrations de  $^{10}\text{Be}$  mesurées dans les carottes de glace groenlandaises GRIP [Yiou et al., 1997; Muscheler et al., 2004] et GISP2 [Finkel and Nishiizumi, 1997]. Pour plus de détails, voir l'étude de Muscheler et al. [2005]. Pour éliminer la composante solaire, un filtre passe-bas avec une période de coupure de 3000 ans a été appliqué sur les données. Supposant que les changements à long terme observés dans le flux de  $^{10}\text{Be}$  sont d'origine géomagnétique et que celui-ci est proportionnel au taux de production globale, le profil est converti en moment dipolaire magnétique (voir Fig. 2.7b) à l'aide des différents calculs de taux de productions de  $^{10}\text{Be}$  [Lal, 1988; Masarik and Beer, 1999].

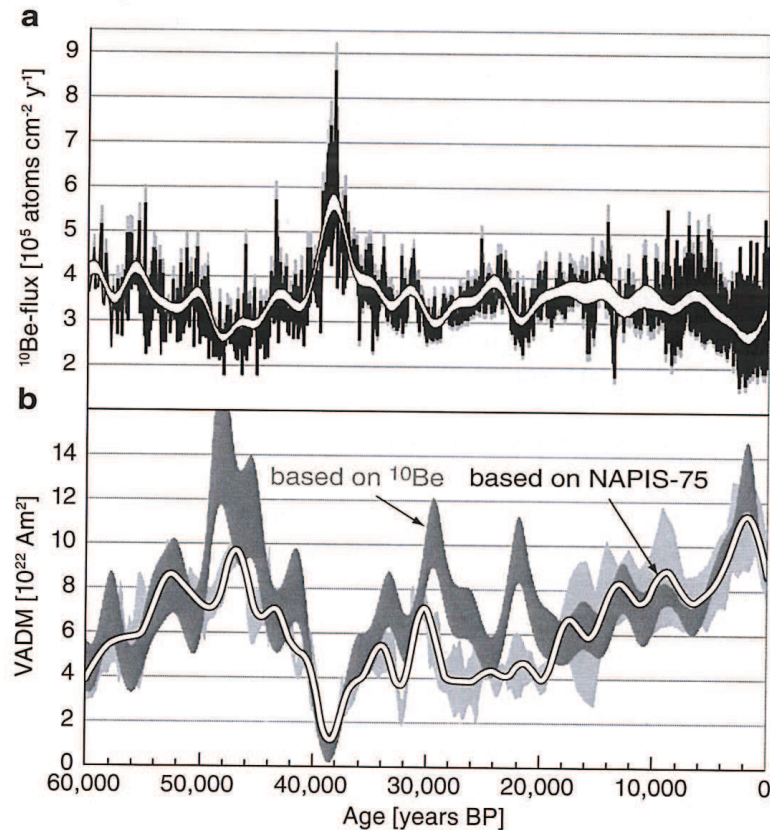


FIGURE 2.7 – Moment dipolaire (VADM) du champ magnétique terrestre calculé à partir des flux de  $^{10}\text{Be}$  au Groenland (GRIP + GISP2) durant les 60 000 dernières années. (a) Flux de  $^{10}\text{Be}$  brute et après application d'un filtre passe-bas (période de coupure de 3000 ans, bande blanche). (b) Comparaison de la reconstruction de l'intensité du champ géomagnétique dérivée du  $^{10}\text{Be}$  filtré (bande gris foncé) avec le composite Atlantique de paléointensité NAPIS-75 (ligne blanche) [Laj et al., 2000]. Figure tirée de Muscheler et al. [2005].

*Calculated virtual axial dipole moment (VADM) derived from  $^{10}\text{Be}$  flux records in Greenland (GRIP + GISP2) during the last 60,000 years. (a) Raw and 3000-year low-pass filtered (white band)  $^{10}\text{Be}$  flux. (b) Comparison of the VADM record derived from the low-pass filtered  $^{10}\text{Be}$  flux (bold grey band) with the NAPIS-75 paleointensity Atlantic stack (white line) [Laj et al., 2000]. Figure from Muscheler et al. [2005].*

La comparaison entre la reconstruction basée sur le  $^{10}\text{Be}$  et l'enregistrement géomagnétique NAPIS-75 révèle un haut degré de similarité. Par exemple, les deux courbes montrent clairement l'excursion de Laschamp il y a  $\sim 40\,000$  ans (visible aussi avec l'augmentation de la production de  $^{10}\text{Be}$  par un facteur  $\sim 2$  (Fig. 2.7a) comme attendu des calculs de production). Néanmoins, le profil basé sur le  $^{10}\text{Be}$  montre des valeurs supérieures d'intensité du champ entre 18 000 et 34 000 ans BP. En particulier, les deux maxima d'intensité à 30 000 et 22 000 ans BP sont beaucoup plus forts dans l'enregistrement dérivé du  $^{10}\text{Be}$  que dans NAPIS-75. L'accord, dans

l'ensemble, des deux enregistrements valide l'utilisation des nucléides cosmogéniques pour la reconstruction de l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé.

### 2.3.2 Excursions et inversions magnétiques

Le  $^{10}\text{Be}$  permet, entre autre, de détecter les pics de production dus à la forte baisse d'intensité du champ géomagnétique. Ces pics peuvent être utilisés comme des points de calage pour synchroniser des enregistrements ou bien comme un marqueur daté de manière absolue, et sont donc importants pour mieux contraindre les modèles d'écoulement de flux des carottes de glace (chronologie EDC3 de [Parrenin et al. \[2007b\]](#) par exemple). Ici, nous nous focalisons sur les deux principaux événements géomagnétiques enregistrés dans le  $^{10}\text{Be}$  des carottes de glace : l'excursion de Laschamp ( $\sim 41$  kyr BP) et l'inversion de Brunhes-Matuyama ( $\sim 780$  kyr BP).

#### L'excursion de Laschamp

C'est l'excursion la plus forte et la mieux identifiée dans les profils de  $^{10}\text{Be}$ , aussi bien dans différentes carottes de glace d'Antarctique et du Groenland [[Raisbeck et al., 1987, 2007](#); [Yiou et al., 1997](#)] que dans des sédiments [[Robinson et al., 1995](#); [Ménabréaz et al., 2011, 2012](#); [Nilsson et al., 2011](#)]. L'excursion de Laschamp est un événement géochronologique bien contraint, daté à  $40700 \pm 950$  ans b2k\* par [Singer et al. \[2009\]](#) grâce aux méthodes de datation absolue  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , K-Ar et  $^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$ . Les plus récentes données publiées de  $^{10}\text{Be}$  dans la glace durant cette période [[Raisbeck et al., 2007](#)] sont présentées sur la Fig. 2.8. Cet enregistrement à haute résolution (10 ans), provenant d'EDC, montre clairement le pic de  $^{10}\text{Be}$  lié à l'événement de Laschamp, centré autour de 740 m de profondeur dans la carotte de glace. De la même manière que dans l'étude de [Wagner et al. \[2001\]](#), la structure sur des échelles de temps plus courtes (centaines voire dizaines d'années) suggère des effets de la variabilité solaire (voir le dernier paragraphe de la section 2.2.3).

Parce-que les larges variations de production du  $^{10}\text{Be}$  dues aux modulations du rayonnement cosmique par les champs héliomagnétique et géomagnétique sont globalement synchrones et indépendants du climat, l'isotope cosmogénique  $^{10}\text{Be}$  permet la synchronisation d'enregistrements paléoclimatiques. Ceci est notamment possible durant l'excursion de Laschamp, spécialement pour la synchronisation d'enregistrements à haute résolution du Groenland avec ceux de l'Antarctique. Cette synchronisation directe de plusieurs enregistrements de glace en utilisant le pic de  $^{10}\text{Be}$

---

\*. La notation b2k a été introduite avec l'échelle des âges GICC05 (Greenland Ice Core Chronology 2005) pour les carottes de glace du Groenland. Elle signifie *years before 2000 A.D.*, donc 50 yr b2k = 0 yr BP pour l'année 1950.

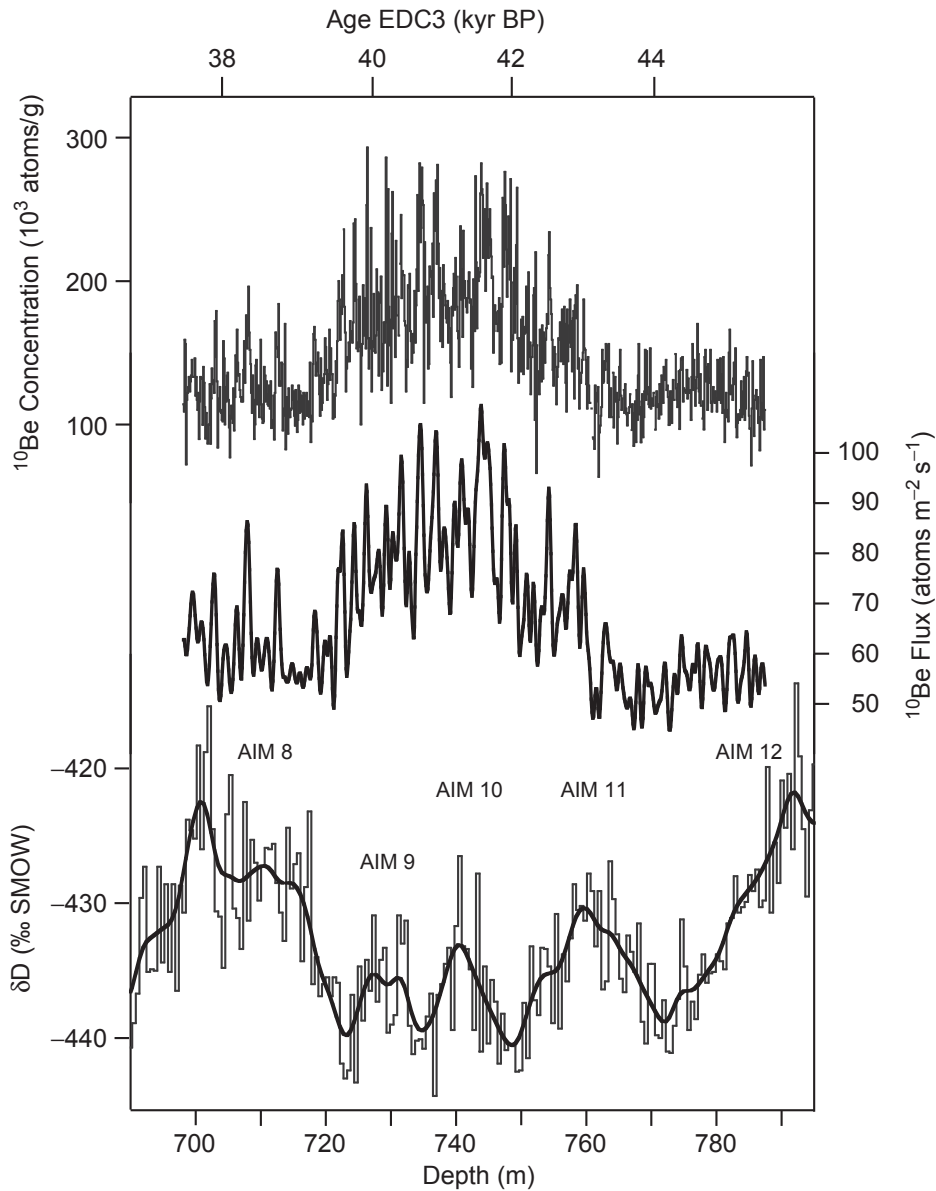


FIGURE 2.8 – Concentrations et flux de  $^{10}\text{Be}$  dans la carotte de glace EPICA Dome C, représentés avec le  $\delta\text{D}$  et sa moyenne mobile, en fonction de la profondeur et de l'âge (EDC3) [Raisbeck et al., 2007]. L'excursion de Laschamp, visible sur l'enregistrement de  $^{10}\text{Be}$ , se manifeste par l'augmentation du flux par un facteur  $\sim 2$ .

$^{10}\text{Be}$  concentrations and flux in the EPICA Dome C ice core, represented with the  $\delta\text{D}$  and its running average, as a function of depth and age (EDC3) [Raisbeck et al., 2007]. The Laschamp excursion, visible on the  $^{10}\text{Be}$  record, occurs with an increase of the flux by a factor  $\sim 2$ .

autour de 41 ka fut d'abord proposée par [Yiou et al. \[1997\]](#), puis reproduite par [Raisbeck et al. \[2007\]](#) avec de nouvelles données de  $^{10}\text{Be}$  à haute résolution provenant d'EDC et GRIP. Bien que limitée à la période autour du pic de  $^{10}\text{Be}$ , la structure détaillée de ce pic de production lié à l'événement de Laschamp donne accès à des caractéristiques identifiables dans les différents profils. Une étude en cours (par Grant Raisbeck et al.), fournissant de nouvelles données de  $^{10}\text{Be}$  à haute résolution à NGRIP (Groenland) et EDML (Antarctique), montre la synchronisation des enregistrements d'Antarctique (EDC, EDML et Vostok) sur l'échelle des âge de NGRIP : GICC05. Sur cette synchronisation Nord-Sud (présentée sur la Fig. 2.9), cinq points de calage, aisément identifiables, ont été sélectionnés (notés 1, 2, 3, 4, 5). La qualité de la corrélation de EDC et EDML sur NGRIP a été testée à l'aide des signatures volcaniques liant les deux enregistrements d'Antarctique [[Severi et al., 2007](#)], montrant une précision de l'ordre de 20 ans de la synchronisation Nord-Sud à l'aide du  $^{10}\text{Be}$ . L'objectif est d'étudier les relations de déphasage et d'amplitude des variations climatiques du Nord et du Sud, autrement que par l'utilisation des gaz atmosphériques piégés dans la glace, comme le méthane, pour la synchronisation. En effet, le piégeage du gaz dans la glace s'effectuant à une profondeur typique d' $\sim 80$  m, où les bulles dans la glace sont isolées de l'atmosphère, l'âge du gaz est plus jeune que l'âge de la glace qui l'entoure. Cette différence [âge de la glace] - [âge du gaz] est évaluée grâce au  $\Delta\text{age}$  ou  $\Delta\text{depth}$ . Une des manières de déterminer ce paramètre est d'utiliser les pics de  $^{10}\text{Be}$ , même si cette méthode ne peut concerner que la période autour de l'excursion de Laschamp [[Louergue et al., 2007](#)]. Tout cela montre l'utilité de la détection de ces pics de production de  $^{10}\text{Be}$  pour la datation (relative ou absolue) des carottes de glace.

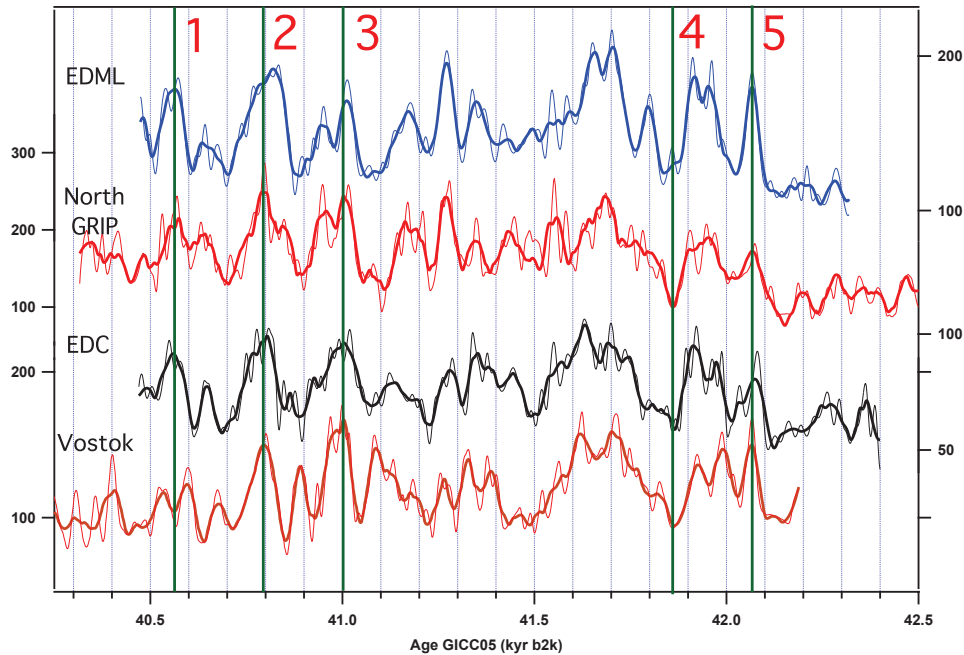


FIGURE 2.9 – Flux lissés de  $^{10}\text{Be}$  à haute résolution durant l'excursion de Laschamp (40,2 – 42,5 ka b2k) synchronisés sur l'échelle des âges GICC05. Sont représentés, de haut en bas, les enregistrements de EDML (bleu), NGRIP (rouge), EDC (noir) et Vostok (marron) [Raisbeck et al., in preparation].

*Smoothed high resolution  $^{10}\text{Be}$  flux during the Laschamp excursion (40.2 – 42.5 kyr b2k) synchronized on the GICC05 age scale. Are represented, from top to bottom, EDML (blue), NGRIP (red), EDC (black) and Vostok (brown) [Raisbeck et al., in preparation].*

### L'inversion de Brunhes-Matuyama

La dernière fois que la polarité du moment dipolaire de la Terre s'est inversée a été durant l'inversion de Brunhes-Matuyama (M-B), il y a  $\sim 780$  kyr BP. Cet événement a été intensivement étudié, aussi bien dans les sédiments marins que dans les roches volcaniques. Une synthèse des âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dans les laves de l'inversion de M-B supporte l'idée de l'existence d'un « précurseur »  $\sim 15$  ka avant cet événement [Singer et al., 2005] et donc d'un âge absolue de  $776 \pm 2$  ka pour l'inversion de M-B [Coe et al., 2004], en accord avec des calibrations astronomiques [Bassinot et al., 1994; Tauxe et al., 1996]. Parce-que cet événement remonte trop loin dans la passé, il fut impossible de l'étudier dans les carottes de glace jusqu'au forage d'EPICA Dome C qui fournit un enregistrement couvrant la période de temps nécessaire. La Fig. 2.10 montre le profil de  $^{10}\text{Be}$  (concentrations et flux) entre 700 et 800 ka BP (échelle des âges EDC3), incluant l'inversion de M-B et son précurseur (zones grisées) [Raisbeck et al., 2006; Dreyfus et al., 2008]. En rouge est aussi inclus le flux



médian du flux de  $^{10}\text{Be}$  (médiane mobile à 5 points). Cette procédure est nécessaire car, comme le montrent les profils bruts de concentrations et flux de  $^{10}\text{Be}$ , il est nécessaire d'éliminer les pics anormalement élevés, ne pouvant être causés par des variations de production. Une hypothèse de Raisbeck et al. [2006] pour expliquer ce phénomène est un effet de concentration locale dû à une migration horizontale des impuretés aux interfaces des cristaux de glace à partir d'une certaine profondeur dans la carotte EDC. L'inversion de M-B et son précurseur couvrent les périodes 764 – 776 ka (vers la fin du Stade Isotopique Marin 19 (MIS 19)) et 788 – 798 kyr BP respectivement sur la chronologie EDC3 pour une incertitude de 6000 ans ( $2\sigma$ ) sur l'âge absolu [Dreyfus et al., 2008]. Ces données suggèrent que la durée de l'inversion de M-B a été d'environ 12 000 ans, un intervalle de temps considérablement plus long que dans le cas de l'excursion de Laschamp. L'amplitude des pics de production de  $^{10}\text{Be}$  sur cette période est cohérente avec les calculs de production en fonction de l'intensité du champ géomagnétique. En considérant la transition de M-B au milieu du pic de  $^{10}\text{Be}$ , un âge de  $770 \pm 6$  kyr BP ( $2\sigma$ ) a été déduit, cohérent avec celui de Coe et al. [2004]. Une calibration récente du standard utilisé pour la méthode de datation  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , par datation de la sanidine (roche magmatique) de Fish Canyon (FCs) à l'aide d'une méthode d'ajustement orbital, a été proposée par Kuiper et al. [2008]. En utilisant cette révision sur les mesures de Coe et al. [2004], on obtient un âge de  $780,4 \pm 3,4$  kyr BP, plus vieux que celui obtenu dans la carotte de glace EDC.

Ces deux exemples d'enregistrement d'événements exceptionnels de variations du champ géomagnétique dans le  $^{10}\text{Be}$  illustre la validité de la méthode. Il est donc possible de synchroniser ces variations longues du  $^{10}\text{Be}$  dans la glace, d'origine géomagnétique, avec les changements de paléointensité enregistrés dans les sédiments marins afin d'obtenir une chronologie relative continue des proxies des climats pour ces deux réservoirs (voir le chapitre 6).

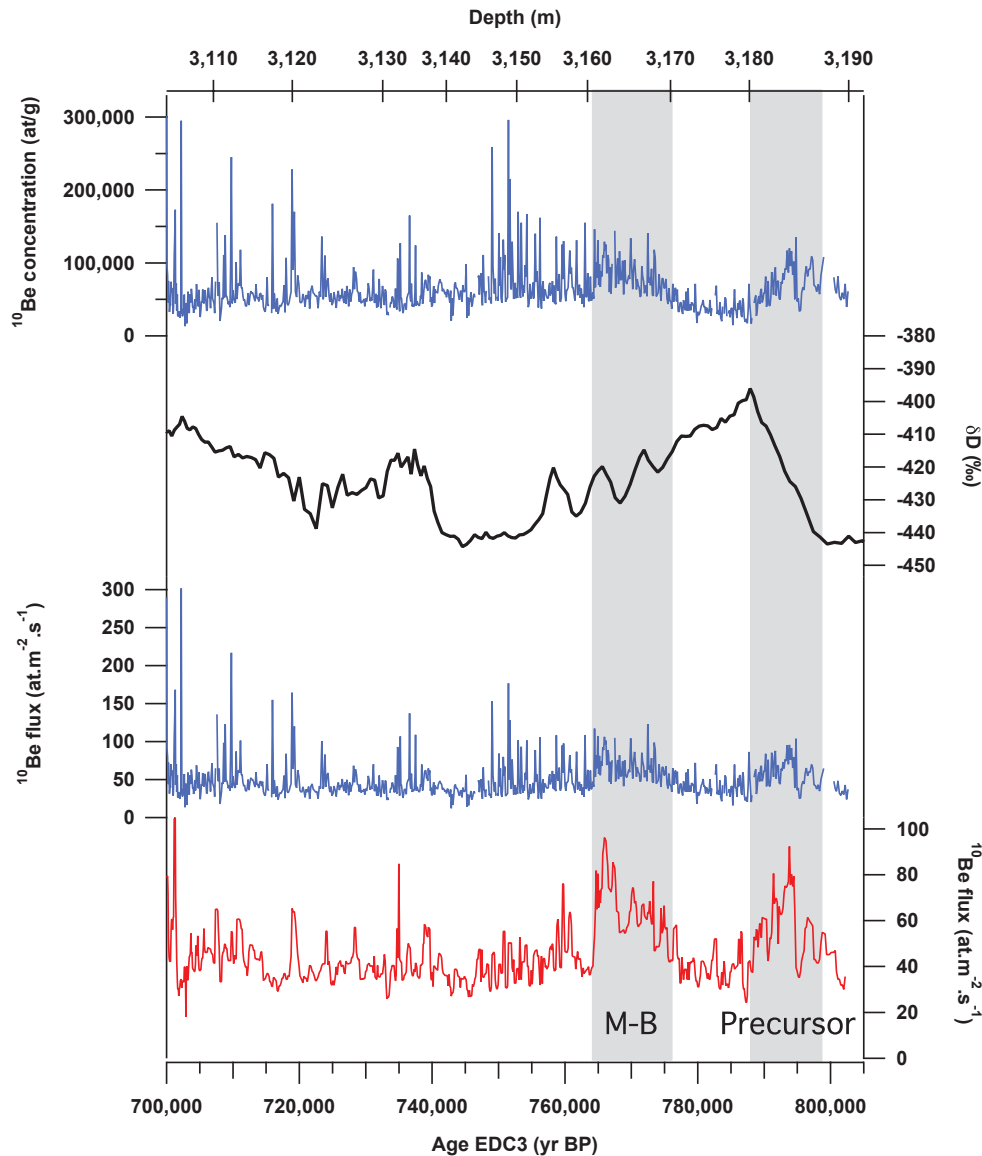


FIGURE 2.10 – Profil de  $^{10}\text{Be}$  à EDC durant l'inversion de Brunhes-Matuyama. De haut en bas : le profil de concentrations en  $^{10}\text{Be}$ , le  $\delta D$  du site, le flux de  $^{10}\text{Be}$  et ce même flux après application d'une médiane mobile à 5 points afin d'éliminer les grands pics probablement dus à des effets de post-déposition (voir texte). Les zones grisées montrent l'inversion de Brunhes-Matuyama et son précurseur déterminés par les pics de  $^{10}\text{Be}$ . Les enregistrements sont exprimés en fonction de la profondeur et de l'âge EDC3 [Raisbeck et al., 2006; Dreyfus et al., 2008].

$^{10}\text{Be}$  profile at EDC during the Matuyama-Brunhes inversion. From top to bottom: the  $^{10}\text{Be}$  concentration, the  $\delta D$  of the site, the  $^{10}\text{Be}$  flux and the 5-point running median  $^{10}\text{Be}$  flux in order to eliminate the huge spikes probably due to post-deposition effects (see text). The shaded areas highlight the Matuyama-Brunhes inversion and its precursor, as determined by the  $^{10}\text{Be}$  peaks. The records are expressed as a function of the depth and the age (EDC3) [Raisbeck et al., 2006; Dreyfus et al., 2008].





## Chapitre 3

# Use of $^{10}\text{Be}$ to predict atmospheric $^{14}\text{C}$ variations during the Laschamp excursion : high sensitivity to cosmogenic isotope production calculations

Alexandre Cauquoin<sup>a</sup>, Grant Raisbeck<sup>b,a</sup>, Jean Jouzel<sup>a</sup>, Didier Paillard<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement/Institut Pierre Simon Laplace (LSCE/IPSL CEA-CNRS-UVSQ), Orme des Merisiers, CEA Saclay, 91191 Gif-Sur-Yvette, France*

<sup>b</sup>*Centre de Spectrométrie Nucléaire et de Spectrométrie de Masse, IN2P3-CNRS-Université de Paris-Sud, Bât. 108, 91405 Orsay, France*

Ce chapitre s'intéresse à l'utilisation du  $^{10}\text{Be}$  pour prédire les variations de  $^{14}\text{C}$  atmosphérique durant l'excursion de Laschamp il y a  $\sim 41$  ka, ceci à l'aide d'un modèle océanique en boîtes simulant le cycle du carbone. L'objectif initial de cette étude était de d'estimer l'influence de cet événement sur le rapport  $^{14}\text{C}/\text{C}^*$  dans l'atmosphère entre 37,5 et 45,5 ka, déterminé à l'aide de mesures dans divers archives (spéléothèmes, coraux, sédiments marins). De plus, il était intéressant d'utiliser des données de  $^{10}\text{Be}$  à haute résolution afin d'avoir accès aux variations rapides du  $\Delta^{14}\text{C}$  atmosphérique dû à la hausse de sensibilité de la production d'isotopes cosmogéniques à l'activité solaire durant l'excursion de Laschamp. Plusieurs étapes sont nécessaires pour obtenir les variations de  $\Delta^{14}\text{C}$  à partir d'un enregistrement de  $^{10}\text{Be}$  (voir section 2.2.2 et articles de Beer et al. [1988]; Bard et al. [1997]; Muscheler et al. [2004]; Nilsson et al. [2011]). En effet, après avoir corrigé la différence de sensibilité estimée entre la déposition polaire et globale de  $^{10}\text{Be}$ , les données de  $^{10}\text{Be}$  sont converties en  $^{14}\text{C}$  à l'aide de calculs de production, puis entrées dans un modèle du cycle du carbone. Les calculs de production utilisés pour la conversion  $^{10}\text{Be} - ^{14}\text{C}$  sont ceux de Masarik and Beer [2009] et la combinaison de ceux de Kovaltsov and Usoskin [2010] pour le  $^{10}\text{Be}$  et de Kovaltsov et al. [2012] pour le  $^{14}\text{C}$ . En comparant les amplitudes résultantes de  $\Delta^{14}\text{C}$  atmosphérique avec ces deux calculs, nous avons finalement montré la forte sensibilité de cette méthode aux incertitudes liées aux calculs de production des isotopes cosmogéniques utilisés lors de la conversion du  $^{10}\text{Be}$  en  $^{14}\text{C}$ , en particulier durant les périodes de faible intensité du champ magnétique (telles que l'excursion de Laschamp).

---

\*. Dans la suite, la notation  $\Delta^{14}\text{C}$  (variations par rapport au ratio  $^{14}\text{C}/\text{C}$  actuel) sera couramment utilisée.

---

## Abstract

The Laschamp excursion is a period of reduced geomagnetic field intensity occurring  $40.7 \pm 1.0$  ky ago. As a consequence, cosmogenic isotope production increased dramatically and its sensitivity to solar activity was enhanced during this period. The latter occurs because a larger fraction of the lower-energy interstellar galactic cosmic-ray particles, normally excluded by the geomagnetic field, is able to reach the Earth's atmosphere. This produces a cosmogenic isotope production signal with a significant structure. As high-resolution  $^{10}\text{Be}$  profiles from both Antarctica (EDC) and Greenland (NGRIP – GRIP) during this crucial are now available, one can use them as input into a box carbon cycle model in order to predict atmospheric  $^{14}\text{C}$  variations due to the Laschamp excursion. For this purpose,  $^{10}\text{Be}$  data are converted into  $^{14}\text{C}$ , using production calculations for the  $^{10}\text{Be} - ^{14}\text{C}$  conversion, after correction for the estimated difference of sensitivity between polar and global  $^{10}\text{Be}$  deposition. Several scenarios of carbon cycle state are simulated, from pre-industrial to glacial conditions. Applying two recent cosmogenic isotope production calculations for the  $^{10}\text{Be}$  to  $^{14}\text{C}$  conversion, we found that the resulting atmospheric  $\Delta^{14}\text{C}$  variations are very sensitive to which of these two are employed. For example,  $\Delta^{14}\text{C}$  amplitude under glacial conditions varies from 260‰ (EDC) and 320‰ (Greenland) to 430‰ (EDC) and 510‰ (Greenland) depending on the formulation used for  $^{10}\text{Be} - ^{14}\text{C}$  conversion.

*Keywords:*  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{14}\text{C}$ , Laschamp, geomagnetic field, cosmogenic production, ice core.

## 3.1 Introduction

Cosmogenic isotopes like  $^{14}\text{C}$  and  $^{10}\text{Be}$  are produced in the Earth's atmosphere mainly by interaction of Galactic Cosmic Rays (GCR) with nitrogen of the upper atmosphere. Since the GCR flux is modulated by the geomagnetic and heliomagnetic fields, records of  $^{14}\text{C}$  and  $^{10}\text{Be}$  provide useful information about variations in solar activity and geomagnetic field intensity in the past [Lal and Peters, 1967]. As a consequence, the higher the solar or geomagnetic field, the more primary cosmic ray particles are deflected, which leads to a decrease of cosmogenic isotope production.

$^{14}\text{C}$  and  $^{10}\text{Be}$  have been studied in natural archives for several decades.  $^{14}\text{C}$  measurements were performed to establish  $^{14}\text{C}$  calibration records because the ratio  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  in the atmosphere has changed during the past due to variations of production (geomagnetic field intensity and solar activity) and modifications of the carbon cycle. Many such studies have been done in sediments [Hughen et al., 2004, 2006; Bronk Ramsey et al., 2012], speleothems [Beck et al., 2001; Hoffmann et al., 2010], corals [Fairbanks et al., 2005], and tree rings [Muscheler et al., 2008; Turney et al., 2010]. Calibration curves, regrouping all  $^{14}\text{C}$  measurements, as IntCal04 and IntCal09 [Reimer et al., 2004, 2009] have been constructed for the conversion of radiocarbon ages to calibrated ages.  $^{10}\text{Be}$  has been studied in ice cores from Antarctica [Yiou et al., 1985; Raisbeck et al., 1990, 1992; Horiuchi et al., 2008; Baroni et al., 2011] and Greenland [Beer et al., 1990; Finkel and Nishiizumi, 1997; Yiou et al., 1997; Wagner et al., 2001; Muscheler et al., 2004, 2005], as well as in sediments [Raisbeck et al., 1985; Robinson et al., 1995; Frank et al., 1997; Ménabréaz et al., 2011; Nilsson et al., 2011]. One advantage of ice cores is that they offer a relatively simple way to calculate  $^{10}\text{Be}$  fluxes (from the measured concentration  $^{10}\text{Be}$  and the estimated accumulation rate). Moreover, their higher resolution can be helpful for the study of shorter events due to solar activity for example.

Although  $^{14}\text{C}$  and  $^{10}\text{Be}$  are both produced by cosmic rays, their behaviors differ in the atmosphere. Indeed,  $^{10}\text{Be}$  atoms become fixed to aerosols and are deposited very quickly after their production (within  $\sim 1$ -2 years according to Raisbeck et al. [1981a]) whereas the  $^{14}\text{C}$  atom is oxidized to  $\text{CO}_2$  and enters in the global carbon cycle in which it is homogenized with stable carbon. As a consequence,  $^{14}\text{C}$  concentration variations in different reservoirs are smoothed and delayed with respect to  $^{14}\text{C}$  production variations. Masarik and Beer [1999] found that the stratosphere contributes 56% of the global production of  $^{10}\text{Be}$  and Heikkilä et al. [2009] determined with their model that the stratospheric fraction of the total production is 65%. While most  $^{10}\text{Be}$  produced in the troposphere is deposited near the latitude band in which it is formed, even the dominant proportion coming from the strato-

sphere probably does not have the time to be completely well-mixed because of its relatively short residence time compared to the mixing time of the air in the stratosphere. According to [Field et al. \[2006\]](#), the polar flux is about 20% less sensitive to variations of geomagnetic field intensity (and 20% more sensitive to variations of solar activity) than the global production. This fact will be taken into account for the  $^{10}\text{Be} - ^{14}\text{C}$  conversion (see section 3.2.2).

Past  $^{14}\text{C}$  production rate has been already studied using numerical models. Past changes of atmospheric  $^{14}\text{C}$  concentration were, in most cases, simulated using geomagnetic intensity records retrieved from oceanic sediments (like NAPIS-75 [[Laj et al., 2002](#)] or GLOPIS-75 [[Laj et al., 2004](#)]). The geomagnetic intensity signal was converted into  $^{14}\text{C}$  production with the help of calculations from [Masarik and Beer \[1999\]](#) (equations in [Wagner et al. \[2000\]](#)). These model results can be compared with reconstructed  $\Delta^{14}\text{C}$  values obtained from well-dated archives like sediment records [[Hughen et al., 2004, 2006](#)] or speleothems [[Beck et al., 2001](#); [Hoffmann et al., 2010](#)]. Recently, [Hoffmann et al. \[2010\]](#) used this method with GLOPIS-75 but converting it with an approximation from [Elsasser \[1956\]](#) (see section 3.2.3) instead of numerical values from [Masarik and Beer \[1999\]](#). We will show here that the choice of production calculations can have huge consequences on the simulated atmospheric  $\Delta^{14}\text{C}$ . As for  $^{10}\text{Be}$  records, [Bard et al. \[1997\]](#), using the same approach as [Beer et al. \[1988\]](#), compared  $^{10}\text{Be}$ -based  $^{14}\text{C}$  (modelled from the South Pole record of [Raisbeck et al. \[1990\]](#)) with tree ring  $^{14}\text{C}$  records to document how solar modulation has influenced the cosmnuclide production variations during the last millennium. [Muscheler et al. \[2004\]](#) used a model with a  $^{10}\text{Be}$  composite record from GRIP and GISP2 (Greenland) as an input to compare it with  $\Delta^{14}\text{C}$  from different sources, especially during the last 25 ky. [Nilsson et al. \[2011\]](#) also studied atmospheric  $\Delta^{14}\text{C}$  adopting the same model but with the  $^{10}\text{Be}$  GRIP record on the GICC05 time scale between 50 and 25 kyr BP.

Hereafter, we focus on the period around the Laschamp excursion. There has been considerable discussion about the magnitude and origin of high-level atmospheric  $\Delta^{14}\text{C}$  measured in different archives at the time of this event. The Laschamp excursion represents a well-constrained geochronological event and has been dated at  $40.7 \pm 1.0$  ky ago by [Singer et al. \[2009\]](#). During this event, the geomagnetic field intensity was extremely weak (around 10% of present intensity). This had the effect to increase sharply cosmogenic isotope production (such as  $^{10}\text{Be}$  and  $^{14}\text{C}$ ) [[Raisbeck et al., 2007](#)]. Moreover, cosmogenic isotope production was affected by an increased sensitivity to solar activity during this event. Indeed, a larger fraction of the lower energy interstellar galactic cosmic ray particles, normally excluded by the

geomagnetic field, was able to reach the Earth's atmosphere. For example, [Wagner et al. \[2001\]](#) show that a 205 yr cycle, assumed to be of solar origin, was enhanced in the GRIP  $^{10}\text{Be}$  record during the Laschamp excursion. High-resolution  $^{10}\text{Be}$  profiles, with considerable structure, from both Antarctica (EDC, [Raisbeck et al. \[2007\]](#)) and Greenland (NGRIP – GRIP, [Yiou et al. \[1997\]](#); [Raisbeck et al. \[2007\]](#), in preparation) during this period being now available, it was interesting to use them as input of a box carbon cycle model to predict the resulting atmospheric  $\Delta^{14}\text{C}$  amplitude linked to the Laschamp excursion. For this,  $^{10}\text{Be}$  data need to be converted into  $^{14}\text{C}$  production. We will show that this step is crucial to determine the amplitude of atmospheric  $\Delta^{14}\text{C}$  during this time. Indeed, new calculations of  $^{14}\text{C}$  production from [Kovaltsov et al. \[2012\]](#) combined with those from [Kovaltsov and Usoskin \[2010\]](#) for  $^{10}\text{Be}$  production calculations lead to a discrepancy in the resulting atmospheric  $\Delta^{14}\text{C}$  amplitude for low geomagnetic field intensity (as the Laschamp excursion) compared with those of [Masarik and Beer \[2009\]](#) (see sections 3.2.2 and 3.4.1).

## 3.2 Modeling

### 3.2.1 $^{10}\text{Be}$ records from Greenland and EPICA Dome C

Three records were exploited for this analysis: one from the Antarctic plateau and two from Greenland, plus the geomagnetic field intensity GLOPIS-75 record (see section 3.2.3). One of the advantages of using  $^{10}\text{Be}$  from ice cores is the high resolution which permits to take into account the structure of the cosmogenic production peak due to increased sensitivity to solar activity. The Antarctic record is EPICA Dome C [[Raisbeck et al., 2007](#)] and its time resolution is around 10 years between 37.5 and 45.5 ky BP (kiloyear Before Present) age range. EDC (75°06' S, 123°21' E) has been synchronized [[Raisbeck et al., in preparation](#)] to the North GRIP (NGRIP) time scale GICC05 [[Svensson et al., 2008](#)] between 40.4 and 42.1 ky BP using the Match protocol from [Lisiecki and Lisiecki \[2002\]](#). The NGRIP record (75.1°N, 42.3°W) has an average time resolution of  $\sim 7$  years in the time range 40424-42040 yr BP. In order to have a more extended (37.5 – 45.5 ky BP) Greenland input for the model, we complemented the NGRIP record with the GRIP record (72.5°N, 37.3°W), which has a time resolution from  $\sim 30$ -50 years [[Yiou et al., 1997](#); [Raisbeck et al., 2007](#)], for the rest of the time scale. The two Greenland ice core records were placed on the GICC05 time scale [[Svensson et al., 2008](#)] and were normalized to the same average value over their common age range. To study production variations in ice cores, especially during periods of variable climate, it is probably better to use

$^{10}\text{Be}$  flux instead of concentrations because  $^{10}\text{Be}$  concentration is influenced not only by production variations but also by the amount of precipitation at the site. Assuming that  $^{10}\text{Be}$  falls mainly by dry deposition on the Antarctic plateau [Yiou et al., 1985; Raisbeck et al., 1992], we can minimize the climatic component (precipitation) of the EDC record by calculating  $^{10}\text{Be}$  flux, which is the product of the measured concentrations and the estimated accumulation rates [Raisbeck et al., 1992]. The  $^{10}\text{Be}$  GRIP flux was calculated using the ss09sea accumulation rate [Johnsen et al., 2001]. The Greenland and EDC records are reported in Fig. 3.1b and 3.1c respectively. The GLOPIS-75 record [Laj et al., 2004] is also displayed for comparison in Fig. 3.1a. The high-pass filtered  $^{10}\text{Be}$  flux of each record (cutoff frequency =  $1/2000$  years $^{-1}$ ), representing variations of production dominated by solar activity, is shown in Fig. 3.1d and 3.1e.

The EDC and Greenland records are different in several aspects. For EDC, the assumption that  $^{10}\text{Be}$  falls by dry deposition is probably reasonable because this is a very dry region with an extremely low and relatively stable accumulation rate [EPICA, 2004]. Greenland is not as dry as the Antarctic plateau and the snow accumulation rate is more variable. It is important to keep in mind that calculated  $^{10}\text{Be}$  fluxes are directly affected by uncertainties in the estimated accumulation rate of the studied sites. Moreover, the Greenland record has some additional limitations like the uncertainties about the  $^{10}\text{Be}$  GRIP record (resolution, missing samples, corrections for filtered samples, Yiou et al. [1997]; Raisbeck et al. [2007]), and its combination with NGRIP.

### 3.2.2 Reconstruction of $^{14}\text{C}$ production from $^{10}\text{Be}$ flux

To calculate the  $^{14}\text{C}$  production rate from the  $^{10}\text{Be}$  flux, we assume that long-term variations ( $\geq 2000$  years) are due to fluctuations of the geomagnetic field intensity and variations on shorter time scales correspond to changes in solar activity [Muscheler et al., 2005]. To make this separation (Fig 3.1: bold curves), we used the AnalySeries program from Paillard et al. [1996]. First a correction to take into account the latitudinal dependency of  $^{10}\text{Be}$  deposition is applied because, contrary to  $^{14}\text{C}$ ,  $^{10}\text{Be}$  is probably not completely homogenized before its deposition in polar regions. Contributions from different regions to the flux of  $^{10}\text{Be}$  deposited in polar regions have been estimated by comparisons of calculated  $^{10}\text{Be}$  production from changes in geomagnetic field intensity with  $^{10}\text{Be}$  records. Using the Vostok ice core, Mazaud et al. [1994] deduced that 25% of  $^{10}\text{Be}$  was locally produced and 75% was modulated by global geomagnetic intensity changes. More recently, by the use of model-derived estimates, Field et al. [2006] found that polar deposition in



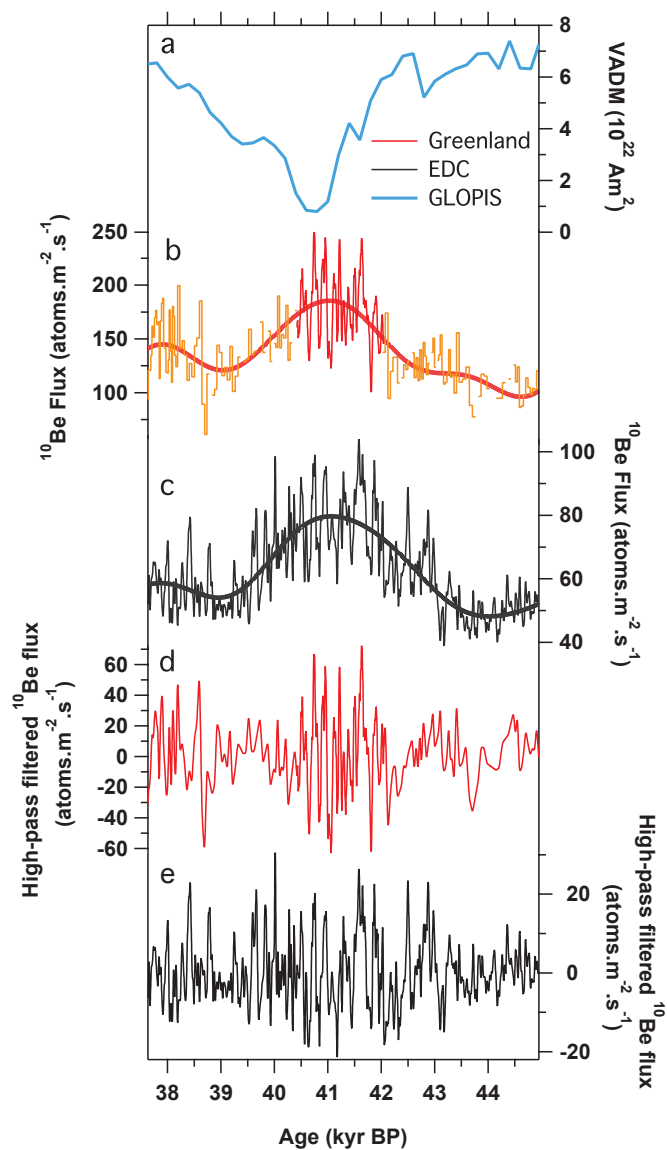


Figure 3.1: (a) GLOPIS-75 record [Laj et al., 2004] (b, c)  $^{10}\text{Be}$  flux measured in the Greenland (red) and EDC (black) ice cores between 37.5 and 45.5 ky BP. EDC has been synchronized with NGRIP between 40 and 42 ky BP on GICC05 age scale. The Greenland record is a combination of NGRIP (thin red line) and GRIP (orange cityscape) data. The NGRIP record covers the time range 40424-42040 yr BP while the GRIP data are used over the rest of the time scale. The GRIP data were scaled in such a way that GRIP and NGRIP fluxes have the same average value over their common age range. The bold curves show the data after low-pass filtering (cutoff frequency =  $1/2000 \text{ years}^{-1}$ ) assumed to be the geomagnetic component. (d, e)  $^{10}\text{Be}$  flux in the Greenland (red) and EDC (black) ice cores after removing the low past component given by the bold curves in b and c, describing variations due to solar activity.

both hemispheres is enhanced by a factor of 1.2 (compared with global deposition) for solar activity induced variations and reduced by a factor 0.8 for geomagnetic intensity variations. We used these results in order to estimate the global  $^{10}\text{Be}$  flux (see section 3.1). In contrast to [Field et al. \[2006\]](#), [Heikkilä et al. \[2008\]](#), using the ECHAM5-HAM General Circulation Model, found no indication of a polar enhancement. Indeed, they found a  $^{10}\text{Be}$  “well-mixed” in the stratosphere which is sufficient to mask a latitudinal dependence in the polar regions [[Heikkilä et al., 2009](#)]. [Muscheler et al. \[2004\]](#) and [Nilsson et al. \[2011\]](#) assumed that the  $^{10}\text{Be}$  flux from Greenland they used for  $\Delta^{14}\text{C}$  modeling was an indicator of changes in global  $^{10}\text{Be}$  production. Using this last hypothesis for our input and our carbon cycle model would decrease the atmospheric  $\Delta^{14}\text{C}$  amplitude modelled by 30 – 60‰ depending on the  $^{10}\text{Be} - ^{14}\text{C}$  conversion used (see chapter below and section 3.4.1).

After applying these corrections to  $^{10}\text{Be}$ , we account for difference in production processes between  $^{10}\text{Be}$  and  $^{14}\text{C}$ .  $^{14}\text{C}$  is produced by absorption of thermal neutrons while  $^{10}\text{Be}$  is produced by spallation reaction (mainly with high energy neutrons) [[Masarik and Beer, 1999, 2009](#)]. Expressions in the article of [Wagner et al. \[2000\]](#) (using the results of [Masarik and Beer \[1999\]](#)) were previously used by [Muscheler et al. \[2004\]](#) or [Nilsson et al. \[2011\]](#) for  $^{10}\text{Be} - ^{14}\text{C}$  conversion, and also by others [[Laj et al., 2002](#); [Hughen et al., 2004, 2006](#)] to calculate the  $^{14}\text{C}$  production rate from geomagnetic intensity record (see §4 of section 3.1). An update of these calculations has been released by [Masarik and Beer \[2009\]](#). To our knowledge, it has not yet been applied for this type of study. Very recently, [Kovaltsov et al. \[2012\]](#) simulated  $^{14}\text{C}$  production after having calculated  $^{10}\text{Be}$  production variations according to geomagnetic field intensity and solar activity [[Kovaltsov and Usoskin, 2010](#)]. For convenience, the  $^{10}\text{Be} - ^{14}\text{C}$  calculations of [Kovaltsov and Usoskin \[2010\]](#) and [Kovaltsov et al. \[2012\]](#) will be called KOV. Results of these two sets of calculations are shown as a function of the geomagnetic field intensity (B, relative to the present value) in Fig. 3.2. As can be seen, the predictions of relative  $^{10}\text{Be}$  at low geomagnetic intensity, as well as the slope of the  $^{14}\text{C}/^{10}\text{Be}$  production ratio as a function of the geomagnetic field intensity are very different for these two theoretical models. This has great consequences on the resulting atmospheric  $\Delta^{14}\text{C}$  amplitude due to weak geomagnetic shielding during the Laschamp excursion (see section 3.4.1). Assuming that solar activity was on average constant during the studied period (solar modulation potential  $\phi = 550$  MV according to the definition of [Castagnoli and Lal \[1980\]](#)), the sensitivity difference of  $^{10}\text{Be}$  and  $^{14}\text{C}$  to solar activity as a function of geomagnetic field intensity is also taken into account for shorter-term changes (less than 2000 years). The difference in the definition of the Local Interstellar Spectrum

(LIS) used by Masarik and Beer [2009] and KOV [Kovaltsov and Usoskin, 2010; Kovaltsov et al., 2012] is taken into account using the relation in the appendix of Usoskin et al. [2005]. We have also shown in Fig. 3.2a the approximation from Elsasser [1956] used by Hoffmann et al. [2010] to convert the GLOPIS-75 geomagnetic intensity record [Laj et al., 2004] into  $^{14}\text{C}$  production. The consequences of the choice of Hoffmann et al. [2010] on simulated atmospheric  $\Delta^{14}\text{C}$  is discussed below in section 3.2.3.

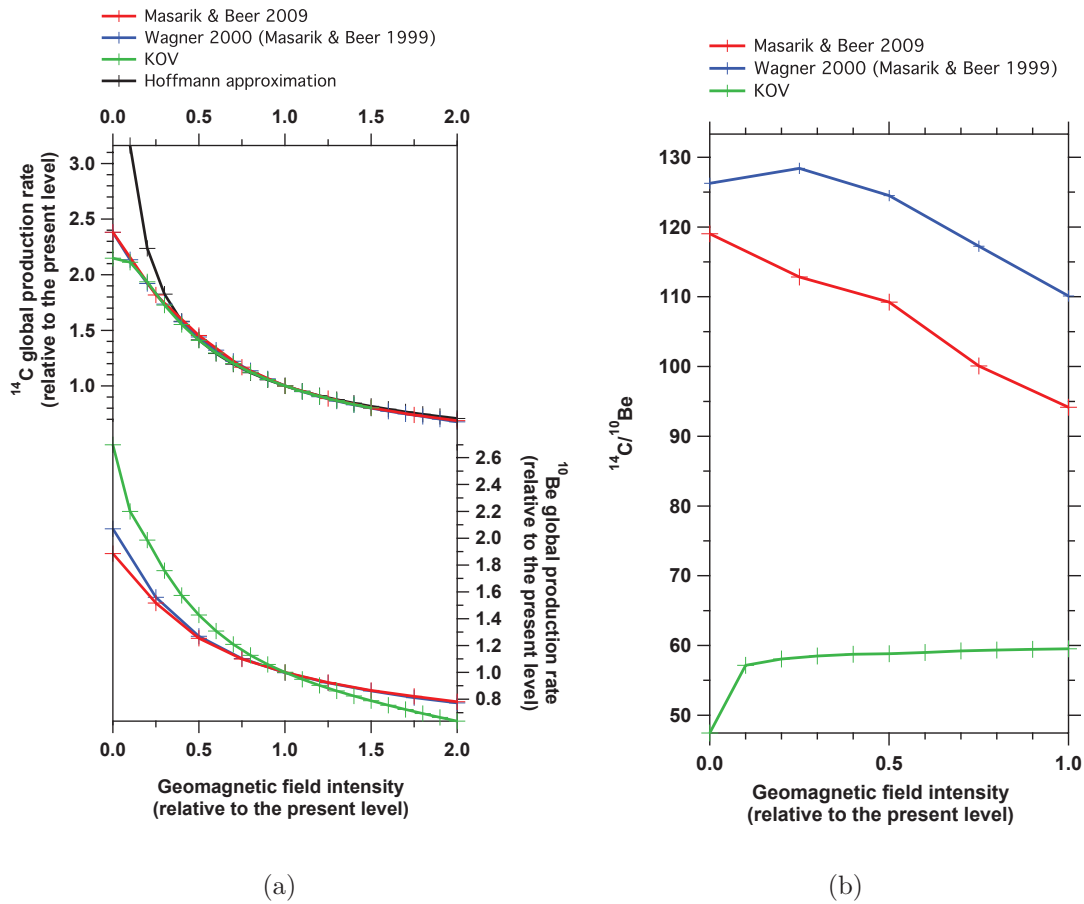


Figure 3.2: (a) Dependence of predicted relative  $^{14}\text{C}$  and  $^{10}\text{Be}$  global production rate on geomagnetic field intensity for the solar modulation parameter  $\phi = 550$  MV (based on the definition of Castagnoli and Lal [1980]). The blue curves are the production rates according to Wagner et al. [2000] [Masarik and Beer, 1999], the red curves represent the update from Masarik and Beer [2009], and the green curves come from the calculations of Kovaltsov and Usoskin [2010] for  $^{10}\text{Be}$  and Kovaltsov et al. [2012] for  $^{14}\text{C}$ . The black curve of  $^{14}\text{C}$  global production rate corresponds to the approximation used by Hoffmann et al. [2010]. (b)  $^{14}\text{C}/^{10}\text{Be}$  production rate ratio as a function of geomagnetic field intensity according to Masarik and Beer [1999] (blue), Masarik and Beer [2009] (red) and the KOV simulation (Kovaltsov and Usoskin [2010], Kovaltsov et al. [2012], green).

### 3.2.3 Approximation from Hoffmann et al. [2010]

Hoffmann et al. [2010] simulated atmospheric  $\Delta^{14}\text{C}$  from 45 to 28 ky BP with the GLOPIS-75 geomagnetic intensity record [Laj et al., 2004] as input and found an amplitude of 550‰ which is consistent with their  $^{14}\text{C}$  measurements from a speleothem. This type of simulation has been previously done by Laj et al. [2002] or Hughen et al. [2004, 2006] with more simple carbon cycle models. Unlike Hoffmann et al. [2010], they did not find such a large amplitude. The major difference between the simulation of Hoffmann et al. [2010] and the others is not so much the complexity of the carbon cycle model employed, but the use of the following approximation  $P/P_0 = \sqrt{\frac{1}{M/M_0}}$  from Elsasser [1956] (with  $P$  the time-varying  $^{14}\text{C}$  production rate,  $P_0$  the present-day production rate,  $M$  the time-varying global geomagnetic intensity and  $M_0$  the present geomagnetic intensity) instead of the relationship of Wagner et al. [2000] or Masarik and Beer [2009] (e.g. Fig. 3.2a) for the production input. To illustrate this point we show in Fig. 3.3 how the GLOPIS-75 geomagnetic intensity record is converted into relative global  $^{14}\text{C}$  production rate using either the Masarik and Beer [2009] values (red), the KOV calculations (in green, Kovaltsov et al. [2012]), or the Hoffmann et al. [2010] approximation (black). The impact of this approximation can be seen when the geomagnetic field intensity is low (curve b on Fig. 3.3). Indeed, the maximum  $^{14}\text{C}$  production rate rises by a factor of 2.13 and 2.08 with Masarik and Beer [2009] and Kovaltsov et al. [2012] formulas respectively, while it increases by a factor of 3.16 with the approximation. Indeed, because the geomagnetic intensity was less than 20% of its present value during the Laschamp excursion, the use of this approximation for this period [Hoffmann et al., 2010] is not appropriate. We can conclude that this approximation has a large effect of amplification on the  $^{14}\text{C}$  production rate signal, thus on the simulated atmospheric  $\Delta^{14}\text{C}$ .

We used the three production-rate curves shown in the Fig. 3.3 as input to the carbon cycle model (presented in the following section 3.2.4) in order to see the consequences on modelled atmospheric  $\Delta^{14}\text{C}$  (bottom of Fig. 3.3). The difference between the formula employed by Hoffmann et al. [2010] and the others is large: around 150‰ compared to Masarik and Beer [2009] or Kovaltsov et al. [2012] formulations. This means that the 550‰ amplitude found by Hoffmann et al. [2010] is partly an artefact due to this approximation, showing the importance of the formulas used to make the conversion from geomagnetic intensity into global  $^{14}\text{C}$  production rate. In comparison, previous simulations made by Laj et al. [2002] or Hughen et al. [2004, 2006], who worked with geomagnetic records and the Masarik and Beer [1999] conversion (very similar to Masarik and Beer [2009] for  $^{14}\text{C}$  pro-

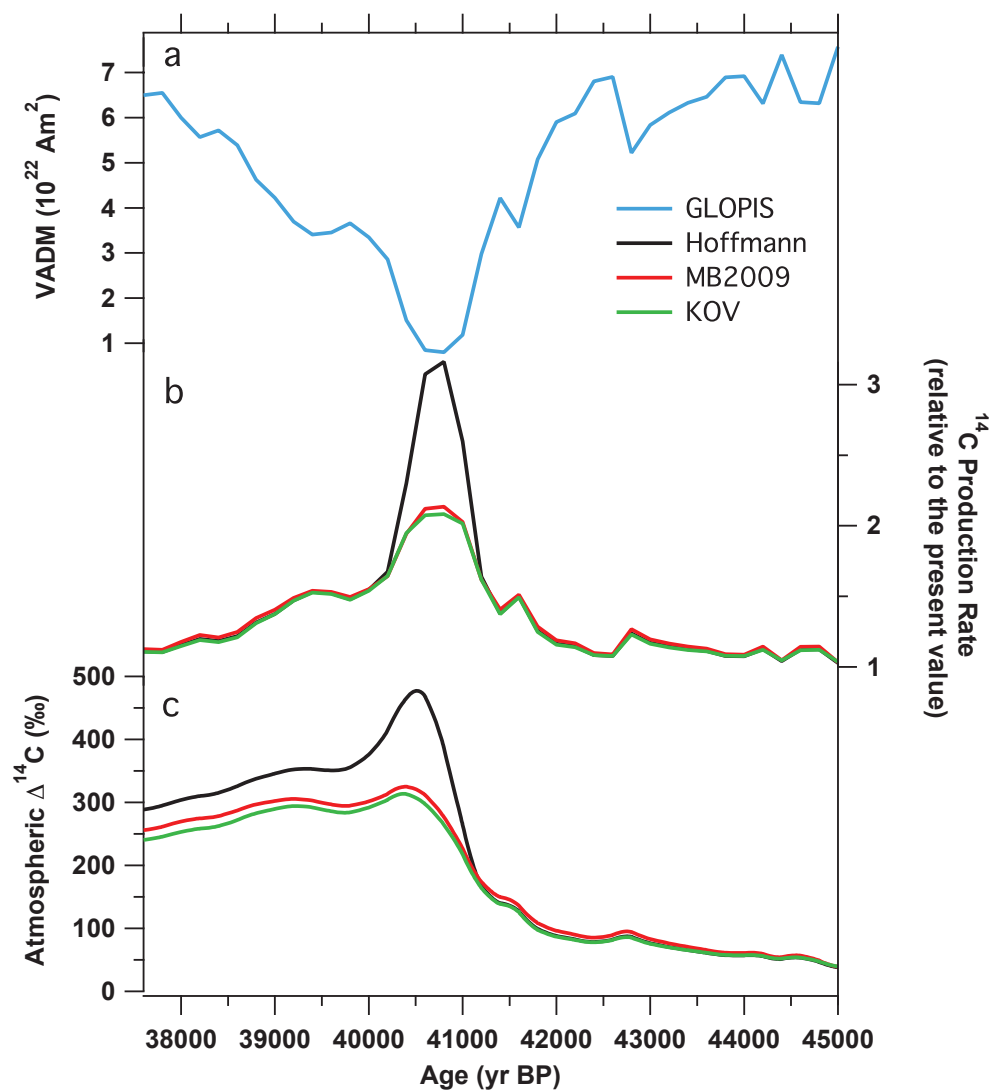


Figure 3.3: (a) GLOPIS-75 record [Laj et al., 2004]. (b) Comparison between converted  $^{14}\text{C}$  production from GLOPIS-75 record with Hoffmann et al. [2010] approximation (black), Masarik and Beer [2009] update (red) and Kovaltsov et al. [2012] simulation (green). (c) Atmospheric  $\Delta^{14}\text{C}$  obtained from production records in (b) with the 12 box-model. The differences in amplitude between the Hoffmann et al. [2010] approximation and the different global  $^{14}\text{C}$  production calculations are around 150‰ with Masarik and Beer [2009] and Kovaltsov et al. [2012] formulations.

duction, e.g. Fig. 3.2a) as input of their model, found an amplitude of  $\sim 300\%$  and more than  $200\%$  respectively for pre-industrial conditions (see section 3.2.5). This is in good agreement with the amplitude of  $290\%$  simulated with our carbon cycle model using GLOPIS-75 and the equation from Masarik and Beer [2009] (see red curve on Fig. 3.3c), showing that our carbon cycle model gives results coherent with previous studies. We note that these results using Masarik and Beer [2009] and KOV calculations are smaller than  $\Delta^{14}\text{C}$  amplitude from IntCal09 of Reimer et al. [2009] (e.g. Fig. 3.7, more than  $450\%$ ).

In addition to the reasons discussed in section 3.1, the use of  $^{10}\text{Be}$  flux records in ice core has two advantages compared to geomagnetic intensity record in sedimentary cores: they have a higher resolution allowing the study of solar activity, and there is expected to be less uncertainty in the ice accumulation rate compared to that of sediments, and thus a more reliable chronology for duration of short term events such as the Laschamp excursion.

### 3.2.4 Description of the carbon cycle model

In order to investigate the influence of Laschamp event on atmospheric  $\Delta^{14}\text{C}$ , we used a 10-box ocean model (plus an atmosphere-box and a biosphere-box) made with the BoxKit2 program [Paillard, 1995] to simulate the carbon cycle (Fig. 3.4). This program was already used by [Laj et al., 2002] for their model with 17 boxes but no biosphere. The advantage of BoxKit2 is its flexibility: it is easy to vary the volume and areas of boxes, or the values of fluxes. To build our carbon cycle model, we were inspired by PANDORA [Broecker and Peng, 1986] and other models from Siegenthaler et al. [1980]; Bard et al. [1997]; Laj et al. [2002]; Hughen et al. [2004]. There exist several results of global average production rate for  $^{10}\text{Be}$  and  $^{14}\text{C}$  at present conditions (Webber and Higbie [2003], Kovaltsov and Usoskin [2010] for  $^{10}\text{Be}$ , Kovaltsov et al. [2012] for  $^{14}\text{C}$ , Masarik and Beer [1999, 2009] for both cosmogenic isotopes). Because our carbon cycle model is similar to Bard et al. [1997], we have adopted the same global  $^{14}\text{C}$  production rate value ( $1.72 \text{ at.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ ). Our model was then used to simulate atmospheric  $\Delta^{14}\text{C}$  changes in response to changing  $^{14}\text{C}$  production during the Laschamp event. We focus on the period between 45500 yr BP and 37500 yr BP. A figure with the values of fluxes as well as a table with box volumes and areas are given in Supplementary Material (appendix B).

To examine if our model is coherent with previous studies, we first tested the damping and phasing effect of the model, depending on the frequency of production variations, as shown in Fig. 3.5. For this, we have used sinusoidal changes of cosmogenic production as a model input. The frequencies used run from 5 years

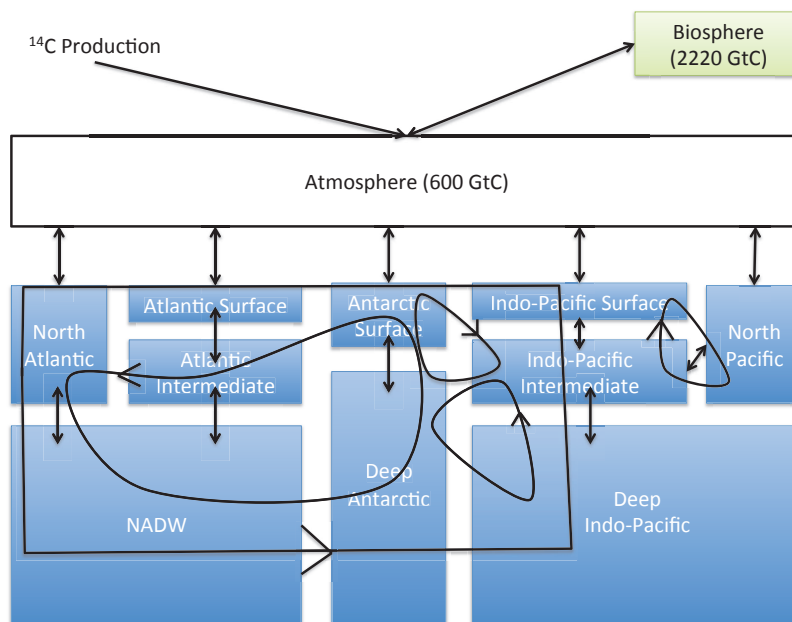


Figure 3.4: Scheme representing our 12-box model (10 ocean boxes + one atmosphere and biosphere box).

to 105 years. The attenuation effect is such that variations in  $^{14}\text{C}$  production are attenuated by a factor  $\sim 100$  for decadal cycles,  $\sim 20$  for centennial scales and 10 for millennial cycles (see top of Fig. 3.5). This is coherent with other models [Delaygue and Bard, 2011]. Note that the atmosphere in the model is well-mixed, without separation of the troposphere and the stratosphere, which affects the results for periods under 30 years [Siegenthaler et al., 1980]. The other effect of the carbon cycle is the delay between atmospheric  $^{14}\text{C}$  concentration and variations in production, expressed as a phase lag in Fig. 3.5. For example, century scale periodicities are shifted by a few decades (bottom of Fig. 3.5). The phase lag of the model is coherent with values presented in Delaygue and Bard [2011].

### 3.2.5 Simulations of the carbon cycle

With this model, it is possible to have an idea of the impact of the geomagnetic and solar modulations on atmospheric  $^{14}\text{C}/\text{C}$ . It is interesting to examine effects of changes in the carbon cycle too, because the Laschamp excursion occurred during a glacial period but straddled DO-10 (Dansgaard-Oeschger) interstadial. Several simulations were made with different carbon cycle boundary conditions. The first one (which we call S1) corresponds to the modern preindustrial boundary conditions (light colored curves in Fig. 3.6). The simulation S2 is similar but with the

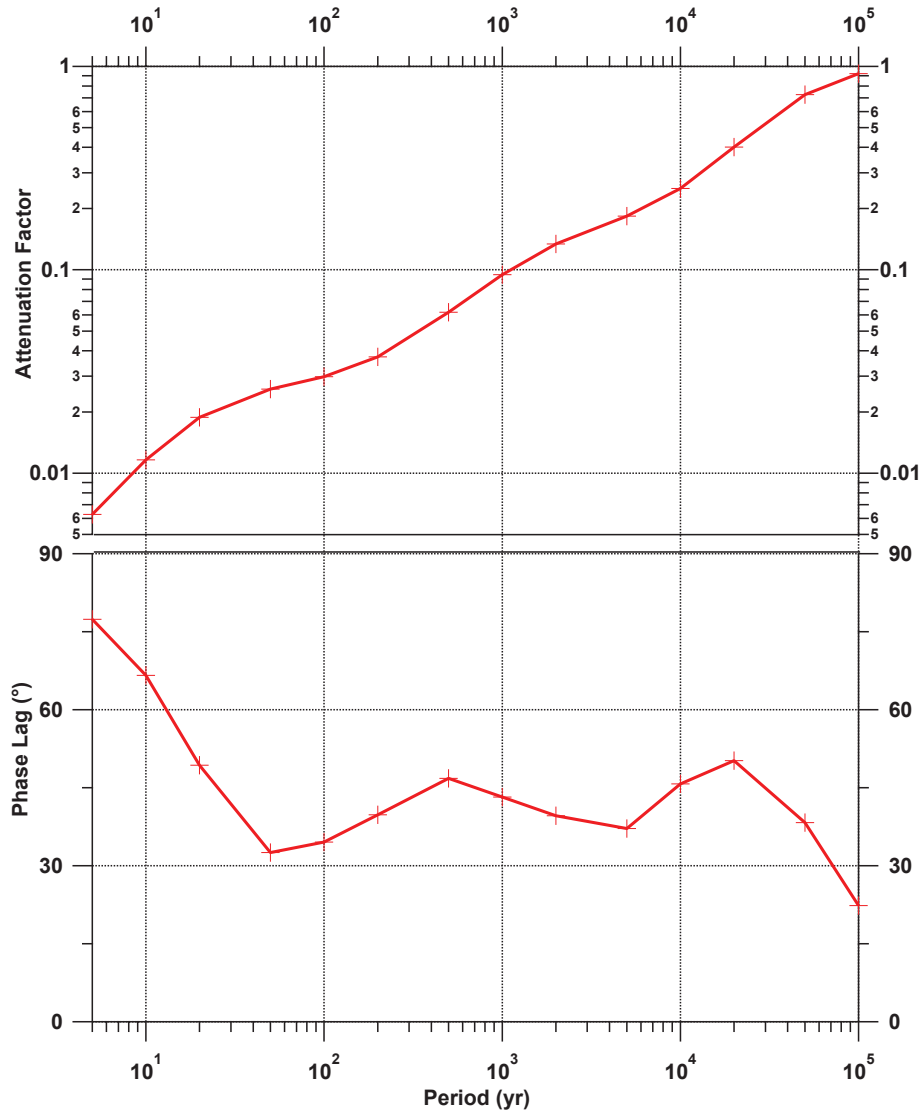


Figure 3.5: Simulated attenuation factor (top) and phase lag (bottom) of atmospheric ratio  $^{14}\text{C}/\text{C}$  for sinusoidal variations in  $^{14}\text{C}$  production, as a function of the period of these variations. The attenuation factor is normalized to the size of the production change. The phase lag is calculated as the time lag divided by the period and multiplied by  $360^\circ$ .



atmosphere and terrestrial biosphere reduced to respectively 75% and 65% of their preindustrial carbon inventories [Indermühle et al., 2000; Hughen et al., 2004]. The results of this simulation are plain colored in Fig. 3.6. For the third simulation (called S3), we added a reduction of the North Atlantic Deep Water (NADW) fluxes by 1/3 [Laj et al., 2002; Hughen et al., 2004] to simulate estimated glacial conditions (dark colored curves in Fig. 3.6). The system is initialized at an equilibrium state before the beginning of the simulation.

### 3.3 Results from $^{10}\text{Be}$ flux records

Here we discuss  $\Delta^{14}\text{C}$  variations inferred from  $^{10}\text{Be}$ -based production rate, using calculations from Masarik and Beer [2009] and KOV simulation [Kovaltsov and Usoskin, 2010; Kovaltsov et al., 2012], with the different scenarios presented in section 3.2.5. The results are presented in section 3.3.1 for EPICA Dome C (Antarctica) and in section 3.3.2 for the composite  $^{10}\text{Be}$  record from Greenland. All graphs are brought together in Fig. 3.6. The results using Masarik and Beer [2009] formulas and KOV calculations are in red and green respectively. Moreover, we compare our results from assumed glacial conditions (S3) with  $\Delta^{14}\text{C}$  from IntCal09 calibration curve in section 3.3.3 [Reimer et al., 2009].

#### 3.3.1 EPICA Dome C

The resulting  $\Delta^{14}\text{C}$  from the EDC input with the calculations of Masarik and Beer [2009] and KOV [Kovaltsov and Usoskin, 2010; Kovaltsov et al., 2012] are shown on Fig. 3.6a under the different scenarios. Concerning the results using Masarik and Beer [2009], atmospheric  $\Delta^{14}\text{C}$  increases by 400‰ using the modern case simulation S1 (light red). Applying simulations S2 and S3 (plain and dark red curves, see section 3.2.5), gives relatively minor changes on atmospheric  $\Delta^{14}\text{C}$  (amplitude of 410‰ with simulation S2 and 430‰ with simulation S3). Using KOV calculations, we obtain amplitudes of 235‰, 250‰ and 260‰ with scenarios S1, S2 and S3 respectively. We can see that the difference of sensitivity between the simulations of  $^{10}\text{Be}$  and  $^{14}\text{C}$  production (see Fig. 3.2, Masarik and Beer [2009]; Kovaltsov and Usoskin [2010]; Kovaltsov et al. [2012]) leads to very different results in the modelled atmospheric  $\Delta^{14}\text{C}$  from  $^{10}\text{Be}$  records (see section 3.4.1). By contrast, the changes due to the choice of parameters of the carbon cycle model do not seem to influence the results greatly.

### 3.3.2 Greenland

The results for the Greenland composite record are presented in Fig. 3.6b. Applying the modern simulation S1 and Masarik and Beer [2009] formulation, the modelled atmospheric  $\Delta^{14}\text{C}$  increases by 475‰. With simulations S2 and S3, atmospheric  $\Delta^{14}\text{C}$  increases only slightly (+10‰ and +35‰ for scenario S2 and S3 respectively). Using KOV conversion, the variability between the three scenarios is lower with amplitudes of 295‰, 310‰ and 320‰. Note that for the same scenario and calculation, the amplitudes of atmospheric  $\Delta^{14}\text{C}$  obtained with Greenland input are higher than with EDC input.

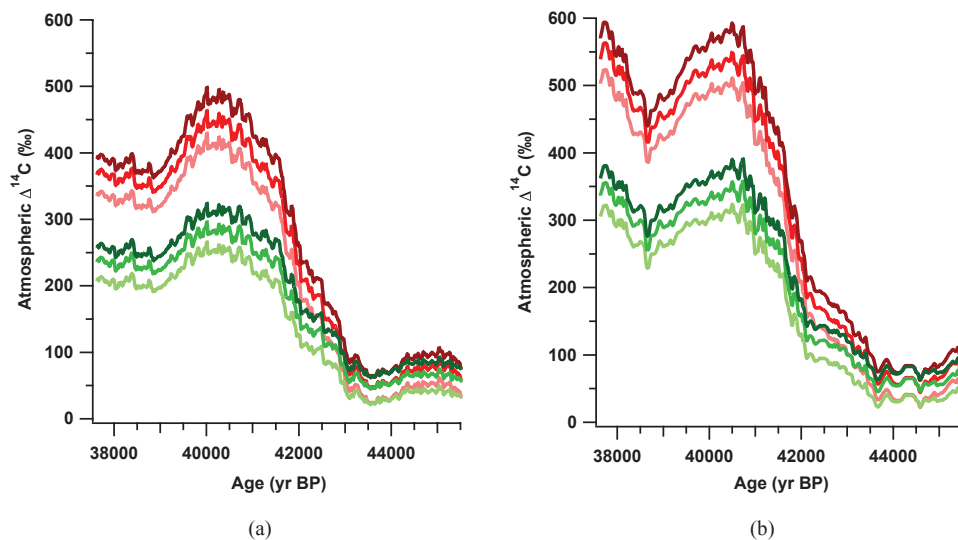


Figure 3.6: Relative variations in atmospheric  $^{14}\text{C}$  content simulated by applying the  $^{10}\text{Be}$ -based  $^{14}\text{C}$  production for (a) EPICA Dome C (Antarctica) and (b) Greenland. Light curves correspond to pre-industrial conditions (S1), plain curves to reduced carbon inventories of atmosphere and biosphere (S2), and dark curves to glacial conditions (S3 = S2 + reduction of NADW formation). Red and green curves represent atmospheric  $\Delta^{14}\text{C}$  variations using  $^{10}\text{Be} - ^{14}\text{C}$  conversion from Masarik and Beer [2009] and KOV [Kovaltsov and Usoskin, 2010; Kovaltsov et al., 2012] respectively.

### 3.3.3 Comparison with IntCal09

We compare here our results under assumed glacial conditions (S3) with  $\Delta^{14}\text{C}$  from the IntCal09 calibration curve [Reimer et al., 2009]. This comparison is shown in Fig. 3.7. In Fig. 3.7b, simulated  $\Delta^{14}\text{C}$  from  $^{10}\text{Be}$  EDC (light) and Greenland (dark) records have been shifted by +195‰ in order to make the initial conditions similar to the IntCal09 curve. As noted before, results of  $\Delta^{14}\text{C}$  using Masarik and Beer [2009] calculations reach a much higher amplitude than those with KOV values.

The EDC amplitudes are 430‰ and 260‰ (section 3.3.1), while the amplitudes of  $\Delta^{14}\text{C}$  with Greenland input are 510‰ and 320‰ (section 3.3.2) according to the model applied for the conversion. As for  $\Delta^{14}\text{C}$  from the IntCal09 curve, it varies around 400‰ between 37.5 and 45.5 ky BP (Fig. 3.7b). We can conclude that results using Masarik and Beer [2009] conversion with  $^{10}\text{Be}$  flux seems to be in better agreement with  $\Delta^{14}\text{C}$  amplitude from IntCal09.  $\Delta^{14}\text{C}$  with KOV calculations are much smaller. Several differences can be seen in comparison to the IntCal09 curve. Firstly,  $\Delta^{14}\text{C}$  from IntCal09 is higher on the absolute scale than the results obtained from  $^{10}\text{Be}$  flux (Fig. 3.7a), especially comparing with results using the KOV values. The second peak after the Laschamp excursion (around 38.5 ky BP) on the IntCal09 curve is also present on Greenland output (but delayed) but not on  $\Delta^{14}\text{C}$  from EDC record. However, the most dramatic difference between our calculations and IntCal09 is the much steeper increase at the beginning of the Laschamp event. This increase takes about 3,000 years in our calculations, and about twice as long in IntCal09. This might be explained by a variable carbon cycle not taken into account in our calculations, or the uncertainties of  $^{14}\text{C}$  calibration during this period.

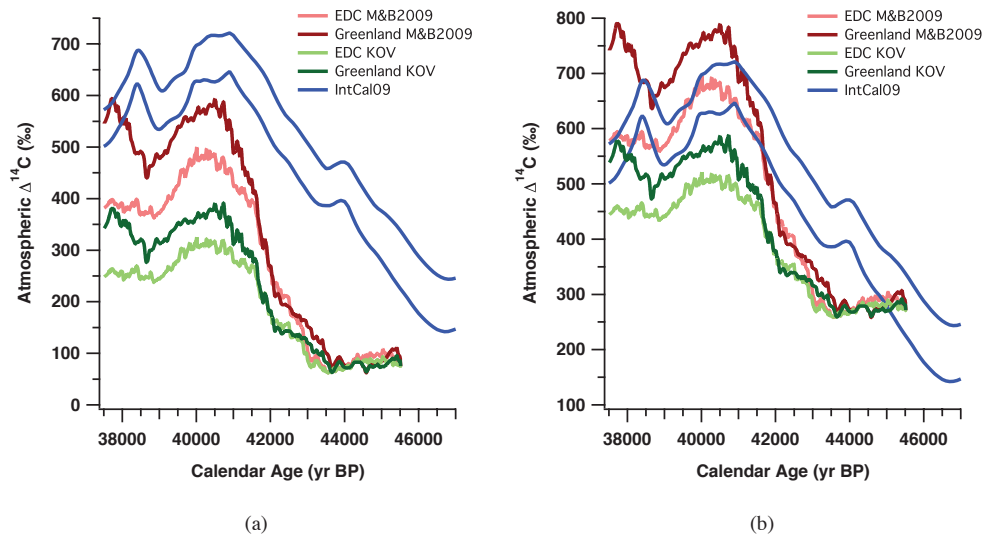


Figure 3.7: Comparison of  $\Delta^{14}\text{C}$  from our simulations with scenario S3 with  $\Delta^{14}\text{C}$  from IntCal09 calibration curve [Reimer et al., 2009].  $\Delta^{14}\text{C}$  from  $^{10}\text{Be}$  records are on their absolute scale on graph (a) and shifted by +195‰ on graph (b) to focus on the amplitude of the signals. The light and dark curves represent simulated atmospheric  $\Delta^{14}\text{C}$  using the EDC and Greenland records respectively. The red and green curves always symbolize  $\Delta^{14}\text{C}$  variations using  $^{10}\text{Be} - ^{14}\text{C}$  conversion from Masarik and Beer [2009] and KOV [Kovaltsov and Usoskin, 2010; Kovaltsov et al., 2012] respectively.  $\Delta^{14}\text{C}$  from IntCal09 calibration curve [Reimer et al., 2009] is shown within its 1-standard deviation envelope (blue curve).

## 3.4 Discussion

One of the initial motivations of this study was to see whether the increased sensitivity of cosmogenic isotope production to solar modulation during periods of low geomagnetic intensity could lead to significant fluctuations of  $^{14}\text{C}$  during the Laschamp event. As can be seen in Fig. 3.6–3.8 and the simulated calibration curve (Fig. S2 in Supp. Mat.), while there are fluctuations as large as 30‰, and predicted reversals over a period of several hundred years, these effects are not dramatic. This is due to the strong damping effect of the carbon cycle on centennial production variations. The results obtained with the help of our simple box-model and presented in section 3.3 confirm several points: (i) the changes of boundary conditions on the carbon cycle do not significantly influence the resulting amplitudes of  $\Delta^{14}\text{C}$ , (ii) for the same scenario and calculation, the  $\Delta^{14}\text{C}$  amplitude from EDC is lower than the one from the composite Greenland record (between 60‰ and 80‰ of difference), due perhaps to the aspects discussed in section 3.2.1, (iii) the formula used for  $^{10}\text{Be} - ^{14}\text{C}$  conversion has huge consequences on simulated  $\Delta^{14}\text{C}$  (see section 3.4.1). So we will focus on this last aspect, especially the difference between cosmogenic isotope productions simulated by Masarik and Beer [1999], their update of 2009 and the KOV model [Kovaltsov and Usoskin, 2010; Kovaltsov et al., 2012]. The possible uncertainties due to carbon cycle changes will also be mentioned.

### 3.4.1 Sensitivity of $^{10}\text{Be} - ^{14}\text{C}$ conversion

The conversion of  $^{10}\text{Be}$  (or geomagnetic paleointensity) into  $^{14}\text{C}$  is certainly the most important point in atmospheric  $^{14}\text{C}$  modeling (as shown in section 3.2.3). Different formulations of global  $^{10}\text{Be}$  and  $^{14}\text{C}$  production rate as a function of geomagnetic field intensity are presented on Fig. 3.2a. For the geomagnetic intensity  $B = 0$  (and the solar modulation  $\phi = 550$  MV), global  $^{10}\text{Be}$  production rates are equal to 2.07, 1.88 and 2.7 (relative to the present level) with simulation of Masarik and Beer [1999], their update of 2009, and Kovaltsov and Usoskin [2010] calculations respectively. KOV calculations show a considerably stronger dependence for  $^{10}\text{Be}$  production on the geomagnetic field intensity than Masarik and Beer [1999, 2009]. As for global  $^{14}\text{C}$  production rates, they reach values of 2.38, 2.38 and 2.2 respectively (Kovaltsov et al. [2012] for the last value). Focusing on the variations of  $^{14}\text{C}/^{10}\text{Be}$  global production rate ratio as a function of geomagnetic field intensity (Fig. 3.2b), one may notice that (i) the  $^{14}\text{C}/^{10}\text{Be}$  ratio from KOV [Kovaltsov and Usoskin, 2010; Kovaltsov et al., 2012] is clearly lower (by a factor 2) than the two others (see their respective articles for the absolute value of  $^{10}\text{Be}$  and  $^{14}\text{C}$ ) and (ii)

the slopes of  $^{14}\text{C}/^{10}\text{Be}$  ratios of Masarik and Beer [1999, 2009] and KOV [Kovaltsov and Usoskin, 2010; Kovaltsov et al., 2012] calculations are very different. From  $B = 1$  to  $B = 0$ , the  $^{14}\text{C}/^{10}\text{Be}$  production rate increases by 15% with the Masarik and Beer [1999] simulation, by 26% with their 2009 update and remains constant with the KOV calculations [Kovaltsov and Usoskin, 2010; Kovaltsov et al., 2012], except for  $B < 0.1$ , where it decreases. This last point has strong consequence on simulated  $\Delta^{14}\text{C}$ , as shown in Fig. 3.6–3.8. According to J. Beer (private communication), it is the lower energy threshold for the production of  $^{14}\text{C}$  which results in the dependence of the  $^{14}\text{C}/^{10}\text{Be}$  production ratio with geomagnetic field intensity. This seems intuitively reasonable to us. According to I. Usoskin (private communication), this difference in threshold does not lead to such dependence. Comparing the amplitudes of  $\Delta^{14}\text{C}$  obtained with both calculations (in the order Masarik and Beer [2009], and KOV [Kovaltsov and Usoskin, 2010; Kovaltsov et al., 2012] under glacial conditions (S3), we obtain values of 430‰ and 260‰ for EDC (left graph of Fig. 3.8). For the Greenland input, the resulting amplitudes are 510‰ and 320‰ respectively (right graph of Fig. 3.8). The discrepancy on  $\Delta^{14}\text{C}$  amplitude between the two calculations is huge (approximately a factor 1.6). We point out that the use of the one or another production calculation for the  $^{10}\text{Be} - ^{14}\text{C}$  conversion leads to a different interpretation of the results during periods of weak geomagnetic shielding. To remedy this situation it will be necessary to clarify the relative dependence of  $^{10}\text{Be}$  production as a function of geomagnetic field intensity.

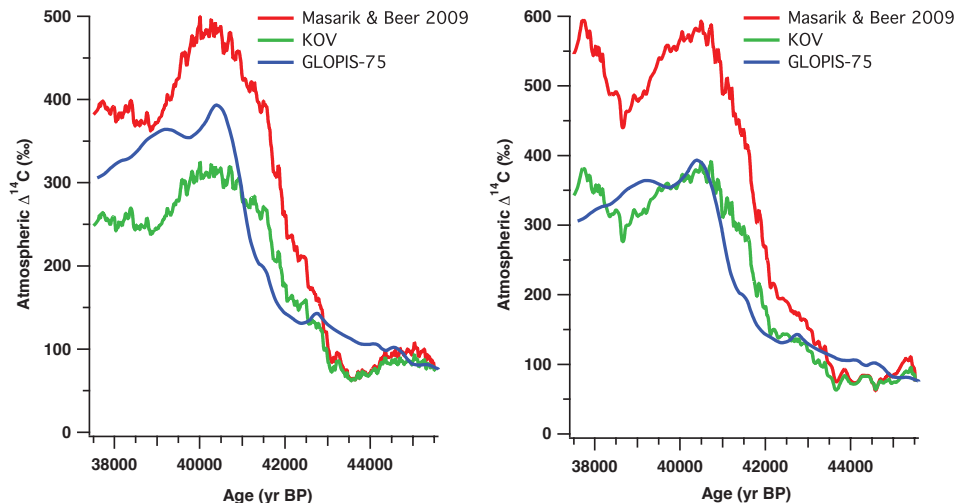


Figure 3.8: Atmospheric  $\Delta^{14}\text{C}$  simulated under glacial conditions using both different production formulations (red: Masarik and Beer [2009], green: Kovaltsov and Usoskin [2010]; Kovaltsov et al. [2012]) with the EDC (left) and Greenland input (right).  $\Delta^{14}\text{C}$  using GLOPIS-75 [Laj et al., 2004] under glacial conditions is also shown (blue).

In contrast to  $^{14}\text{C}/^{10}\text{Be}$ , the relative dependence of  $^{14}\text{C}$  production on geomagnetic intensity given by Masarik and Beer [2009] and KOV [Kovaltsov et al., 2012] is virtually identical (Fig. 3.2a). This implies that if one assumes the same initial production rate, the two models predict the same  $^{14}\text{C}$  response to the Laschamp event, as seen in Fig. 3.3. In Fig. 3.8 we show this response (blue curve) using the same assumed glacial conditions (scenario S3) as used in Figs. 3.6, 3.7, and the geomagnetic field intensity given by GLOPIS-75. One can note several differences compared to that found using  $^{10}\text{Be}$ . Most obvious is the absence of the fine structure because the geomagnetic field input lacks the solar modulation variations. Also, because the GLOPIS-75 record of the Laschamp event is significantly shorter than that recorded by  $^{10}\text{Be}$  (Fig. 3.1), the resulting  $^{14}\text{C}$  peak is narrower than that found using  $^{10}\text{Be}$ . Finally, as far as amplitude, that found using GLOPIS-75 is midway between the Masarik and Beer [2009] and KOV results using the  $^{10}\text{Be}$  input from EDC, while in very good agreement with KOV using  $^{10}\text{Be}$  input from Greenland (Fig. 3.8).

### 3.4.2 Carbon cycle uncertainties

The conversion of  $^{10}\text{Be}$  into  $^{14}\text{C}$  is not the only uncertainty of the method we have used. Our lack of knowledge about past changes of the carbon cycle brings also some uncertainties. Indeed, because the Laschamp excursion straddles D–O 10 [Yiou et al., 1997; Raisbeck et al., 2007] 41 000 years ago, the carbon cycle has probably changed during this period, a potential cause of differences between measurements and simulations. For example in our model, it is assumed that oceanic circulation is constant during the experiment between 37.5 and 45.5 ky BP. But in reality, rapid variations of temperature happened, as shown by ice core records [EPICA, 2006], probably leading to changes of oceanic circulation and biosphere (and so carbon cycle). These changes coupled with the Laschamp excursion could modify the  $^{14}\text{C}/\text{C}$  ratio in the atmosphere. Moreover, we began the simulation with a carbon cycle at equilibrium. Depending how the climate ( $\text{CO}_2$ ) changed several thousand years before the period studied, it could influence the resulting atmospheric  $\Delta^{14}\text{C}$  (release of carbon trapped into deep ocean for example). An on-going work with a more sophisticated dynamical carbon cycle model will focus on the climatic aspects linked to concentration of  $\text{CO}_2$  and ocean dynamics.

## 3.5 Conclusion

Because of their high resolution with a significant structure,  $^{10}\text{Be}$  records from EDC and Greenland (GRIP and NGRIP) ice cores are good candidates to study production effects on the amplitude of atmospheric  $\Delta^{14}\text{C}$  during the Laschamp geomagnetic event. Both production calculations from Masarik and Beer [2009] and KOV [Kovaltsov and Usoskin, 2010; Kovaltsov et al., 2012] have been used for the  $^{10}\text{Be} - ^{14}\text{C}$  conversion, leading to discrepant results. Indeed, atmospheric  $\Delta^{14}\text{C}$  amplitude is different by a factor of 1.6 according to the production calculations applied for the  $^{10}\text{Be} - ^{14}\text{C}$  conversion. Therefore one must be careful when choosing a production formulation for studying  $^{14}\text{C}$  production variations during periods of very low geomagnetic field intensity, such as the Laschamp excursion, using  $^{10}\text{Be}$  data. Moreover, we point out the inappropriate use of the approximation from Elsasser [1956] by Hoffmann et al. [2010] for conversion of geomagnetic field intensity into  $^{14}\text{C}$  production. It results in a stronger amplitude of atmospheric  $\Delta^{14}\text{C}$  during periods of weak geomagnetic shielding (as the Laschamp event) compared to model calculations. Because of the simultaneity of the Laschamp excursion with D–O event 10 and variations of  $\text{CO}_2$  concentration in the atmosphere before the studied period, possible climate effects should be analyzed with the help of a dynamical model. Improved understanding of carbon cycle during the glacial period is required too.

## Acknowledgements

We thank I. Usoskin for providing  $^{14}\text{C}$  table before it was published and for his prompt replies to our questions. We thank J. Masarik and J. Beer for providing numerical values of their calculations and comments regarding their interpretation. We also want to thank C. Laj and C. Kissel for GLOPIS-75 data, and E. Michel for her useful comments on the model.



# Chapitre 4

## Procédure expérimentale

Dans ce chapitre sont présentés la méthode d'extraction du  $^{10}\text{Be}$  dans les échantillons de glace, le principe de mesure par AMS, ainsi que les incertitudes et les corrections associées.

### 4.1 Préparation des échantillons

#### 4.1.1 Extraction chimique du béryllium

La glace pour cette étude était sous la forme de « bag », c'est-à-dire une série continue coupée tous les 55 cm. Des améliorations dans la préparation chimique des échantillons et dans le système de mesure par spectrométrie de masse par accélérateur (AMS) ont été apportées depuis les premières expérimentations [Raisbeck et al., 1978, 1987; Yiou et al., 1997]. L'extraction du béryllium de la glace ainsi que la mise en cathode des échantillons (e.g. section 4.1.2) se déroulaient au Centre de Spectrométrie Nucléaire et de Spectrométrie de Masse (CSNSM). La méthode actuelle est décrite de manière détaillée par Raisbeck et al. [2007]. L'échantillon de glace (11 cm) est tout d'abord fondu en présence de 0,25 mg de  $^9\text{Be}$  (sous forme d'une solution  $^9\text{Be}$  + eau déionisée) qui sert d'entraîneur afin de pouvoir mesurer le rapport  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  de l'échantillon. Une fois l'échantillon sous forme liquide, le béryllium est précipité sous forme  $\text{Be}(\text{OH})_2$  à l'aide de 50  $\mu\text{L}$  d'ammoniac  $\text{NH}_4\text{OH}$  (le béryllium précipite quand le pH de la solution est basique). Le précipité est ensuite extrait par centrifugation et dissous dans 250  $\mu\text{L}$  d'acide nitrique et 500  $\mu\text{L}$  d'eau ultra-purifiée, puis introduit dans un creuset en céramique pour être séché sur une plaque chauffante. Une fois sec, le précipité est chauffé à 900°C durant 45 minutes afin d'obtenir environ 0,6 mg d'oxyde de béryllium ( $\text{BeO}$ ). Des blancs chimiques, c'est-à-dire des échantillons dont la glace est remplacée par de l'eau déionisée, ont

aussi été préparés suivant la même méthode afin d'évaluer une contamination éventuelle de l'entraîneur ou matériel utilisé pour l'extraction du  $^{10}\text{Be}$ .

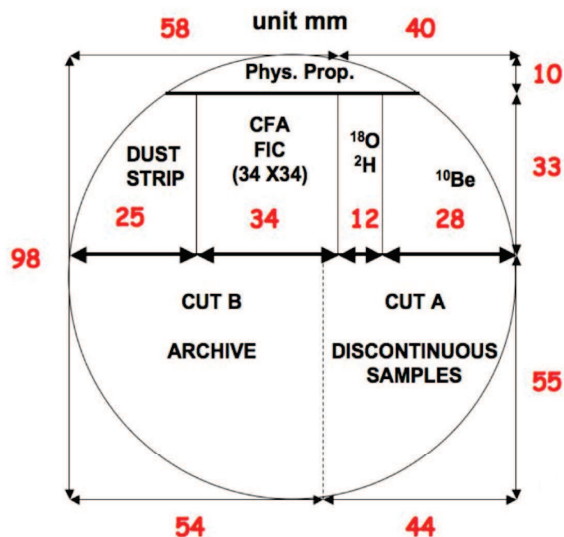


FIGURE 4.1 – Coupe transversale d'une carotte de glace montrant la fraction utilisée pour la mesure du  $^{10}\text{Be}$ .

*Transversal cut of an ice core showing the part used for the  $^{10}\text{Be}$  measurements.*

#### 4.1.2 Mise en cathode

La poudre d'oxyde de béryllium peut ensuite être mélangée avec de la poudre de niobium (Nb). Celle-ci permet d'améliorer la conduction de l'échantillon dans la source du spectromètre, et ainsi améliorer le rendement d'extraction des ions. La poudre de Nb est donc introduite dans le creuset en céramique et incorporée à l'échantillon à l'aide d'une spatule, ceci afin d'obtenir un mélange homogène. Ce mélange est introduit à l'aide d'un entonnoir dans une cathode en cuivre qui est ensuite mise sous presse dans le but de compacter la poudre dans la cible. Les ustensiles de travail sont nettoyés à l'éthanol entre chaque échantillon. Le rapport  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  de chaque cathode est mesuré par AMS au Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE), à Aix-en-Provence.

## 4.2 Mesure des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ par spectrométrie de masse par accélérateur

### 4.2.1 Description de l'AMS

Les mesures présentées dans ce manuscrit ont été réalisées sur l'accélérateur tandem ASTER (Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement, Risques) installé au CEREGE [Klein et al., 2008]. Son principe est le même que celui d'un spectromètre de masse classique. Il est composé d'une source, d'un accélérateur de 5 MV de type tandem avec deux étapes d'accélération (qui constitue la différence majeure avec des spectromètres de masse dits conventionnels), d'aimants pour la séparation magnétique, et d'un système de détection. Une photo ainsi qu'un schéma de fonctionnement de l'AMS sont représentés sur la Fig. 4.2. Une haute énergie est nécessaire pour la mesure du  $^{10}\text{Be}$  dans nos échantillons car il n'est pas assez abondant pour être détecté par un spectromètre de masse classique. Concernant le  $^{10}\text{Be}$ , un des points critiques est la présence en abondance de son isobare le bore-10 ( $^{10}\text{B}$ ). Tout le cheminement d'une mesure, de la source au détecteur en passant par l'élimination du  $^{10}\text{B}$ , est expliqué ci-dessous en se référant aux étapes annotées dans la Fig. 4.2b.

Les cathodes sont placées dans un carrousel permettant de lancer 200 analyses. Le carrousel est ensuite chargé au niveau de la source ionique (1), une chambre sous vide dans laquelle est injectée du césium neutre sous forme de vapeur. Le césium est ionisé à haute température ( $\text{Cs}^+$ ) par ionisation de surface afin de bombarder la cible et de produire des ions moléculaires négatifs  $\text{BeO}^-$ , qui sont extraits grâce à une différence de potentiel entre la cible et l'extracteur à la sortie de la source, focalisés et transportés vers l'aimant d'injection (2). Le faisceau  $\text{BeO}^-$  passe donc à travers le premier aimant. Pour un ion de masse  $m$ , de charge  $q$  ( $q = ze$ ,  $z$  étant le nombre de charges élémentaires  $e$  de l'ion), et de vitesse  $v$  dans un champ magnétique homogène  $B$ , sa trajectoire circulaire  $r$  suit l'équation :

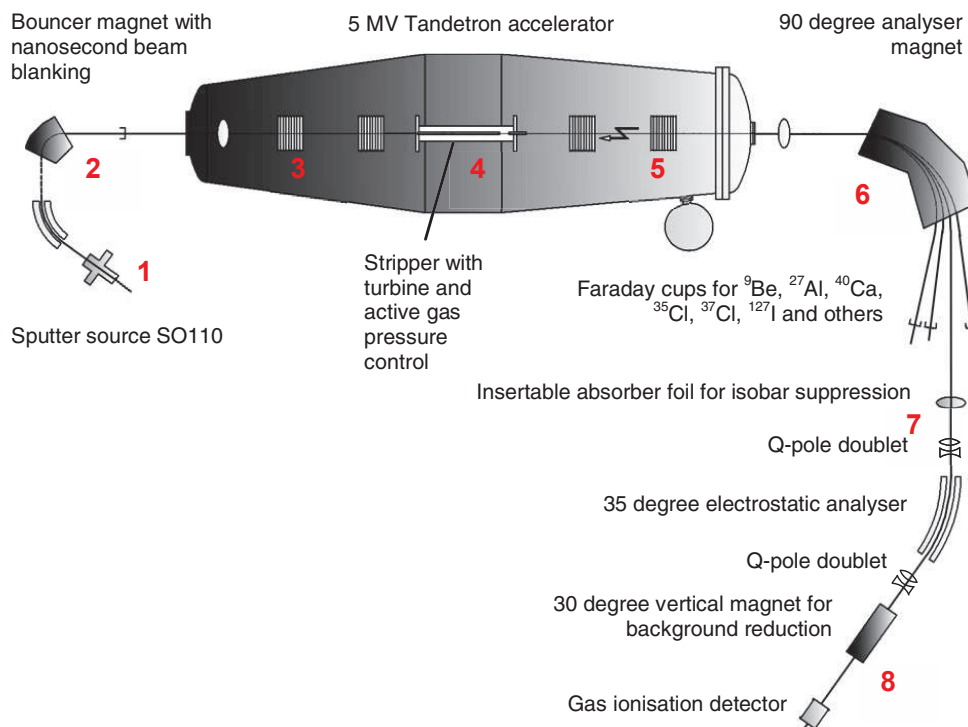
$$r = \frac{mv}{qB} \quad (4.1)$$

Le rayon de la trajectoire des ions est donc proportionnel au rapport de leur quantité de mouvement  $mv$  sur leur charge  $q$ . Dans ce premier aimant, les ions  $^{10}\text{BeO}^-$  (masse 26) et  $^9\text{BeO}^-$  (masse 25) sont alternativement sélectionnés avec une résolution de l'ordre de la nanoseconde [Klein et al., 2008] afin d'être injectés dans l'accélérateur tandem du système AMS (3). Le faisceau d'ions est ici accéléré dans un premier tube

accélérateur. Des résistances montées directement sur le périmètre des électrodes



(a)



(b)

FIGURE 4.2 – (a) Installation ASTER au CEREGE. (b) Schéma de l'AMS 5 MV au CEREGE [Klein et al., 2008].

(a) ASTER installation at CEREGE. (b) Layout of the 5 MV AMS system in the CEREGE [Klein et al., 2008].

du tube distribuent le potentiel de manière homogène tout le long de ce parcours [Gottdang et al., 2002]. Le faisceau atteint le « gaz éplucheur » (stripper, 4) qui est ici du gaz argon à faible pression. En passant à travers le gaz, les ions moléculaires négatifs sont « cassés », formant des ions atomiques qui sont convertis en ions positifs dus à la perte d'électrons ( $\text{Be}^+$ ,  $\text{Be}^{2+}$ ,  $\text{Be}^{3+}$ ,  $\text{Be}^{4+}$ , les ions majoritaires ayant une charge 2+). Cette étape permet également la destruction des molécules isobares. Ils sont ensuite accélérés dans la seconde moitié de l'unité d'accélération (5). À la

sortie, le faisceau d'ions possède une très grande énergie. Le faisceau est ensuite dirigé vers un nouvel aimant (6) afin de séparer les masses 9 et 10. Au sortir de l'aimant, les ions  $^9\text{Be}^{2+}$  sont détectés par mesures des courants électriques collectés dans des cages de Faraday, alors que les ions  $^{10}\text{Be}^{2+}$  doivent être séparés de leur isobare le  $^{10}\text{B}$ . Pour cela, une feuille de nitrure de silicium ( $\text{Si}_3\text{N}_4$ ) est placée sur leur trajectoire (7) à l'entrée d'un déflecteur électrostatique, provoquant une perte d'énergie différentielle des ions [Raisbeck et al., 1984; Nottoli et al., 2013], suivant la formule de Bethe-Bloch dans un cas non-relativiste [Beer et al., 2012] :

$$\frac{dE}{dx} \propto \frac{mz^2}{E} \quad (4.2)$$

La quantité d'énergie perdue étant proportionnelle au numéro atomique, la perte d'énergie du  $^{10}\text{B}$  ( $z = 5$ ) est plus importante que celle du  $^{10}\text{Be}$  ( $z = 4$ ). En effet après cette étape, le  $^{10}\text{Be}$  a perdu environ 0,9 MeV de son énergie et sa différence relative en énergie avec le  $^{10}\text{B}$  est d'environ 4% [Klein et al., 2008]. De cette manière, le  $^{10}\text{Be}$  et son isobare  $^{10}\text{B}$  peuvent être séparés de manière efficace. Ce processus de séparation n'est possible qu'à très haute énergie. Durant cette procédure, des électrons sont arrachés rendant l'ion  $^{10}\text{Be}^{4+}$  majoritaire. Le déflecteur électrostatique qui suit supprime le  $^{10}\text{B}$  par un facteur d'au moins  $10^5$ . L'aimant placé derrière réduit le bruit de fond provoqué par l'éparpillement de ions au niveau des électrodes du déflecteur [Klein et al., 2008]. Le faisceau est finalement dirigé vers le détecteur à gaz d'ionisation (8) qui mesure la perte d'énergie des ions par unité de distance à travers le gaz (technique  $dE/dx$ ) afin de finaliser la séparation du  $^{10}\text{Be}$  et du  $^{10}\text{B}$ . La pression du gaz est réglée de façon à ce qu'un atome de  $^{10}\text{Be}$  traverse tout le détecteur alors qu'un atome de  $^{10}\text{B}$  est arrêté au niveau du premier compteur. La mesure est déclenchée par l'arrivée des ions dans le second compteur.

## 4.2.2 Corrections et incertitudes

Les rapports  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  des échantillons sont mesurés relativement à celui d'un matériel standard de rapport isotopique connu, le NIST SRM 4325\* d'une valeur connue  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be} = 2,68 \cdot 10^{-11}$ . Ce standard est mesuré plusieurs fois durant un run de mesures, ceci afin de prendre en compte la dérive de la machine et la distribution des états de charges après le passage à travers la feuille de  $\text{Si}_3\text{N}_4$ . Celui-ci permet de corriger le rapport mesuré des échantillons grâce à un facteur correctif (ratio entre le rapport mesuré du standard et sa valeur réelle). Durant un run de mesures de  $^{10}\text{Be}$  sont mesurés par l'AMS ASTER : quatre cibles-référence NIST SRM 4325, un blanc machine (solution commerciale d'entraîneur  $^9\text{Be}$  directement précipitée), et les échantillons sur les positions restantes (comprenant aussi quelques blancs chimiques). Durant un batch (mesure de tous les échantillons sur la roue), chaque cible subit trois passages de 200 coups chacun, soit environ 6 minutes pour les échantillons de glace. Ce nombre de coups conduit typiquement à une incertitude statistique de l'ordre de 4% pour un écart-type à  $1\sigma$ . Le rapport moyen mesuré des 21 blancs chimiques régulièrement produits durant la préparation des échantillons est de  $(3,95 \pm 2,35) \times 10^{-15}$ . Le bruit de fond est évalué grâce aux blancs machine. Arnold et al. [2010] ont mesuré une valeur moyenne de  $(0,6 \pm 0,3) \times 10^{-15}$  sur 90 blancs machine. En comparaison, les échantillons mesurés dans le cadre de cette thèse (2200 échantillons entre 2384 et 2627 m de profondeur à EDC) ont un rapport moyen  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  de  $3,2 \times 10^{-13}$ .

## 4.2.3 Calcul des concentrations en $^{10}\text{Be}$

Les mesures obtenues grâce à l'AMS sont des rapports  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  qu'il faut convertir en concentrations de  $^{10}\text{Be}$ . Pour cela, plusieurs informations sont nécessaires : la quantité de  $^9\text{Be}$  ajoutée lors de la préparation de l'échantillon (250  $\mu\text{L}$  d'une solution aqueuse contenant 1 g/L de  $^9\text{Be}$ , soit 0,25 mg) et la masse de l'échantillon de glace. La concentration en  $^{10}\text{Be}$  est calculée selon la formule :

$$\left[^{10}\text{Be}\right]_{at/g} = \left. \frac{^{10}\text{Be}}{^9\text{Be}} \right|_{\text{échantillon}} \times \frac{\mathcal{N}_A \times (m_{^9\text{Be}}/M_{^9\text{Be}})}{m_{\text{glace}}} \quad (4.3)$$

où  $\mathcal{N}_A$  est le nombre d'Avogadro ( $6,02214 \cdot 10^{23} \text{ mol}^{-1}$ ),  $m_{^9\text{Be}}$  la masse de  $^9\text{Be}$  ajouté lors de la préparation de l'échantillon (0,25 mg),  $M_{^9\text{Be}}$  la masse molaire du  $^9\text{Be}$  ( $9,012 \text{ mol} \cdot \text{g}^{-1}$ ) et  $m_{\text{glace}}$  la masse de l'échantillon de glace analysé. L'incertitude sur la valeur du rapport  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  est propagée sur le calcul des concentrations. Il

---

\*. NIST : National Institute of Standards and Technology. SRM : Standard Reference Material.

#### 4.2. Mesure des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ par spectrométrie de masse par accélérateur

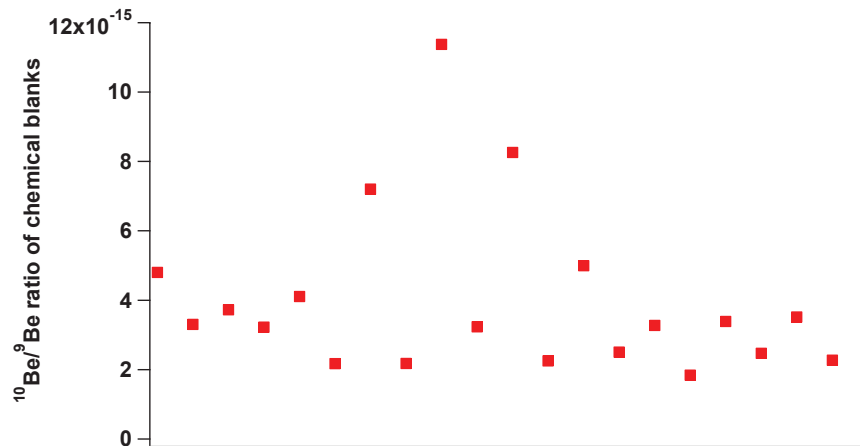


FIGURE 4.3 – Blancs chimiques déterminés au cours de la campagne de mesures du  $^{10}\text{Be}$  à EDC entre 2384 et 2627 m de profondeur.

*Determined chemical blank during the campaign of  $^{10}\text{Be}$  measurements at EDC between 2384 and 2627 m deep.*

faut noter qu'en calculant le flux de  $^{10}\text{Be}$  (équation 1.10) afin d'étudier les variations de production, l'erreur sur la détermination du taux d'accumulation passé du site se rajoute sur les incertitudes expérimentales discutées précédemment.





# Chapitre 5

## High resolution $^{10}\text{Be}$ record in EPICA Dome C ice core over a whole climatic cycle (MIS 9)

Currently, the time series of  $^{10}\text{Be}$  available focus on the Holocene or during geomagnetic events like the Laschamp excursion or the Matuyama-Brunhes reversal which is, until now, the only published period beyond the last glacial–interglacial cycle. 2200  $^{10}\text{Be}$  samples on the EPICA Dome C ice core between 2384 and 2627 m deep have been prepared and measured in the framework of this PhD, allowing to discuss the first high resolution  $^{10}\text{Be}$  record on a whole climatic cycle. Covering the period between 355 and 269 kyr BP (EDC3 age scale), this time series includes the Termination IV and the interglacial period MIS 9 where the resolution of our  $^{10}\text{Be}$  profile reaches  $\sim 20$  years. Such a high resolution is very interesting for the study of the influence of solar activity (like the de Vries or Gleissberg cycles) and the comparison with the current interglacial period. It is also possible to test the robustness of  $^{10}\text{Be}$  flux shown in this chapter with respect to the uncertainties linked to the accumulation rate of the site, the chronology, the climate and the transport and deposition processes. The results presented in this chapter will be submitted for publication in the form of two separate articles. One is centered on the solar activity during the interglacial period MIS 9.3, the other concerns the informations which can be deduced from climatic reconstructions (temperature and accumulation information).

## 5.1 Introduction

The cosmogenic isotope beryllium-10 ( $^{10}\text{Be}$ ), with a half-life of  $1.39 \times 10^6$  years [Korschinek et al., 2010], is produced in the upper atmosphere by the interaction of Galactic Cosmic Rays (GCR) with nitrogen and oxygen [Lal and Peters, 1967]. Because GCR are modulated by geomagnetic and heliomagnetic fields, records of  $^{10}\text{Be}$  provide useful information about past variations in solar activity and geomagnetic field intensity. As a consequence, the higher the solar or geomagnetic field, the more primary cosmic ray particles are deflected, which leads to a decrease of cosmogenic isotope production. After their production,  $^{10}\text{Be}$  atoms become fixed to aerosols and fall very quickly (within  $\sim 1$ -2 years according to Raisbeck et al. [1981a]) on the Antarctic plateau primarily by dry deposition. The stratosphere contributes the most to the total production (67% according to Lal and Peters [1967], 56% according to Masarik and Beer [1999], and 65% according to Heikkilä et al. [2009]). One important question is to know if the  $^{10}\text{Be}$  measured in the ice cores represents a global signal (because principally  $^{10}\text{Be}$  is well-mixed in the stratosphere [Heikkilä et al., 2008]) or if there is a polar bias [Bard et al., 1997; Field et al., 2006] due to latitudinal dependence of the production of  $^{10}\text{Be}$  (maximum  $^{10}\text{Be}$  production at polar latitudes ( $\geq 65^\circ$ ) and minimum  $^{10}\text{Be}$  production at the equator [Masarik and Beer, 1999, 2009; Kovaltsov and Usoskin, 2010]).

$^{10}\text{Be}$  has been particularly studied in ice cores from Greenland [Beer et al., 1988, 1990; Finkel and Nishiizumi, 1997; Yiou et al., 1997; Wagner et al., 2001; Muscheler et al., 2004, 2005] and Antarctica [Yiou et al., 1985; Raisbeck et al., 1987, 1990, 1992, 2006; Dreyfus et al., 2008; Horiuchi et al., 2008; Baroni et al., 2011], as in sediments [Raisbeck et al., 1985; Robinson et al., 1995; Ménabréaz et al., 2011, 2012; Nilsson et al., 2011].  $^{10}\text{Be}$  is a useful tool to study distinctive features, such as the Laschamp excursion [Raisbeck et al., 2007; Nilsson et al., 2011; Ménabréaz et al., 2011, 2012] or the Matuyama-Bruhnes inversion [Raisbeck et al., 2006; Dreyfus et al., 2008], providing stratigraphic markers helpful for the datation of cores. One advantage of ice cores is that they offer a relatively simple way to calculate  $^{10}\text{Be}$  fluxes from the measured concentration  $^{10}\text{Be}$  and the estimated ice accumulation rate, better constrained than for marine sediments. Moreover,  $^{10}\text{Be}$  falls mainly by dry deposition on this site, so that one can suppose in all likelihood that  $^{10}\text{Be}$  flux in sites on the Antarctic plateau, like Dome C, represents the atmospheric concentration [Alley et al., 1995; Finkel and Nishiizumi, 1997], so the  $^{10}\text{Be}$  production. Finally, the high resolution of ice cores gives access to the study of shorter events due to solar activity for example [Beer et al., 1990; Wagner et al., 2001; Baroni et al., 2011].

The solar activity, expressed as the sunspot numbers, has been recorded consis-

tently since 1843, when Schwabe discovered the 11-yr cycle. Especially, the commencement of the “instrumental” era in 1936 with the use of ionisation chambers and then neutron monitor measurements has brought very precise data about solar activity [McCracken, 2007]. Earlier data can be reconstructed from historical documents mentioning sunspot activity, but the data before 1600 become more and more incomplete and uncertain [Beer et al., 1990]. One way to overcome this problem is to study cosmogenic isotopes which are proxies of solar activity. Since several decades, numerous records of  $^{14}\text{C}$  and  $^{10}\text{Be}$  have allowed to detect decadal or centennial variability linked to solar activity according to the time domain of the studies. The famous 11-yr cycle has been detected by Beer et al. [1990] and Baroni et al. [2011] in  $^{10}\text{Be}$  from ice cores. Past millennial solar activity, including events as the Maunder or the Spörer minimum has been studied using  $^{10}\text{Be}$  in ice core [Raisbeck et al., 1990; Horiuchi et al., 2008] and  $^{14}\text{C}$  in tree rings [Bard et al., 1997]. Until now, the Holocene (past 10000 years) is the only period where temporal studies of solar activity are available for centennial variability, except for unusual events as during the Lachamp excursion [Wagner et al., 2001]. Indeed, the de Vries cycle ( $\sim 200$  years) has been detected during the Holocene in tree rings  $^{14}\text{C}$  [Suess, 1980; Reimer et al., 2004, 2009] and in  $^{10}\text{Be}$  from the Greenland and Antarctica ice cores [Raisbeck et al., 1990; Vonmoos et al., 2006; Steinhilber et al., 2012], and during the Laschamp event [Wagner et al., 2001].

Particularly relevant to our current work, is the recent study made recently by Steinhilber et al. [2012]; using principal component analysis (PCA), these authors have combined different  $^{10}\text{Be}$  ice core records from Greenland and Antarctica with the global  $^{14}\text{C}$  tree ring record [Reimer et al., 2009] over the Holocene period. Considering this composite curve as a cosmic-ray induced production signal (and so a proxy for solar activity), they found periodic variations such as the de Vries cycle. Based on the agreement between the spectral characteristics of this composite curve and of the planetary torque, these same data have been used to put forward the idea that the long-term solar magnetic activity is modulated by planetary effects [Abreu et al., 2012].

Hereafter, we present a new high resolution  $^{10}\text{Be}$  profile measured along the EPICA Dome C ice core ( $75^\circ 06' \text{ S}$ ,  $123^\circ 21' \text{ E}$ ) from 2384 to 2627 m deep. Based on the EDC3 age scale [Parrenin et al., 2007b], this record covers the period between 269 and 355 kyr BP (thousand of years Before Present) from Marine Isotope Stages (MIS) 8 to 10 including Termination IV and MIS 9. Our depth resolution being constant (11 cm), we have a higher time resolution for the period of higher accumulation, e.g. for MIS 9.3, the warmest part of MIS 9 [Jouzel et al., 2007] where

it reaches  $\sim 20$  years. While measurements correspond to  $^{10}\text{Be}$  concentration, interpretation is based on  $^{10}\text{Be}$  flux which also depends on snow accumulation. We examine the multidecadal record over which we do not observe flux changes such as the peak associated with the Laschamp event 41 kyr ago [Raisbeck et al., 2007]. Then, we test the influence of climate and atmospheric transport on the variability of our  $^{10}\text{Be}$  flux record. We also discuss how this  $\sim 75$  kyr long record allows to infer information about the associated glacial–interglacial temperature change, from the observed link between  $^{10}\text{Be}$ , accumulation rate and deuterium. Finally, we focus on the highly detailed MIS 9.3 record and how its spectral properties compare with the Holocene in the light of recent studies of solar activity during the Holocene [Steinhilber et al., 2012; Abreu et al., 2012].

## 5.2 Results

Here we present the  $^{10}\text{Be}$  data from EPICA Dome C ice core between 2384 and 2627 m deep (from 269 to 355 kyr BP with EDC3 age scale). The preparation and measurement processes are detailed in the section 4.1. Fig. 5.1 shows high resolution profile of  $^{10}\text{Be}$  concentrations and fluxes. The time resolution for this period varies between 20 years for the interglacial MIS 9.3 period and 70 years for the glacial period older than 340 kyr BP (see Fig. 5.1d).  $^{10}\text{Be}$  reaches the Antarctic plateau primarily by dry deposition. For dry deposition sites as EDC, climatic component can be minimized by calculating the  $^{10}\text{Be}$  flux (concentration  $\times$  accumulation rate  $\times$  ice density). Indeed, it is a more appropriate parameter to study production variations [Raisbeck et al., 1992; Alley et al., 1995; Finkel and Nishiizumi, 1997].

Results are shown using the EDC3 timescale derived by Parrenin et al. [2007b]. It has been developed combining an accumulation model and an ice flow model using an inverse method to estimate the free parameters of this model in such a way to optimize the timescale with respect to prescribed time markers [Parrenin et al., 2007a]. Derived assuming an exponential link with  $\delta\text{D}$  (see Fig. 5.1a and 5.1b) the accumulation shows an anti-correlation with the measured  $^{10}\text{Be}$  concentrations as previously pointed out for Antarctic cores [Yiou et al., 1985; Jouzel, 1989; Raisbeck et al., 1992]. Resulting raw and low-pass filtered ( $1/2000 \text{ yr}^{-1}$ )  $^{10}\text{Be}$  fluxes are shown on Fig. 5.1c ;  $\delta\text{D}$  is also included in this graph (grey curve on Fig. 5.1b from Jouzel et al. [2007]). The low-pass filtered  $^{10}\text{Be}$  flux does not show large excursion but several millennial changes can be observed between 303 and 279 kyr BP (e.g. minima of these variations showing by the arrows in Fig. 5.1). The curve displays first a great minimum of  $^{10}\text{Be}$  flux at 303 kyr BP followed by a long increase during

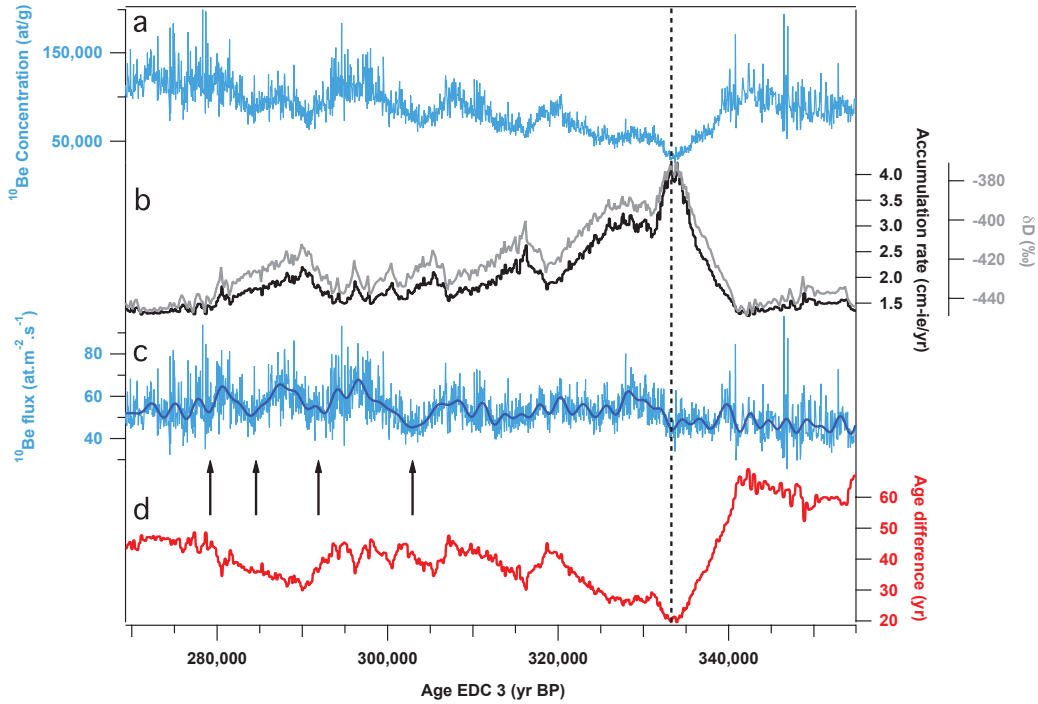
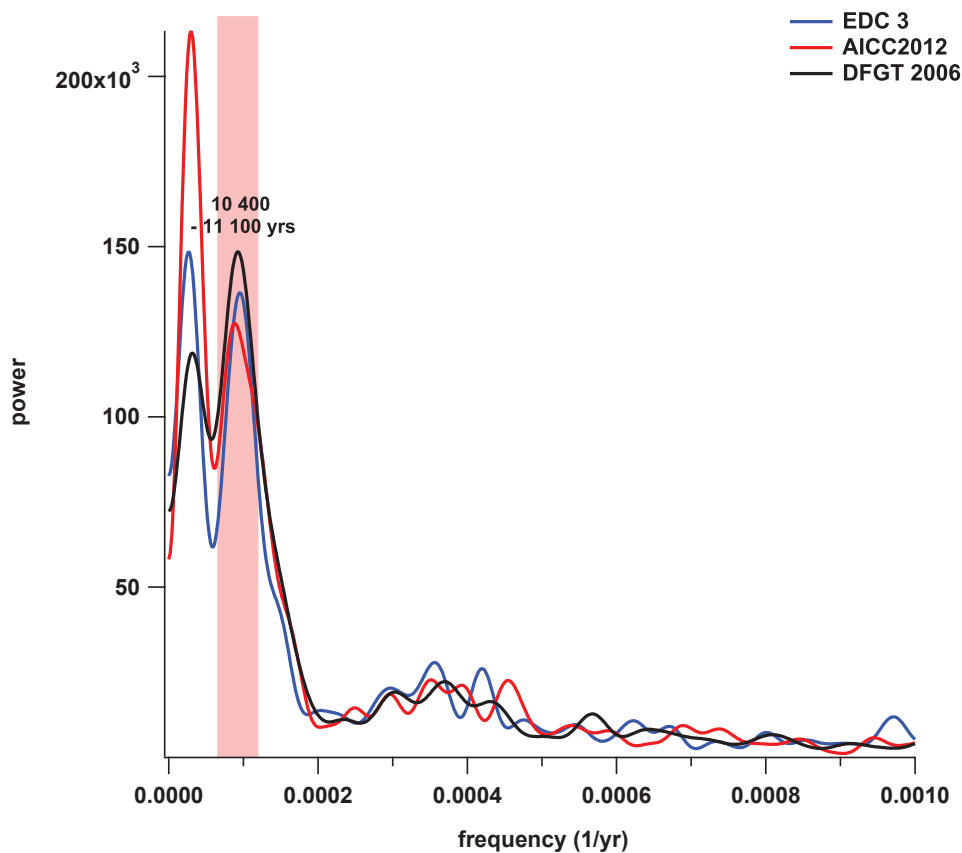
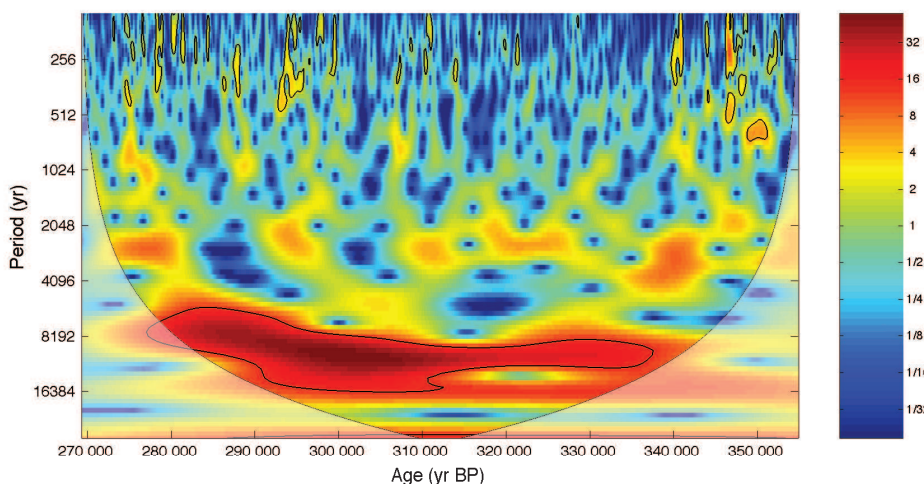


Figure 5.1: High resolution  $^{10}\text{Be}$  data between 2384 and 2627 m deep (269 – 355 kyr BP) on EDC3 age scale. (a) Raw  $^{10}\text{Be}$  concentrations (at/g). (b) In black, the accumulation rate of the site (cm-ie/yr). In grey,  $\delta\text{D}$  profile at EDC including the interglacial period MIS 9.3. (c) Calculated  $^{10}\text{Be}$  flux using EDC3 accumulation rate. The light-blue curve corresponds to raw data, the bold-blue curve is the low-pass filtered  $^{10}\text{Be}$  flux ( $1/2000 \text{ yr}^{-1}$ ). The arrows show the minima of millennial variations described in section 5.2. The dotted line corresponds to the minimum in  $^{10}\text{Be}$  flux, coincident with the maximum of accumulation. (d) Resolution of the  $^{10}\text{Be}$  profile (difference between the  $n$  and  $n+1$  sample ages).

$\sim 6000$  years. The next minima are reached at 292, 284 and 279 kyr BP (noted by the arrows in Fig. 5.1). These variations appear during a stable glacial period, with no change of  $\delta\text{D}$ . During the older period (between 340 and 355 kyr BP),  $^{10}\text{Be}$  flux is quite stable and on average lower ( $\sim 47.5 \text{ at.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$  against a global average of  $53.44 \text{ at.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ ). The minimum of  $^{10}\text{Be}$  flux is highlighted by the dotted line. It matches with the maximum of accumulation rate during the MIS 9. We have performed spectral analyses with  $^{10}\text{Be}$  flux (Fig. 5.2a: blue curve on the Fourier analysis; Fig. 5.2b: wavelet analysis). The most important signal is a significant period of  $\sim 10500$  years corresponding to the millennial variations described above.



(a)



(b)

Figure 5.2: Spectral analyses of  $^{10}\text{Be}$  flux between 269 and 355 kyr BP. (a) Fourier analysis on  $^{10}\text{Be}$  for three different age scales: EDC3 in blue, AICC2012 in red and DFGT-2006 in black. The common period ( $\sim 10500$  years) is highlighted in light red. (b) Wavelet analysis of  $^{10}\text{Be}$  flux on the EDC3 age scale. The same  $\sim 10500$  years cycle, highlighted in the Fourier analysis, is detected as well as some centennial variabilities.



## 5.3 Causes of millennial variations of $^{10}\text{Be}$ flux

### 5.3.1 Climatic influence

It is unlikely that the millennial variability identified in the  $^{10}\text{Be}$  spectra is due climatic variations as suggested from the comparison of the  $^{10}\text{Be}$  flux and  $\delta\text{D}$  wavelet spectra calculated using the squared wavelet coherence (WTC) reported on the Fig. 5.3. The WTC can be defined as a localized correlation coefficient in time frequency space (see section C.1 in the appendix for the description of the wavelet package from Grinsted et al. [2004]). No significant correlation is observed between these two

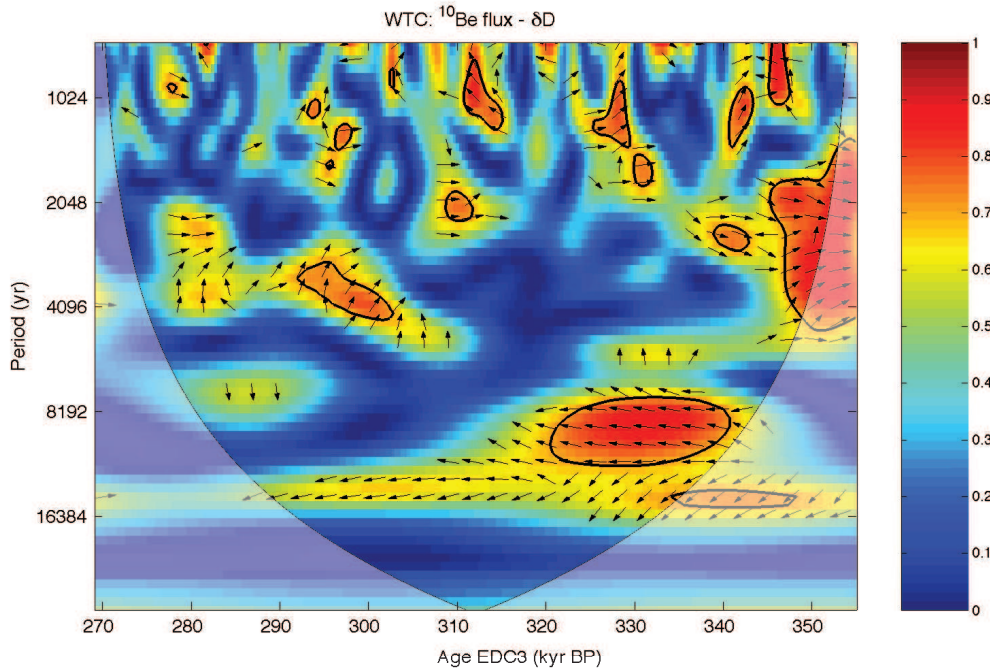


Figure 5.3: Squared wavelet coherence (WTC) of the  $^{10}\text{Be}$  flux and  $\delta\text{D}$  spectrums. It can be defined as a local cross-correlation. No evident correlation is detected, except a significant region during the MIS 9.3 with an anti-phase relationship for a period of  $\sim 9000$  years, but not linked with climatic effects (see section 5.3.1).

variables during this climatic cycle at EDC ( $r = 0.0595$  with 95% confidence interval [0.0035 ; 0.1152]). The WTC of  $^{10}\text{Be}$  flux and  $\delta\text{D}$  allows us to investigate the correlations between both signals more locally. Again, no correlation is detected, except a significant region during the MIS 9.3 with an anti-phase relationship between  $^{10}\text{Be}$  and  $\delta\text{D}$  for a period of  $\sim 9000$  years. This period corresponds to the time interval where  $\delta\text{D}$ , and hence accumulation rate, varies more significantly. This probably means that this anti-correlation is an artifact due to the estimate of accumulation rate from  $\delta\text{D}$  during the studied period and not the presence of a climatic compo-

ment in the  $^{10}\text{Be}$  flux. For the shorter periods, significant regions are very sparse without a dominant mean phase angle. Periods shorter than 1200 years cannot be considered because of the resampling applied on  $^{10}\text{Be}$  and  $\delta\text{D}$  data ( $\sim 345$  years).

### 5.3.2 Transport and deposition effects

Because  $^{10}\text{Be}$  atoms are likely attached to aerosols after their production, they can be influenced by transport and deposition effects before their trapping in the ice. We study here their influence on the millennial variations of our measured  $^{10}\text{Be}$  signal via a comparison with a record of aerosols concentration, that is high resolution sulfate data at EDC [Traversi et al., 2009]. Sulfate record has been resampled to the resolution of our  $^{10}\text{Be}$  measurements (11 cm) before calculating its flux (in  $\text{ng}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ) in the same way than for  $^{10}\text{Be}$  (Fig. 5.4).

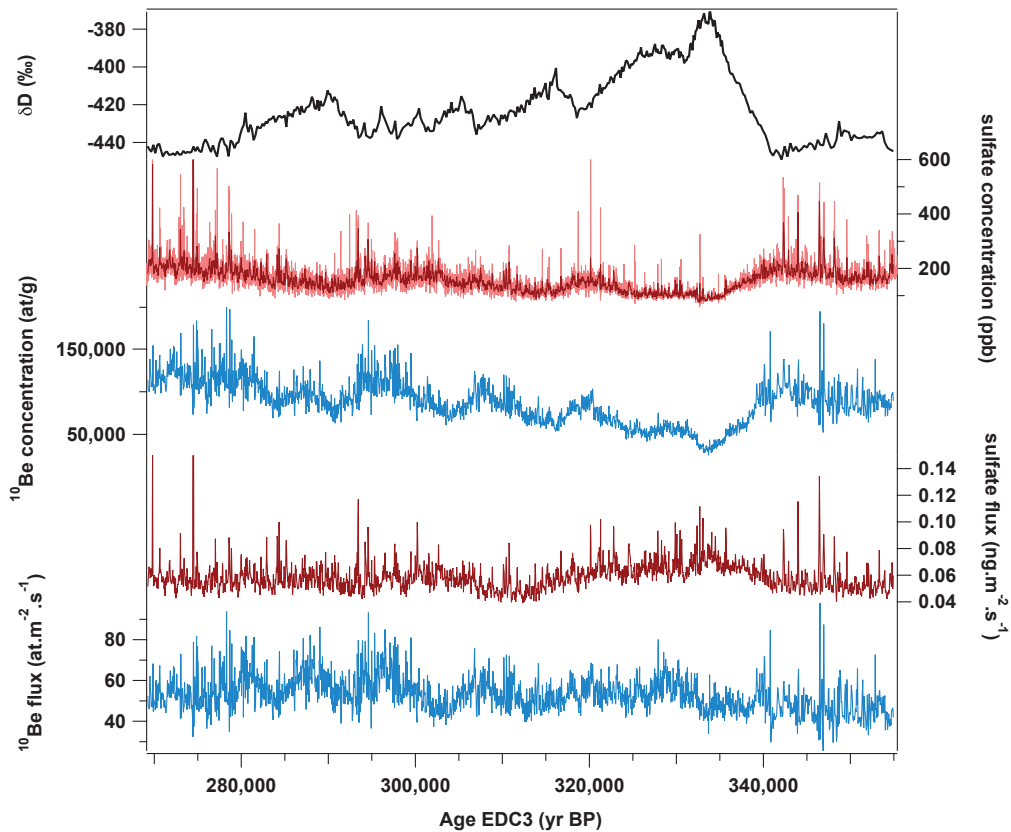


Figure 5.4: Comparison of our  $^{10}\text{Be}$  measurements with sulfate data from Traversi et al. [2009]. From top to bottom,  $\delta\text{D}$  from EDC, raw sulfate concentrations in ppb (light red) and 11 cm resample sulfate concentrations (brown),  $^{10}\text{Be}$  concentrations, sulfate flux ( $\text{ng}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ), and  $^{10}\text{Be}$  flux.

The correlation coefficient between  $^{10}\text{Be}$  and  $\text{SO}_4^{2-}$  moves from  $r = 0.65$  (with

95% confidence interval [0.6278 ; 0.6758]) for the concentrations profiles to  $r = 0.1165$  (with 95% confidence interval [0.0751 ; 0.1575]) for the flux. We indeed directly observe that there are no common millennial variations in our  $^{10}\text{Be}$  profile and in the  $\text{SO}_4^{2-}$  flux record. This means that the millennial changes in our  $^{10}\text{Be}$  profile cannot be mainly explained transport and deposition effects, but come from another source.

### 5.3.3 Dating uncertainties

To test the sensitivity of  $^{10}\text{Be}$  changes to chronology, we compare by spectral analysis  $^{10}\text{Be}$  flux on three different age scales: the conventional EDC3 age scale, DFGT–2006 age scale from Dome Fuji [Kawamura et al., 2007; Parrenin et al., 2007a,b] and the new multi-proxy chronology AICC2012 [Bazin et al., 2013]. The comparison of the different  $^{10}\text{Be}$  flux spectra on the three different chronologies (top of the Fig. 5.2) shows that the most significant period of  $\sim 10500$  years, and so the millennial changes of  $^{10}\text{Be}$  flux, are not affected by chronology.

## 5.4 Validity of the interpretation of glacial–interglacial accumulation and temperature change in the EDC ice core

It is interesting to test the assumption of a strictly constant  $^{10}\text{Be}$  flux, consequences on the accumulation rate variations and whether or not it allows to keep the EDC chronology consistent with the ascribed time markers. Over this period, the time markers for the EDC ice core are deduced from total air content aligned with an integrated summer insolation curve [Raynaud et al., 2007]. To examine the impact of the assumption of  $^{10}\text{Be}$  flux on the chronology we have used using the bayesian dating tool Datice [Lemieux-Dudon et al., 2010]. Fig. 5.5 shows the accumulation rate curves after the processing by Datice to obtain the best compromise between the background chronology (built from the proposed accumulation rate and the thinning obtained by glaciological modeling) and observations (age markers). The Datice tool easily converges towards the prescribed age markers. Such a result is not surprising since our  $^{10}\text{Be}$  record is sufficiently deep in the core with a large uncertainty on the value of thinning which can easily compensate for changes in accumulation rates. For such an extreme case, the resulted amplitude of the accumulation rate during the glacial–interglacial transition is only different by 28% from the EDC3 one. In

turn, we do not retain this assumption of a constant flux as much as the millennial variability of the  $^{10}\text{Be}$  flux derived using the EDC3 accumulation (Fig. 5.1) is rather small and quite comparable with what is observed during the Holocene.

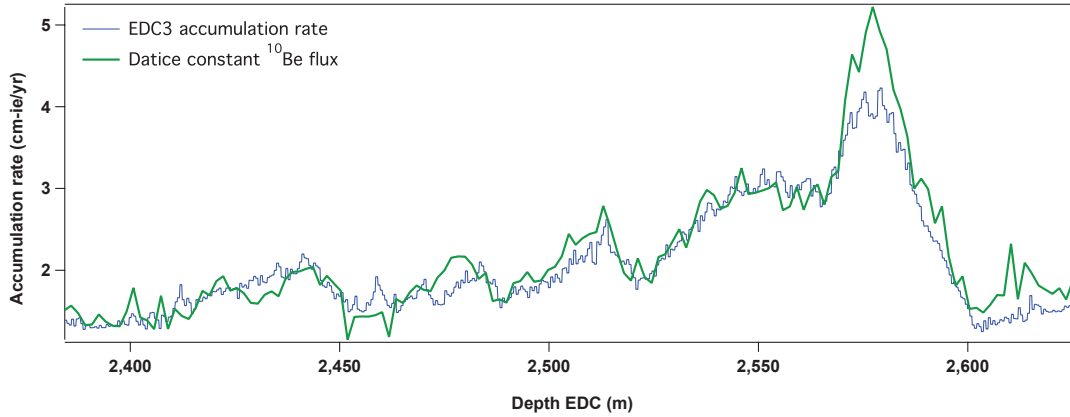


Figure 5.5: Consequences on the accumulation rate of a constant  $^{10}\text{Be}$  flux (fixed at  $53.44 \text{ at.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$  over the whole period) using the bayesian dating tool Datice [Lemieux-Dudon et al., 2010]. The Datice output curve is in green and the EDC3 accumulation rate in blue.

If the assumption of a strictly constant flux is unrealistic, it is reasonable to expect that this parameter does not show any correlation with  $\delta\text{D}$  at the time of glacial-interglacial transition. The relationship between  $^{10}\text{Be}$  flux and  $\delta\text{D}$  between  $\sim 340$  and  $320$  kyr BP indeed directly depends on the amplitude of the accumulation change between glacial and interglacial periods. In the formulation adopted by Parrenin et al. [2007a] this accumulation,  $A$ , is defined as  $A^0 \exp(\beta \Delta \delta D_{smo})$  in which  $A^0$  is the present-day accumulation rate ( $2.841 \text{ cm-ie/yr}$  at EDC) and  $\Delta \delta D_{smo}$  the deviation from the present-day  $\delta\text{D}$  values (corrected for the variations in isotope and temperature at the source of the air masses, and 50-yr smoothed).  $\beta$  is an adjustable parameter which is optimized during the construction of the ice core chronology in order to respect thinning and age markers constraints. For example the EDC3 chronology uses a  $\beta$  of 0.0157. Keeping the consistency with age markers, we have searched to adjust  $\beta$  in order to minimize the variance of the signal (which is easily compensated by changes in the thinning function as shown in the previous paragraph). We have limited this search on the time interval from 341 to 319 kyr BP which although encompassing the full amplitude of glacial-interglacial changes, exhibits a small millennial variability. The variance is minimized for an increase by 7% which corresponds to a larger glacial-interglacial amplitude by the same amount (the variance remains around its minimal value for  $0.0163 < \beta < 0.0173$ ). When we apply this increased value of  $\beta$  to our whole record, we also notice a general

decrease of the variance which validates this revision of accumulation rate estimate from  $\delta D$  over one glacial–interglacial cycle. Still, this change in the amplitude of the accumulation rate does not modify the general shape of the  $^{10}\text{Be}$  flux record and preserve its spectral properties. Earlier chronologies developed for Antarctic ice cores were based on a different approach, e.g. on the assumption that accumulation changes are driven by the derivative of the saturation pressure, as would be the case in a simple 1D model [Ritz, 1992]. Under this assumption, the accumulation change depends on the temperature change in the atmosphere which is linearly related to surface temperature change,  $\Delta T_s$  [Jouzel and Merlivat, 1984], itself assumed to be related to  $\delta D$ ,  $\Delta T = \delta D/\alpha$ . With this formulation, the variance of the  $^{10}\text{Be}$  flux is minimized for an  $\alpha$  value 12% higher than that corresponding to the present-day observed isotope/temperature slope used in the conventional approach known as the “isotopic paleothermometer”. As for the earliest formulation, the variance of the  $^{10}\text{Be}$  flux is minimized over the whole period 270 – 355 kyr BP. Despite the limitations of this simple approach, this result gives support to this conventional approach which may however slightly underestimate the estimated glacial-interglacial temperature changes, e.g. by about 10%, a value similar to that derived by Jouzel et al. [2003].

## 5.5 Link to solar activity cycles

Here we analyze centennial variations recorded in  $^{10}\text{Be}$  flux in order to search the signature of solar activity cycles. Several temporal studies of solar activity during the Holocene using cosmogenic nuclide are available in the literature (see section 5.1). The most recent is the one from Steinhilber et al. [2012] who extracted the common solar signal from several  $^{10}\text{Be}$  profiles recorded in ice cores and  $^{14}\text{C}$  measured in tree rings. They combined them in a composite reconstruction, using the principal component analysis (PCA) as a numerical tool for the last 9400 years, excluding potential climatic effects. In this reconstruction, they evidenced periodic variations that could be linked to the Vries cycle (around 210 years) or the Eddy cycle (around 1000 years).

The interglacial period MIS 9.3 included in our  $^{10}\text{Be}$  record is the most similar time domain with the Holocene, with a resolution of 20 years, comparable to the one of Steinhilber et al. [2012] (22 years). We have thus performed the same spectral analyses on the Holocene (last 9400 years) and the MIS 9.3 (between 325 and 336 kyr BP) to search for centennial variability linked to solar activity and to compare the resulting spectra: wavelet analysis and global Fourier spectrum. The wavelet analysis method is well adapted to describe non-stationary periods or changes in

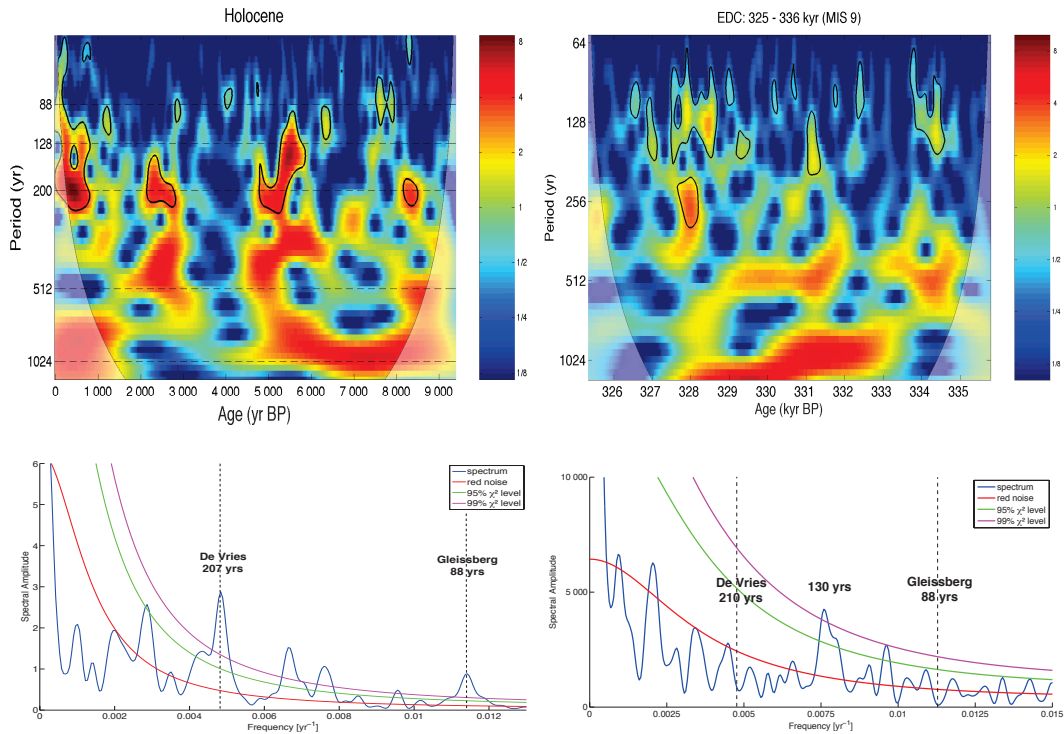


Figure 5.6: Comparison of the spectral analyses (Wavelet and Fourier) of centennial variability during the Holocene with the composite from [Steinhilber et al. \[2012\]](#) (left column) and the interglacial period MIS 9.3 in our  $^{10}\text{Be}$  record (right column). The De Vries and Gleissberg cycles are detected during the Holocene but not during the MIS 9.3.

frequency and magnitude, so it is the best tool for our study.

The wavelet and the Fourier spectra for the Holocene composite and the MIS 9.3  $^{10}\text{Be}$  record show very different patterns (Fig. 5.6). [Steinhilber et al. \[2012\]](#) found a significant period of 207 years, considered as the de Vries cycle, located at 0 – 810, 2100 – 2800, 4770 – 5430 and 8180 – 8530 yr BP. Less prominent periodicities such as the Gleissberg cycle (88 years) and others around 150 yr and 130 yr are possibly visible in the spectra. On the contrary, during the MIS 9.3 we detect only a powerless but significant 130 years cycle, over very small time periods (327.5 – 328.7 kyr BP and 333.8 – 334.5 kyr BP), and no sign of the de Vries or Gleissberg cycles. However, one can notice a 92 years period significant at 95% in the Fourier spectrum of our  $^{10}\text{Be}$  record during the MIS 9.3, which could be the imprint of the Gleissberg cycle taking into account the uncertainties of the chronology. Note that our results do not depend on the use of  $^{10}\text{Be}$  concentrations profile instead of the flux or the use of on different age scales (AICC2012 from [Bazin et al. \[2013\]](#) and DFGT-2006 from [Parrenin et al. \[2007a\]](#)) shows the same trend in the spectra (Fig. 5.7).



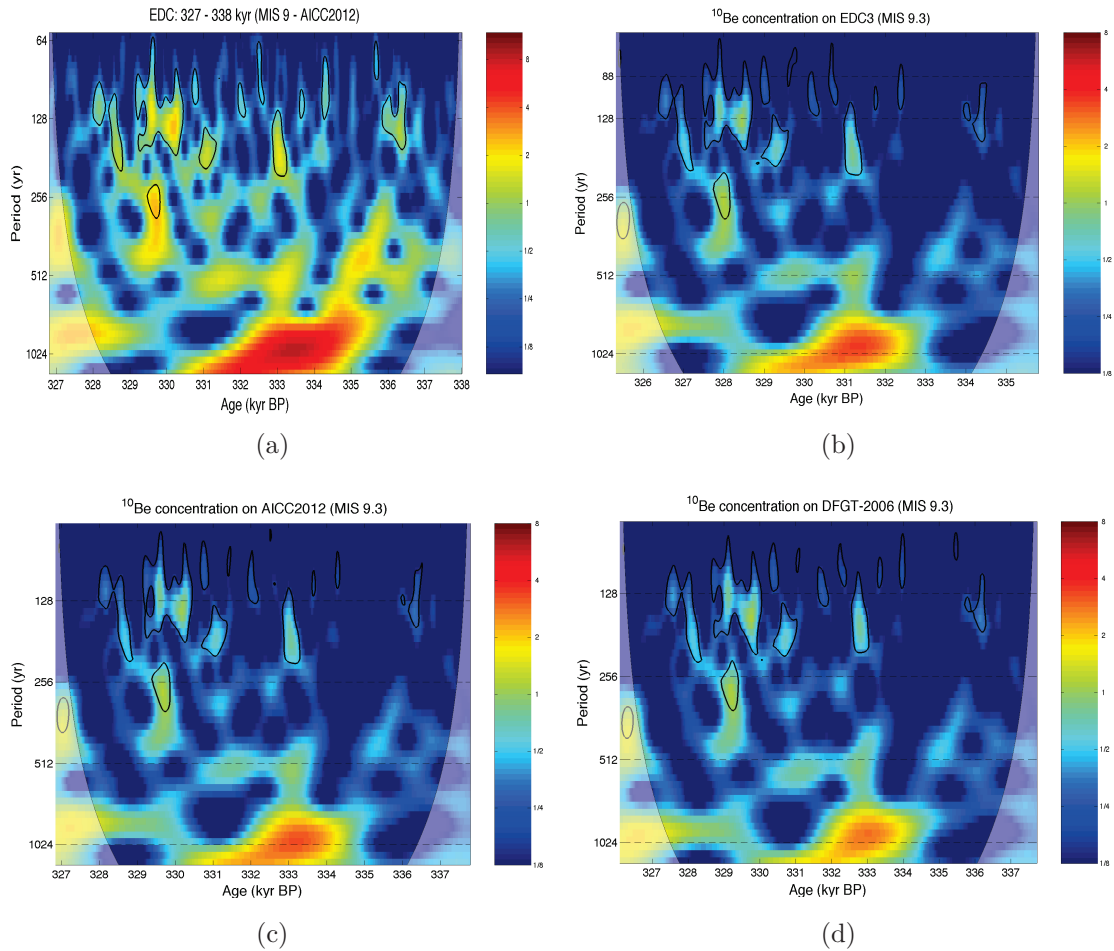


Figure 5.7: Sensitivity tests of the spectral analyses during the MIS 9.3. (a)  $^{10}\text{Be}$  flux on the AICC2012 age scale [Bazin et al., 2013]. (b)  $^{10}\text{Be}$  concentrations on the EDC3 age scale. (c)  $^{10}\text{Be}$  concentrations on the AICC2012 age scale. (d)  $^{10}\text{Be}$  concentrations on the DFGT-2006 age scale.

To go further in the comparison between Steinhilber et al. [2012] and our results, the Holocene composite and our  $^{10}\text{Be}$  record are not exactly of the same nature. We note that, as a consequence, some climatic effects, normally eliminated in the Holocene composite, could influence our single  $^{10}\text{Be}$  record. We have thus isolated the  $^{10}\text{Be}$  concentrations record from the EPICA Droning Maud Land (EDML) ice core (Fig. 5.8) from the Holocene composite from Steinhilber et al. [2012]. This  $^{10}\text{Be}$  record looks like the composite from Steinhilber et al. [2012] and is now compared to the spectral analyses of our  $^{10}\text{Be}$  profile. On the EDML Holocene  $^{10}\text{Be}$  record, we detect the Gleissberg cycle (88 years), during only a short period between 7000 and 8000 yr BP, and the de Vries cycle (210 years), but to a lesser degree than in the spectra of the Holocene composite. These differences may be linked to climatic



effect (e.g. section 5.3) influencing the  $^{10}\text{Be}$  flux. Still, even if solar cycles are slightly less obvious on the  $^{10}\text{Be}$  at EDML than on the composite curve, there is still the same contrast with the results from the MIS 9.3 period. This is surprising because there is apparently no reason that the solar cycles have been modified between the Holocene and the MIS 9.3.

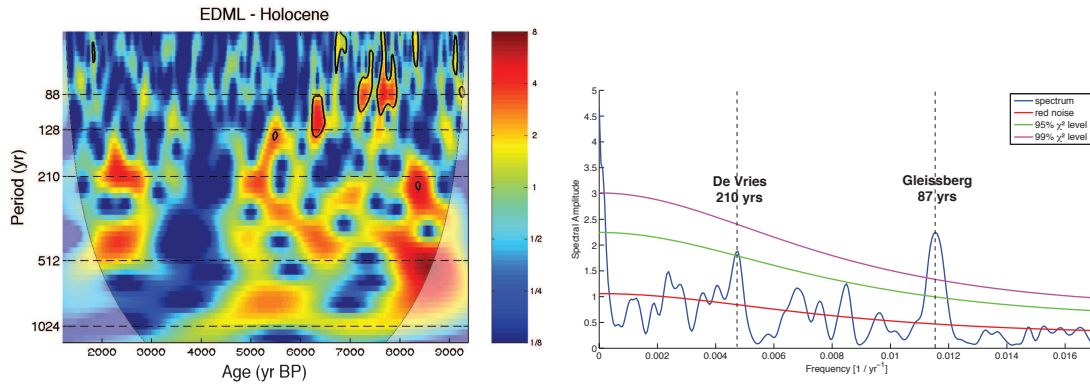


Figure 5.8: Spectral analyses of centennial variability of the  $^{10}\text{Be}$  record at EDML during the Holocene [Steinhilber et al., 2012]. They show the same picture as those of the Holocene composite.

Using the same method, we have extended our search for the presence of characteristic periodicities of solar activity (especially the de Vries cycle) over our whole  $^{10}\text{Be}$  record and not only over MIS 9.3. For this objective, we performed the temporal analyses on the  $^{10}\text{Be}$  flux by step of 10000 years (275 – 285 kyr BP, 285 – 295 kyr BP...). To avoid extrapolation, data are resampled to the lowest resolution of the concerning time interval. The results of the spectral analyses are summarized in the Table 5.1 and the Appendix C.2. We can firstly notice that according to the period studied, the values of the “detected” cycles move from 130 to 250 years, except one centennial period of 625 years in the oldest part of the ice core. The only possible imprint of the de Vries cycle is during the 10000 years after the interglacial period MIS 9.3 (315 – 325 kyr BP interval) where a significant cycle of periodicity 205 years is seen at 316.5 – 316.9, 319 – 320.2 and 321 – 321.6 kyr BP. On the others analyzed time interval, the  $^{10}\text{Be}$  record does not show such a periodicity. Finally, we do not place much confidence in the detection of centennial cycles apart from MIS 9.3 because of the lower resolution of our  $^{10}\text{Be}$  record in glacial period. Indeed, the resampling of the different time intervals during the glacial period varies between 45 and 69 years. For example, we detect a possible cycle of 180 years (on the intervals 275 – 285, 295 – 305 and 305 – 315 kyr BP) but the resampling performed of our  $^{10}\text{Be}$  record for the wavelet analysis is 45-49 years, which leads to a cycle with less

than four points.

Fig.	Time interval (yr BP)	Resampling (yr BP)	Cycle (yr)
5.2	269000 – 355000	70	11000
<b>5.6, left</b>	<b>0 – 9400 (Holocene)</b>	<b>22</b>	<b>88, 130, 150, 208</b>
<b>5.6, right</b>	<b>325000 – 336000 (MIS 9)</b>	<b>29</b>	<b>130</b>
<b>5.8</b>	<b>1200 – 9400 (Holocene)</b>	<b>5</b>	<b>88, 210</b>
C.1a	275000 – 285000	49	180
C.1b	285000 – 295000	45	130, 150
C.1c	295000 – 305000	46	150, 180
C.1d	305000 – 315000	48	180
C.1e	315000 – 325000	45	205
C.1f	335000 – 345000	69	220
C.1g	345000 – 355000	67	625

Table 5.1: Table resuming the results of the spectral analyses. The left column refers to the concerning figure, the second column to the time interval analyzed, the third column to the resampling applied for the wavelet analysis and the right column to centennial cycles detected in the  $^{10}\text{Be}$  flux at EDC.

All these results lead us to conclude that we could not easily relate centennial variations in our  $^{10}\text{Be}$  record to solar activity periodicity as the de Vries cycle, detected during the Holocene, even during the highly-resolved interglacial period MIS 9.3. Note firstly that even if tests on the chronology (Fig. 5.7) do not show consequent changes on centennial variability of the  $^{10}\text{Be}$  record, we cannot exclude uncertainties on the datation. The non detection of the de Vries cycle in our  $^{10}\text{Be}$  record raises questions about the long-term stability of solar cycles documented during the Holocene, and so about the recent suggestion of a planetary influence on solar activity by [Abreu et al. \[2012\]](#). Indeed, because the frequencies of the applied strength on the Sun by the planets should be enough stable on million years at first order (D. Paillard, private communication), we should detect the de Vries cycle during the MIS 9.3 period. But our results lead clearly to a discrepancy regarding this hypothesis of a planetary influence on the modulation of solar activity. Other high resolution cosmogenic isotopes records during older periods than the Holocene are strongly needed to clarify the validity or not of this hypothesis, and to improve our knowledge of centennial periodicities of solar activity.

In addition to centennial variability, the strongest periodicity in the  $^{10}\text{Be}$  record is a 10.5 ka cycle (Fig. 5.2) that cannot be explained by climatic influence. These long-term variations exhibits clear minimum evidenced in Fig. 5.1. Within the uncertainties of chronology, the minimum and maximum of  $^{10}\text{Be}$  production at 302.8 and 328.21 kyr BP respectively are correlated with the maximum and minimum of

the geomagnetic paleointensity stack PISO-1500 [Channell et al., 2009] at 298 and 321 kyr BP (Fig. 5.9). This confirms the influence of geomagnetic field intensity on long time variations of  $^{10}\text{Be}$  flux at EDC and the possibility to compare our  $^{10}\text{Be}$  signal with paleomagnetic deep-sea core records. This aspect is discussed in the next chapter along with the contribution of  $^{10}\text{Be}$  data to the development of a common chronology between ice cores and deep-sea cores.

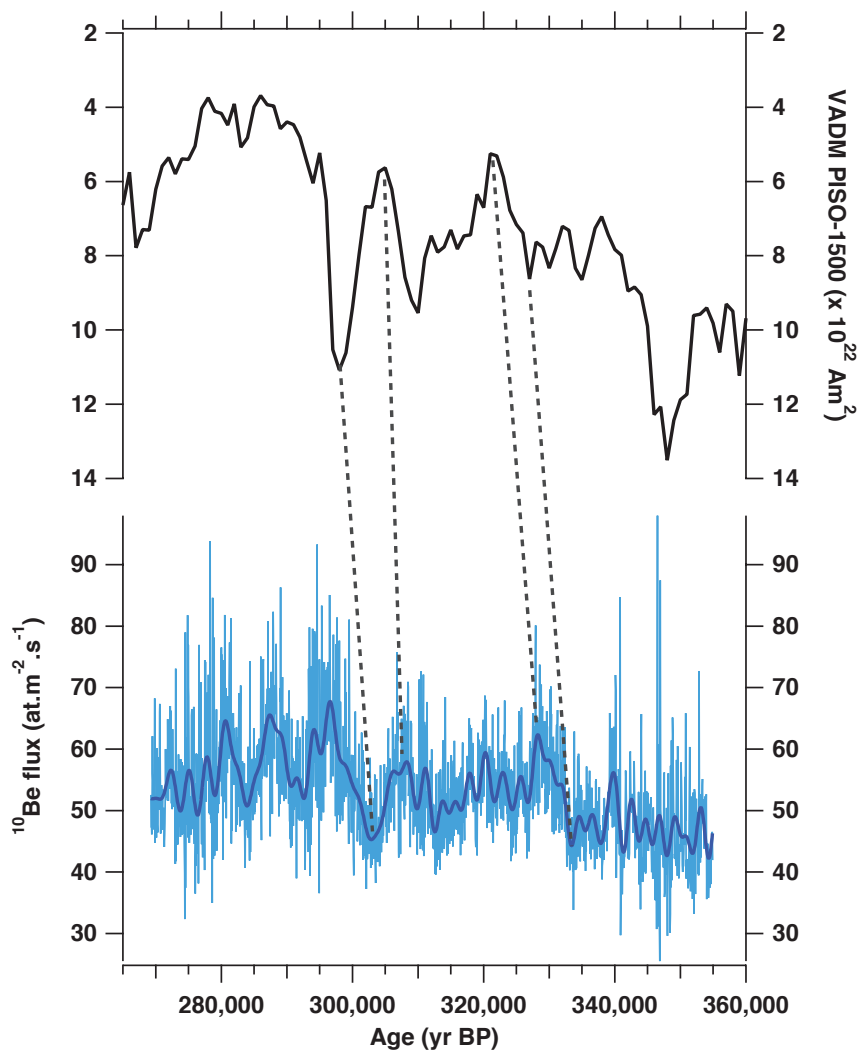


Figure 5.9: Comparison between the Virtual Axial Dipole Moment from the marine stack PISO-1500 (black curve on an inverse scale) [Channell et al., 2009] and the  $^{10}\text{Be}$  flux at EDC (raw data : light blue curve;  $1/2000\text{yr}^{-1}$  low-pass filtered data: bold blue curve).

## 5.6 Conclusions

$^{10}\text{Be}$  measurements have been performed in the EDC ice core at high resolution (11 cm: between 20 and 70 years on EDC3 age scale) for a whole climatic cycle, including MIS 9.3. We have performed a systematic study of the potential influences on  $^{10}\text{Be}$  flux: chronology (accumulation rate and datation), transport and deposition of  $^{10}\text{Be}$ , and climate. We cannot rule out that accumulation rate changes explain variations of  $^{10}\text{Be}$  flux at EDC because of large uncertainty on thinning determination at this depth and rather weak  $^{10}\text{Be}$  variations during this period. There is no correlation between the  $^{10}\text{Be}$  flux and climate in the EDC ice core during this climatic cycle and its millennial variations cannot be mainly explained by the influence of transport or deposition. Our record supports the interpretation of glacial–interglacial temperature change based on present-day distribution of water isotopes, with however an underestimation of 10 to 20%.

We have performed several spectral analyses, firstly on the  $^{10}\text{Be} + ^{14}\text{C}$  composite during the Holocene period and our high resolution  $^{10}\text{Be}$  record, and then on the  $^{10}\text{Be}$  record at EDML during the Holocene period, to detect centennial cycles of solar activity. We have detected some centennial variations in our whole  $^{10}\text{Be}$  profile but we could not relate them clearly to centennial cycles of solar activity (as the de Vries cycle), even over the interglacial MIS 9.3 period with a 20-yr resolution. This contrast with the 200-yr cycle detected for the Holocene period and questions the long-term stability of solar cycles and the hypothesis of a planetary influence on solar activity. The millennial variability in our  $^{10}\text{Be}$  record, most likely resulting from the modulation by the geomagnetic field, is discussed in the following chapter along with the contribution of these data to complete a high resolution continuous record between 200 and 800 kyr BP and to the development of a common chronology between ice cores and marine sediment cores.



# Chapitre 6

## Synchronisation de l'enregistrement de béryllium-10 à EDC avec les variations de paléointensité géomagnétique dans les sédiments marins entre 200 et 800 kyr BP

### 6.1 Flux de $^{10}\text{Be}$ à EPICA Dome C entre 200 et 800 kyr BP

Les données de  $^{10}\text{Be}$  entre 2384 et 2627 mètres de profondeur à EDC présentées dans le chapitre précédent ont contribué à compléter un enregistrement avec une résolution exceptionnelle (de 20 à 250 ans) entre 200 et 800 kyr BP. Aucune étude à ce jour utilisant le  $^{10}\text{Be}$  dans les divers archives disponibles ne documente une aussi longue période de temps à une telle résolution. En effet, la plupart des études ayant porté sur l'extraction d'un signal géomagnétique à partir des flux de  $^{10}\text{Be}$  se concentre sur des événements singuliers (voir section 2.3) ou sur les derniers 200 000 ans car peu de carottes de glace permettent de remonter aussi loin dans le temps. De plus, les évolutions techniques des instruments de mesure, concernant notamment la quantité de glace nécessaire pour préparer un échantillon, permettent à présent d'affiner la résolution des enregistrements de  $^{10}\text{Be}$ . En plus d'apporter des points de calage (utiles pour la datation de la carotte de glace EPICA Dome C)

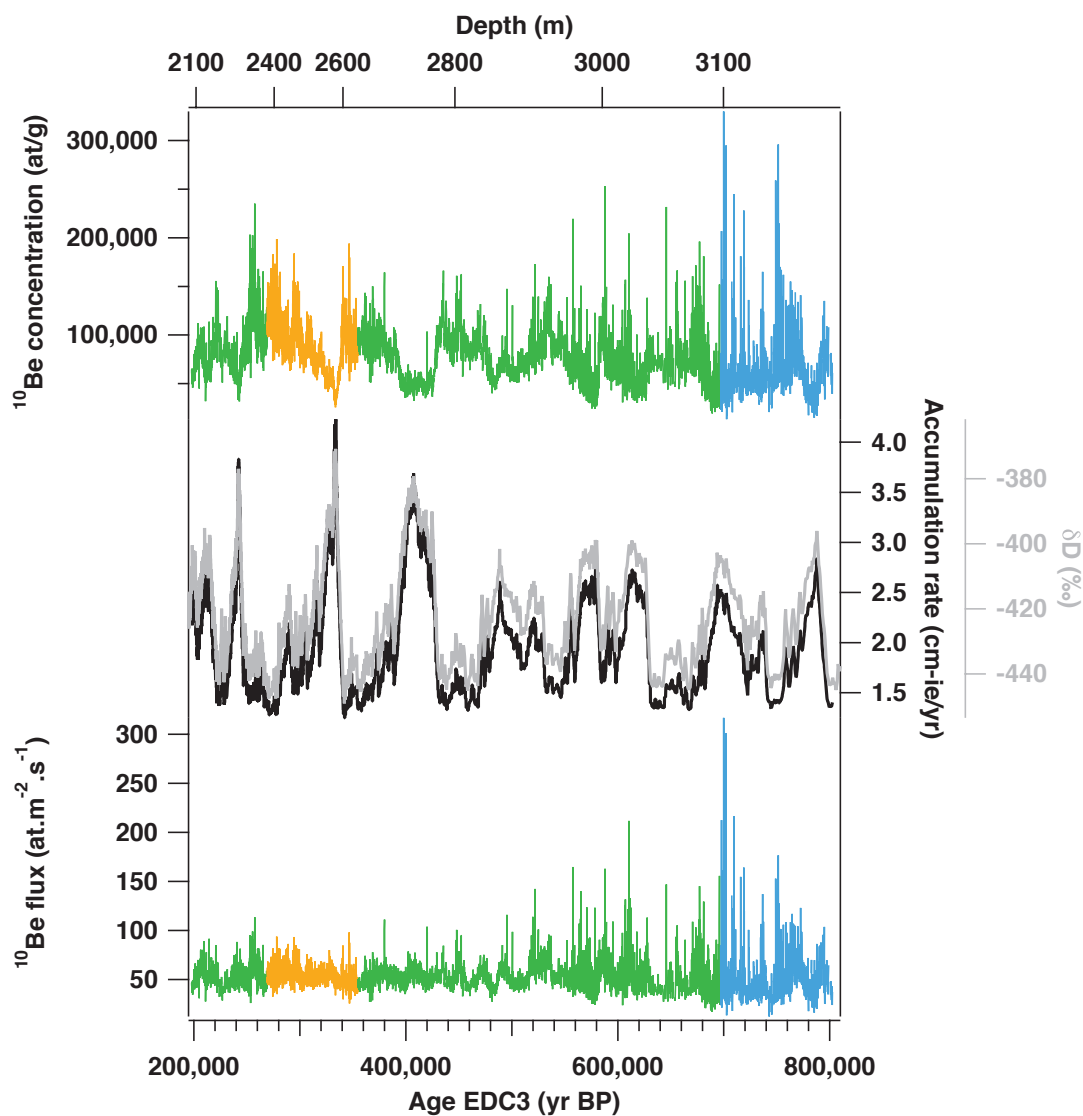


FIGURE 6.1 – Données de  $^{10}\text{Be}$  en fonction de la profondeur (abscisse du haut) et de l'échelle d'âge EDC3 (abscisse du bas) entre 200 et 800 kyr BP (bleu : Raisbeck et al. [2006]; orange : ce manuscrit; vert : Raisbeck et al., in preparation). De haut en bas, le profil de concentrations en  $^{10}\text{Be}$  de la glace (at/g), l'enregistrement de  $\delta D$  (courbe grise, Jouzel et al. [2007]) avec les variations du taux d'accumulation du site selon la chronologie EDC3 (courbe noire, Parrenin et al. [2007b]), et le flux de  $^{10}\text{Be}$  ( $\text{at.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ ).

$^{10}\text{Be}$  data as a function of the depth (top x-axis) and the EDC3 age scale (bottom x-axis) between 200 and 800 kyr BP (blue: Raisbeck et al. [2006]; orange: this manuscript; green: Raisbeck et al. in preparation). From top to bottom, the  $^{10}\text{Be}$  concentrations profile of the ice (at/g), the  $\delta D$  record (grey curve, Jouzel et al. [2007]) with the changes of accumulation rate of the site according to the EDC3 chronology (black curve, Parrenin et al. [2007b]), and the  $^{10}\text{Be}$  flux.



et des informations sur les variations d'intensité des champs héliomagnétiques et géomagnétiques au cours du temps, ce profil peut être comparé aux enregistrements paléomagnétiques dans les sédiments marins (voir section 6.2).

Les données brutes (concentrations et flux) de  $^{10}\text{Be}$  entre 200 et 800 kyr BP sont présentées sur la Fig. 6.1 avec les courbes climatiques enregistrées à EPICA Dome C. Elles représentent environ 8800 échantillons entre 2075 et 3190 mètres de profondeur. On peut noter que l'échelle des profondeurs n'est pas linéaire avec l'échelle des âges car l'effet d'amincissement de la carotte de la glace (compression de la glace due au poids au dessus de celle-ci) est de plus en plus fort avec la profondeur. Le profil de  $^{10}\text{Be}$  montre aussi bien des variations millénaires que des changements à plus haute fréquence, de l'ordre de quelques dizaines-centaines d'années. Une anti-corrélation est clairement visible ( $R = -0,7480$  avec un intervalle de confiance à 95%  $[-0,7666 ; -0,7282]$ ) entre le profil de concentrations en  $^{10}\text{Be}$  dans la glace (haut de la Fig. 6.1) et l'enregistrement climatique ( $\delta\text{D}$ ). En effet, la concentration en  $^{10}\text{Be}$  atteint un minimum lors des maximums de taux d'accumulation du site, confirmant que les retombées de  $^{10}\text{Be}$  ne se déroulent pas durant les événements de précipitation mais principalement par dépôt sec. Nous considérons donc le flux de  $^{10}\text{Be}$  (bas de la Fig. 6.1) afin d'étudier les variations liées uniquement aux changements de concentrations atmosphériques du  $^{10}\text{Be}$  (section 1.3), et donc de production. Les pics de  $^{10}\text{Be}$  extrêmement importants sur le fond de la carotte [Raisbeck et al., 2006], déjà mentionnés dans la section 2.3.2, sont éliminés en appliquant une médiane mobile à 5 points sur l'échelle des profondeurs (Fig. 6.2).

Le flux moyen de  $^{10}\text{Be}$  entre 200 et 800 kyr BP est de  $51,484 \text{ at.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ , et varie entre  $17,98$  et  $104,92 \text{ at.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$  ( $\sigma = 9,23 \text{ at.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ ). Afin d'estimer l'influence du climat sur le flux de  $^{10}\text{Be}$ , des analyses en ondelettes du flux de  $^{10}\text{Be}$  et du profil de  $\delta\text{D}$  mesurés sur la même séquence ont été réalisées (Fig. 6.3a) puis comparées (Fig. 6.3b). Les cycles orbitaux de 23 000, 41 000 et 100 000 ans, indiqués en pointillés, ne semblent pas détectés dans le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC. Le WTC des deux spectres (Squared Wavelet Coherence : carte de corrélation locale dans l'espace temps – fréquences, voir Fig. 6.3b) confirme dans l'ensemble l'absence de corrélation entre le flux de  $^{10}\text{Be}$  et l'enregistrement climatique à EDC ( $r = 0,0640$  pour  $p = 0,0040$  soit 99,6% de confiance, intervalle de confiance de 95% :  $[0,0205 ; 0,1072]$ ). Une bande de corrélation ( $r^2 \simeq 0,7$ ) est néanmoins visible pour le paramètre d'obliquité (période de 41 000 ans) entre 250 et 400 kyr BP. Cette corrélation est plus faible et non significative en remplaçant le profil de  $\delta\text{D}$  par la courbe du taux d'accumulation EDC3 (Fig. D.3a).

La construction de la nouvelle chronologie AICC2012 [Bazin et al., 2013] pour

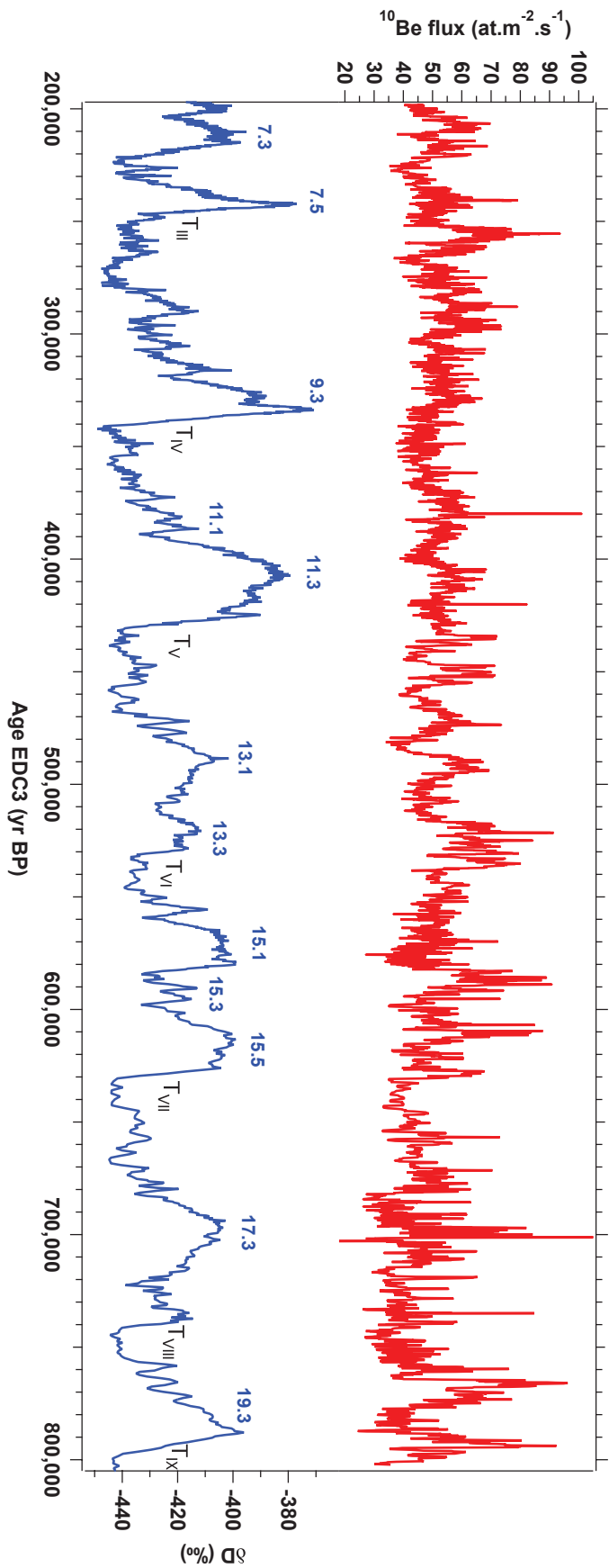


FIGURE 6.2 – Flux de  $^{10}\text{Be}$  après application d'une médiane mobile à 5 points (courbe rouge) et  $\delta D$  (courbe bleue) à EDC [Jouzel et al., 2007] entre 200 et 800 ka. Les MIS successifs sont indiqués en bleu et les Terminaisons sont notées de  $T_{III}$  à  $T_{IX}$ .

*5 pt running median  $^{10}\text{Be}$  (red curve) and  $\delta D$  (blue curve) at EDC [Jouzel et al., 2007] between 200 and 800 kyr BP. The successive MIS are noted in blue and the Terminations are labeled from  $T_{III}$  to  $T_{IX}$ .*

cinq carottes de glace, dont EDC, permet de tester la robustesse du flux de  $^{10}\text{Be}$  en fonction de la datation et du modèle d'accumulation du site (voir annexe D). Cette chronologie a été obtenue par le meilleur compromis entre la chronologie préliminaire (taux d'accumulation et d'amincissement de la glace dans les modèles glaciologiques, voir Parrenin et al. [2007a] pour EDC) et les observations (marqueurs d'âge) à l'aide de l'outil de datation Daticice [Lemieux-Dudon et al., 2010]. Le flux de  $^{10}\text{Be}$  calculé en utilisant la chronologie AICC2012 (courbe d'accumulation et échelle d'âge) est très similaire au profil sur EDC3 (Fig. D.1 en annexe), excepté autour de 440 kyr BP avec un décalage et une forte diminution d'un pic de  $^{10}\text{Be}$ . Cet intervalle de temps autour du MIS 12 correspond à la plus large déviation entre AICC2012 et EDC3 (4400 ans, Bazin et al. [2013]) suite à de nouvelles mesures de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$  \* dans la carotte de glace EDC. Comme pour la chronologie EDC3, le coefficient de corrélation entre le flux de  $^{10}\text{Be}$  et le profil de  $\delta\text{D}$  sur l'échelle de temps AICC2012 est quasi-nul entre 200 et 800 kyr BP ( $r = 0,0464$  pour  $p = 0,0369$  soit 96,3% de confiance, intervalle de confiance de 95% : [0,0028 ; 0,0897]). La carte de corrélation locale confirme ce résultat (Fig. D.2b), bien qu'une forte corrélation pour le paramètre d'obliquité apparaisse sur l'intervalle de temps 300 – 500 kyr BP, incluant le MIS 12 où le décalage entre EDC3 et AICC2012 est le plus élevé.

Il n'existe pas de corrélation significative entre le flux  $^{10}\text{Be}$  et le profil de  $\delta\text{D}$  à EDC, quelle que soit la chronologie considérée (EDC3 ou AICC2012). Il peut donc être conclu que le climat ou l'accumulation influence peu le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC. Au contraire, ce dernier montre clairement des variations millénaires (Fig. 6.2) dont les dimensions relatives sont cohérentes avec les calculs de taux de production [Masarik and Beer, 1999, 2009; Kovaltsov and Usoskin, 2010], et donc avec les changements d'intensité du champ géomagnétique. Les études de l'excursion de Laschamp [Raisbeck et al., 2007] ou de l'inversion de Brunhes-Matuyama [Raisbeck et al., 2006; Dreyfus et al., 2008] à l'aide du flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC ont déjà prouvé ce point. Ceci suggère que ce paramètre a la plus forte influence sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  aux échelles de temps considérées, et que les variations de  $^{10}\text{Be}$  mesurées peuvent être comparées avec celles de paléointensité dans les sédiments marins, comme PISO-1500 [Channell et al., 2009] ou SINT-2000 [Valet et al., 2005]. Par exemple, les maximum de flux de  $^{10}\text{Be}$  autour de 210, 530 et de 775 kyr BP (inversion de Brunhes-Matuyama) à EDC correspondent bien à des minimum de paléointensité dans les composites de carottes marines (Fig. 6.4 et 6.5a). De même, les minimum de flux de  $^{10}\text{Be}$  autour de 300, 480 et 580 kyr BP ont des maximum de paléointensité correspondants dans les carottes marines montrées ci-après. Puisque le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC se compare de

\*.  $\delta^{18}\text{O}$  du  $\text{O}_2$  atmosphérique piégé dans la glace ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}} = \delta^{18}\text{O} - 2\delta^{15}\text{N}$ ).

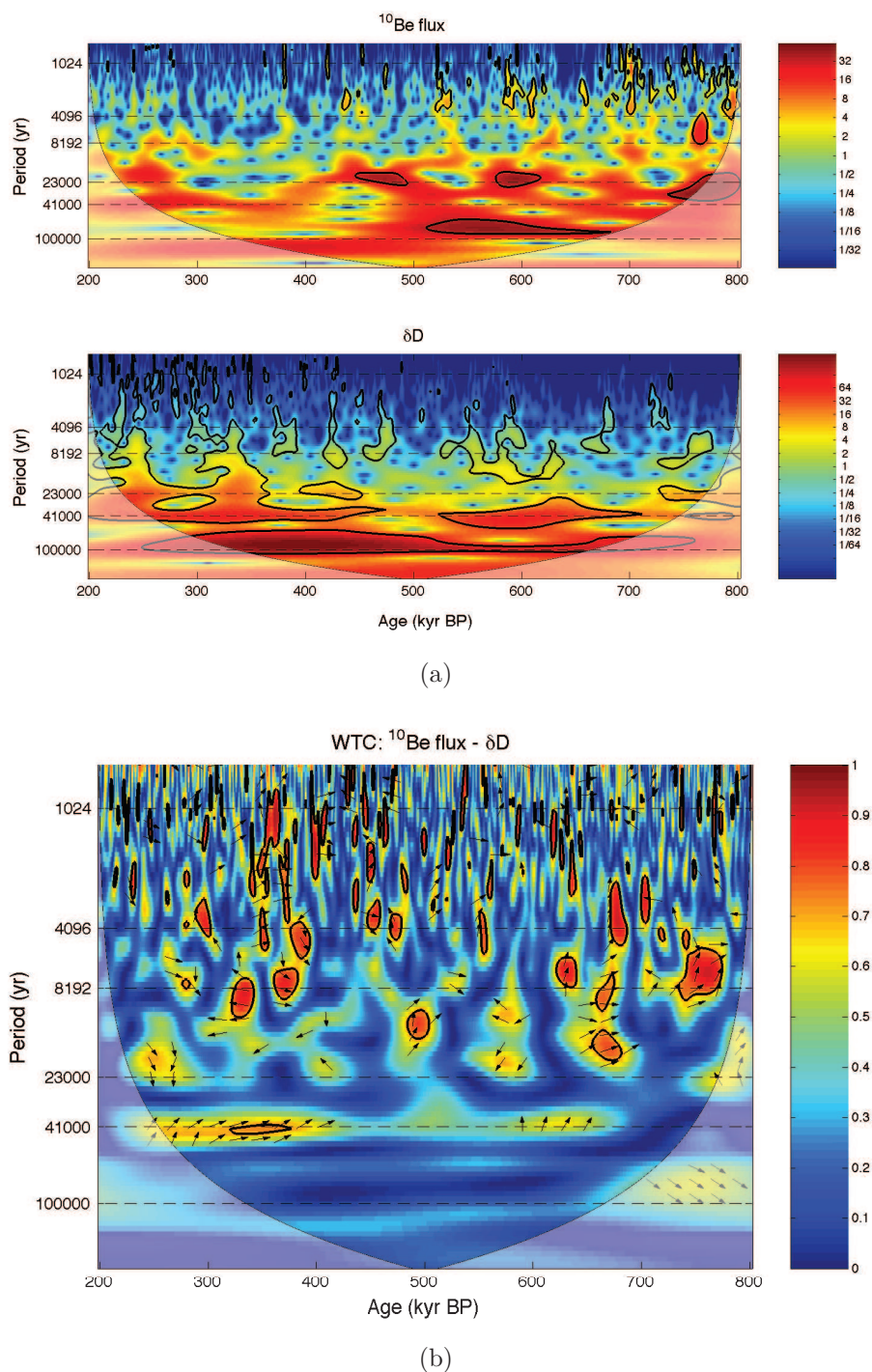


FIGURE 6.3 – (a) Analyse en ondelettes du flux de  $^{10}\text{Be}$  et du  $\delta\text{D}$ . Les périodes orbitales de 100 000, 41 000 et 23 000 ans sont marquées avec des lignes en pointillée. (b) Carte de corrélation locale (WTC) dans l'espace temps – fréquence entre les deux spectres.

(a) Wavelet analyses of  $^{10}\text{Be}$  flux and  $\delta\text{D}$ . The orbital periods of 100 000, 41 000 et 23 000 are marked with dotted lines. (b) Squared Wavelet Coherence (WTC, local correlation in the space time frequency) of both spectra.

manière satisfaisante avec des enregistrements paléomagnétiques provenant de sédiments marins, il est possible de l'utiliser pour effectuer l'exercice de synchronisation avec des archives sédimentaires.

## 6.2 Synchronisation avec les sédiments marins

Pour atteindre notre objectif (c'est-à-dire placer les enregistrements climatiques des sources continentales et océaniques sur la même échelle de temps), une archive sédimentaire contenant des informations sur les variations d'intensité du champ géomagnétique (par des mesures de la paléointensité ou du rapport  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  dans les sédiments) et les changements climatiques (niveau marin global) sur la même séquence est nécessaire. Il serait plus aisé de comparer l'enregistrement de  $^{10}\text{Be}$  à EDC avec un autre enregistrement de  $^{10}\text{Be}$  dans les sédiments marins, mais aucune de ces archives ne remplit les conditions nécessaires pour notre étude en terme de résolution, échelle de temps couverte, ou mesures de proxies du climat sur la même séquence. . . Actuellement, l'enregistrement de  $^{10}\text{Be}$  dans les sédiments le plus adapté pour la synchronisation est compris entre 265 et 800 kyr BP avec une résolution moyenne de 2000 ans [Ménabréaz, 2012], mais aucun enregistrement climatique n'est disponible sur cette carotte. Il existe de nombreux enregistrements paléomagnétiques sur des sédiments marins mais des effets locaux (voir section 2.3.1) peuvent biaiser ce signal. Il est, de plus, difficile d'avoir les deux enregistrements (paléointensité et proxy du climat) de la même carotte sédimentaire avec une résolution suffisante. La solution se trouve sans doute dans la combinaison de ces archives, permettant d'obtenir un signal global et de réduire le rapport signal sur bruit, comme la reconstruction de Channell et al. [2009] à partir de 13 enregistrements marins, PISO-1500.

### 6.2.1 PISO-1500

Pour construire ce signal, la carotte sédimentaire IODP U1308 [Channell et al., 2008; Hodell et al., 2008] a été utilisée comme enregistrement de référence car ce site possède des données de  $\delta^{18}\text{O}$  et de paléointensité (RPI pour Relative Paleointensity) à haute résolution (moins de 200 ans en moyenne, Table 6.3) sur tout l'intervalle de temps concerné (1,5 Ma<sup>†</sup>). Le modèle d'âge du Site U1308 a été bâti en utilisant la chronologie établie par Lisiecki and Raymo [2005] à partir des enregistrements d'oxygène-18 benthique. L'alignement est effectué à l'aide du programme *Match* [Lisiecki and Lisiecki, 2002], un algorithme de corrélation graphique automatisé per-

---

†. Millions d'années



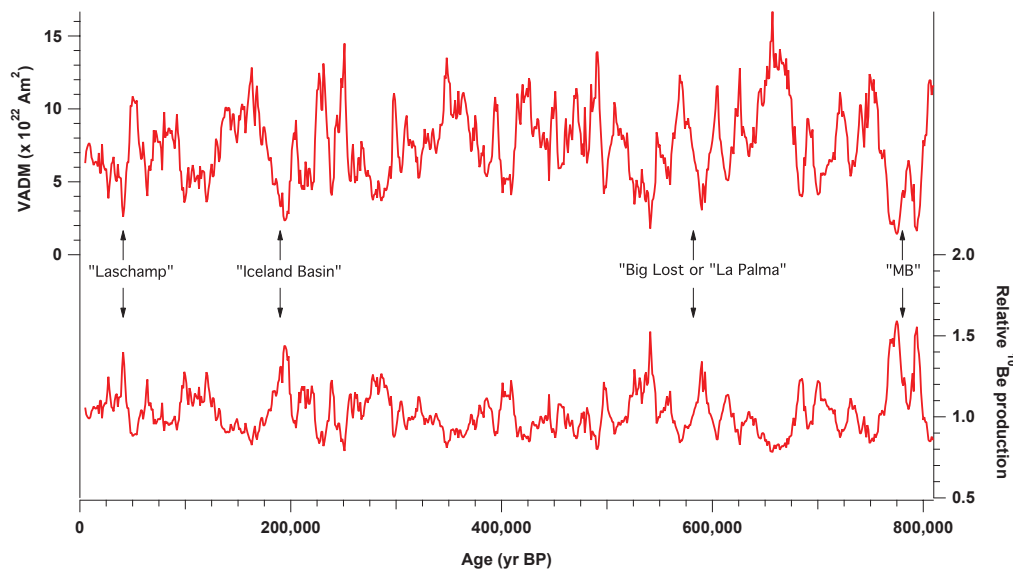


FIGURE 6.4 – Courbe d'intensité paléomagnétique (VADM : moment dipolaire du champ géomagnétique) reconstruite à partir de 13 enregistrements sédimentaires marins (PISO-1500 par [Channell et al. \[2009\]](#)) et production relative globale de  $^{10}\text{Be}$  déduite en utilisant les calculs de [Masarik and Beer \[2009\]](#) durant les 800 000 dernières années.

*Paleomagnetic intensity curve (VADM: Virtual Axis Dipole Moment) reconstructed from 13 marine sediment records (PISO-1500 by [Channell et al. \[2009\]](#)) and deduced global relative production of  $^{10}\text{Be}$  using calculations from [Masarik and Beer \[2009\]](#) during the last 800,000 years.*

mettant une synchronisation en continu sans besoin de choisir des points de calage. Ce même protocole a ensuite été appliqué simultanément aux enregistrements de  $\delta^{18}\text{O}$  et de paléointensité relative pour les 12 autres archives sédimentaires afin d'optimiser leur alignement sur les enregistrements d'IODP U1308. Cela a pour résultat deux enregistrements couplés de paléointensité et de  $\delta^{18}\text{O}$  pour les derniers 1,5 Ma, rééchantillonnés tous les 1000 ans. Parmi les 13 archives sédimentaires utilisées pour construire PISO-1500, 5 ont des profils complets de paléointensité et de  $\delta^{18}\text{O}$  entre 200 et 800 kyr BP. La reconstruction paléomagnétique a été traduite en variations du moment dipolaire de l'axe virtuel (VADM), et peut être utilisée pour déduire la production relative globale de  $^{10}\text{Be}$  en utilisant les calculs de [Masarik and Beer \[2009\]](#) (Fig. 6.4). La relation entre l'intensité du champ géomagnétique et le taux de production de  $^{10}\text{Be}$  est clairement visible, en particulier durant les différentes excursions et inversions (annotées dans la Fig. 6.4) où un minimum d'intensité correspond à un maximum de production. Les variations mesurées étant sur des échelles de temps longues (de l'ordre de plusieurs milliers d'années), il peut être difficile de choisir des points de calage clairs pour la synchronisation de PISO-1500 sur EDC.

Le protocole *Match* [Lisiecki and Lisiecki, 2002] est donc une solution plus adaptée en vue de cet objectif.

### 6.2.2 Synchronisation

La résolution de PISO-1500 étant plus faible que celle d'EDC, le flux de  $^{10}\text{Be}$  présenté dans la section précédente (Fig. 6.2) est lissé à une résolution de 1000 ans à l'aide d'un filtre binomial. D'autres méthodes de lissage du flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC ont été testées (rééchantillonnage tous les 1000 ans par exemple) et ne montrent aucun changement notable de la synchronisation (Fig. F.2 de l'annexe F). Le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC ainsi traité est supposé proportionnel au taux de production global de  $^{10}\text{Be}$ , ce qui semble raisonnable au vu des changements de flux mesurés. Le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC et le taux de production de  $^{10}\text{Be}$  d'après PISO-1500 (Fig. 6.5a) présentent des variations millénaires communes, confortant notre démarche de synchroniser ces deux enregistrements. Les changements observés dans le profil de  $^{10}\text{Be}$  mesuré dans la glace polaire peuvent être tout aussi bien en avance (tendance générale entre 200 et 400 kyr BP) qu'en retard (entre 500 et 700 kyr BP en particulier) par rapport à ceux calculés dans l'enregistrement PISO-1500. Ceci est confirmé par leur relation de phase non constante et la discontinuité de leur corrélation montrés par la carte de corrélation locale entre les deux enregistrements (Fig. 6.6a).

La courbe composite de production globale relative de  $^{10}\text{Be}$  selon PISO-1500 est placée sur l'échelle de temps EDC3 par synchronisation sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC (Fig. 6.5b). Nous intéressant aux variations relatives dans le temps d'un profil climatique par rapport à un autre, le choix de synchroniser EDC sur PISO-1500 ou l'inverse n'a aucune incidence. La liberté du programme *Match* à optimiser l'alignement est limitée afin d'éviter de trop compresser ou étirer l'enregistrement PISO-1500 lors de la synchronisation. Les points de calage de début et de fin des enregistrements, qui doivent être choisis par l'utilisateur, ont été fixés à [205 000 ; 202 150] et [804 000 ; 802 150]<sup>‡</sup> yr BP. La courbe PISO-1500 a été décalée au maximum de 13 000 ans vers les âges plus jeunes autour de 650 kyr BP, et de 7 350 ans vers les âges plus vieux autour de 330 kyr BP (Fig. 6.5c). Ces décalages opérés, en particulier autour du MIS 11, sont discutés plus en détail dans la section 6.3.1. La définition et l'influence des paramètres du programme *Match* sur la synchronisation sont détaillées dans l'annexe F. Une comparaison visuelle des deux profils de production (ou flux) de  $^{10}\text{Be}$  après synchronisation dévoile une augmentation significative de leur corrélation. Par exemple, la hausse de grande amplitude du taux de production de  $^{10}\text{Be}$  entre 500 et 540 kyr BP ou les changements de plus faible intensité sur les intervalles

‡. [âge initial de PISO-1500 ; âge EDC3], en yr BP.



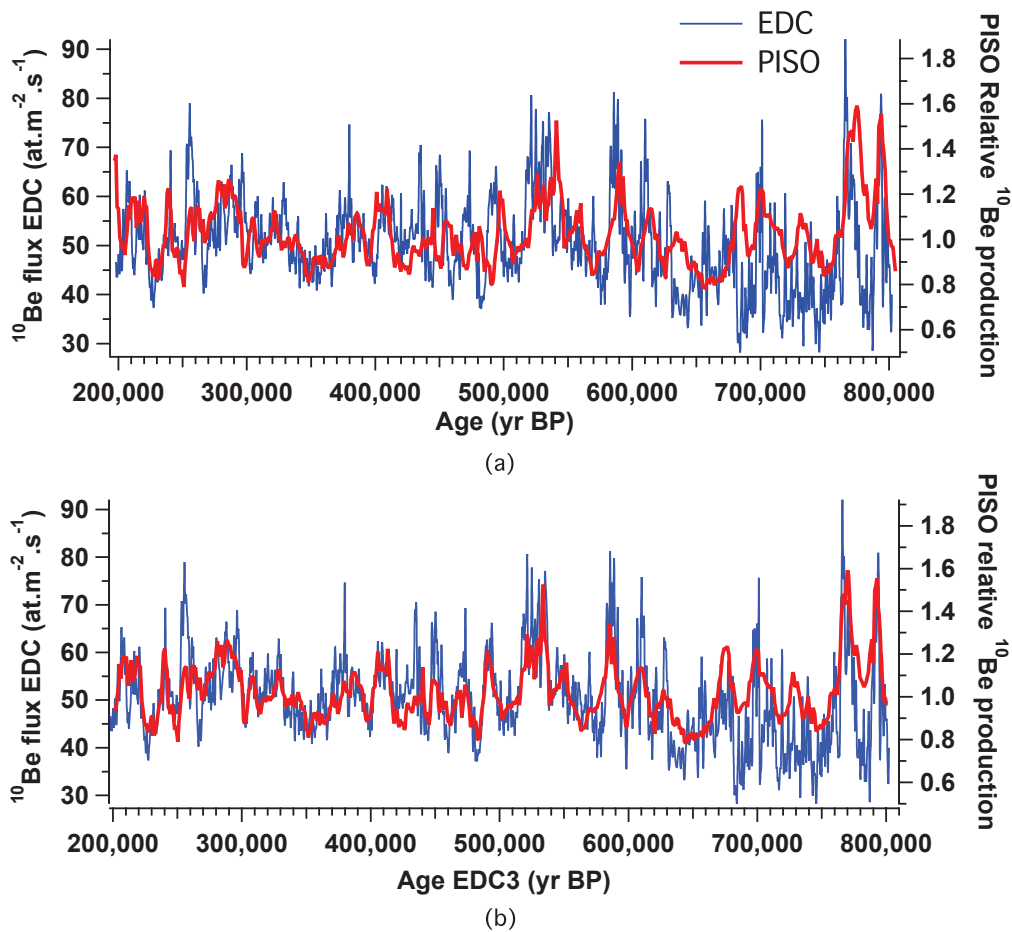


FIGURE 6.5 – Flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC (bleu) et taux de production relatif global de  $^{10}\text{Be}$  selon l'enregistrement PISO-1500 (rouge, [Channell et al., 2009]) (a) avant et (b) après synchronisation sur l'échelle de temps EDC3 [Parrenin et al., 2007b].

$^{10}\text{Be}$  flux at EDC (blue) and relative global  $^{10}\text{Be}$  production rate according to the PISO-1500 record (red, [Channell et al., 2009]) (a) before and (b) after synchronization on the EDC3 age scale [Parrenin et al., 2007b].

de temps 200 – 300 et 400 – 500 kyr BP montrent clairement cette amélioration. Suite aux probables effets de post-déposition dans le fond de la carotte de glace EDC (Fig. 6.1 et section 6.1), la synchronisation est moins certaine sur l'intervalle de temps 640 – 750 kyr BP. En revanche, l'inversion de Brunhes-Matuyama et son précurseur sont extrêmement bien reconnus dans les deux profils, ce qui permet une synchronisation satisfaisante durant cette période. La synchronisation relative de PISO-1500 sur EDC a aussi été réalisée en utilisant les calculs de Kovaltsov and Usoskin [2010] pour la conversion de la courbe de paléointensité de PISO-1500 en production globale relative de  $^{10}\text{Be}$ , sans aucun changement notable (annexe F). Le coefficient de corrélation entre les deux signaux de production passe de  $r = 0,3298$

([0,2563 ; 0,3995] pour un niveau de confiance de 95%) sur les échelles de temps d'origine à  $r = 0,6236$  ([0,5719 ; 0,6703] à 95%) après synchronisation. Ceci est montré graphiquement avec la carte de corrélation locale entre les deux enregistrements, avant et après alignement de PISO-1500 sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC (Fig. 6.6). Après synchronisation du profil de production de  $^{10}\text{Be}$  d'après PISO-1500 sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC, la carte de corrélation locale montre en effet une tendance plus uniforme (Fig. 6.6b), avec une corrélation forte et des enregistrements en phase sur toute la période concernée. EDC et PISO-1500 étant à présent sur la même échelle de temps, il devient possible de comparer les enregistrements climatiques de ces deux réservoirs (continental et océanique) et d'identifier leurs relations de phase.

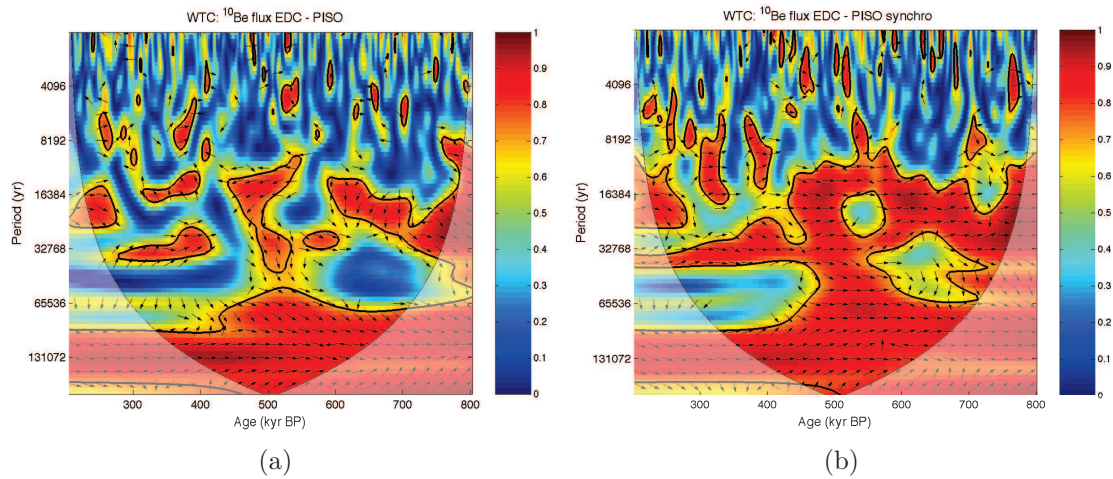


FIGURE 6.6 – Carte de corrélation locale (WTC) entre le taux de production relatif global de  $^{10}\text{Be}$  selon PISO-1500 et le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC (a) avant et (b) après synchronisation. Les flèches pointant vers la droite montrent une relation de phase entre les deux enregistrements.

*WTC between the global relative  $^{10}\text{Be}$  production rate according to the PISO-1500 stack and the  $^{10}\text{Be}$  flux at EDC (a) before and (b) after synchronization. The arrows pointing to the right show a phase relationship between the two records.*

## 6.3 Les enregistrements climatiques

### 6.3.1 Alignement orbital : comparaison entre les proxies climatiques de EDC et PISO-1500

Les chronologies de LR04 [Lisiecki and Raymo, 2005] (sur laquelle IODP-1308, et donc PISO-1500, est basé) et de EDC [Parrenin et al., 2007a,b] n'ont pas été produites de la même manière. L'échelle d'âge EDC3 a été construite à l'aide d'un modèle 1D d'écoulement de glace [Parrenin et al., 2007a] simulant le taux d'accumulation et d'amincissement (compression verticale des couches) de la carotte de glace du site. Ce modèle est ensuite contraint par des données volcaniques, de teneur en air dans la glace (insolation locale intégrée), de  $^{10}\text{Be}$  (excursion de Laschamp et inversion de brunhes-Matuyama), de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$  [Parrenin et al., 2007b]. Ces

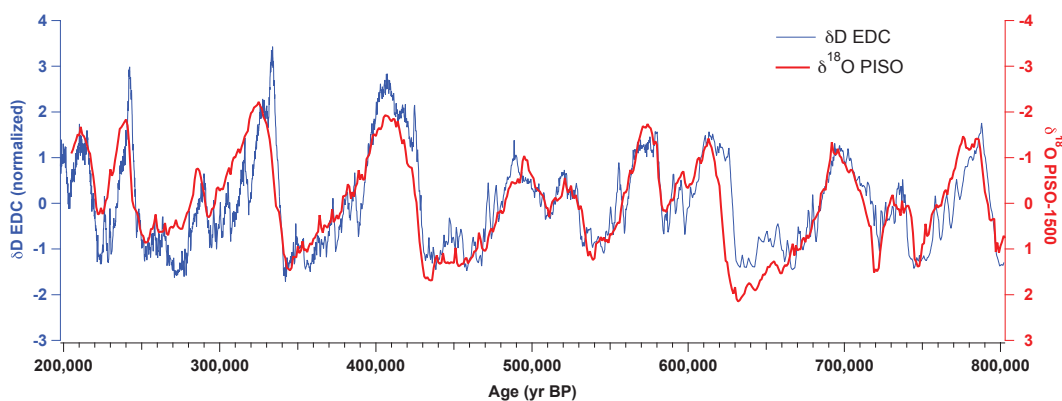


FIGURE 6.7 – Enregistrements climatiques d'EDC (bleu,  $\delta\text{D}$  [Jouzel et al., 2007]) et PISO-1500 (rouge,  $\delta^{18}\text{O}$  [Channell et al., 2009]) sur leur propre échelle d'âge entre 200 et 800 kyr BP avant synchronisation.

*Climatic proxies records of EDC (blue,  $\delta\text{D}$  [Jouzel et al., 2007]) and PISO-1500 (red,  $\delta^{18}\text{O}$  [Channell et al., 2009]) on their own age scale between 200 and 800 kyr BP before synchronization.*

dernières permettent de corriger des irrégularités du flux de glace sur les 500 m les plus profonds de la carotte (au delà du MIS 11,  $\sim 400$  kyr BP) par ajustement orbital sur le signal de précession (avec un décalage de 5000 ans [Dreyfus et al., 2007]). La reconstruction marine LR04 [Lisiecki and Raymo, 2005] est composée de 57 enregistrements de  $\delta^{18}\text{O}$  benthique (dont les sites sont globalement distribués) alignés à l'aide du protocole *Match* [Lisiecki and Lisiecki, 2002]. Une fois le composite construit, son modèle d'âge a été produit par alignement sur un modèle simple de volume de glace [Imbrie and Imbrie, 1980] basé sur l'insolation du 21 Juin à  $65^\circ$

N. En plus de contraintes supplémentaires sur le taux de sédimentation afin d'éviter des erreurs d'alignement, le modèle introduit un temps de réponse (non linéaire, déterminé de manière empirique) de la calotte lors de sa croissance ou au moment de sa fonte. Les deux courbes climatiques sur leur propre échelle d'âge entre 200 et 800 kyr BP (Fig. 6.7, ici PISO-1500 équivalent à LR04) peuvent présenter des déphasages différents selon la période étudiée, avec une augmentation du  $\delta D$  à EDC en avance ou en retard sur la diminution du  $\delta^{18}O$  de PISO-1500 selon les Terminaisons. Mais au vu des incertitudes sur la datation de plusieurs milliers d'années des deux enregistrements, il est difficile d'évaluer de cette manière les décalages climatiques continent – océan.

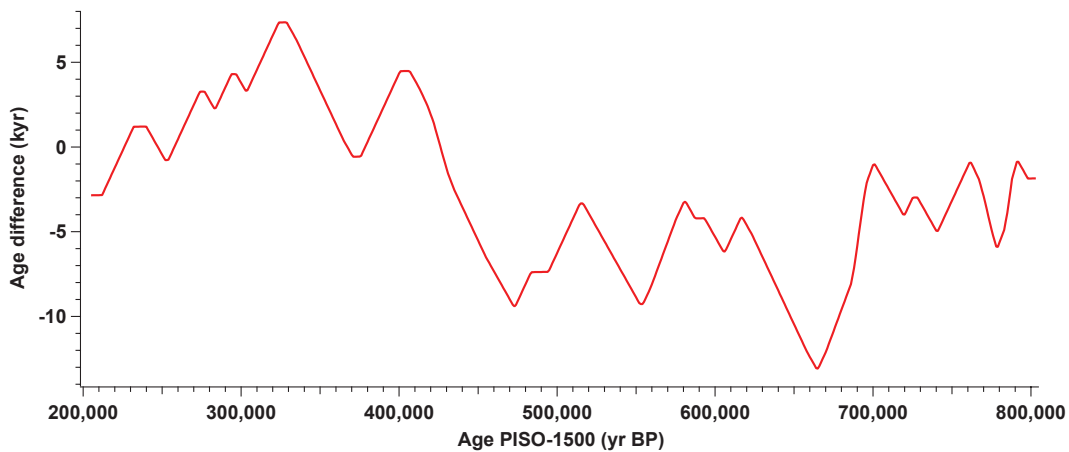


FIGURE 6.8 – Courbe de différences d'âge (= nouvel âge après synchronisation – âge d'origine) appliquée à PISO-1500 durant sa synchronisation sur le flux de  $^{10}Be$  à EDC entre 200 et 800 kyr BP.

*Age difference curve (= new age after synchronization – original age) applied to PISO-1500 during its synchronization on the  $^{10}Be$  flux at EDC between 200 et 800 kyr BP.*

La synchronisation du taux de production de  $^{10}Be$  d'après le signal paléomagnétique de PISO-1500 sur le flux de  $^{10}Be$  à EDC permet donc de s'affranchir de cette incertitude sur la datation absolue pour discuter des relations de phase entre le  $\delta D$  à EDC et le  $\delta^{18}O$  marin. D'autres incertitudes, détaillées dans la section 6.3.3, demeurent néanmoins. La courbe représentant le décalage temporel appliqué à PISO-1500 pour être aligné sur l'échelle de temps EDC3 (Fig. 6.8) montre clairement une phase de transition autour de 400 kyr BP. En effet, l'enregistrement PISO-1500 est repoussé vers les âges plus vieux (jusqu'à +7000 ans) durant la période la plus récente entre 200 et 400 kyr BP, tandis qu'il est décalé vers les âges plus jeunes (de –2000 à –13000 ans) entre 400 et 800 kyr BP. Cette transition coïncide avec le minimum

d'excentricité durant le MIS 11, et donc avec une période de faible variabilité de la précession. Pour EDC, l'alignement des mesures de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$  [Dreyfus et al., 2007] sur le signal de précession est moins certaine autour de cet intervalle de temps, en particulier entre 400 et 450 kyr BP (zone jaune de la Fig. 6.9a). En comparaison, l'alignement orbital sur l'intervalle de temps plus récent 200 – 400 kyr BP est clairement plus aisé. L'alignement du  $\delta^{18}\text{O}$  marin sur la courbe de volume de glace basée sur le modèle d'Imbrie and Imbrie [1980] (Fig. 6.9b) est aussi sujet à cette difficulté autour de 400 kyr BP. Comme le volume de glace est basé sur l'insolation du 21 Juin à  $65^\circ$  N, ses variations sont extrêmement faibles durant le MIS 11. Il n'est pas étonnant qu'il y ait un gros changement de décalage entre avant et après synchronisation sur cette période de temps car les chronologies initiales ne sont pas fiables par rapport à la méthode d'alignement orbital. En revanche, il est plus étonnant que les décalages appliqués durant la synchronisation soient élevés durant des périodes de temps où l'alignement orbital semble bien contraint. Les déphasages entre le  $\delta\text{D}$  à EDC et le  $\delta^{18}\text{O}$  marin de PISO-1500 après synchronisation de son signal paléomagnétique sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  ne dépendent pas de l'alignement orbital. Il serait intéressant d'évaluer les incertitudes liées à cette synchronisation, notamment pour les déphasages les plus extrêmes (zones bleues et rouges de la Fig. 6.9) discutés dans la section 6.3.2.

La courbe de différence d'âge appliquée à PISO-1500 durant la synchronisation de son signal paléomagnétique sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC (Fig. 6.8) ne montre pas de saut de 23 000 ans durant le MIS 11. L'hypothèse d'un cycle de précession manqué durant l'alignement orbital de l'un des enregistrements est donc à exclure. Il est aussi observé que la synchronisation du signal paléomagnétique de PISO-1500 sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC ne semble pas apporter d'amélioration de l'alignement du profil de  $\delta^{18}\text{O}$  marin (Fig. 6.9b, courbe bleue) sur la courbe de volume de glace. Une explication possible est l'incertitude liée au déphasage entre le  $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$  et le signal de précession supposé constant (5000 ans) du côté d'EDC [Dreyfus et al., 2007], et celle liée au temps de réponse de la calotte de glace à l'insolation pour LR04 (et donc PISO-1500) [Imbrie and Imbrie, 1980; Lisiecki and Raymo, 2005]. Il est probable que ces déphasages changent au cours du temps, mais il est actuellement impossible de prédire leurs variations car la compréhension des mécanismes impliquées est incomplète.

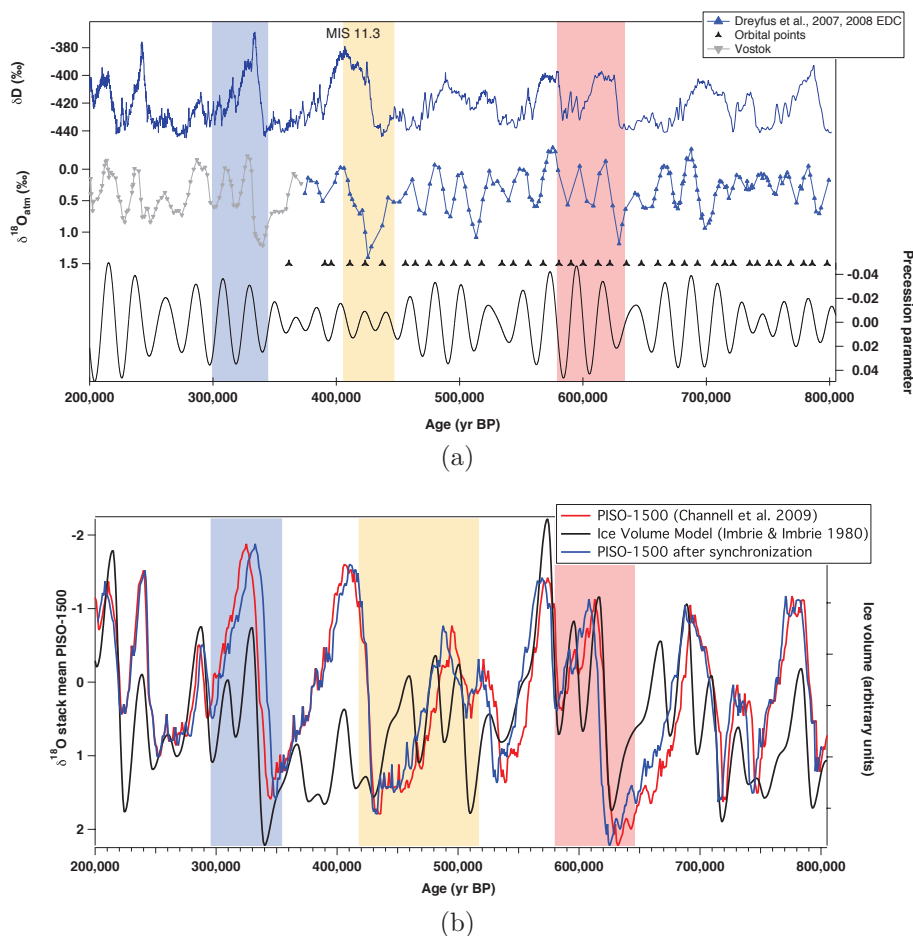


FIGURE 6.9 – (a) Données de  $\delta^{18}O_{atm}$  (marqueurs bleus) mesurées sur la carotte de glace EDC [Dreyfus et al., 2007] alignées sur le signal de précession décalé 5000 ans plus jeune (courbe noire) [Laskar et al., 2004] pour la construction de la chronologie EDC3 [Parrenin et al., 2007b]. Des mesures de  $\delta^{18}O_{atm}$  de Vostok sur l'échelle d'âge EDC3 sont incluses pour comparaison (marqueurs gris, non publiés). (b)  $\delta^{18}O$  marin de PISO-1500 avant (rouge) et après synchronisation (bleu) de son signal paléomagnétique sur le flux de  $^{10}Be$  à EDC, et sortie du modèle de volume de glace (courbe noire, basée sur l'insolation du 21 Juin à  $65^\circ N$ , [Imbrie and Imbrie, 1980]) utilisée pour la construction de la chronologie de composite de  $\delta^{18}O$  benthique LR04 [Lisiecki and Raymo, 2005]. La zone jaune souligne l'intervalle de temps où l'alignement orbital est le moins certain (voir texte et section 6.3.2 pour les zones bleues et rouges).

(a)  $\delta^{18}O_{atm}$  data (blue markers) measured in the EDC ice core [Dreyfus et al., 2007] aligned on the precession signal shifted younger by 5000 years (black curve) [Laskar et al., 2004] for the construction of the EDC3 chronology [Parrenin et al., 2007b].  $\delta^{18}O_{atm}$  measurements from Vostok on the EDC3 age scale are included for comparison (grey markers, unpublished). (b) Marine  $\delta^{18}O$  from PISO-1500 before (red) and after synchronization (blue) of its paleomagnetic signal on the  $^{10}Be$  flux at EDC, and output of the ice volume model (black curve, based on 21 June insolation at  $65^\circ N$ , [Imbrie and Imbrie, 1980]) used for the construction of the chronology of the benthic  $\delta^{18}O$  stack LR04 [Lisiecki and Raymo, 2005]. The yellow area highlights the time interval where the orbital tuning is the less certain (see text and section 6.3.2 for the blue and red areas).



### 6.3.2 Déphasages entre les profils de $\delta D$ sur EDC et de $\delta^{18}O$ sur PISO-1500

La courbe de  $\delta^{18}O$  marin de PISO-1500 (proxy du niveau marin global) est placée sur l'échelle de temps EDC3 grâce à la synchronisation réalisée précédemment. L'objectif ici est d'identifier les relations de phase entre les enregistrements glaciaires et marins afin d'améliorer notre compréhension des mécanismes impliqués dans la variabilité climatique aux échelles orbitales ou millénaires. L'intérêt de cette méthode de synchronisation est qu'elle s'appuie sur des paramètres (intensité du champ magnétique terrestre et flux de  $^{10}Be$ ) peu influencés par le changement climatique. Les enregistrements de  $\delta D$  à EDC [Jouzel et al., 2007] et de  $\delta^{18}O$  du composite PISO-1500 [Channell et al., 2009] peuvent être à présent comparés (Fig. 6.10). Les zones surlignées correspondent aux déphasages observés entre l'enregistrement glaciaire et océanique à chaque Terminaison (répertoriés dans la Table 6.1). Dans l'ensemble, l'augmentation des températures en Antarctique (augmentation du  $\delta D$  à EDC) semble se produire quelques centaines ou milliers d'années avant l'augmentation du niveau marin (diminution du  $\delta^{18}O$  marin reconstruit dans PISO-1500). Les Terminaisons IV et VII, qui présentent des décalages de  $-3200$  ans (retard de EDC par rapport à PISO-1500, zone bleue sur la Fig. 6.10) et  $+11000$  ans (zone rouge sur la Fig. 6.10) respectivement, représentent des exceptions à ce schéma. Les paramètres d'obliquité et de précession étant en phase durant ces deux Terminaisons, l'explication par une faible contrainte astronomique peut être exclue. Sur les autres Terminaisons, le déphasage observé oscille entre 640 et 3000 ans. Les incertitudes sur ces déphasages sont discutées dans la section suivante.

Le déphasage de 11000 ans sur la Terminaison VII semble élevé pour une hypothèse purement climatique. La comparaison des paires d'enregistrements  $^{10}Be$  – isotope de l'eau des deux archives EDC et PISO-1500 (sur leur échelle de temps initiale) permet de comprendre l'origine de ce déphasage. Les trois pics de flux de  $^{10}Be$  entre 580 et 630 kyr BP (zone rouge de la Fig. 6.11a) sur l'enregistrement d'EDC sont clairement identifiables sur l'enregistrement de PISO-1500 entre 580 et 645 kyr BP (zone rouge de la Fig. 6.11b). L'emplacement du plus vieux maximum de ce trio (autour de 625 kyr BP à EDC et de 635 kyr BP dans le composite PISO-1500) par rapport à l'enregistrement climatique explique le déphasage de 11000 ans. En effet, tandis qu'il tombe durant la Terminaison VII à EDC, le pic de production de  $^{10}Be$  est détecté 10000 ans avant cette dernière sur le composite marin PISO-1500, expliquant le déphasage de 11000 ans entre les deux enregistrements climatiques. Il faut noter que sur leur échelle de temps d'origine, une différence d'âge de plus de 6000 ans est déjà présente entre EDC et PISO-1500 à la Terminaison VII (Fig. 6.7).



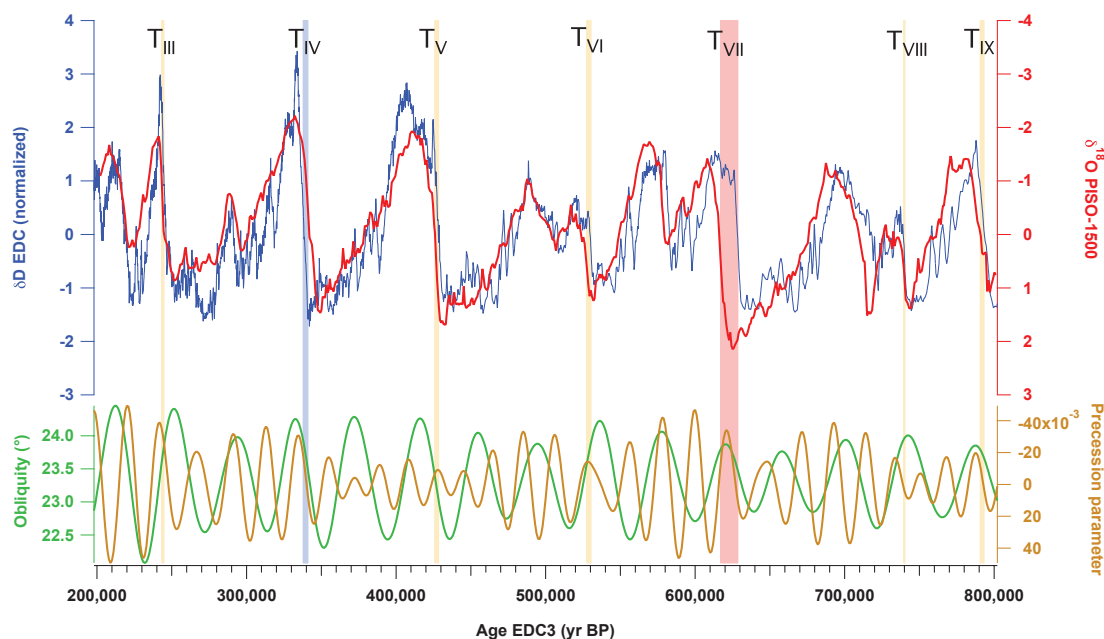


FIGURE 6.10 – Enregistrements climatiques d’EDC (bleu,  $\delta D$  [Jouzel et al., 2007]) et PISO-1500 (rouge,  $\delta^{18}O$  [Channell et al., 2009]) après synchronisation sur l’échelle de temps EDC3; obliquité (vert) et paramètre de précession (jaune foncé) entre 200 et 800 kyr BP [Laskar et al., 2004]. Les zones de couleur soulignent les déphasages à chaque Termination. Le plus large déphasage est surligné en rouge et le retard de l’enregistrement glaciaire avant la Termination IV en bleu.

*Climatic proxies records of EDC (blue,  $\delta D$  [Jouzel et al., 2007]) and PISO-1500 (red,  $\delta^{18}O$  [Channell et al., 2009]) after synchronization on the EDC3 age scale; obliquity (green) and precession index (dark yellow) between 200 and 800 kyr BP [Laskar et al., 2004]. The colored areas highlight the phase differences at each Termination. The largest delay is highlighted in red and the lag of the glacial record before the Termination IV in blue.*

L’origine du retard de l’enregistrement glaciaire au niveau de la Termination IV (zones bleues de la Fig. 6.11) est différente. En comparaison, cette période présente un faible taux de variabilité du taux de production (ou du flux) de  $^{10}Be$ , rendant la synchronisation moins certaine sur cette séquence. Le retard de l’enregistrement glaciaire par rapport à la courbe climatique marine n’étant localisé que durant le MIS 9, une incertitude sur la synchronisation semble plus plausible qu’une véritable inversion de la relation de phase climatique continent – océan. Ceci est confirmé par la sensibilité de la synchronisation autour de cette période selon la chronologie choisie (et donc le taux d’accumulation) pour EDC (EDC3 ou AICC2012, Fig. D.1). En effet, sur l’échelle d’âge AICC2012, cette inversion n’est plus visible à moins d’imposer l’alignement par des marqueurs d’âge autour de cette période (Fig. F.4 et F.5).

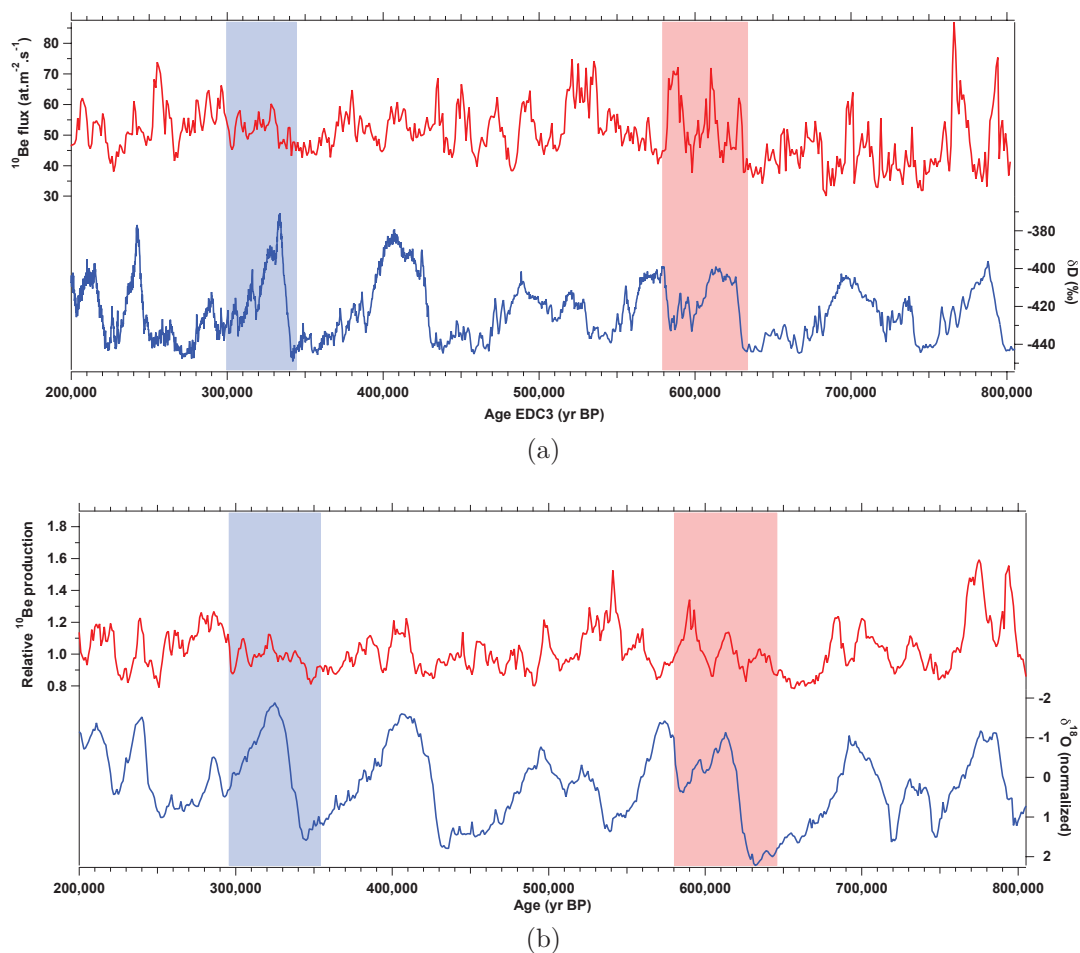


FIGURE 6.11 – Courbes de production de  $^{10}\text{Be}$  (rouges) et de composition isotopique de l'eau (bleues,  $\delta\text{D}$  pour EDC [Jouzel et al., 2007] et  $\delta^{18}\text{O}$  pour PISO-1500 [Channell et al., 2009]) de (a) EDC et (b) PISO-1500 sur leurs échelles de temps d'origine entre 200 et 805 kyr BP. La zone en bleue se concentre sur le retard de l'enregistrement glaciaire à la Terminaison IV, et la zone en rouge sur le déphasage le plus important au niveau de la Terminaison VII.

$^{10}\text{Be}$  production (red) and climate proxies curves (blue,  $\delta\text{D}$  for EDC [Jouzel et al., 2007] and  $\delta^{18}\text{O}$  for PISO-1500 [Channell et al., 2009]) de (a) EDC and (b) PISO-1500 on their own time scales between 200 and 805 kyr BP. The area in blue focuses on the change of the lead-lag relationship at the Termination IV, and the red area on the most important phase difference during the Termination VII.

Terminaison	Décalage (années)
III	1400
IV	-3200
V	2300
VI	3000
VII	11000
VIII	640
IX	2700

TABLE 6.1 – Décalage entre le signal climatique continental (EDC) et océanique (PISO-1500) pour les Terminaisons III à IX. Un déphasage positif signifie que les changements climatiques enregistrés à EDC sont en avance par rapport à ceux reconstruits sur PISO-1500.

*Lag between the climatic signal from the continent (EDC) and the ocean (PISO-1500) for the Terminations III to IX. A positive phase difference means that climatic changes recorded at EDC happened earlier than those reconstructed in PISO-1500.*

### 6.3.3 Incertitudes

En addition des incertitudes liées à la synchronisation qui sont directement liées à la résolution temporelle de l'enregistrement (Table 6.3), plusieurs points critiques doivent être gardés à l'esprit. Il a déjà été mentionné les incertitudes liées à l'accumulation, le transport atmosphérique et la déposition du  $^{10}\text{Be}$  dans la glace polaire (section 1.3). Concernant le composite PISO-1500, en plus de sa résolution plus faible (de l'ordre de 2000-3000 ans), certains éléments essentiels pour la datation des carottes sédimentaires marines semblent occultés. Un point important déjà mentionné dans la section 2.3.1 est la profondeur de blocage paléomagnétique (Lock-In Depth : LID) du sédiment, amenant un décalage du signal de paléointensité relative par rapport au  $\delta^{18}\text{O}$ . En effet, l'immobilisation des particules magnétiques, intervenant avec la déshydratation et la compression des sédiments, peut causer un décalage centimétrique à décimétrique entre l'interface eau/sédiment et la zone où l'enregistrement paléomagnétique est fixé. Cette profondeur de blocage peut être estimée par comparaison du  $^{10}\text{Be}$  et de la paléointensité relative mesurés dans une même carotte sédimentaire. [Suganuma et al. \[2010\]](#) ont déduit par exemple une profondeur de blocage de 15 centimètres sur plusieurs carottes marines autour de l'évènement de Brunhes-Matuyama par cette méthode. Cela aurait pour conséquence de vieillir artificiellement l'âge de cette inversion jusque 10 000 ans, son âge révisé étant donc de  $770 \pm 6$  kyr BP. [Dreyfus et al. \[2008\]](#) ont aussi montré que le pic de flux de  $^{10}\text{Be}$  à EPICA Dome C relié à l'inversion Brunhes-Matuyama est apparemment décalé vers les âges plus jeunes relativement aux proxies climatiques, à la fin du MIS 19,

et non au milieu de cette période interglaciaire avec un âge de 780 kyr BP [Lisiecki and Raymo, 2005]. Ménabréaz [2012], en comparant la position stratigraphique relative des signaux de  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  et de RPI dans la carotte sédimentaire MD05-2930 entre 265 et 800 kyr BP, a montré que les enrichissements de nucléides cosmogéniques pouvaient aussi bien être en phase avec les minima de RPI que décalés de 30 centimètres. Les enregistrements sédimentaires composant PISO-1500 ont un taux de sédimentation moyen variant de 1,6 (MD97-2143 de Horng et al. [2002, 2003]) à plus de 13 cm/kyr (ODP 983 de Channell et al. [1997]; Channell [1999]; Channell and Kleiven [2000]) pour la période étudiée, et donc des décalages temporels possiblement différents les uns par rapport aux autres (exemple avec une profondeur de blocage paléomagnétique de 15 cm en 3<sup>ème</sup> colonne de la Table 6.3). En effet, pour une profondeur de blocage fixée, un fort taux de sédimentation atténuera l'effet de décalage temporel et inversement (voir la Fig. 5 de Suganuma et al. [2010]). Ces décalages qui peuvent être différents pour chaque carotte marine ne sont pas discutés lors de la compilation de PISO-1500 [Channell et al., 2009]. À cause de cet effet, l'ajustement du profil de paléointensité de PISO-1500 sur le  $^{10}\text{Be}$  d'EDC pourrait conduire à une sous-estimation de l'âge de PISO-1500 de quelques milliers d'années (car la majorité des enregistrements sédimentaires composant PISO-1500 ont un taux de sédimentation moyen de 12 cm/kyr, voir Table 6.3 et Channell et al. [2009]) avec en plus la possibilité d'une variabilité dans le temps. Par exemple, cela pourrait conduire à supprimer les « retards » du  $\delta\text{D}$  à EDC sur le  $\delta^{18}\text{O}$  marin de PISO-1500 aux Terminaisons III et VIII, où les décalages sont les plus faibles (moins de 1400 ans). Une solution serait de synchroniser directement un enregistrement sédimentaire de  $^{10}\text{Be}$ , comme celui de Ménabréaz [2012], sur EDC (Fig. F.10). Le problème de la profondeur de blocage serait ainsi réduit, et l'étape de conversion intensité du champ géomagnétique – production de  $^{10}\text{Be}$  serait supprimée. L'enregistrement de  $\delta^{18}\text{O}$  sur la même séquence n'étant pas disponible à l'heure actuelle, il est impossible d'utiliser cet enregistrement pour notre étude.

Un autre point à souligner est la présence de 4 enregistrements de  $\delta^{18}\text{O}$  planctonique parmi les 13 archives sédimentaires utilisées pour la construction de PISO-1500. En effet, il y a deux types de foraminifères dans les sédiments marins : les foraminifères benthiques et planctoniques. L'analyse du  $\delta^{18}\text{O}$  des premiers, vivant au fond de l'océan, reflète en première approximation les variations du volume des calottes glaciaires, et donc du niveau marin global (voir sections 2.1 et 6.2). Les variations du  $\delta^{18}\text{O}$  des foraminifères planctoniques, vivant dans la colonne d'eau, ont une composante thermique (locale de l'eau de surface) plus importante et sont aussi sensibles à la teneur isotopique de l'eau [Duplessy and Shackleton, 1985]. Pour

la période étudiée dans ce chapitre, deux enregistrements de  $\delta^{18}\text{O}$  planctonique sont susceptibles d'influencer les résultats de PISO-1500 (entre 200 – 430 kyr BP et 200 – 540 kyr BP). Puisque ces enregistrements sont peu nombreux et limités à la période la plus récente, nous espérons une faible influence de ce paramètre pour l'étude du déphasage entre les variations de température en Antarctique et le niveau marin global.

#### 6.3.4 Test avec les archives sédimentaires individuelles

En excluant la Terminaison VII, les déphasages observés entre EDC et PISO-1500 sont de l'ordre de quelques milliers d'années. Mais des incertitudes demeurent, comme la profondeur de blocage, la compilation de plusieurs carottes marines de caractéristiques différentes, la plus faible résolution de PISO-1500 ou la conversion paléomagnétisme – production de  $^{10}\text{Be}$ . . . Il est donc intéressant d'appliquer cette méthode de corrélation à des carottes sédimentaires marines individuelles composant PISO-1500 afin de tester, sinon l'écart relatif, du moins le signe des déphasages constatés entre les déglaciations marquées par le  $\delta\text{D}$  d'EDC ou le  $\delta^{18}\text{O}$  marin de PISO-1500. Quatre archives avec des profils complets de  $\delta^{18}\text{O}$  et de paléointensité relative entre 200 et 800 kyr BP ont été choisies : IODP U1308 [Channell et al., 2008; Hodell et al., 2008], ODP 983 [Channell et al., 1997; Channell, 1999; Channell and Kleiven, 2000] et ODP 984 [Channell et al., 1997; Channell, 1999] dans l'Atlantique Nord, et MD97-2143 [Horng et al., 2002, 2003] dans le Pacifique Ouest. Après avoir aligné les taux de production relatifs de  $^{10}\text{Be}$  d'après ces enregistrements sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC (Fig. F.6 à F.9), il est possible de comparer les déphasages obtenus entre le profil de  $\delta\text{D}$  à EDC et leur enregistrement de  $\delta^{18}\text{O}$  benthique à chaque Terminaison par rapport aux déphasages moyens obtenus entre le  $\delta\text{D}$  d'EDC et le  $\delta^{18}\text{O}$  marin de PISO-1500 (Fig. 6.12 et agrandissements sur chaque Terminaison en annexe G ; Table 6.2). Étant la courbe de référence pour le composite PISO-1500, les déphasages obtenus avec IODP U1308 sont sensiblement les mêmes (Fig. 6.12 et Table 6.3). L'enregistrement MD97-2143 présente une des plus faibles résolutions en  $\delta^{18}\text{O}$  et en paléointensité (2700 ans en moyenne entre 200 et 800 kyr BP) des archives sédimentaires complètes utilisées pour la construction de PISO-1500. Les déphasages observés entre cet enregistrement et le profil de  $\delta\text{D}$  à EDC sont fort différents, que ce soit par la valeur des écarts (Terminaisons III, V, VI et VII) ou leur signe (Terminaisons IV, VIII), en comparaison des décalages entre EDC et PISO-1500 (Table 6.3). De plus, il est impossible de calculer le déphasage avec EDC à la Terminaison IX, car cette dernière n'est pas clairement visible dans l'enregistrement sédimentaire. La plus faible résolution temporelle de l'archive sédimentaire MD97-

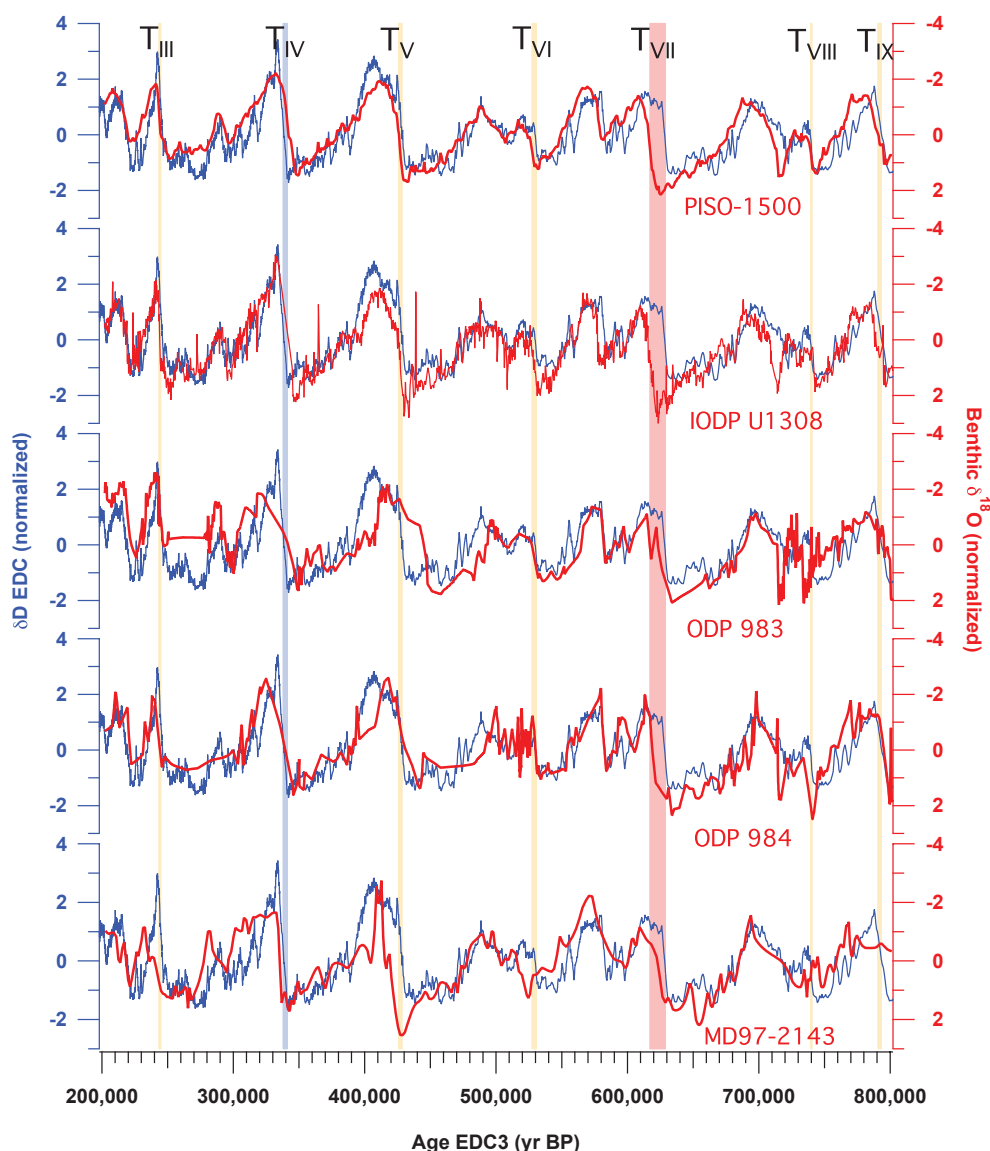


FIGURE 6.12 – Enregistrements climatiques d’EDC (bleu,  $\delta D$  [Jouzel et al., 2007]) et de plusieurs carottes marines incluses dans PISO-1500 (rouge,  $\delta^{18}O$ ) après synchronisation sur l’échelle de temps EDC3. De haut en bas : PISO-1500 [Channell et al., 2009], IODP U1308 [Hodell et al., 2008], ODP 983 [Channell et al., 1997; Channell and Kleiven, 2000], ODP 984 [Channell, 1999] et MD97-2143 [Hornig et al., 2002]. Les déphasages entre EDC et PISO-1500 à chaque Termination sont indiqués par les zones de couleur.

*Climatic proxies records of EDC (blue,  $\delta D$  [Jouzel et al., 2007]) and several marine cores including in PISO-1500 (red,  $\delta^{18}O$ ) after synchronization on the EDC3 age scale. From top to bottom: PISO-1500 [Channell et al., 2009], IODP U1308 [Hodell et al., 2008], ODP 983 [Channell et al., 1997; Channell and Kleiven, 2000], ODP 984 [Channell, 1999] et MD97-2143 [Hornig et al., 2002]. The colored areas highlight the phase differences between EDC and PISO-1500 at each Termination.*



2143, aussi bien en  $\delta^{18}\text{O}$  marin qu'en paléointensité relative, ainsi qu'un décalage entre ces deux enregistrements possiblement plus élevé à cause de la profondeur de blocage (plus de 10 000 ans pour une profondeur moyenne de blocage de 15 cm, Table 6.3) nous poussent à exclure cette carotte sédimentaire de la comparaison.

À présent, les déphasages observés entre les sites ODP 983/984 et EDC sont comparés avec ceux obtenus en utilisant PISO-1500. Le détail pour chaque Terminaison est en annexe G. La comparaison montre plus de similitude mais des désaccords subsistent avec les résultats de la synchronisation de PISO-1500 sur EDC (Table 6.3). Par exemple, il y a des différences de plus de 7000 ans avec ODP 983 pour les Terminaisons V et VIII. De même, autour des Terminaisons V et IX, alors que le  $\delta^{18}\text{O}$  marin de PISO-1500 est en retard par rapport au  $\delta\text{D}$  à EDC, les signaux de  $\delta^{18}\text{O}$  benthique à ODP 983 et 984 sont au contraire en avance sur le signal climatique d'EDC. Les différences entre les enregistrements paléomagnétiques de ODP 983/984 et PISO-1500 (Fig. E.1, E.3 et E.4) et la résolution des enregistrements de  $\delta^{18}\text{O}$  marin, en plus des incertitudes de synchronisation, expliquent ces désaccords. Inversement, les déphasages des différents enregistrements sédimentaires marins avec EDC aux Terminaisons III et IV, bien que faibles, sont en accord entre eux. On note une avance de l'augmentation de température en Antarctique par rapport à la hausse du niveau marin durant la Terminaison III et un retard du  $\delta\text{D}$  à EDC par rapport au  $\delta^{18}\text{O}$  marin à la Terminaison IV (Table 6.3). Cet accord concerne donc la partie la plus récente des enregistrements il y a moins de 400 000 ans.

Terminaison	PISO-1500	IODP U1308	ODP 983	ODP 984	MD97-2143
III	1400	1400	1500	2300	8000
IV	-3200	-3200	-1800	-1300	2500
V	2300	1700	*	-1000	8300
VI	3000	1900	1000	-200	11000
VII	11000	11000	4500	9000	4000
VIII	640	-1400	6900	3000	-5800
IX	2700	3000	-2400	-1600	?

TABLE 6.2 – Décalage entre le signal de  $\delta\text{D}$  à EDC et les profils de  $\delta^{18}\text{O}$  benthique de plusieurs archives sédimentaires (colonnes 3 à 6) pour les Terminaisons III à IX (1<sup>ère</sup> colonne) et comparaison avec PISO-1500 (colonne 2). Les résultats en vert sont en accord à l'égard de ceux obtenus avec PISO-1500 (signe et valeur de l'écart), ceux en rouge non (\*voir Fig. G.3).

*Lag between the  $\delta\text{D}$  signal at EDC and the  $\delta^{18}\text{O}$  profiles of several sedimentary archives (columns 3 to 6) for the Terminations III to IX (1<sup>st</sup> column) and comparison with PISO-1500 (column 2). The results in green are in agreement with those obtained with PISO-1500, not those in red (\*see Fig. G.3).*



Archive sédimentaire	Taux de sédimentation moyen (cm/kyr)	LID (15 cm) (ans)	Résolution moyenne $\delta^{18}\text{O}$ (ans)
IODP U1308	7,3	2000	200
ODP 983	13,3	1130	1200
ODP 984	12,2	1230	2700
MD97-2143	1,6	9375	2700

TABLE 6.3 – Taux de sédimentation moyen, résolution moyenne (basée sur les profils de  $\delta^{18}\text{O}$  benthique) de carottes marines composant PISO-1500 et décalage hypothétique entre les enregistrements de  $\delta^{18}\text{O}$  marin et de paléointensité relative d'une même carotte marine pour une profondeur de blocage paléomagnétique de 15 cm.

*Average sedimentation rate, resolution (based on the benthic  $\delta^{18}\text{O}$  profiles) of marine cores used for the construction of PISO-1500 and hypothetic time lag between the marine  $\delta^{18}\text{O}$  and relative paleointensity records from a same marine core for a 15cm Lock-In Depth.*

L'objectif était d'apporter une indication sur les déphasages entre le climat Antarctique, décrit par le profil de  $\delta\text{D}$  à EDC, et le climat océanique (niveau marin global) indiqué par les enregistrements de  $\delta^{18}\text{O}$  marin entre 200 et 800 kyr BP. Pour cela, des enregistrements paléomagnétiques provenant de ces mêmes carottes sédimentaires ont été placés sur l'échelle de temps EDC3 par synchronisation sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC. Quelques études du déphasage climatique entre les variations de température australe et le changement du niveau des mers ont été menées. [Vázquez Riveiros \[2010\]](#) a montré un déphasage de plusieurs milliers d'années entre l'augmentation de la température de surface de l'océan Austral et le  $\delta^{18}\text{O}$  marin lors des Terminaisons I et V, expliqué par le temps de reprise nécessaire de la circulation méridionale de renversement de l'océan Atlantique après avoir été ralenti par des apports d'eau douce dans l'Atlantique Nord. À l'aide d'une reconstruction de la température durant la dernière déglaciation, en utilisant 80 enregistrements de proxies marins, terrestres et polaires, [Shakun et al. \[2012\]](#) ont pu montrer, entre autres, une avance de l'augmentation de la température en Antarctique sur la hausse du niveau marin global. Pour expliquer ce phénomène, ils proposent qu'une réduction de la circulation méridionale de renversement de l'océan Atlantique ait mené à un réchauffement de l'hémisphère Sud et un net refroidissement de l'hémisphère Nord. La concentration en dioxyde de carbone a commencé à augmenter peu après, probablement à cause du dégazage de l'océan Austral profond, puis les deux hémisphères se sont réchauffés ensemble en grande partie en réponse à la hausse des émissions de dioxyde de carbone. Il faut noter que [Parrenin et al. \[2013\]](#) ont, quant à eux, déduit un changement synchrone du l'augmentation de  $\text{CO}_2$  atmosphérique et de la tempé-

rature en Antarctique durant la dernière déglaciation. L'avance de l'augmentation de température en Antarctique par rapport à la hausse du niveau marin global à la Terminaison I d'environ un millier d'années [Shakun et al., 2012] ne peut donc être confirmée ici pour les Terminaisons V à IX au vu de la disparité des résultats obtenus. Les différences de résolution et les possibles effets locaux (profondeur de blocage paléomagnétique, les composantes non-dipolaires du champ géomagnétique, temps de réponse du  $\delta^{18}\text{O}$  marin aux changements climatiques...) sont autant de sources d'erreur supplémentaires sur les déphasages résultants. Néanmoins, si l'on exclut la carotte sédimentaire marine MD97-2143 [Horng et al., 2002, 2003], les déphasages des différents enregistrements marins avec EDC sur la période plus récente ( $T_{\text{III}}$  et  $T_{\text{IV}}$ ) sont cohérents entre eux. Bien que les Terminaisons III et IV indiquent des décalages opposés de l'augmentation de température en Antarctique (augmentation du  $\delta\text{D}$ ) sur la montée du niveau marin global (diminution du  $\delta^{18}\text{O}$  marin) au moment d'un réchauffement climatique global, ces derniers résultats encouragent à effectuer ce type d'étude pour des périodes plus récentes (incluant la Terminaison II par exemple). En effet, l'intensité du champ magnétique terrestre a fortement varié pendant cette période, incluant les excursions de Blake et d'Iceland Basin (120 et 188 kyr BP respectivement). Ces événements apporteraient une contrainte forte sur la synchronisation entre le signal paléomagnétique des sédiments marins et le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC. Une autre possibilité, déjà mentionnée, est de comparer directement le flux de  $^{10}\text{Be}$  enregistré dans la glace polaire avec un autre profil de  $^{10}\text{Be}$  provenant de sédiments marins [Ménabréaz, 2012]. Bien que les corrections sur les mesures de  $^{10}\text{Be}$  dans les sédiments marins comportent aussi des difficultés (détermination du temps de résidence du  $^{10}\text{Be}$  dans la colonne d'eau, transport latéral synsédimentaire<sup>§</sup> du béryllium adsorbé, circulation des eaux profondes contribuant à l'élimination du  $^{10}\text{Be}$  dissous... [Ménabréaz et al., 2011]), ce type de profil permettrait d'éliminer l'étape préliminaire de conversion intensité du champ géomagnétique – production de  $^{10}\text{Be}$  et de contourner la difficulté de la profondeur de blocage paléomagnétiques.

---

§. Phénomène se produisant dans un dépôt sédimentaire au moment de la sédimentation



# Conclusion

Le signal de  $^{10}\text{Be}$  enregistré dans la carotte de glace EPICA Dome C offrait l'opportunité d'étudier plusieurs aspects du climat : cycle du carbone (à travers le lien entre  $^{10}\text{Be}$  et  $^{14}\text{C}$ ), activité solaire, contraintes sur les calculs de taux d'accumulation d'un site donné, utilisation comme outil de datation via la détermination des variations passées de l'intensité du champ géomagnétique... Des séquences continues d'échantillons de 2075 m (198 000 yr BP, échelle d'âge EDC3 [Parrenin et al., 2007b]) à 2384 m (269 000 yr BP) et de 2627 m (355 000 yr BP) à 3190 m (803 000 yr BP) de la carotte de glace EDC avaient été préalablement analysées (Raisbeck et al. [2006], unpublished). Dans le cadre de cette thèse, 2200 échantillons de  $^{10}\text{Be}$  dans la glace entre 2384 et 2627 m de profondeur ont été traités puis mesurés par AMS au CEREGE, à Aix-en-Provence, afin de compléter un profil haute résolution (entre 20 et 250 ans) sur l'ensemble de la période entre 198 et 803 kyr BP. Les études précédentes du  $^{10}\text{Be}$  dans la glace polaire se concentrant sur le dernier cycle glaciaire – interglaciaire et sur les événements géomagnétiques exceptionnels comme l'excursion de Laschamp et l'inversion de Brunhes-Matuyama (voir références en section 2.1), ceci fait de notre enregistrement complet de  $^{10}\text{Be}$  un profil exceptionnel, qui peut être comparé et synchronisé avec des enregistrements paléomagnétiques disponibles dans les sédiments marins (chapitre 6).

En parallèle des données de  $^{10}\text{Be}$  à analyser durant cette thèse, des enregistrements de  $^{10}\text{Be}$  à haute résolution provenant d'Antarctique (EDC, Raisbeck et al. [2007]) et du Groenland (GRIP et NGRIP, Yiou et al. [1997]; Raisbeck et al. [2007], in preparation) ont été utilisés pour étudier les effets de production sur l'amplitude du  $\Delta^{14}\text{C}$  atmosphérique durant l'excursion de Laschamp il y a  $\sim 41$  kyr BP (chapitre 3). L'un des points forts de cette étude était la structure très marquée des enregistrements de  $^{10}\text{Be}$  utilisés, due à leur sensibilité accrue à l'activité solaire durant cette période de faible activité géomagnétique. Les données de  $^{10}\text{Be}$  ont donc été entrées dans un modèle en boîtes du cycle du carbone, après avoir été corrigées de la différence de sensibilité entre la déposition polaire et globale de  $^{10}\text{Be}$  [Field et al., 2006] et converties en  $^{14}\text{C}$  à l'aide de calculs de production [Masarik and

Beer, 2009; Kovaltsov and Usoskin, 2010; Kovaltsov et al., 2012]. Il a finalement été montré que les deux calculs utilisés pour la conversion  $^{10}\text{Be} - ^{14}\text{C}$  dans un cas limite comme celui-ci (c'est-à-dire avec une intensité du champ géomagnétique quasi-nulle) mènent à des résultats en fort désaccord l'un par rapport à l'autre. Une attention toute particulière doit donc être prise lors du choix d'un calcul de production pour l'étude des changements de production de  $^{14}\text{C}$  à l'aide de données de  $^{10}\text{Be}$  durant des périodes de très basse intensité du champ magnétique terrestre, comme l'excursion de Laschamp.

L'un des objectifs de cette thèse était d'étudier les variations séculaires dues à l'activité solaire accessibles grâce à la haute résolution de notre profil (chapitre 5). Pour cela, nous nous sommes concentrés sur les mesures de  $^{10}\text{Be}$  dans la carotte de glace EDC effectuées durant cette thèse entre 269 et 355 kyr BP, en particulier autour de la période interglaciaire MIS 9.3. La connaissance de ces changements passés est une étape préliminaire primordiale pour l'étude de l'influence du Soleil sur le climat. Actuellement, l'étude de l'activité solaire via les nucléides cosmogéniques ne concernait que l'Holocène. L'enregistrement de flux de  $^{10}\text{Be}$  durant le MIS 9.3 à EDC, avec une résolution pouvant atteindre 20 ans, offrait pour la première fois l'opportunité de comparer les cycles solaires détectés durant deux périodes interglaciaires. Le cycle solaire de *de Vries* (210 ans) n'est pas présent dans notre enregistrement de  $^{10}\text{Be}$  durant le MIS 9.3, contrairement aux résultats de [Steinhilber et al. \[2012\]](#) pour l'Holocène. Des incertitudes sur la chronologie ne peuvent être exclues, bien que les tests de sensibilité ne montrent aucun changement conséquent. Ceci pose des questions quant à la stabilité à long terme des cycles de l'activité solaire ainsi que sur l'hypothèse d'une modulation planétaire sur l'activité du Soleil proposée par [Abreu et al. \[2012\]](#) afin d'expliquer la modulation des cycles solaires observée pour la période de l'Holocène. Afin de clarifier ce point et d'améliorer notre connaissance des cycles de l'activité solaire, d'autres enregistrements d'isotopes cosmogéniques à haute résolution durant des périodes plus anciennes que l'Holocène seraient nécessaires.

D'autre part, les influences potentielles sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  de la chronologie (taux d'accumulation et datation), des effets climatiques, du transport et de la déposition ont pu être testées sur cette séquence. Il n'y a pas de corrélation entre l'enregistrement de  $\delta\text{D}$  (climat) et le flux de  $^{10}\text{Be}$  dans la carotte de glace EDC. De même, le transport n'explique pas les variations millénaires dans le profil de  $^{10}\text{Be}$ . Cet enregistrement a permis d'accéder aux variations d'accumulation durant une transition glaciaire–interglaciaire et donc indirectement aux différences de température. Notre série temporelle soutient l'interprétation du changement de température lors

de la succession des cycles glaciaires–interglaciaires sur la distribution actuelle des isotopes de l’eau, avec néanmoins une sous-estimation de 10 à 20%.

Le but final de cette thèse était, à l’aide de l’enregistrement complet à haute résolution de  $^{10}\text{Be}$  à EDC entre 198 et 803 kyr BP, de placer la carotte de glace EDC et des archives sédimentaires sur une échelle d’âge commune. Ceci permettrait d’identifier les relations de phase entre les enregistrements glaciaires et marins, indispensables pour une meilleure compréhension des mécanismes impliqués dans la variabilité climatique aux échelles orbitales et millénaires. Le profil complet de flux  $^{10}\text{Be}$  à haute résolution a donc été comparé puis synchronisé à des enregistrements paléomagnétiques d’archives sédimentaires, dont celui du composite PISO-1500 [Channell et al., 2009]. Cette technique de synchronisation en continu avait l’avantage, en plus de se soustraire aux incertitudes absolues de datation des deux archives, d’utiliser des paramètres peu influencés par le changement climatique. Deux points importants ont pu être soulevés.

Tout d’abord, la différence de datation entre avant et après synchronisation du signal paléomagnétique de PISO-1500 sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC souligne une incertitude liée sur l’estimation des déphasages entre les deux enregistrements. On remarque en effet que l’enregistrement PISO-1500 est repoussé vers les âges plus vieux durant la période récente entre 200 et 400 kyr BP, et décalé vers les âges plus jeunes au-delà de 400 kyr BP. Il est probable que le déphasage du  $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$  sur le signal de précession (EDC) et le temps de réponse de la calotte glaciaire à l’insolation (carottes marines) changent au cours du temps, mais il est pour le moment impossible de prédire leurs variations à cause du manque de compréhension des mécanismes mis en jeu.

Ensuite, quelques études ont montré une avance de l’augmentation de température en Antarctique sur la hausse du niveau marin observée à la Terminaison I [Vázquez Riveiros, 2010; Shakun et al., 2012]. Cette conclusion est cohérente avec les déphasages observés entre EDC et PISO-1500, excepté pour les Terminaisons IV et VII. La plus faible résolution des archives sédimentaires ainsi que certains effets locaux (profondeur de blocage paléomagnétique, effets de post-déposition sur le  $^{10}\text{Be}$  dans la glace. . .) représentent une source d’incertitude non négligeable sur les déphasages résultants. Ces résultats encouragent à analyser des périodes plus récentes autour de la Terminaison II incluant des évènements géomagnétiques comme les excursions de Blake et d’Iceland Basin. Ils permettraient de contraindre plus fortement la synchronisation entre le signal paléomagnétique dans les sédiments marins et le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC. Une alternative serait aussi d’utiliser un profil de  $^{10}\text{Be}$  enregistré dans les sédiments marins [Ménabréaz, 2012] en remplacement d’un signal de

paléointensité afin d'éliminer l'étape préliminaire de conversion intensité du champ géomagnétique – production de  $^{10}\text{Be}$  et de contourner le problème de profondeur de blocage paléomagnétique.

Le  $^{10}\text{Be}$  dans la glace polaire est donc un outil intéressant à différents titres, que ce soit pour apporter des informations sur l'accumulation des sites polaires, l'étude des variations séculaires de l'activité ou son utilisation comme outil de corrélation entre différentes archives. De même, l'identification de pics liés à des événements paléomagnétiques dans l'enregistrement de  $^{10}\text{Be}$  présenté dans ce manuscrit et leur datation par des méthodes radiométriques pourraient apporter des contraintes absolues sur la datation de la carotte de glace EDC, utiles pour des projets de chronologie comme AICC2012 [Bazin et al., 2013; Veres et al., 2013]. L'implémentation du  $^{10}\text{Be}$  dans le modèle de circulation générale LMDZ-iso, opérée dans le cadre d'un futur post-doc, permettrait aussi d'étudier plus en détail les effets de transport ainsi que sa déposition dans la glace polaire d'Antarctique.



# Annexe A

## Estimations du LIS (Spectre Interstellaire Local)

Ici sont regroupées les différentes estimations de  $J_{LIS,i}$  présentes dans la littérature. Dans les équations suivantes, le flux de LIS est donné en [particules  $\text{m}^{-2} \text{sr}^{-1} \text{s}^{-1} (\text{MeV}/\text{nucléon})^{-1}$ ],  $T$  représente l'énergie cinétique en [MeV/nucléon] et  $T_r$  est l'énergie de masse au repos du proton, égale à 938 MeV.

**Garcia-Munoz et al. [1975] :**

$$J_{GM75} = a [T + b \exp(cT)]^{-\gamma}$$

pour les protons,  $a = 9,9 \times 10^8$  ;  $b = 780$  ;  $c = -2,5 \times 10^{-4}$  et  $\gamma = 2,65$ .

pour les particules  $\alpha$ ,  $a = 1,8 \times 10^8$  ;  $b = 660$  ;  $c = -1,4 \times 10^{-4}$  et  $\gamma = 2,77$ .

Ce spectre a été utilisé dans les calculs de production de Masarik and Beer [1999, 2009], en faisant référence au LIS de Castagnoli and Lal [1980]. Ces calculs de production ont été utilisés notamment par Vonmoos et al. [2006] et Steinhilber et al. [2012] pour reconstruire l'activité solaire durant l'Holocène à partir de mesures du  $^{10}\text{Be}$  et du  $^{14}\text{C}$  dans les carottes de glace et les cernes d'arbre respectivement.

**Usoskin et al. [2005] :**

Cette expression adopte le LIS de Burger et al. [2000] mais selon la formulation plus simple de Usoskin et al. [2005].

$$J_{USO5} = \frac{a}{b[T(T + 2T_r)]^{1,39} + c[T(T + 2T_r)]^{0,135}}$$

où  $a = 415,7$  ;  $b = 10^{-7}$  et  $c = 1,6488$  pour les protons. Le rapport nucléonique des particules plus lourdes (particules  $\alpha$  incluses) sur les protons dans le milieu

interstellaire est considéré à 0,3 [Kovaltsov et al., 2012].

### Webber and Higbie [2003] :

Ce spectre est dérivé des calculs de propagation du rayonnement cosmique de Webber and Lockwood [2001].

$$J_{WH03} = \frac{aT^{-2,8}}{1 + bT^{-1,22} + cT^{-2,54}}$$

pour les protons,  $a = 21,1$ ;  $b = 5,85$  et  $c = 1,18$ .

pour les particules  $\alpha$ ,  $a = 1,075$ ;  $b = 3,91$  et  $c = 0,90$ .

### Webber and Higbie [2009] :

Webber and Higbie [2009] ont calculé les spectres du des flux de protons, d'hélium, de carbone et de fer en utilisant un modèle de diffusion par Monte-Carlo. Le LIS pour les protons a été paramétré par Herbst et al. [2010] de la manière suivante :

$$J_{WH09} = \exp \left( a + b \ln[\ln T]^2 + c\sqrt{\ln T} + \frac{d}{\ln T} + \frac{e}{(\ln T)^2} \right)$$

Les paramètres de cette expression dépendent de l'énergie comme suit :

Paramètre	$T < 1000$ MeV/nucléon	$T \geq 1000$ MeV/nucléon
$a$	-124,4	0
$b$	-51,83	-51,68
$c$	131,6	103,5
$d$	-241,7	-709,7
$e$	376,6	1,161

# Annexe B

## Matériel supplémentaire pour le Chapitre 3

Use of  $^{10}\text{Be}$  to predict atmospheric  $^{14}\text{C}$  variations during the Laschamp excursion: high sensitivity to cosmogenic isotope production calculations

*A. Cauquoin, G. Raisbeck, J. Jouzel, D. Paillard*

### Supplementary Material

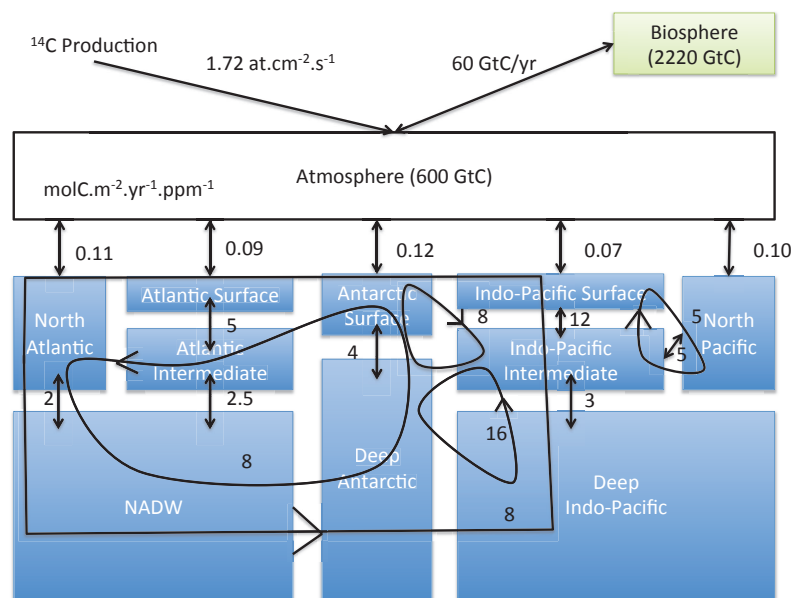


Figure B.1: Scheme representing our 12-box model for pre-industrial conditions (10 ocean boxes + one atmosphere and biosphere box). The oceanic fluxes are expressed in Sverdrup (Sv).

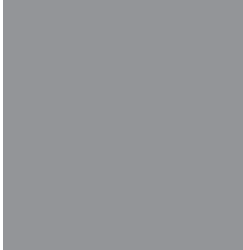
<b>Box</b>	<b>Area (Mkm<sup>2</sup>)</b>	<b>Volume (Mkm<sup>3</sup>)</b>
North Atlantic	14	29
Atlantic Surface	94	29
Antarctic Surface	20	1.85
Indo-Pacific Surface	241.5	99.35
North Pacific	13.5	16.5
Atlantic Intermediate		58
NADW		182
Deep Antarctic		74.85
Indo-Pacific Intermediate		198.7
Deep Indo-Pacific		645.77

Table B.1: Areas and volumes of each box

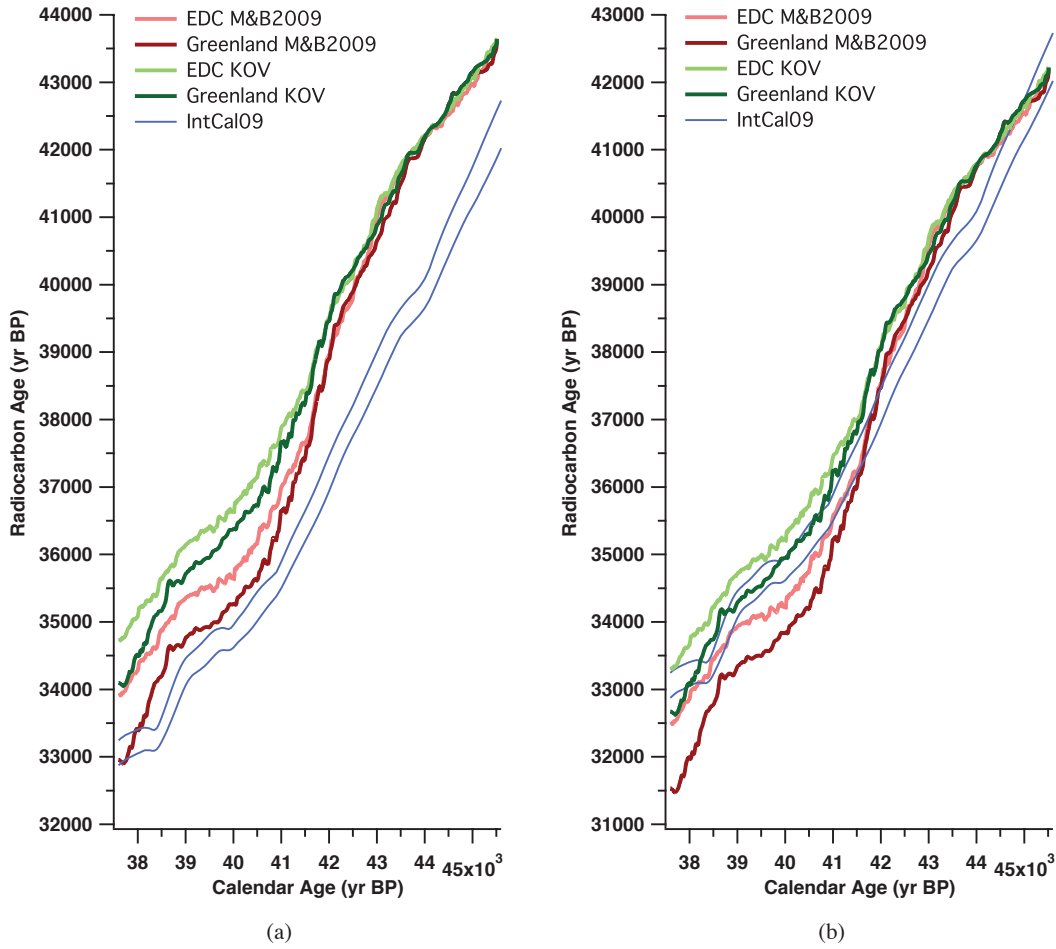


Figure B.2: Comparison of radiocarbon ages from our simulations with scenario S3 with the IntCal09 calibration curve [Reimer et al., 2009]. Radiocarbon ages from  $^{10}\text{Be}$  are on their absolute scale on graph (a) and shifted by  $-1424$  years on graph (b) to make easier the comparison with IntCal09. The light and dark curves represent simulated radiocarbon ages using the EDC and Greenland records respectively. The red and green curves symbolize these variations using  $^{10}\text{Be} - ^{14}\text{C}$  conversion from Masarik and Beer [2009] and KOV simulation [Kovaltsov and Usoskin, 2010; Kovaltsov et al., 2012] respectively. The IntCal09 calibration curve [Reimer et al., 2009] is shown with its 1-standard deviation envelope (blue curve).

## References

Gennady A. Kovaltsov and Ilya G. Usoskin. A new 3D numerical model of cosmogenic nuclide  $^{10}\text{Be}$  production in the atmosphere. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 291 :182–188, 2010. doi: 10.1016/j.epsl.2010.01.011.

Gennady A. Kovaltsov, A. L. Mishev, and Ilya G. Usoskin. A new model of cosmogenic production of radiocarbon  $^{14}\text{C}$  in the atmosphere. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 337 :114–120, 2012. doi: 10.1016/j.epsl.2012.05.036.

J. Masarik and J. Beer. An updated simulation of particle fluxes and cosmogenic nuclide production in the Earth’s atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 114 :D11103, 2009. doi: 10.1029/2008JD010557.

P J Reimer, M G L Baillie, E Bard, A Bayliss, J W Beck, P G Blackwell, C Bronk Ramsey, C E Buck, G S Burr, R L Edwards, M Friedrich, P M Grootes, T P Guilderson, I Hajdas, T J Heaton, A G Hogg, K A Hughen, K F Kaiser, B Kromer, F G McCormac, S W Manning, R W Reimer, D A Richards, J R Southon, S Talamo, C S M Turney, J van der Pligh, and C E Weyhenmeyer. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 51(4) :1111–1150, 2009.

# Annexe C

## Matériel supplémentaire pour le Chapitre 5

### C.1 Spectral analysis programs

For the wavelet analyses, we use the MATLAB package from [Grinsted et al. \[2004\]](#). This type of analyses is well adapted to describe non-stationary periods or changes in frequency and magnitude. The red areas indicate high power and blue areas low power. The 95% confidence levels against red noise are shown as thick contours. A Cone Of Influence (COI) where edge effects might distort the picture is represented by a lighter shade. One must take a special care not to misinterpret results inside this area. The squared wavelet coherence (WTC) can be thought of as the local correlation between the two time series in time frequency space (used in section 5.3.1). The mean phase angle of the significant regions are calculated and represented by arrows (in-phase: pointing right, anti-phase: pointing left, lead/lag by 90°: up and down).

The global Fourier analyses have been performed using the REDFIT program [[Schulz and Mudelsee, 2002](#)]. It allows to calculate the spectrum of an unevenly spaced time series and to obtain an accurate estimate of its red-noise spectrum. This is useful to test if peaks in the spectrum of a time series are significant against the red-noise background from an AR1 process. On the graphs, the spectrum of the time series and its red noise estimate are in blue and red respectively. The 90%, 95% and 99% confidence levels are represented by the black, green and purple curves respectively.



## **C.2 Characteristic periodicities of solar activity over the whole $^{10}\text{Be}$ record between 269 and 355 kyr BP**

Here, we described more in details the temporal analyses of centennial variability, probably due to solar activity, in the whole  $^{10}\text{Be}$  record except the MIS 9.3 period (see section 5.5). The spectral analyses for each 10000 years window are displayed in the Fig. C.1. The results of this temporal analysis are resumed in the Table 5.1. The most common period detected in our  $^{10}\text{Be}$  record is a potential solar activity cycle of 180 years, during the time domains 275 – 285, 295 – 305 and 305 – 315 ka. Because of the resolution (already discussed in the section 5.5) of the  $^{10}\text{Be}$  record during these periods, we are not very confident in these results. Moreover, if we look in details the corresponding wavelet spectra (Fig. C.1a, C.1c and C.1d), we note that the significant regions represent only three cycles and are very scattered along the profile. Imprints of the de Vries cycle (210 years) are maybe visible only on the interval 315 – 325 kyr BP (Fig. C.1e). We stay careful with this result because the corresponding peak in the global Fourier spectrum is relatively weak and the significant regions in the wavelet spectrum move from 150 to 300 years between 315 and 325 ka. The oldest part of the studied core where the resolution, and so the resampling, is the lowest (69 and 67 years for the 335 – 345 and 345 – 355 kyr BP intervals respectively, see Table 5.1 and Fig. C.1f and C.1g), presents a special shape. Indeed, two periods can be extracted: a cycle of 210–250 years, but not significant because the regions showing this periodicity are isolated and represent only three cycles on the wavelet analyses, and another one of 625 years (on the 345 – 355 kyr interval, Fig. C.1g) detected between 348.5 and 351.7 kyr BP (more than 5 cycles). The latter is the longest centennial period recorded in the  $^{10}\text{Be}$  flux.

C.2. Characteristic periodicities of solar activity over the whole  $^{10}\text{Be}$  record between 269 and 355 kyr BP

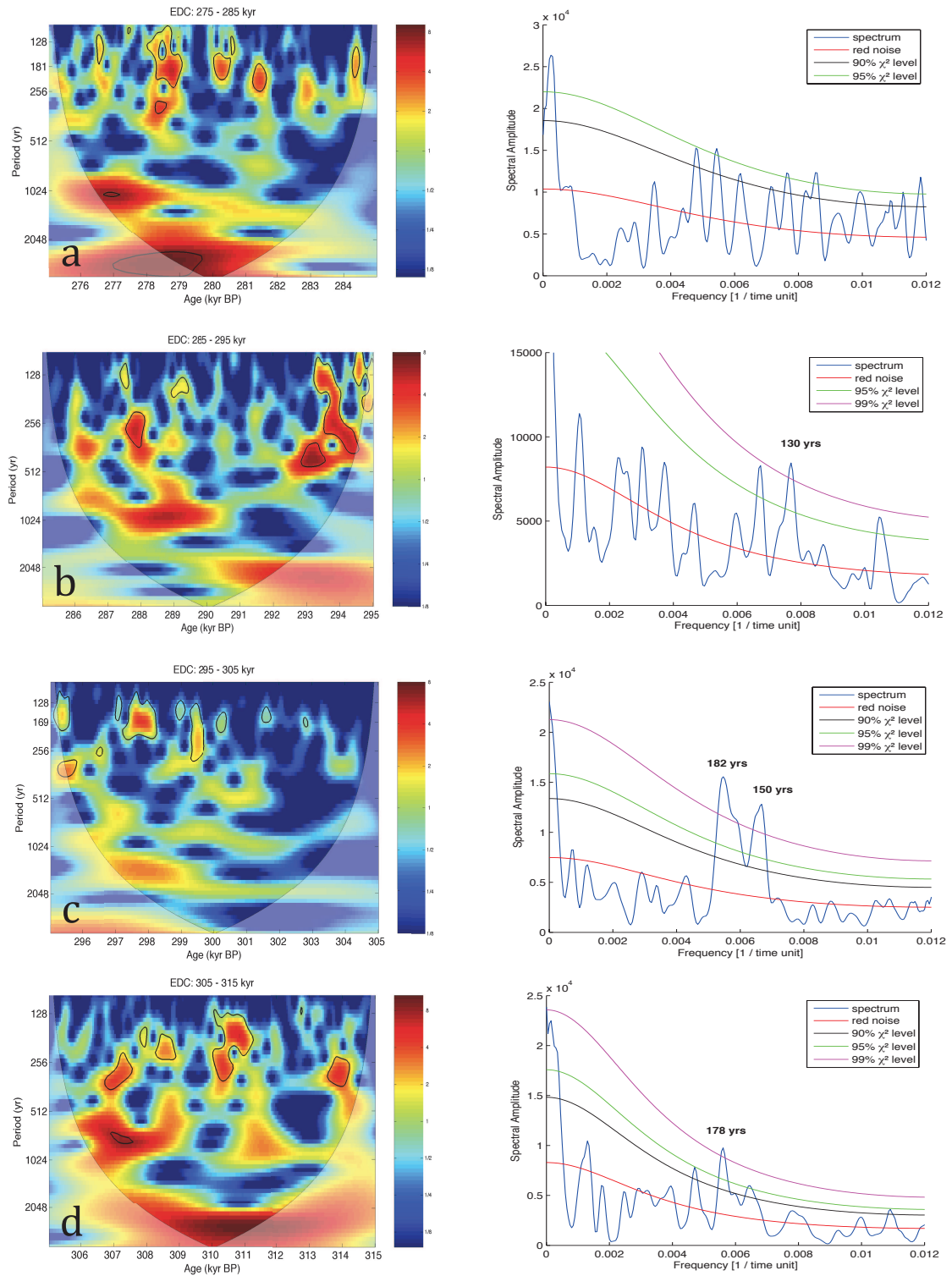


Figure C.1: Wavelet and global Fourier analyses of  $^{10}\text{Be}$  flux at EDC by 10000 years interval (a: 275–285 kyr, b: 285–295 kyr...). Refer to the Table 5.1 and the section C.2 for details.

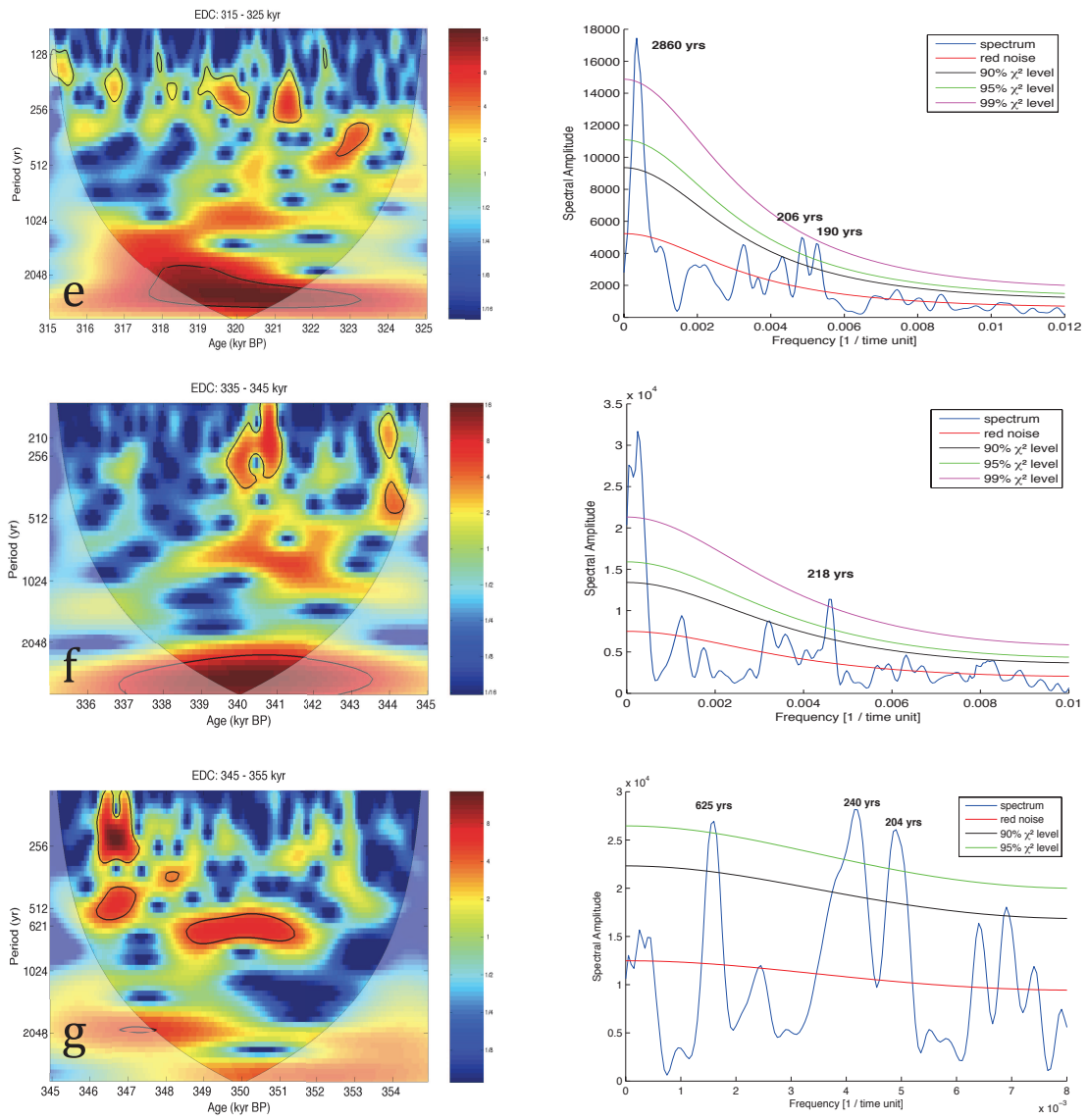


Figure C.1: Continued.

# Annexe D

## EDC3 et AICC2012

Dans ce chapitre, l'effet de la chronologie sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC est testé à l'aide de la nouvelle échelle d'âge AICC2012 [Bazin et al., 2013]. Ce chapitre fait référence à la section 6.1 où l'influence du climat sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  est discutée.

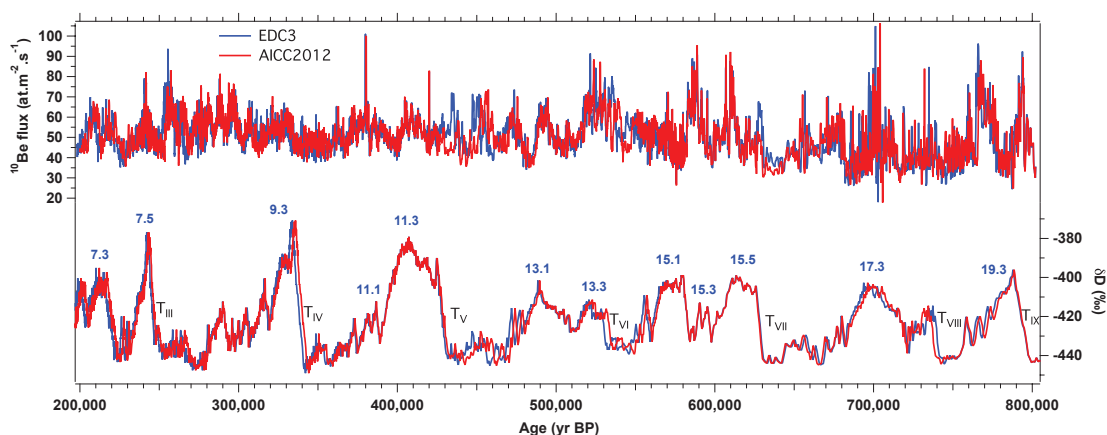
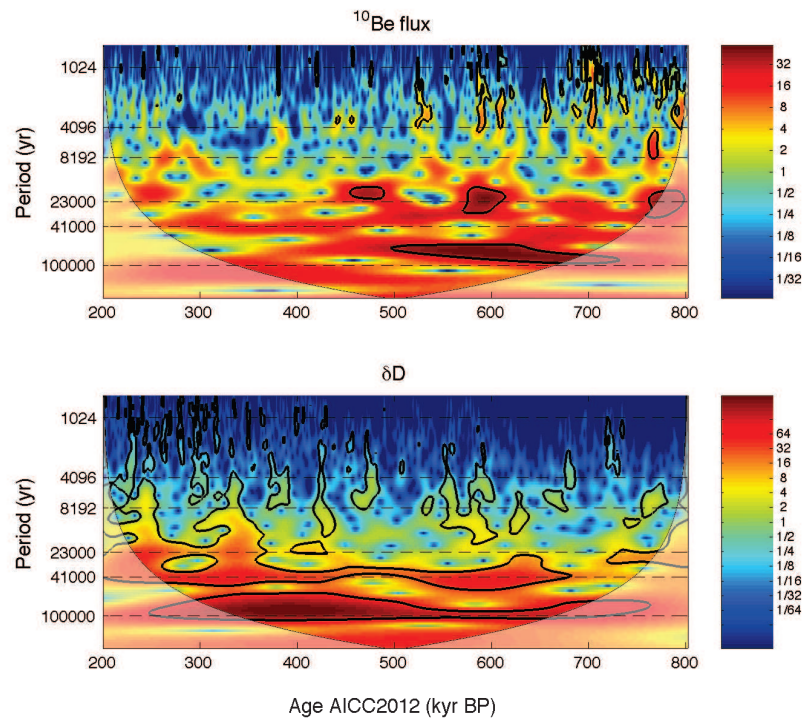
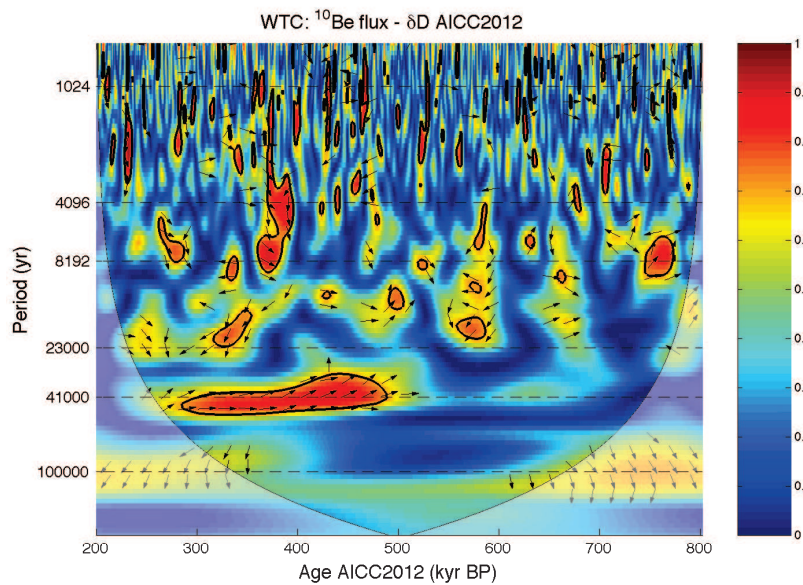


FIGURE D.1 – Flux de  $^{10}\text{Be}$  après application d'une médiane mobile à 5 points (en haut) et  $\delta D$  (en bas) à EDC [Jouzel et al., 2007] entre 200 et 800 kyr BP sur les échelles d'âge EDC3 (bleu, Parrenin et al. [2007b]) et AICC2012 (rouge, Bazin et al. [2013]).

*5 pt running median  $^{10}\text{Be}$  flux (top) and  $\delta D$  (bottom) at EDC [Jouzel et al., 2007] between 200 and 800 kyr BP on the EDC3 (blue, Parrenin et al. [2007b]) and AICC2012 (red, Bazin et al. [2013]) age scales.*



(a)

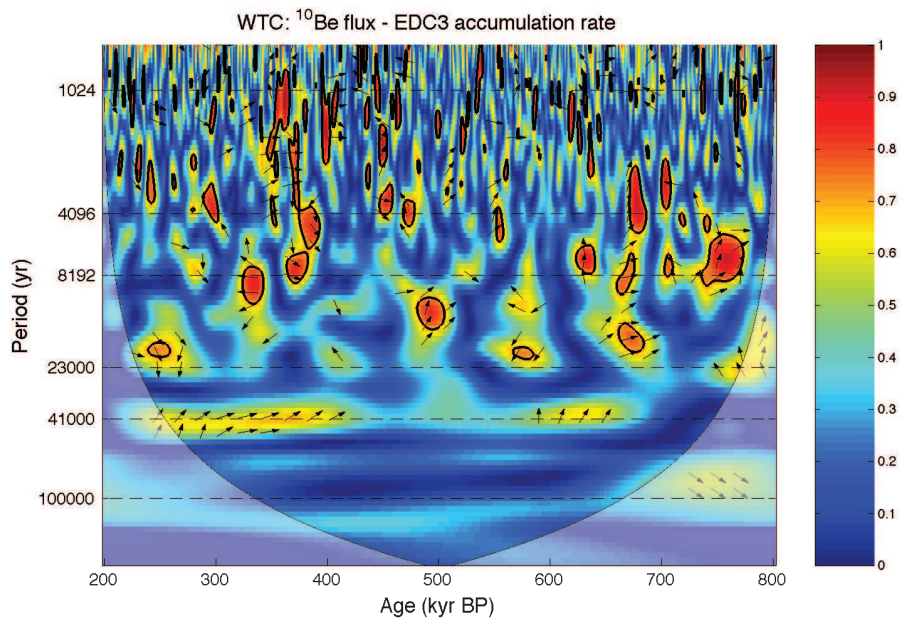


(b)

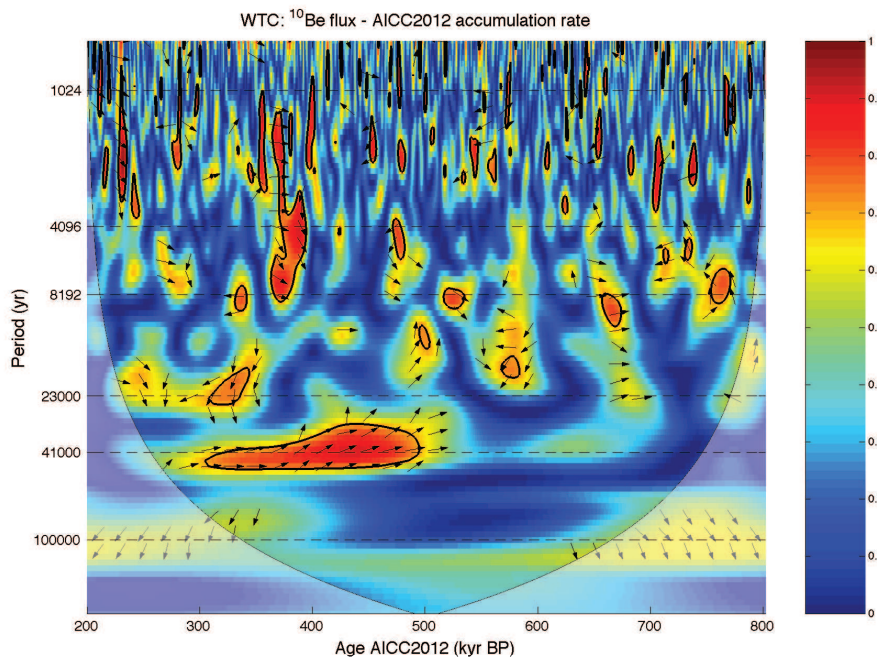
FIGURE D.2 – (a) Analyse en ondelettes du flux de  $^{10}\text{Be}$  et du  $\delta\text{D}$  et (b) carte de corrélation locale (WTC) dans l'espace temps – fréquence entre les deux spectres sur l'échelle d'âge AICC2012 [Bazin et al., 2013].

(a) Wavelet analyses of  $^{10}\text{Be}$  flux and  $\delta\text{D}$  and (b) Squared Wavelet Coherence (WTC, local correlation in the space time frequency) of both spectra on the AICC2012 age scale [Bazin et al., 2013].





(a)



(b)

FIGURE D.3 – Carte de corrélation locale (WTC) entre le flux de  $^{10}\text{Be}$  et le taux d'accumulation du site pour les chronologies (a) EDC3 et (b) AICC2012.

*Squared Wavelet Coherence (WTC) between the  $^{10}\text{Be}$  flux and the accumulation rate of the site for the (a) EDC3 and (b) AICC2012 chronologies.*





# Annexe E

## Archives sédimentaires

Ici sont présentés les profils de taux de production global relatif (ou normalisé) de  $^{10}\text{Be}$  (bleu, obtenus en appliquant les calculs de production [Masarik and Beer \[2009\]](#) sur les courbes de paléointensité relative) et de  $\delta^{18}\text{O}$  benthique (rouge) entre 200 et 800 kyr BP des archives sédimentaires utilisées dans le chapitre 6. Les lignes en pointillé signalent les Terminaisons. Le point d'interrogation sur la Fig. E.5 fait référence à la difficulté de placer la Terminaison IX sur l'enregistrement MD97-2143.

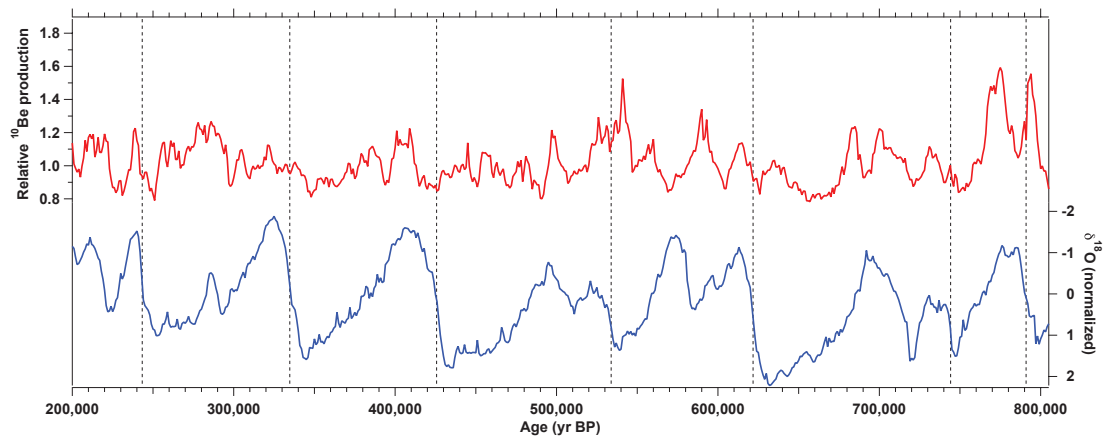


FIGURE E.1 – PISO-1500 [[Channell et al., 2009](#)]

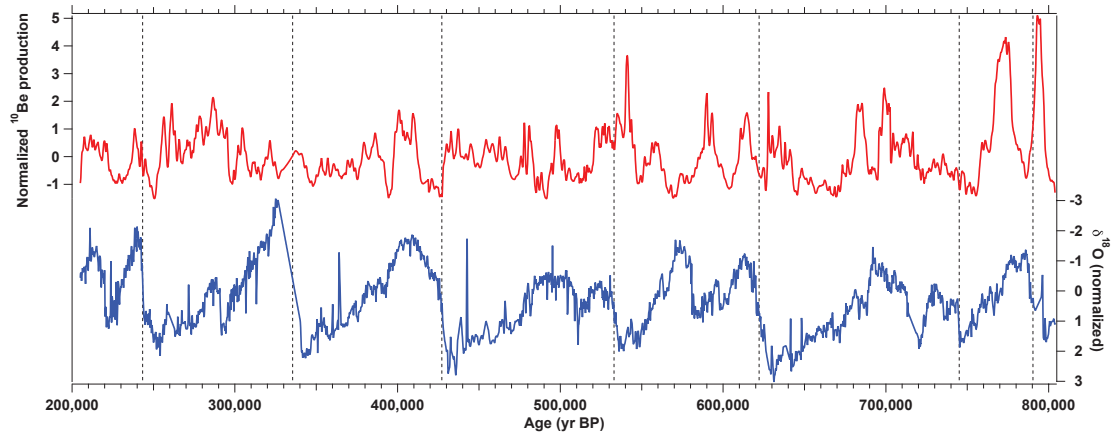


FIGURE E.2 – IODP U1308 [Channell et al., 2008; Hodell et al., 2008]

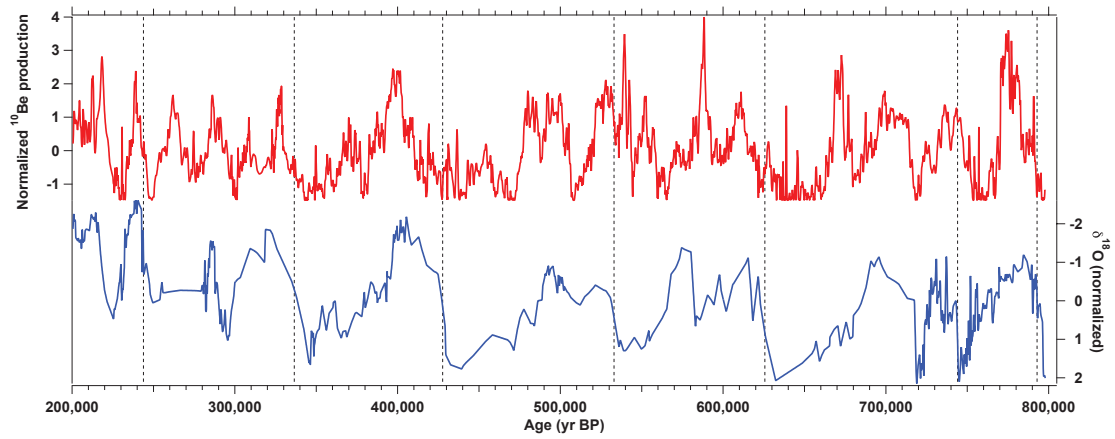


FIGURE E.3 – ODP 983 [Channell et al., 1997; Channell, 1999; Channell and Kleiven, 2000]

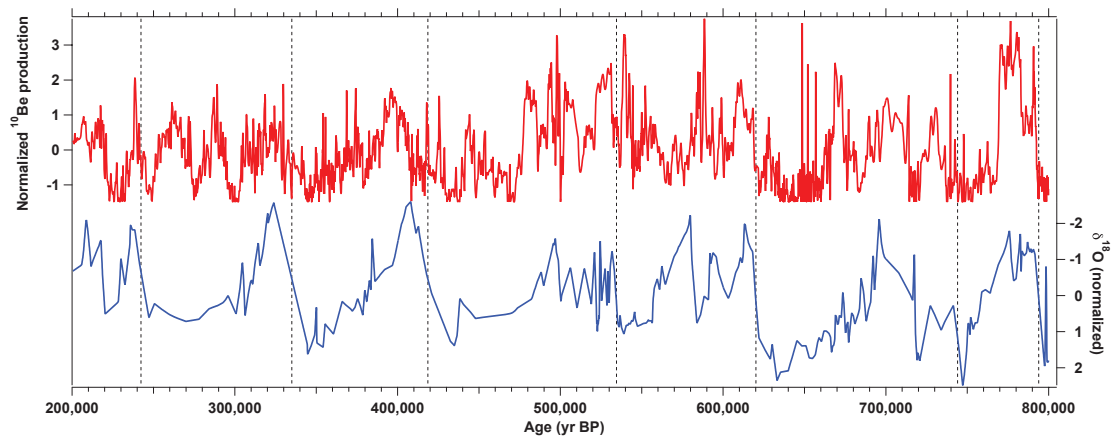


FIGURE E.4 – ODP 984 [Channell et al., 1997; Channell, 1999]

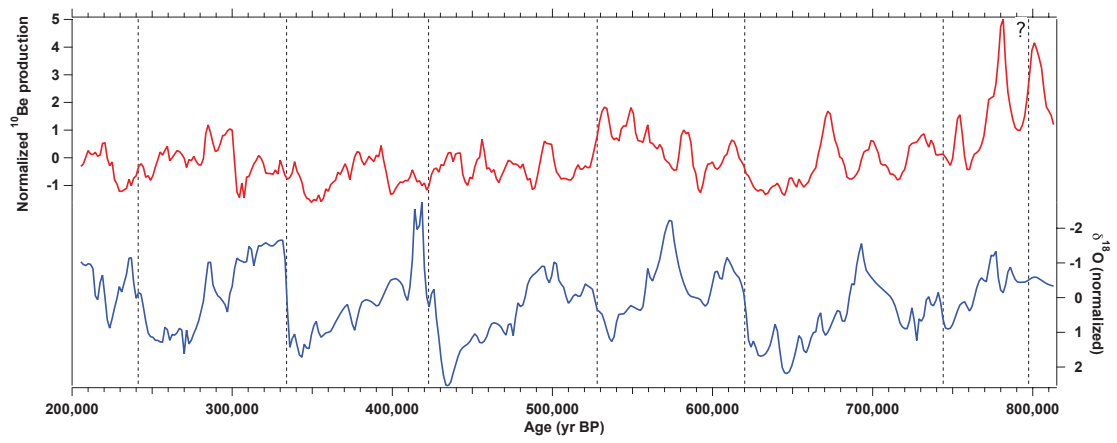


FIGURE E.5 – MD97-2143 [Horng et al., 2002, 2003]



## Annexe F

# Synchronisation du $^{10}\text{Be}$ à EDC avec divers enregistrements sédimentaires marins

Le protocole *Match* [Lisiecki and Lisiecki, 2002] a été utilisé pour la synchronisation de PISO-1500 [Channell et al., 2009] sur EDC (chapitre 6), ainsi que pour les alignements d'autres enregistrements paléomagnétiques présentés dans cette annexe. Contrairement à la méthode d'ajustement manuel, cette technique de corrélation automatique permet de synchroniser des signaux sans nécessairement utiliser de points de calage (exceptés les points de début et de fin des enregistrements). Ce programme possède une interface graphique Matlab pour faciliter sa manipulation. Les courbes d'entrée doivent être normalisées  $((y - \bar{y})/\sigma)$  pour éviter qu'une série de données ne domine l'autre dans l'alignement. La synchronisation est effectuée par optimisation de la somme des carrés de la différence entre les deux signaux à chaque point de donnée. Il faut noter que le programme est capable d'interpoler linéairement un signal entre deux points. L'utilisateur peut « jouer » sur plusieurs paramètres et fonctions de pénalité pour optimiser cet ajustement :

- Après avoir choisi le début et la fin des deux enregistrements (qui seront calés), l'utilisateur doit les « couper » en plusieurs intervalles qui seront utilisés par le programme pour calculer l'alignement optimal (en fonction des pénalités posées par l'utilisateur). Typiquement, la taille d'un intervalle est comprise entre  $10^{-2}$  et  $10^{-3}$  fois la longueur du signal. Plus l'intervalle choisi est petit (i.e. plus leur nombre est grand), plus la résolution de l'alignement (et le temps de calcul) augmente. Pour l'étude dans ce manuscrit, les deux enregistrements ont été séparés en 600 intervalles (1 intervalle  $\simeq$  1000 ans).
- Les vitesses (“speed”) sont les rapports auxquels les intervalles des deux séries

peuvent être alignés. Par exemple, une vitesse de 3:2 signifie que trois intervalles de la courbe à synchroniser (“signal”) sont alignés à deux intervalles de la cible (“target”). Ce paramètre se présente comme une liste du type “3:5, 2:3, 3:4, 4:5, 5:6, 1:1, 6:5, 5:4, 4:3, 3:2, 5:3”. Si les tailles d’intervalle sont les mêmes pour les deux séries (ce qui est notre cas), les vitesses peuvent être considérées comme un taux de sédimentation relatif entre les deux séries. L’utilisateur doit choisir une vitesse « préférée », à laquelle il espère que les deux signaux seront synchronisés en moyenne. Par exemple, pour la synchronisation de PISO-1500 sur EDC, ce paramètre est réglé à 1:1 étant donné que les deux profils sont de la même longueur et ont le même nombre d’intervalles. Cette vitesse sert de référence pour les pénalités expliquées ci-dessous.

- La pénalité sur la vitesse (“speed penalty”) contrôle comment le programme *Match* utilise les vitesses listées par l’utilisateur autre que la vitesse préférée. Lors de l’alignement d’un groupe d’intervalles, le programme applique cette pénalité basée sur la différence entre la vitesse considérée et la vitesse préférée. Une forte valeur pour ce paramètre découragera fortement les alignements contenant des vitesses très éloignées de celle préférée. Plus cette pénalité est forte, plus les vitesses utilisées pour la synchronisation seront centrées autour de la vitesse préférée.
- La pénalité de changement de vitesse (“speed change penalty”) contrôle la manière dont le programme peut changer de vitesse. Une valeur élevée pour ce paramètre encourage le programme à choisir une vitesse et à s’y tenir aussi longtemps que possible. Une pénalité faible autorise les changements de vitesse rapides et fréquents. Ce paramètre décourage les larges déviations dans le taux de sédimentation relatif par création d’une courbe des vitesses plus lisse.
- L’utilisateur peut aussi ajouter des points de calage et la pénalité associée (“tie point penalty”) indiquant comment le programme doit respecter cette contrainte. Si une des séries contient un trou dans les données, celui-ci peut être notifié et associé avec une pénalité (“gap penalty”) pour plus ou moins contraindre sa longueur durant la synchronisation.

---

Les résultats en sortie contiennent deux graphiques : en haut les signaux normalisés après synchronisation (EDC en bleu et l'enregistrement sédimentaire en rouge) et en bas la courbe des vitesses utilisées pour l'alignement (Fig. F.1 à F.10). Des tests sur l'alignement du taux de production de  $^{10}\text{Be}$  d'après PISO-1500 sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC (Fig. F.2 et F.3) ont été réalisés. Les synchronisations de plusieurs archives sédimentaires individuelles incluses dans PISO-1500 (Fig. F.6 à F.9) ont aussi été effectuées entre 200 000 et 800 000 yr BP afin de tester la robustesse des déphasages constatés entre le  $\delta\text{D}$  d'EDC et le  $\delta^{18}\text{O}$  de PISO-1500. Un point de calage a dû être utilisé pour les synchronisations de IODP U1308 et ODP 984 (voir références dans les légendes des figures ci-dessous) sur EDC pour « forcer » l'alignement qui n'était pas satisfaisant (croix noire sur les Fig. F.6 et F.8). L'enregistrement de  $^{10}\text{Be}$  dans la carotte sédimentaire MD05-2930 [Ménabréaz, 2012] étant prometteur pour la comparaison continent – océan discutée dans le chapitre 6, sa synchronisation sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC a aussi été opérée (Fig. F.10).



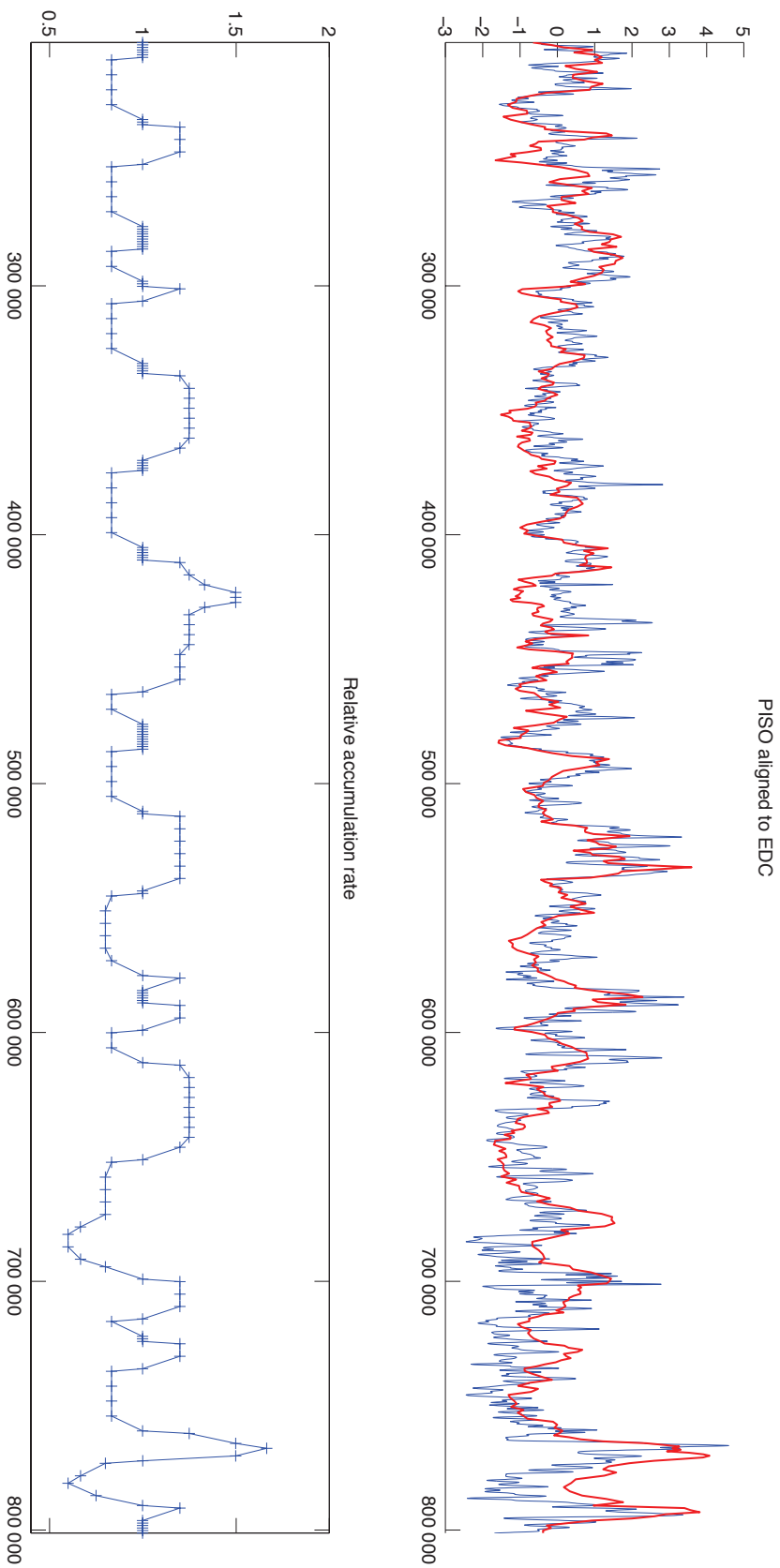


FIGURE F.1 – Synchronisation du taux de production relatif global de  $^{10}\text{Be}$  selon PISO-1500 [Channell et al., 2009] sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC (voir section 6.2).

*Synchronization of the relative global  $^{10}\text{Be}$  production rate according to PISO-1500 [Channell et al., 2009] on the  $^{10}\text{Be}$  flux at EDC (see section 6.2).*

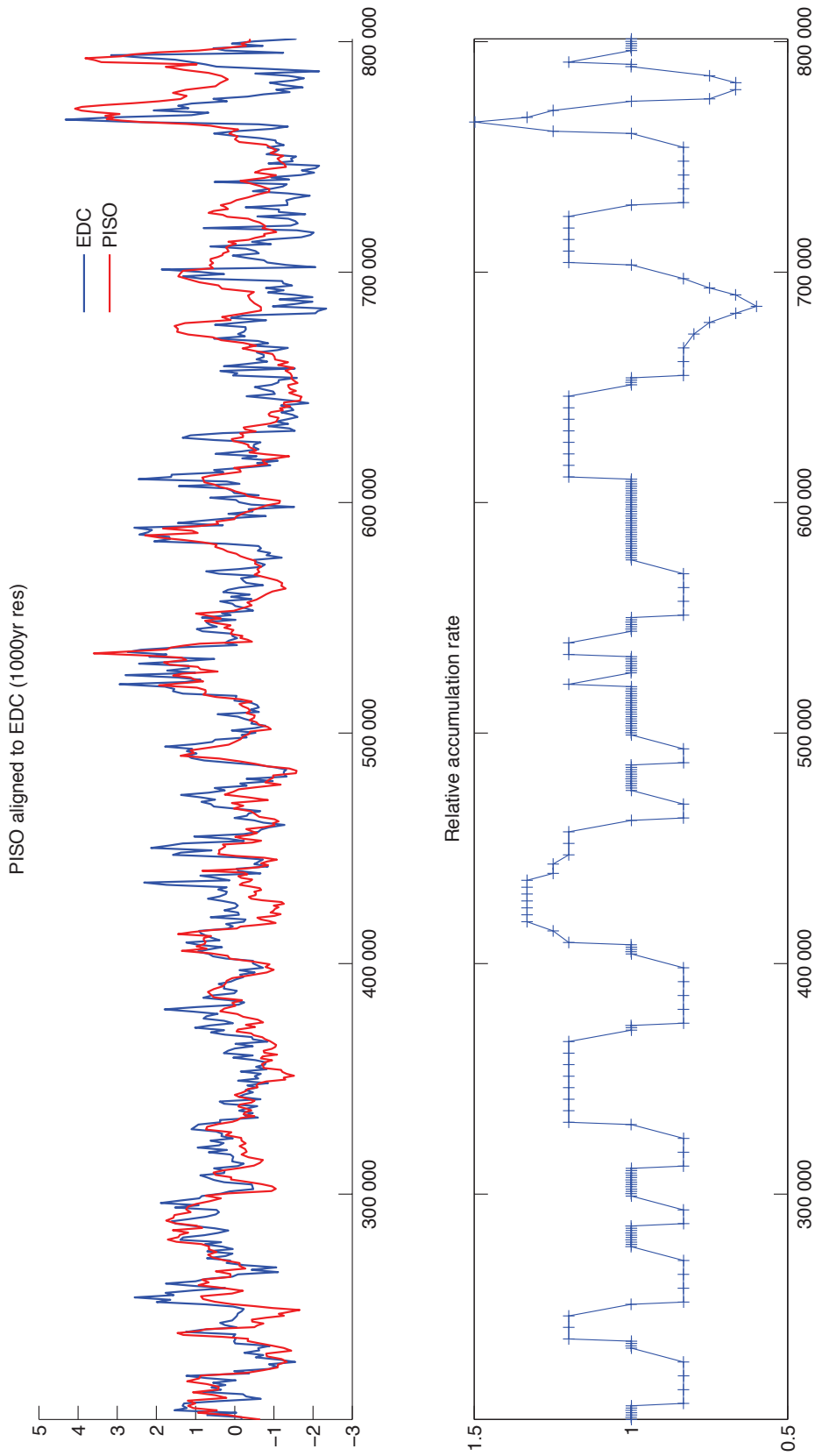


FIGURE F.2 – Synchronisation du taux de production relatif global de  $^{10}\text{Be}$  selon PISO-1500 [Channell et al., 2009] sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC rééchantillonné tous les 1000 ans.

*Synchronization of the relative global  $^{10}\text{Be}$  production rate according to PISO-1500 [Channell et al., 2009] on the 1000yr-resampled  $^{10}\text{Be}$  flux at EDC.*

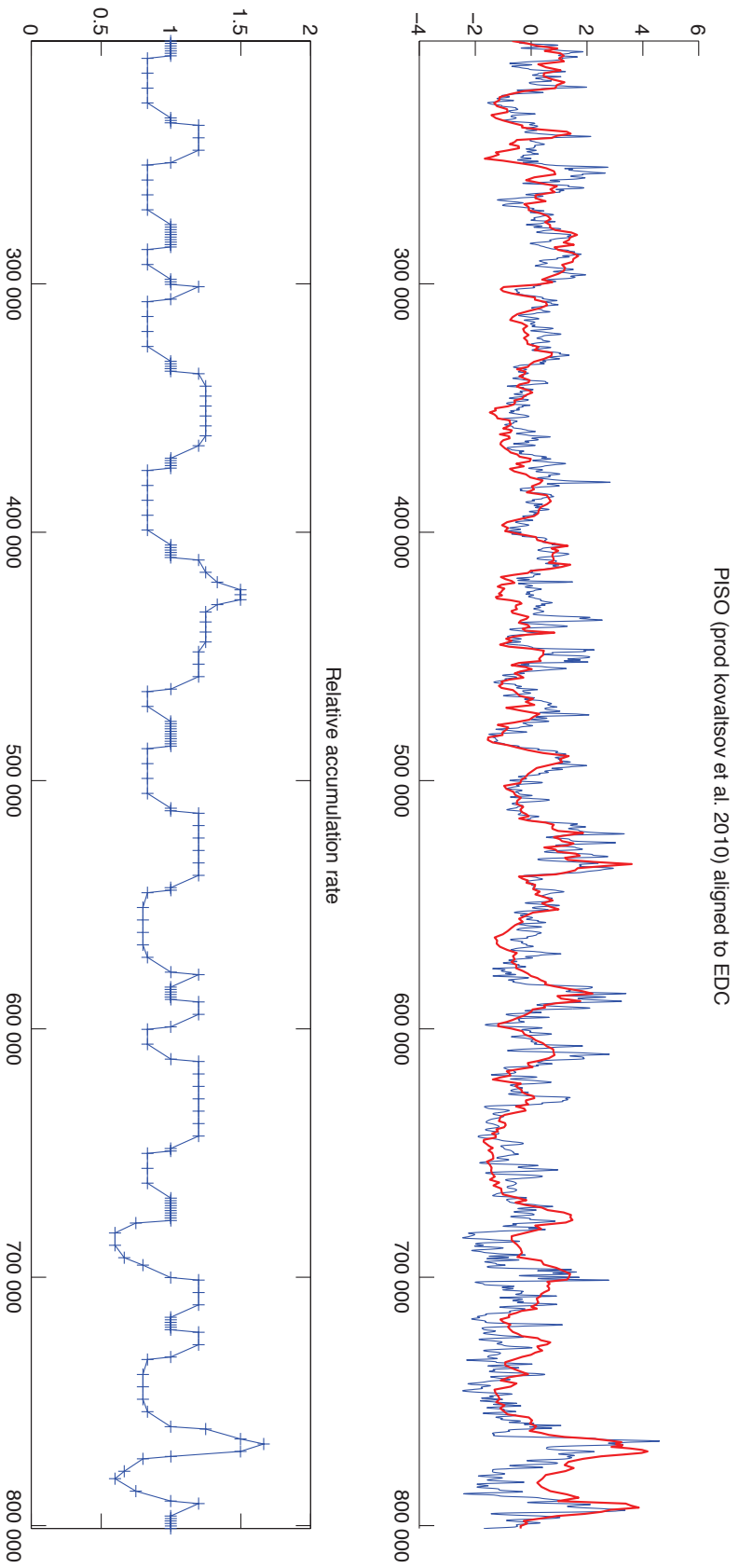


FIGURE F.3 – Synchronisation du taux de production relatif global de  $^{10}\text{Be}$  selon PISO-1500 [Channell et al., 2009], déduit avec les calculs de Kovaltsov and Usoskin [2010], sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC.

*Synchronization of the relative global  $^{10}\text{Be}$  production rate according to PISO-1500 [Channell et al., 2009], using the calculations from Kovaltsov and Usoskin [2010], on the  $^{10}\text{Be}$  flux at EDC.*

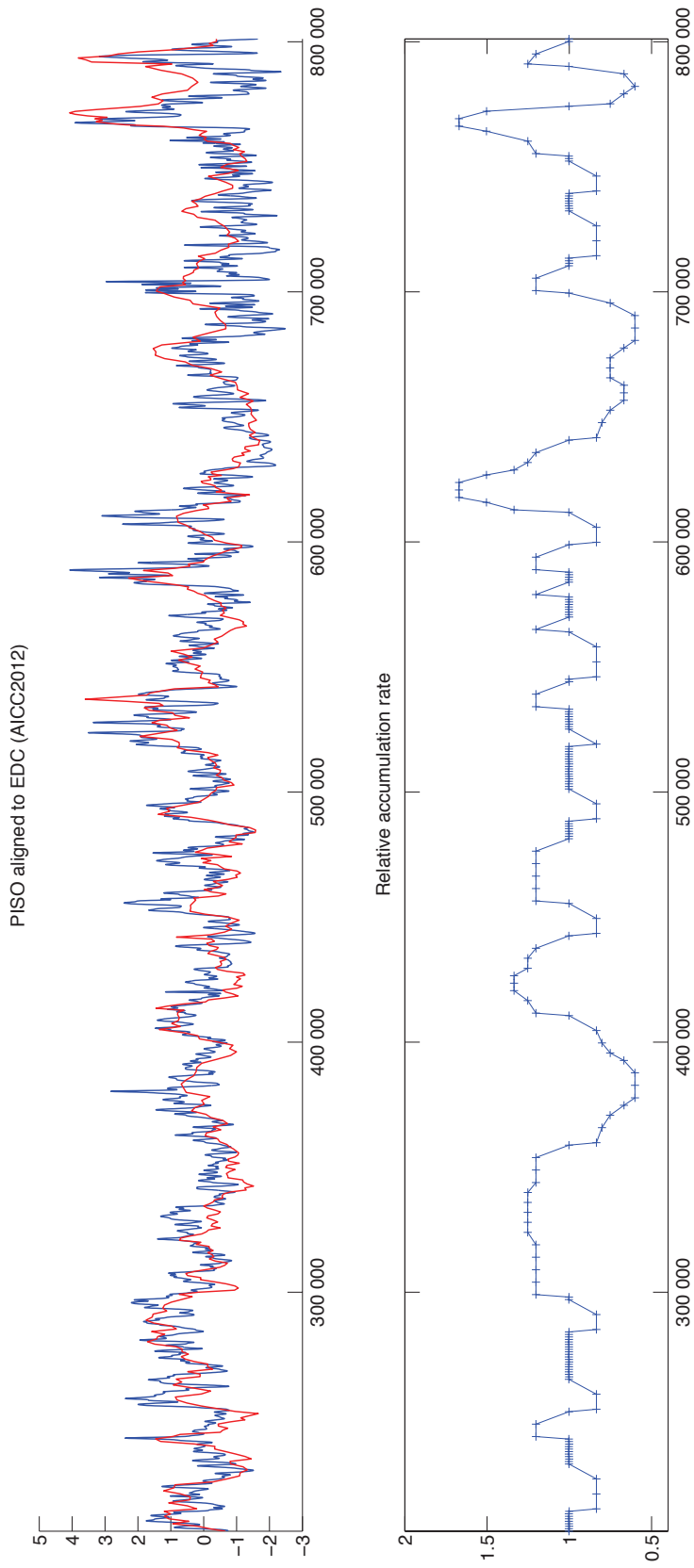


FIGURE F.4 – Synchronisation du taux de production relatif global de  $^{10}\text{Be}$  selon PISO-1500 [Channell et al., 2009] sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC sur l'échelle d'âge AICC2012 [Bazin et al., 2013].

*Synchronization of the relative global  $^{10}\text{Be}$  production rate according to PISO-1500 [Channell et al., 2009] on the  $^{10}\text{Be}$  flux at EDC on the AICC2012 age scale [Bazin et al., 2013].*

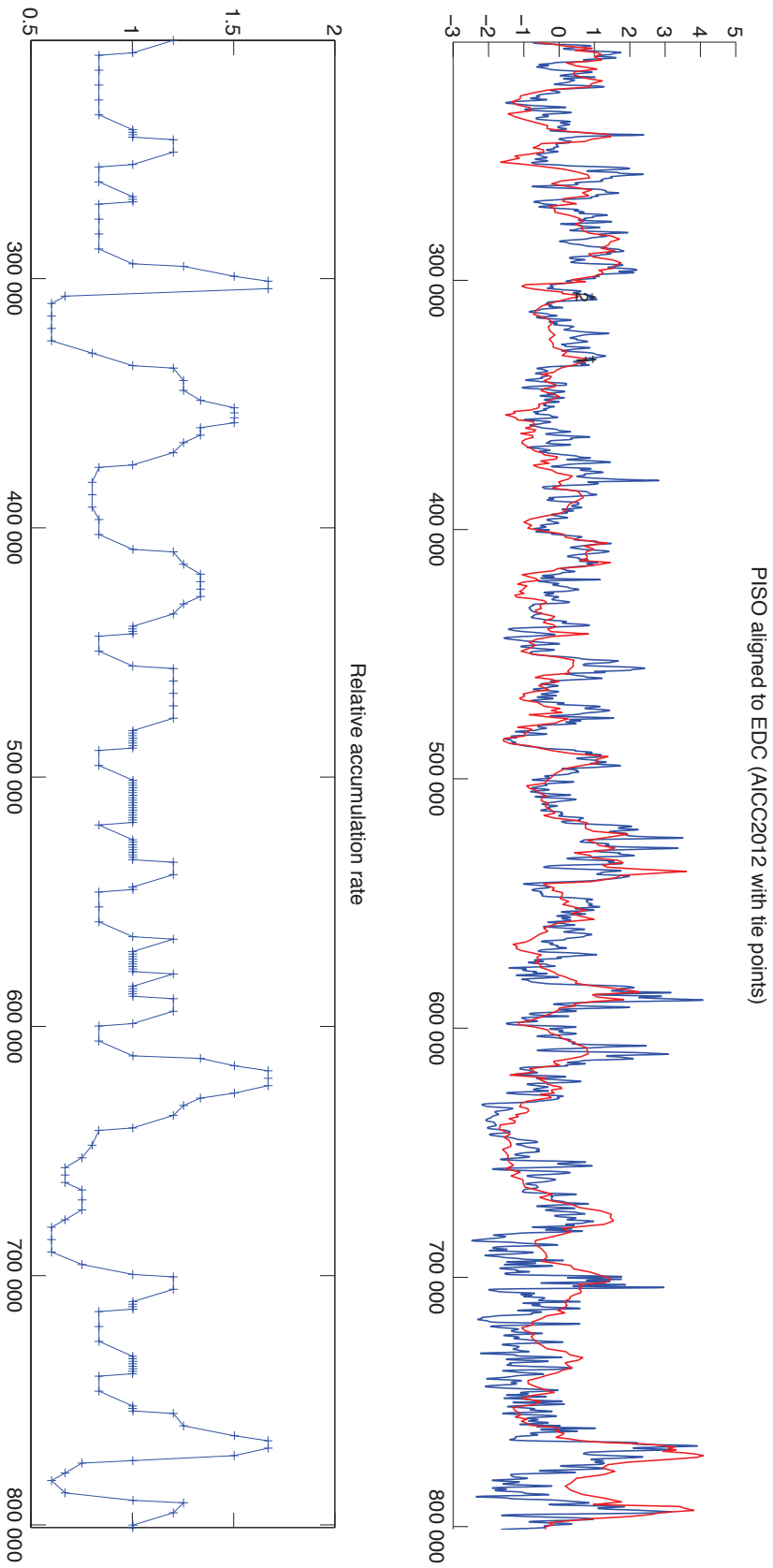


FIGURE F.5 – Synchronisation du taux de production relatif global de  $^{10}\text{Be}$  selon PISO-1500 [Channell et al., 2009] sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC sur l'échelle d'âge AICC2012 [Bazin et al., 2013], contrainte avec deux marqueurs d'âge.

*Synchronization of the relative global  $^{10}\text{Be}$  production rate according to PISO-1500 [Channell et al., 2009] on the  $^{10}\text{Be}$  flux at EDC on the AICC2012 age scale [Bazin et al., 2013], constrained with two tie-points.*

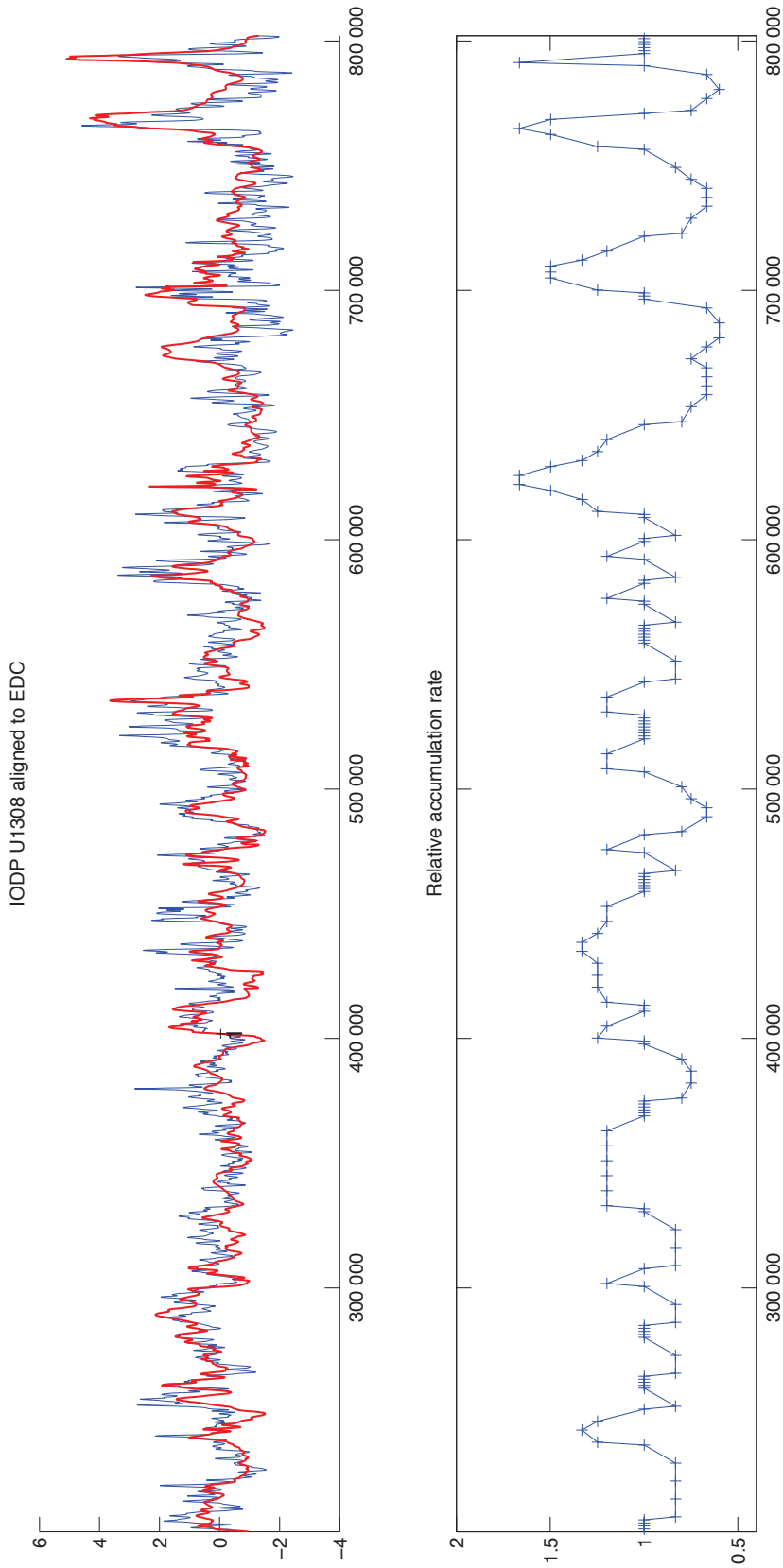


FIGURE F.6 – Synchronisation du taux de production relatif global de  $^{10}\text{Be}$  selon IODP-U1308 [Channell et al., 2008] sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC. Les coordonnées du point de calage sont [397 632 ; 401 889]<sup>a</sup>.

*Synchronization of the relative global  $^{10}\text{Be}$  production rate according to IODP-U1308 [Channell et al., 2008] on the  $^{10}\text{Be}$  flux at EDC. The coordinates of the tie-point are [397 632 ; 401 889].*

<sup>a</sup>. En yr BP, [âge initial de l'enregistrement marin ; nouvel âge EDC3]

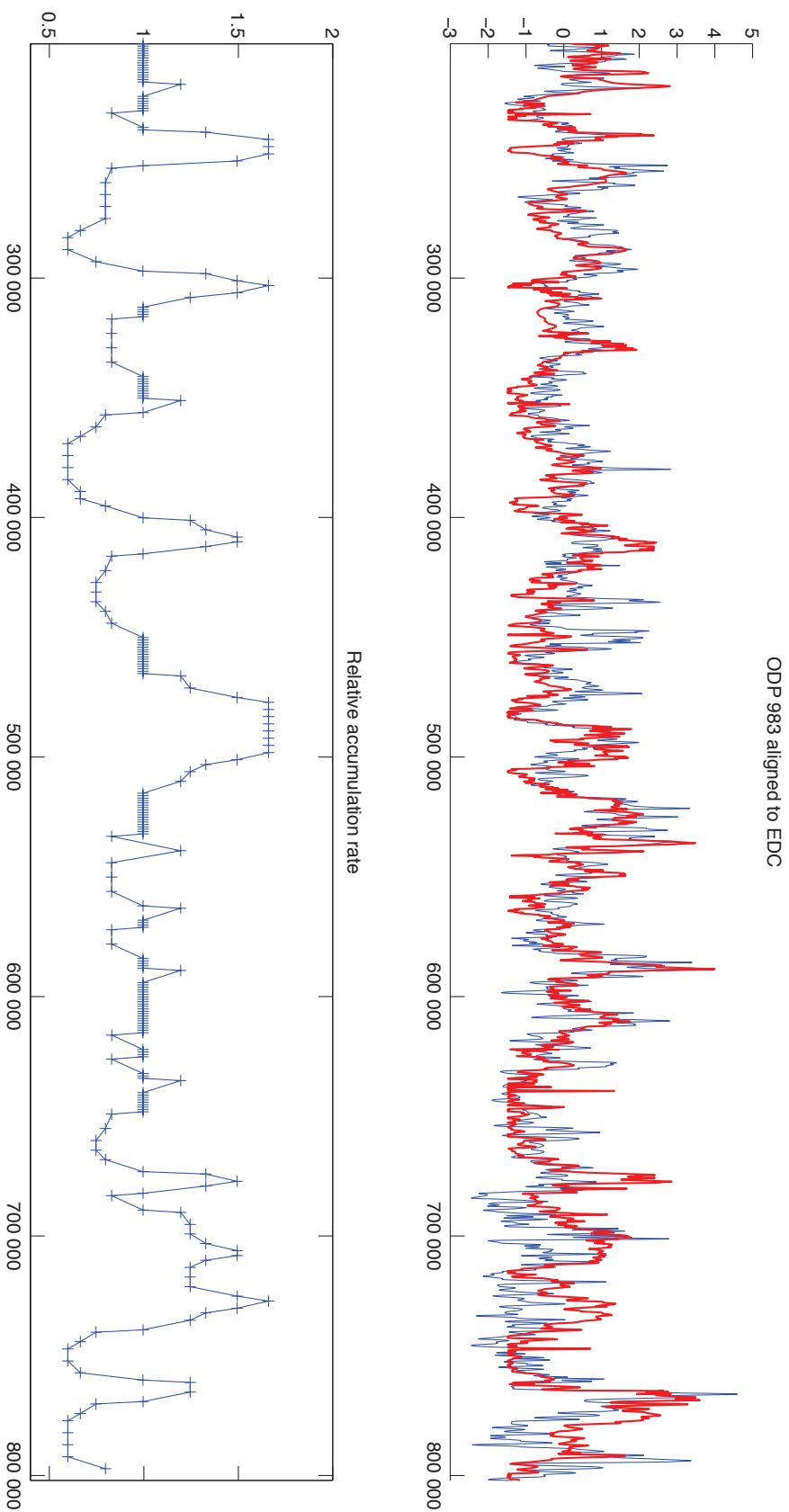


FIGURE F.7 – Synchronisation du taux de production relatif global de  $^{10}\text{Be}$  selon ODP 983 [Channell et al., 1997; Channell, 1999; Channell and Kleiven, 2000] sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC.

*Synchronization of the relative global  $^{10}\text{Be}$  production rate according to ODP 983 [Channell et al., 1997; Channell, 1999; Channell and Kleiven, 2000] on the  $^{10}\text{Be}$  flux at EDC.*



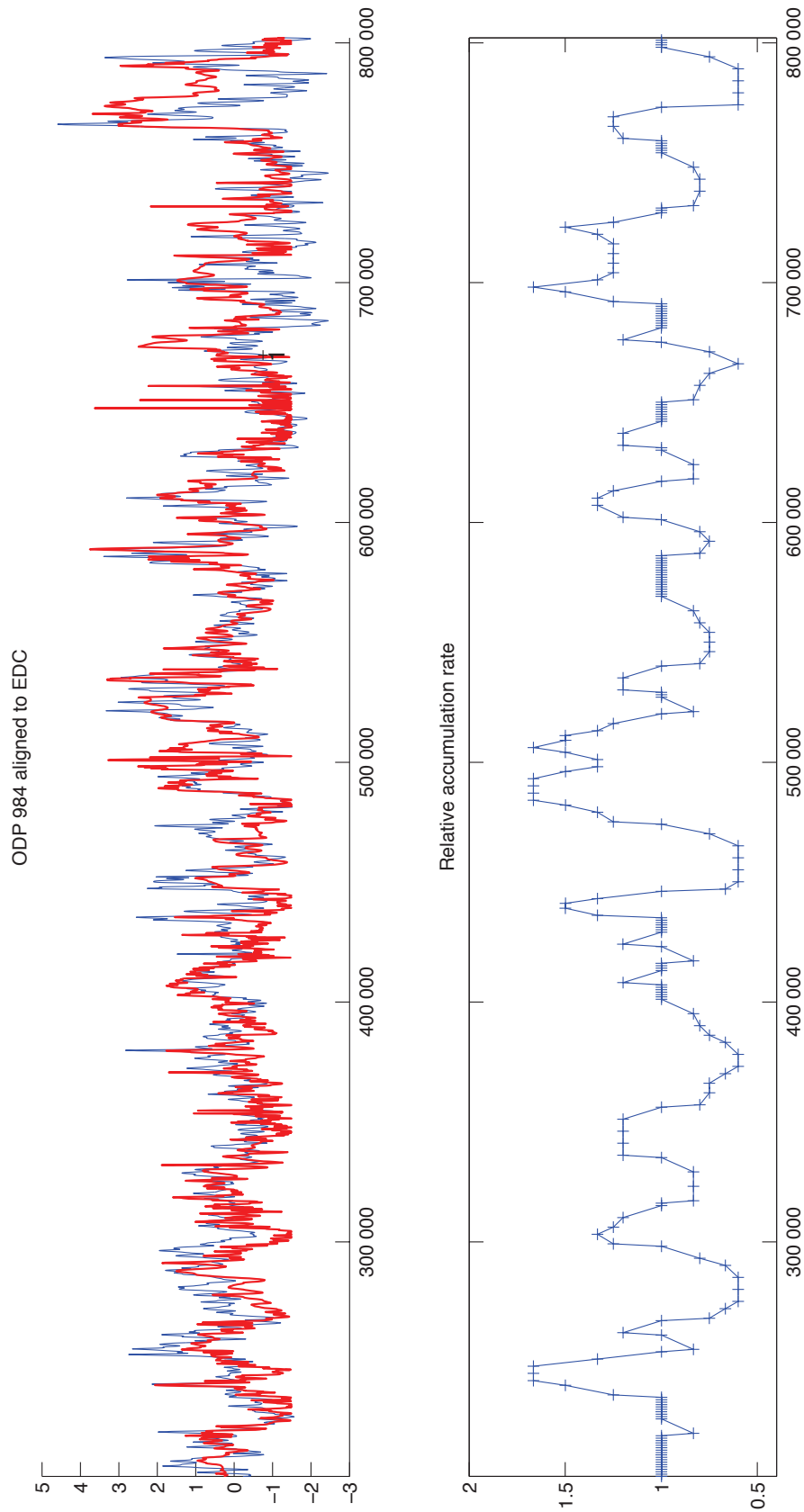


FIGURE F.8 – Synchronisation du taux de production relatif global de  $^{10}\text{Be}$  selon ODP 984 [Channell et al., 1997; Channell, 1999] sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC. Les coordonnées du point de calage sont [666 326 ; 669 839].

*Synchronization of the relative global  $^{10}\text{Be}$  production rate according to ODP 984 [Channell et al., 1997; Channell, 1999] on the  $^{10}\text{Be}$  flux at EDC. The coordinates of the tie-point are [666 326 ; 669 839].*

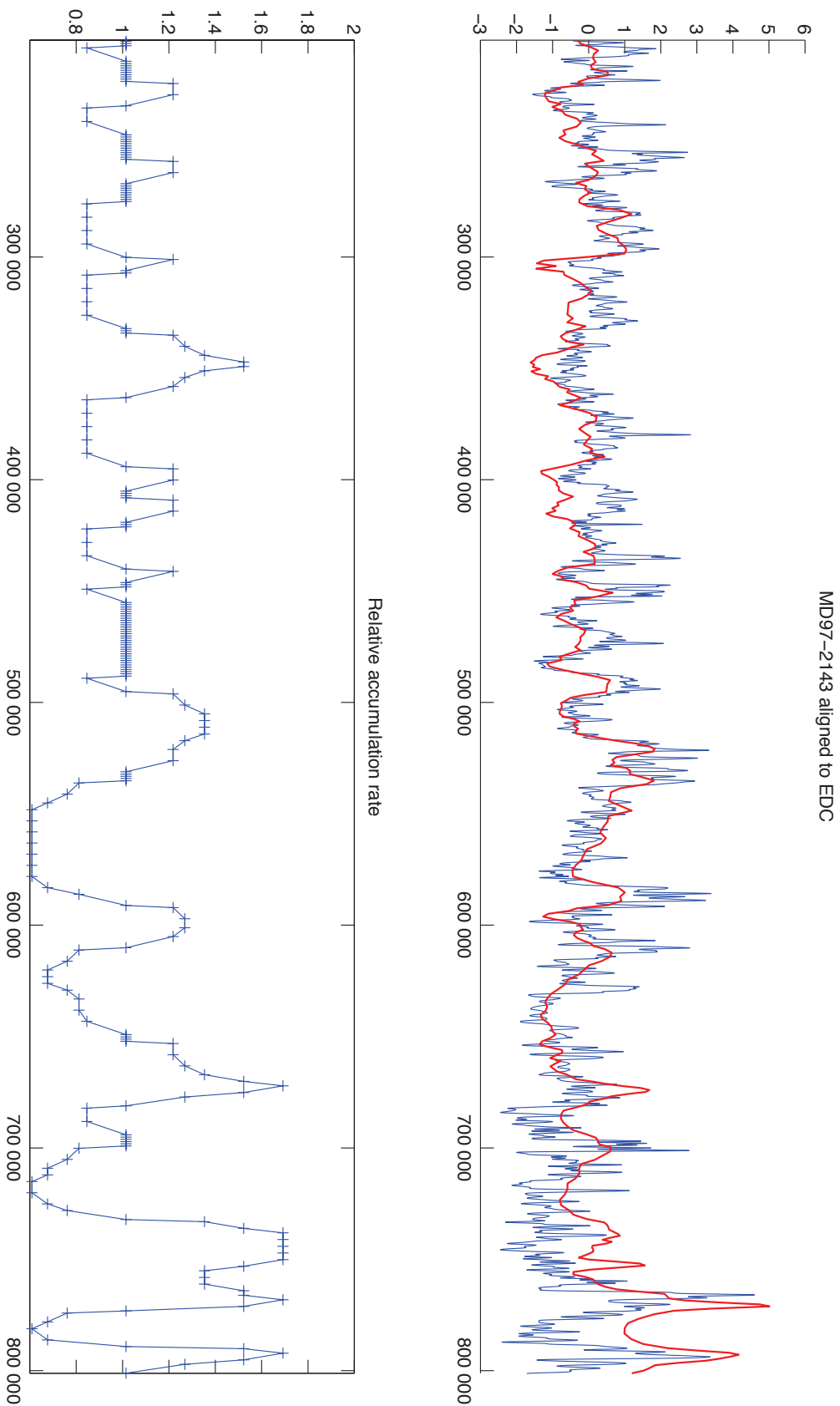


FIGURE F.9 – Synchronisation du taux de production relatif global de  $^{10}\text{Be}$  selon MD97-2143 [Horng et al., 2003] sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC. Synchronization of the relative global  $^{10}\text{Be}$  production rate according to MD97-2143 [Horng et al., 2003] on the  $^{10}\text{Be}$  flux at EDC.

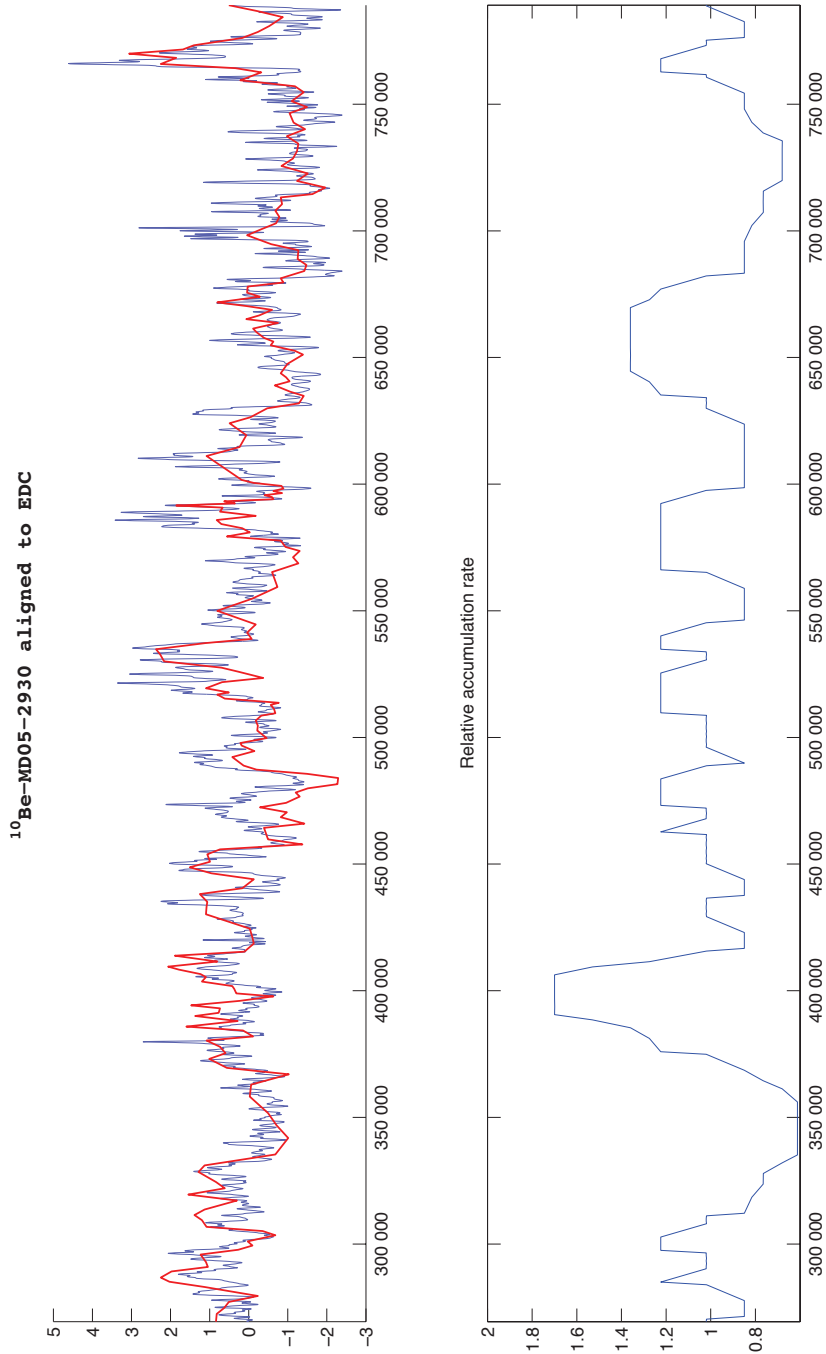


FIGURE F.10 – Synchronisation de l'enregistrement des rapports  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  de la carotte de sédimentaire MD05-2930 [Ménabréaz, 2012] sur le flux de  $^{10}\text{Be}$  à EDC.

*Synchronization of  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  record in the MD05-2930 sedimentary core [Ménabréaz, 2012] on the  $^{10}\text{Be}$  flux at EDC.*



# Annexe G

## Agrandissement sur les déphasages

Ce chapitre regroupe les agrandissements de la Fig. 6.12 sur chaque Terminaison, discutés dans la section 6.3.4. La carotte marine MD97-2143 [[Horng et al., 2002, 2003](#)] n'est pas prise en compte dans les comparaisons décrites ci-dessous.

Les décalages observés, bien que faibles (3200 ans au maximum), ont le même signe quelque soit la carotte marine. Le signe est positif pour la Terminaison III (avance de l'augmentation de température en Antarctique par rapport à la hausse du niveau marin) et négatif pour la Terminaison IV (retard de l'augmentation de température en Antarctique par rapport à la hausse du niveau marin).

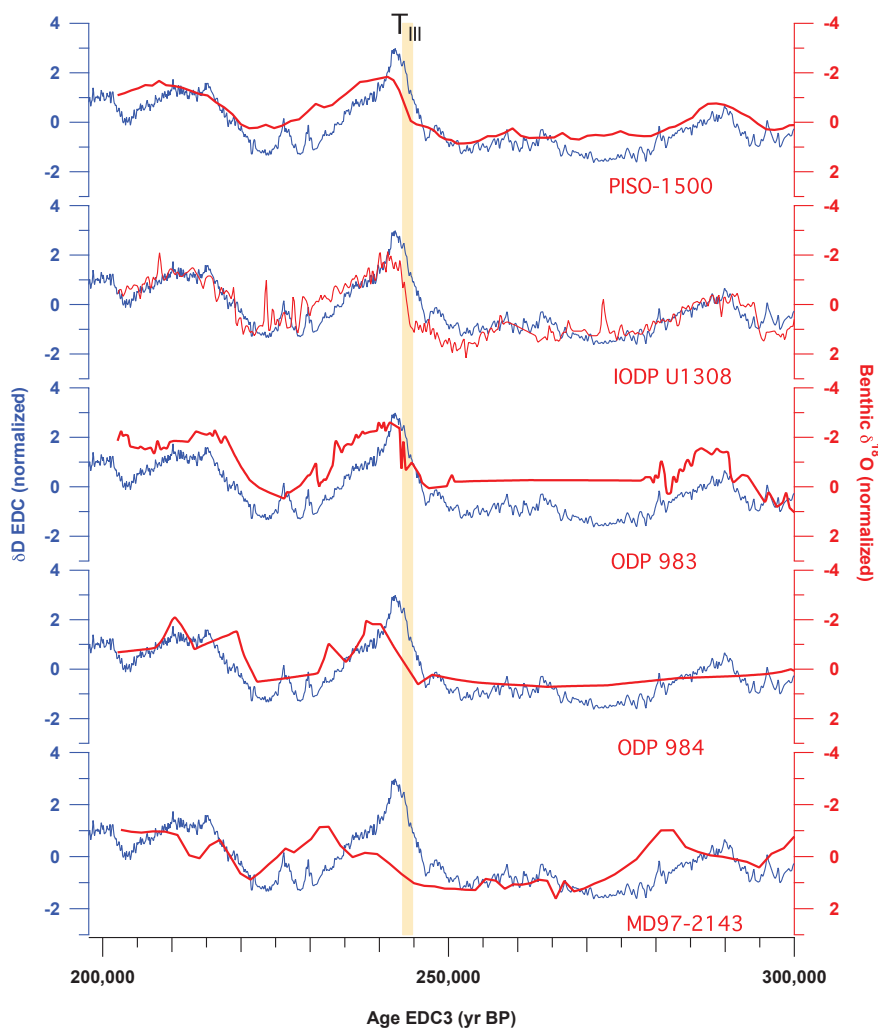


FIGURE G.1 – Terminaison III

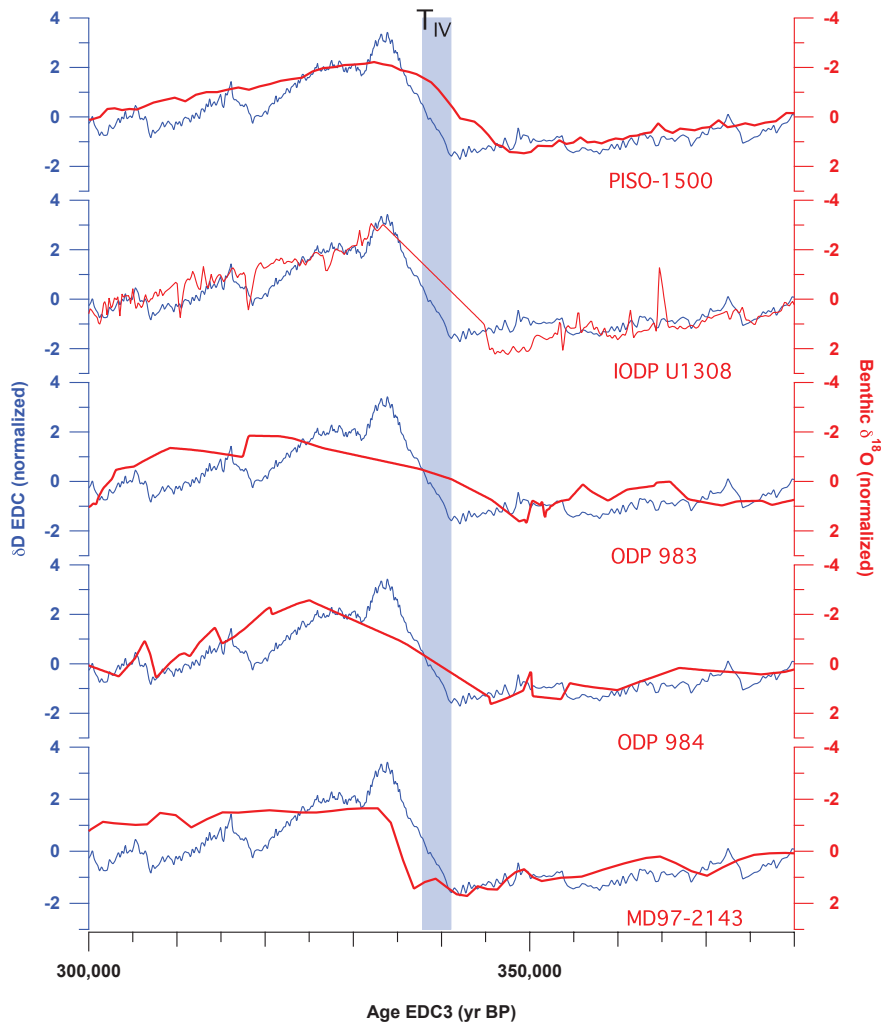


FIGURE G.2 – Termination IV



À la Terminaison V, les sites ODP 983 et 984 sont en désaccord avec PISO-1500 et en avance par rapport au  $\delta D$  à EDC. La forme de la pente des profils de  $\delta^{18}O$  benthique à cette Terminaison ainsi que les différences en terme de taux de production de  $^{10}Be$  à cette période entre les archives (voir Fig. E.1 à E.4) sont probablement à l'origine de ce désaccord.

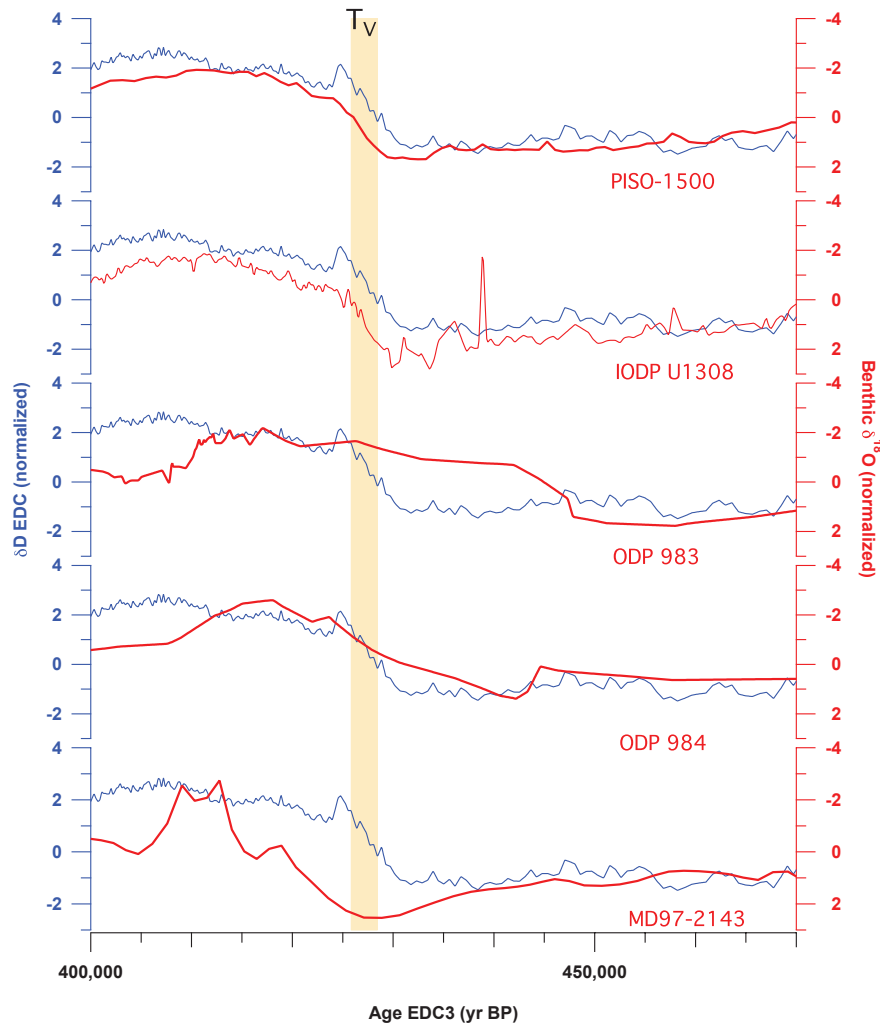


FIGURE G.3 – Terminaison V

Les déphasages sont cohérents entre eux (entre -200 et 3000 ans) au vu des incertitudes, mais il est impossible de conclure sur le signe du décalage au niveau de la Terminaison VI.

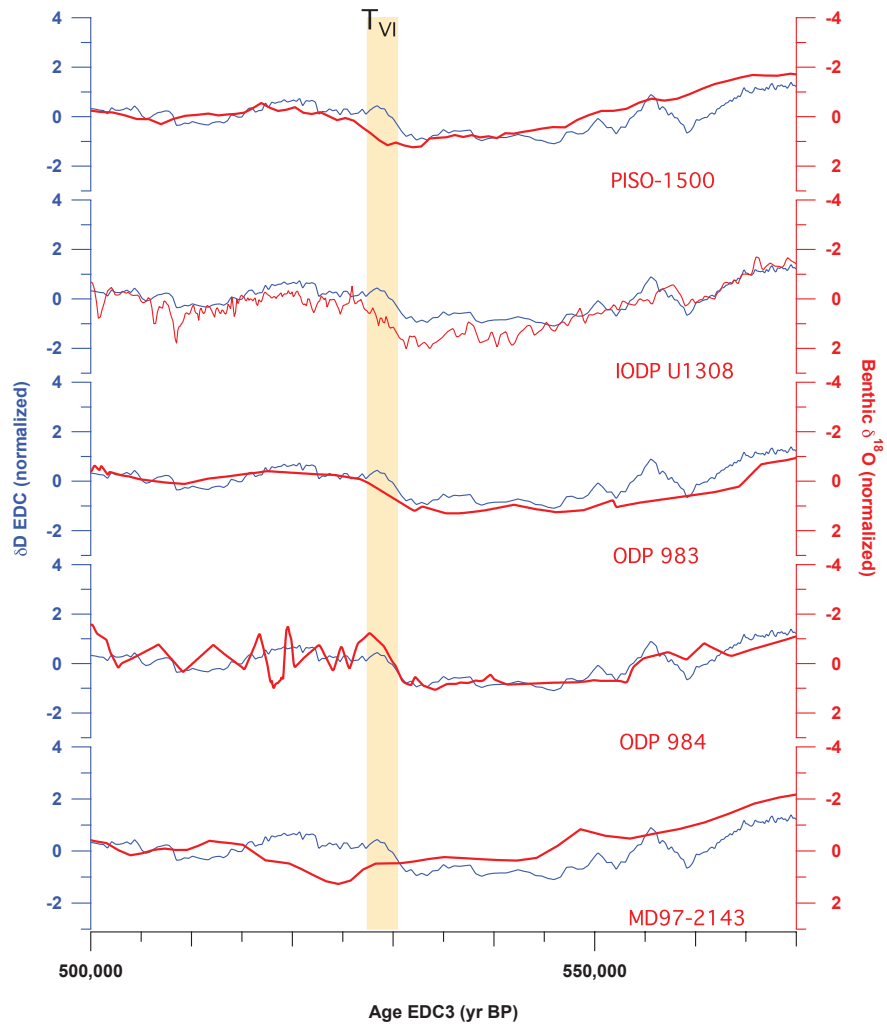


FIGURE G.4 – Terminaison VI

Bien que les déphasages à la Terminaison VII entre les archives sédimentaires marines et EDC soient tous positifs, quel que soit l'enregistrement choisi, on peut remarquer que celui entre ODP 983 et EDC est bien moins élevé (4500 ans contre 11000 ans avec PISO-1500). Ceci s'explique par le troisième pic de production  $^{10}\text{Be}$ , mentionné dans la section 6.3.2, plus proche de la Terminaison (Fig. E.3) que sur PISO-1500 (autour de 630 kyr BP sur PISO-1500, voir Fig. 6.11b).

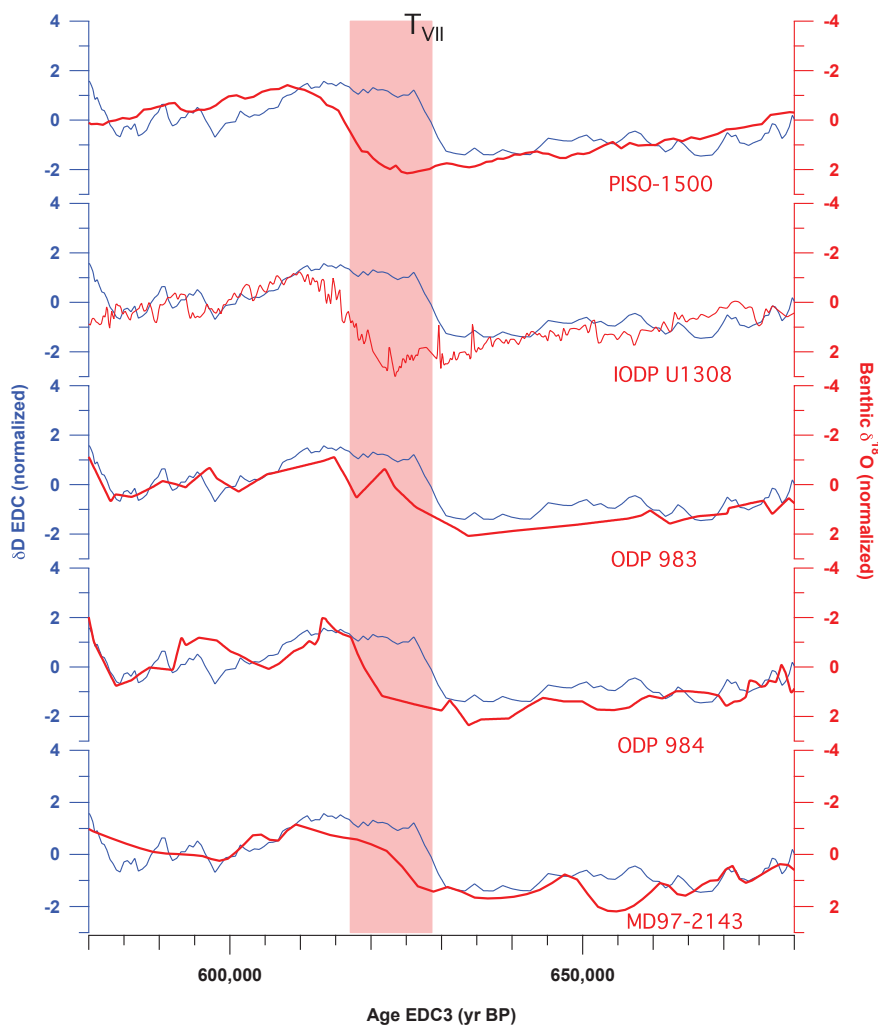


FIGURE G.5 – Terminaison VII

---

Le plus faible décalage entre EDC et PISO-1500 à la Terminaison VIII ne permettait pas de conclure sur une avance ou non de l'augmentation de la température en Antarctique sur la déglaciation autour de cette période. Le déphasage opposé constaté entre EDC et IODP U1308 (qui est pourtant la courbe de référence, donc la plus proche de PISO-1500), dû à une diminution plus abrupte du  $\delta^{18}\text{O}$  benthique lors de cette Terminaison, révèle bien ce point. On peut noter une certaine disparité dans les déphasages observés à cette Terminaison. Ceci s'explique par des différences notables entre les enregistrements de RPI (et donc de taux de production de  $^{10}\text{Be}$ ) de chaque carotte sédimentaire. En effet, cette Terminaison coïncide avec un maximum de production de  $^{10}\text{Be}$  au site ODP 983, tandis qu'elle concorde avec le minimum antérieur sur PISO-1500 (Fig. E.3 et E.1 respectivement).

La plus faible résolution des enregistrements autour de la Terminaison IX, au niveau de l'inversion Brunhes-Matuyama, est sans doute la source des désaccords dans le signe des déphasages entre les sites ODP 983/984 et le composite PISO-1500. En effet, l'inversion de Brunhes-Matuyama et son précurseur sont peu distincts l'un de l'autre sur les sites ODP 983 et 984 (Fig. E.3 et E.4). Tous les déphasages à cette Terminaison sont en accord au vu des incertitudes, mais il est impossible d'obtenir une information fiable sur le signe de ce décalage.

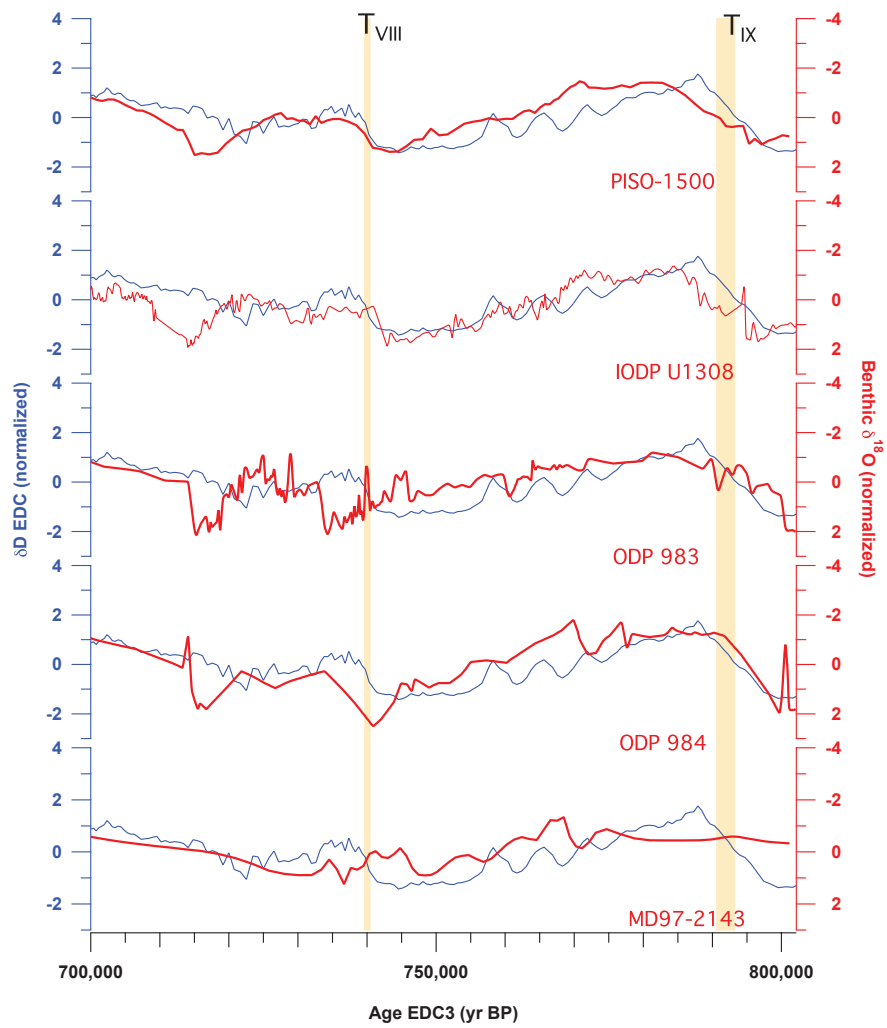


FIGURE G.6 – Terminaisons VIII et IX

# Liste des figures

1	Différentes formes isotopiques de la molécule d'eau . . . . .	13
2	Cycle atmosphérique de l'eau associé au cycle isotopique . . . . .	14
3	Relation entre température de surface et composition isotopique de la neige . . . . .	15
4	Variables climatiques et paramètres astronomiques . . . . .	16
5	Paramètres de Milanković . . . . .	17
6	Carte de l'Antarctique . . . . .	19
1.1	Spectre d'énergie du rayonnement cosmique primaire . . . . .	24
1.2	Cascade hadronique . . . . .	25
1.3	Aspect du champ magnétique du Soleil . . . . .	28
1.4	Mesures de l'activité solaire durant les 60 dernières années par taux de comptage . . . . .	29
1.5	Contours des lignes de rigidité de coupure géomagnétique sur Terre .	33
1.6	Taux de production globale du $^{10}\text{Be}$ en fonction du potentiel de mo- dulation $\phi$ et du moment dipolaire relatif $M/M_0$ . . . . .	34
1.7	Variations relatives de la production de $^{10}\text{Be}$ en fonction de la latitude	35
1.8	Schéma de la production de $^{10}\text{Be}$ et de son piégeage dans la glace polaire . . . . .	38
2.1	Données de $^{10}\text{Be}$ pour l'étude du cycle solaire de 11 ans . . . . .	43
2.2	Profils de $^{10}\text{Be}$ durant le dernier millénaire, surlignant les Grands Minimas d'activité solaire . . . . .	44
2.3	Comparaison du $\Delta^{14}\text{C}$ mesuré avec celui basé sur le $^{10}\text{Be}$ . . . . .	45
2.4	Reconstructions de l'activité solaire durant le dernier millénaire . . .	47
2.5	Reconstruction de l'activité solaire à l'aide du $^{10}\text{Be}$ durant l'Holocène	49
2.6	Reconstruction du potentiel de modulation solaire $\phi$ durant l'Holo- cène basée sur une combinaison d'enregistrements de $^{10}\text{Be}$ dans les carottes de glace (Groenland et Antarctique) et de $^{14}\text{C}$ dans les cernes d'arbre . . . . .	50

2.7	Reconstruction de l'intensité du champ géomagnétique durant les 60 000 dernières années à partir du $^{10}\text{Be}$ dans la glace . . . . .	53
2.8	Excursion de Laschamp enregistrée par le $^{10}\text{Be}$ à EDC . . . . .	55
2.9	Synchronisation Nord-Sud des enregistrements de $^{10}\text{Be}$ durant l'excursion de Laschamp . . . . .	57
2.10	L'inversion de Brunhes-Matuyama enregistrée par le $^{10}\text{Be}$ à EDC . . . . .	59
3.1	GLOPIS-75 and $^{10}\text{Be}$ flux measured at EDC and Greenland (GRIP – NGRIP) records during the Laschamp excursion . . . . .	68
3.2	Curves of $^{10}\text{Be}$ and $^{14}\text{C}$ production calculations . . . . .	70
3.3	Atmospheric $\Delta^{14}\text{C}$ using GLOPIS-75 and different $^{14}\text{C}$ production calculations . . . . .	72
3.4	Scheme representing our 12-box model . . . . .	74
3.5	Simulated attenuation factor and phase lag of atmospheric ratio $\Delta^{14}\text{C}$ for sinusoidal variations in $^{14}\text{C}$ production . . . . .	75
3.6	Relative variations in atmospheric $^{14}\text{C}$ content simulated by applying the $^{10}\text{Be}$ -based $^{14}\text{C}$ production for EPICA Dome C (Antarctica) and Greenland . . . . .	77
3.7	Comparison with $\Delta^{14}\text{C}$ from the IntCal09 calibration curve . . . . .	78
3.8	Atmospheric $\Delta^{14}\text{C}$ simulated under glacial conditions using both different production formulations with the EDC and Greenland input . . . . .	80
4.1	Coupe transversale d'une carotte de glace montrant la fraction utilisée pour la mesure du $^{10}\text{Be}$ . . . . .	84
4.2	Photo et schéma de l'AMS ASTER au CEREGE . . . . .	86
4.3	Blancs chimiques déterminés au cours de la campagne de mesures du $^{10}\text{Be}$ à EDC entre 2384 et 2627 m de profondeur . . . . .	89
5.1	High resolution $^{10}\text{Be}$ data between 2384 and 2627 m deep (269 – 355 kyr BP on EDC3 age scale) . . . . .	95
5.2	Spectral analyses of $^{10}\text{Be}$ flux between 269 and 355 kyr BP . . . . .	96
5.3	Squared wavelet coherence (WTC) of the $^{10}\text{Be}$ flux and $\delta\text{D}$ spectrums . . . . .	97
5.4	Comparison of our $^{10}\text{Be}$ measurements with sulfate data . . . . .	98
5.5	Consequences on the accumulation rate of a constant $^{10}\text{Be}$ flux using the bayesian dating tool Datice . . . . .	100
5.6	Comparison of the spectral analyses during the Holocene with the composite from <a href="#">Steinhilber et al. [2012]</a> and the interglacial period MIS 9.3 in our $^{10}\text{Be}$ record . . . . .	102
5.7	Sensitivity tests of the spectral analyses during the MIS 9.3 . . . . .	103

5.8	Spectral analyses of centennial variability of the $^{10}\text{Be}$ record at EDML during the Holocene . . . . .	104
5.9	Comparison between the paleointensity marine stack PISO-1500 and the $^{10}\text{Be}$ flux at EDC between 269 and 355 kyr BP . . . . .	106
6.1	Données brutes de $^{10}\text{Be}$ à EDC entre 2075 et 3190 m de profondeur .	110
6.2	Flux de $^{10}\text{Be}$ et $\delta\text{D}$ à EDC entre 200 et 800 kyr BP . . . . .	112
6.3	Analyses en ondelettes du flux de $^{10}\text{Be}$ et du $\delta\text{D}$ à EDC . . . . .	114
6.4	Courbe d'intensité paléomagnétique et production relative globale de $^{10}\text{Be}$ selon PISO-1500 . . . . .	116
6.5	Synchronisation de la production de $^{10}\text{Be}$ selon PISO-1500 sur le flux de $^{10}\text{Be}$ à EDC sur l'échelle de temps EDC3 . . . . .	118
6.6	Carte de corrélation locale entre le taux de production de $^{10}\text{Be}$ selon PISO-1500 et le flux de $^{10}\text{Be}$ à EDC avant et après synchronisation .	119
6.7	Enregistrements des proxies climatiques d'EDC et PISO-1500 sur leur propre échelle d'âge entre 200 et 800 kyr BP . . . . .	120
6.8	Courbe de différences d'âge (= nouvel âge après synchronisation – âge d'origine) appliquée à PISO-1500 durant sa synchronisation sur le flux de $^{10}\text{Be}$ à EDC entre 200 et 800 kyr BP . . . . .	121
6.9	Alignement orbital d'EDC et PISO-1500 . . . . .	123
6.10	Enregistrements des proxies climatiques d'EDC et PISO-1500 après synchronisation sur l'échelle de temps EDC3 entre 200 et 800 kyr BP	125
6.11	Courbes de variations d'intensité du champ géomagnétique et de changements climatiques à EDC et PISO-1500 . . . . .	126
6.12	Enregistrements des proxies climatiques d'EDC et de plusieurs carottes marines incluses dans PISO-1500 après synchronisation sur l'échelle de temps EDC3 entre 200 et 800 kyr BP . . . . .	130
B.1	Scheme representing our 12-box model for pre-industrial conditions (10 ocean boxes + one atmosphere and biosphere box) . . . . .	141
B.2	Comparison of radiocarbon ages from our simulations under glacial conditions with the IntCal09 calibration curve . . . . .	143
C.1	Wavelet and global Fourier analyses of $^{10}\text{Be}$ flux at EDC by 10000 years interval (a : 275–285 kyr, b : 285–295 kyr...) part 1 . . . . .	147
C.1	Wavelet and global Fourier analyses of $^{10}\text{Be}$ flux at EDC by 10000 years interval (a : 275–285 kyr, b : 285–295 kyr...) part 2 . . . . .	148



D.1	Flux de $^{10}\text{Be}$ et $\delta\text{D}$ à EDC entre 200 et 800 kyr BP sur les échelles d'âge EDC3 et AICC2012 . . . . .	149
D.2	Analyses en ondelettes du flux de $^{10}\text{Be}$ et du $\delta\text{D}$ à EDC sur la chronologie AICC2012 . . . . .	150
D.3	Carte de corrélation locale (WTC) entre le flux de $^{10}\text{Be}$ et le taux d'accumulation du site pour les chronologies EDC3 et AICC2012 . . .	151
E.1	PISO-1500 . . . . .	153
E.2	IODP U1308 . . . . .	154
E.3	ODP 983 . . . . .	154
E.4	ODP 984 . . . . .	154
E.5	MD97-2143 . . . . .	155
F.1	Synchronisation de la production de $^{10}\text{Be}$ selon PISO-1500 sur le flux de $^{10}\text{Be}$ à EDC . . . . .	160
F.2	Synchronisation de la production de $^{10}\text{Be}$ selon PISO-1500 sur le flux de $^{10}\text{Be}$ à EDC rééchantillonné tous les 1000 ans . . . . .	161
F.3	Synchronisation de la production de $^{10}\text{Be}$ selon PISO-1500, déduite à l'aide des calculs de <a href="#">Kovaltsov and Usoskin [2010]</a> , sur le flux de $^{10}\text{Be}$ à EDC . . . . .	162
F.4	Synchronisation de la production de $^{10}\text{Be}$ selon PISO-1500 sur le flux de $^{10}\text{Be}$ à EDC sur l'échelle d'âge AICC2012 . . . . .	163
F.5	Synchronisation de la production de $^{10}\text{Be}$ selon PISO-1500 sur le flux de $^{10}\text{Be}$ à EDC sur l'échelle d'âge AICC2012, contrainte avec deux marqueurs d'âge . . . . .	164
F.6	Synchronisation de la production de $^{10}\text{Be}$ selon IODP-U1308 sur le flux de $^{10}\text{Be}$ à EDC . . . . .	165
F.7	Synchronisation de la production de $^{10}\text{Be}$ selon ODP 983 sur le flux de $^{10}\text{Be}$ à EDC . . . . .	166
F.8	Synchronisation de la production de $^{10}\text{Be}$ selon ODP 984 sur le flux de $^{10}\text{Be}$ à EDC . . . . .	167
F.9	Synchronisation de la production de $^{10}\text{Be}$ selon MD97-2143 sur le flux de $^{10}\text{Be}$ à EDC . . . . .	168
F.10	Synchronisation de l'enregistrement des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de la carotte de sédimentaire MD05-2930 sur le flux de $^{10}\text{Be}$ à EDC . . . . .	169
G.1	Terminaison III . . . . .	172
G.2	Terminaison IV . . . . .	173
G.3	Terminaison V . . . . .	174

G.4	Terminaison VI . . . . .	175
G.5	Terminaison VII . . . . .	176
G.6	Terminaisons VIII et IX . . . . .	178



# Liste des tableaux

1	Masses (en unité atomique) et abondances naturelles des isotopes stables de l'hydrogène et de l'oxygène . . . . .	13
5.1	Table resuming the results of the spectral analyses . . . . .	105
6.1	Décalage entre le signal climatique continental et océanique à l'aide de PISO-1500 . . . . .	127
6.2	Décalage entre le signal climatique continental et océanique pour plusieurs archives sédimentaires . . . . .	131
6.3	Taux de sédimentation et résolution des archives sédimentaires . . . .	132
B.1	Areas and volumes of each box . . . . .	142



# Bibliographie

- J. A. Abreu, J. Beer, A. Ferriz-Mas, K. G. McCracken, and F. Steinhilber. Is there a planetary influence on solar activity? *Astron. Astrophys.*, 548 :A88, December 2012. doi: 10.1051/0004-6361/201219997.
- R. B. Alley, R. C. Finkel, K. Nishiizumi, S. Anandakrishnan, C. A. Shuman, G. R. Mershon, G. A. Zielinski, and P. A. Mayewski. Changes in continental and sea-salt atmospheric loadings in central Greenland during the most recent deglaciation : model-based estimates. *Journal of Glaciology*, 41 :503–514, 1995.
- M. Arnold, S. Merchel, D. L. Bourlès, R. Braucher, L. Benedetti, R. C. Finkel, G. Aumaître, A. Gott dang, and M. Klein. The French accelerator mass spectrometry facility ASTER : Improved performance and developments. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 268 :1954–1959, 2010. doi: 10.1016/j.nimb.2010.02.107.
- E. Bard, G. M. Raisbeck, F. Yiou, and J. Jouzel. Solar modulation of cosmogenic nuclide production over the last millennium : comparison between  $^{14}\text{C}$  and  $^{10}\text{Be}$  records. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 150 :453–462, 1997. doi: 10.1016/S0012-821X(97)00082-4.
- M. Baroni, E. Bard, J.-R. Petit, O. Magand, and D. Bourlès. Volcanic and solar activity, and atmospheric circulation influences on cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  fallout at Vostok and Concordia (Antarctica) over the last 60 years. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75 :7132 – 7145, 2011. doi: 10.1016/j.gca.2011.09.002.
- F. C. Bassinot, L. D. Labeyrie, E. Vincent, X. Quidelleur, N. J. Shackleton, and Y. Lancelot. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 126 :91–108, August 1994. doi: 10.1016/0012-821X(94)90244-5.
- L. Bazin, A. Landais, B. Lemieux-Dudon, H. Toyé Mahamadou Kele, D. Veres, F. Parrenin, P. Martinerie, C. Ritz, E. Capron, V. Lipenkov, M.-F. Loutre, D. Ray-

- naud, B. Vinther, A. Svensson, S. O. Rasmussen, M. Severi, T. Blunier, M. Leuenberger, H. Fischer, V. Masson-Delmotte, J. Chappellaz, and E. Wolff. An optimized multi-proxy, multi-site Antarctic ice and gas orbital chronology (AICC2012) : 120-800 ka. *Climate of the Past*, 9 :1715–1731, August 2013. doi: 10.5194/cp-9-1715-2013.
- J. Warren Beck, David A. Richards, R. Lawrence Edwards, Bernard W. Silverman, Peter L. Smart, Douglas J. Donahue, Sofia Herrera-Osterheld, George S. Burr, Leal Calsoyas, A. J. Timothy Jull, and Dana Biddulph. Extremely large variations of atmospheric  $^{14}\text{C}$  concentration during the last glacial period. *Science*, 292 : 2453–2458, 2001. doi: 10.1126/science.1056649.
- J. Beer, U. Siegenthaler, G. Bonani, R. Finkel, H. Oeschger, M. Suter, and W. Wölfli. Information on past solar activity and geomagnetism from  $^{10}\text{Be}$  in the Camp Century ice core. *Nature*, 331 :675–679, 1988. doi: doi:10.1038/331675a0.
- J. Beer, A. Blinov, G. Bonani, R. C. Finkel, H. J. Hofmann, B. Lehmann, H. Oeschger, A. Sigg, J. Schwander, T. Staffelbach, B. Stauffer, M. Suter, and W. Wölfli. Use of  $^{10}\text{Be}$  in polar ice to trace the 11-year cycle of solar activity. *Nature*, 347 : 164–166, 1990. doi: doi:10.1038/347164a0.
- J. Beer, G. M. Raisbeck, and F. Yiou. Time variations of  $^{10}\text{Be}$  and solar activity. In C. P. Sonett, M. S. Giampapa, and M. S. Matthews, editors, *The Sun in Time*, pages 343–359, 1991.
- J. Beer, K. McCracken, and R. von Steiger. *Cosmogenic Radionuclides*. Springer Berlin Heidelberg, 2012. doi: 10.1007/978-3-642-14651-0.
- A.-M. Berggren, J. Beer, G. Possnert, A. Aldahan, P. Kubik, M. Christl, S. J. Johnsen, J. Abreu, and B. M. Vinther. A 600-year annual  $^{10}\text{Be}$  record from the NGRIP ice core, Greenland. *Geophys. Res. Lett.*, 36 :L11801, June 2009. doi: 10.1029/2009GL038004.
- W. S. Broecker and T.-H. Peng. Carbon cycle : 1985 Glacial to interglacial changes in the operation of the global carbon cycle. *Radiocarbon*, 28(2A) :309–327, 1986.
- C. Bronk Ramsey, R. A. Staff, C. L. Bryant, F. Brock, H. Kitagawa, J. van der Plicht, G. Schlolaut, M. H. Marshall, A. Brauer, H. F. Lamb, R. L. Payne, P. E. Tarasov, T. Haraguchi, K. Gotanda, H. Yonenobu, Y. Yokoyama, R. Tada, and T. Nakagawa. A Complete Terrestrial Radiocarbon Record for 11.2 to 52.8 kyr B.P. *Science*, 338 :370–374, October 2012. doi: 10.1126/science.1226660.

- R. A. Burger, M. S. Potgieter, and B. Heber. Rigidity dependence of cosmic ray proton latitudinal gradients measured by the Ulysses spacecraft : Implications for the diffusion tensor. *J. Geophys. Res.*, 105 :27447–27456, December 2000. doi: 10.1029/2000JA000153.
- G. Castagnoli and D. Lal. Solar modulation effects in terrestrial production of carbon-14. *Radiocarbon*, 22(2) :133–158, 1980.
- J. E. T. Channell. Geomagnetic paleointensity and directional secular variation at Ocean Drilling Program (ODP) Site 984 (Bjorn Drift) since 500 ka : Comparisons with ODP Site 983 (Gardar Drift). *J. Geophys. Res.*, 104 :22937–22951, 1999. doi: 10.1029/1999JB900223.
- J. E. T. Channell and H. F. Kleiven. Geomagnetic palaeointensities and astrochronological ages for the Matuyama-Brunhes boundary and the boundaries of the Jaramillo Subchron : palaeomagnetic and oxygen isotope records from ODP Site 983. *Royal Society of London Philosophical Transactions Series A*, 358 :1027–1047, March 2000. doi: 10.1098/rsta.2000.0572.
- J. E. T. Channell, D. A. Hodell, and B. Lehman. Relative geomagnetic paleointensity and  $\delta^{18}\text{O}$  at ODP Site 983 (Gardar Drift, North Atlantic) since 350 ka. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 153 :103–118, December 1997. doi: 10.1016/S0012-821X(97)00164-7.
- J. E. T. Channell, D. A. Hodell, C. Xuan, A. Mazaud, and J. S. Stoner. Age calibrated relative paleointensity for the last 1.5 Myr at IODP Site U1308 (North Atlantic). *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 274 :59–71, September 2008. doi: 10.1016/j.epsl.2008.07.005.
- J. E. T. Channell, C. Xuan, and D. A. Hodell. Stacking paleointensity and oxygen isotope data for the last 1.5 Myr (PISO-1500). *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 283 :14–23, June 2009. doi: 10.1016/j.epsl.2009.03.012.
- R. S. Coe, B. S. Singer, M. S. Pringle, and X. Zhao. Matuyama-Brunhes reversal and Kamikatsura event on Maui : paleomagnetic directions,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages and implications. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 222 :667–684, May 2004. doi: 10.1016/j.epsl.2004.03.003.
- D. J. Cooke, J. E. Humble, M. A. Shea, D. F. Smart, and N. Lund. On cosmic-ray cut-off terminology. *Nuovo Cimento C*, 14 :213–234, June 1991. doi: 10.1007/BF02509357.



- H. Craig. Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science*, 133 :1702–1703, May 1961. doi: 10.1126/science.133.3465.1702.
- W. Dansgaard. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16 :436, November 1964.
- Gilles Delaygue and Edouard Bard. An Antarctic view of Beryllium-10 and solar activity for the past millennium. *Climate Dynamics*, 36(11–12) :2201–2218, 2011. doi: 10.1007/s00382-010-0795-1.
- G. B. Dreyfus, F. Parrenin, B. Lemieux-Dudon, G. Durand, V. Masson-Delmotte, J. Jouzel, J.-M. Barnola, L. Panno, R. Spahni, A. Tisserand, U. Siegenthaler, and M. Leuenberger. Anomalous flow below 2700 m in the EPICA Dome C ice core detected using  $\delta^{18}\text{O}$  of atmospheric oxygen measurements. *Climate of the Past*, 3 :341–353, June 2007. doi: 10.5194/cp-3-341-2007.
- G. B. Dreyfus, G. M. Raisbeck, F. Parrenin, J. Jouzel, Y. Guyodo, S. Nomade, and A. Mazaud. An ice core perspective on the age of the Matuyama-Brunhes boundary. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 274 :151–156, September 2008. doi: 10.1016/j.epsl.2008.07.008.
- J.-C. Duplessy and N. J. Shackleton. Response of global deep-water circulation to Earth’s climatic change 135,000-107,000 years ago. *Nature*, 316 :500–507, August 1985. doi: 10.1038/316500a0.
- J. A. Eddy. The Maunder Minimum. *Science*, 192 :1189–1202, June 1976. doi: 10.1126/science.192.4245.1189.
- W. Elsasser. Cosmic-Ray Intensity and Geomagnetism. *Nature*, 178 :1226–1227, December 1956. doi: 10.1038/1781226a0.
- Community Members EPICA. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, 429 :623–628, 2004. doi: 10.1038/nature02599.
- Community Members EPICA. One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. *Nature*, 444 :195–198, 2006. doi: 10.1038/nature05301.
- R. G. Fairbanks, R. A. Mortlock, T.-C. Chiu, L. Cao, A. Kaplan, T. P. Guilderson, T. W. Fairbanks, A. L. Bloom, P. M. Grootes, and M.-J. Nadeau. Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  and  $^{14}\text{C}$  dates on pristine corals. *Quat. Sci. Rev.*, 24 :1781–1796, 2005. doi: 10.1016/j.quascirev.2005.04.007.

- C. V. Field, G. A. Schmidt, D. Koch, and C. Salyk. Modeling production and climate-related impacts on  $^{10}\text{Be}$  concentration in ice cores. *J. Geophys. Res.*, 111 :D15107, 2006. doi: 10.1029/2005JD006410.
- R. C. Finkel and K. Nishiizumi. Beryllium 10 concentrations in the Greenland Ice Sheet Project 2 ice core from 3-40 ka. *J. Geophys. Res.*, 102(C12) :26 699–26 706, 1997. doi: 10.1029/97JC01282.
- M. Frank, B. Schwarz, S. Baumann, P. W. Kubik, M. Suter, and A. Mangini. A 200 kyr record of cosmogenic radionuclide production rate and geomagnetic field intensity from  $^{10}\text{Be}$  in globally stacked deep-sea sediments1. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 149 :121–129, June 1997. doi: 10.1016/S0012-821X(97)00070-8.
- M. Garcia-Munoz, G. M. Mason, and J. A. Simpson. The anomalous He-4 component in the cosmic-ray spectrum at below approximately 50 MeV per nucleon during 1972-1974. *Astrophys. J.*, 202 :265–275, November 1975. doi: 10.1086/153973.
- L. J. Gleeson and W. I. Axford. Solar Modulation of Galactic Cosmic Rays. *Astrophysical Journal*, 154 :1011, December 1968. doi: 10.1086/149822.
- A. Gottdang, D. J. W. Mous, and R. G. Haitsma. The novel HVEE 5 MV Tandetron/. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 190 :177–182, May 2002. doi: 10.1016/S0168-583X(02)00458-5.
- A. Grinsted, J. C. Moore, and S. Jevrejeva. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 11 :561–566, November 2004.
- Y. Guyodo and J.-P. Valet. Global changes in intensity of the Earth’s magnetic field during the past 800kyr. *Nature*, 399 :249–252, May 1999. doi: 10.1038/20420.
- U. Heikkilä, J. Beer, and J. Feichter. Modeling cosmogenic radionuclides  $^{10}\text{Be}$  and  $^7\text{Be}$  during the Maunder Minimum using the ECHAM5-HAM General Circulation Model. *Atmos. Chem. Phys.*, 8 :2797–2809, May 2008. doi: 10.5194/acp-8-2797-2008.
- U. Heikkilä, J. Beer, and J. Feichter. Meridional transport and deposition of atmospheric  $^{10}\text{Be}$ . *Atmos. Chem. Phys.*, 9 :515–527, 2009. doi: 10.5194/acp-9-515-2009.
- K. Herbst, A. Kopp, B. Heber, F. Steinhilber, H. Fichtner, K. Scherer, and D. Matthiä. On the importance of the local interstellar spectrum for the solar modulation parameter. *J. Geophys. Res.*, 115 :D00I20, January 2010. doi: 10.1029/2009JD012557.

- D. A. Hodell, J. E. T. Channell, J. H. Curtis, O. E. Romero, and U. Röhl. Onset of “Hudson Strait” Heinrich events in the eastern North Atlantic at the end of the middle Pleistocene transition ( $\sim 640$  ka)? *Paleoceanography*, 23 :PA4218, December 2008. doi: 10.1029/2008PA001591.
- D. L. Hoffmann, J. W. Beck, D. A. Richards, P. L. Smart, J. S. Singarayer, T. Ketchum, and C. J. Hawkesworth. Towards radiocarbon calibration beyond 28 ka using speleothems from the Bahamas. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 289 :1–10, 2010. doi: 10.1016/j.epsl.2009.10.004.
- K. Horiuchi, T. Uchida, Y. Sakamoto, A. Ohta, H. Matsuzaki, Y. Shibata, and H. Motoyama. Ice core record of  $^{10}\text{Be}$  over the past millennium from Dome Fuji, Antarctica : A new proxy record of past solar activity and a powerful tool for stratigraphic dating. *Quaternary Geochronology*, 3 :253–261, 2008. doi: 10.1016/j.quageo.2008.01.003.
- C.-S. Horng, M.-Y. Lee, H. Pälike, K.-Y. Wei, W.-T. Liang, Y. Iizuka, and M. Torii. Astronomically calibrated ages for geomagnetic reversals within the Matuyama chron. *Earth Planets Space*, 54 :679–690, June 2002.
- C.-S. Horng, A. P. Roberts, and W.-T. Liang. A 2.14-Myr astronomically tuned record of relative geomagnetic paleointensity from the western Philippine Sea. *J. Geophys. Res.*, 108 :2059, January 2003. doi: 10.1029/2001JB001698.
- K. Hughen, S. Lehman, J. Southon, J. Overpeck, O. Marchal, C. Herring, and J. Turnbull.  $^{14}\text{C}$  activity and global carbon cycle changes over the past 50,000 years. *Science*, 303 :202–207, 2004. doi: 10.1126/science.1090300.
- K. Hughen, J. Southon, S. Lehman, C. Bertrand, and J. Turnbull. Marine-derived  $^{14}\text{C}$  calibration and activity record for the past 50,000 years updated from the Cariaco Basin. *Quat. Sci. Rev.*, 25 :3216–3227, 2006. doi: 10.1016/j.quascirev.2006.03.014.
- J. Imbrie and J. Z. Imbrie. Modeling the climatic response to orbital variations. *Science*, 207 :943–953, February 1980. doi: 10.1126/science.207.4434.943.
- A. Indermühle, E. Monnin, B. Stauffer, and T. F. Stocker. Atmospheric  $\text{CO}_2$  concentration from 60 to 20 kyr BP from the Taylor Dome ice core, Antarctica. *Geophys. Res. Lett.*, 27(5) :735–738, 2000. doi: 10.1029/1999GL010960.
- IPCC. Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on

- Climate Change. In S. Solomon, D. Qin, D. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller, editors, *IPCC Fourth Assessment Report : Climate Change 2007 (AR4)*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.
- S. J. Johnsen, D. Dahl-Jensen, N. Gundestrup, J. P. Steffensen, H. B. Clausen, H. Miller, V. Masson-Delmotte, A. E. Sveinbjörnsdóttir, and J. White. Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations : Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. *J. Quaternary Sci.*, 16(4) :299–307, 2001. doi: 10.1002/jqs.622.
- J. R. Jokipii. Study of cosmic rays reveals secrets of solar-terrestrial science. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 76(10) :100–109, 1995. ISSN 2324-9250. doi: 10.1029/95EO00050.
- J. Jouzel. A comparison of deep Antarctic ice cores and their implications for climate between 65,000 and 15,000 years ago. *Quaternary Research*, 31 :135–150, March 1989. doi: 10.1016/0033-5894(89)90003-3.
- J. Jouzel and V. Masson-Delmotte. Paleoclimates : what do we learn from deep ice cores? *WIREs Clim Chg*, 1(5) :654–669, 2010. doi: 10.1002/wcc.72.
- J. Jouzel and L. Merlivat. Deuterium and oxygen 18 in precipitation : Modeling of the isotopic effects during snow formation. *J. Geophys. Res.*, 89 :11749, December 1984. doi: 10.1029/JD089iD07p11749.
- J. Jouzel, F. Vimeux, N. Caillon, G. Delaygue, G. Hoffmann, V. Masson-Delmotte, and F. Parrenin. Magnitude of isotope/temperature scaling for interpretation of central Antarctic ice cores. *J. Geophys. Res.*, 108 :4361, June 2003. doi: 10.1029/2002JD002677.
- J. Jouzel, V. Masson-Delmotte, O. Cattani, G. Dreyfus, S. Falourd, G. Hoffmann, B. Minster, J. Nouet, J.-M. Barnola, T. Blunier, J. Chappellaz, H. Fischer, J. C. Gallet, S. Johnsen, M. Leuenberger, L. Loulergue, D. Luethi, H. Oerter, F. Parrenin, G. Raisbeck, D. Raynaud, A. Schilt, J. Schwander, E. Delmo, R. Souchez, R. Spahni, B. Stauffer, J. P. Steffensen, B. Stenni, T. F. Stocker, J. L. Tison, M. Werner, and E. Wolff. Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 Years. *Science*, 317 :793–796, 2007. doi: 10.1126/science.1141038.

- K. Kawamura, F. Parrenin, L. Lisiecki, R. Uemura, F. Vimeux, J. P. Severinghaus, M. A. Hutterli, T. Nakazawa, S. Aoki, J. Jouzel, M. E. Raymo, K. Matsumoto, H. Nakata, H. Motoyama, S. Fujita, K. Goto-Azuma, Y. Fujii, and O. Watanabe. Northern Hemisphere forcing of climatic cycles in Antarctica over the past 360,000 years. *Nature*, 448 :912–916, August 2007. doi: 10.1038/nature06015.
- M. G. Klein, A. Gott dang, D. J. W. Mous, D. L. Bourlès, M. Arnold, B. Hamelin, G. Aumaitre, R. Braucher, S. Merchel, and F. Chauvet. Performance of the HVE 5 MV AMS system at CEREGE using an absorber foil for isobar suppression. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B : Beam Interactions with Materials and Atoms*, 266 :1828–1832, 2008. ISSN 0168-583X. doi: 10.1016/j.nimb.2007.11.077.
- M. F. Knudsen, P. Riisager, B. H. Jacobsen, R. Muscheler, I. Snowball, and M.-S. Seidenkrantz. Taking the pulse of the Sun during the Holocene by joint analysis of  $^{14}\text{C}$  and  $^{10}\text{Be}$ . *Geophys. Res. Lett.*, 36 :L16701, August 2009. doi: 10.1029/2009GL039439.
- G. Korschinek, A. Bergmaier, T. Faestermann, U. C. Gerstmann, K. Knie, G. Rugel, A. Wallner, I. Dillmann, G. Dollinger, C. L. von Gostomski, K. Kossert, M. Maiti, M. Poutivtsev, and A. Remmert. A new value for the half-life of  $^{10}\text{Be}$  by Heavy-Ion Elastic Recoil Detection and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 268 :187–191, January 2010. doi: 10.1016/j.nimb.2009.09.020.
- G. A. Kovaltsov and I. G. Usoskin. A new 3D numerical model of cosmogenic nuclide  $^{10}\text{Be}$  production in the atmosphere. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 291 :182–188, 2010. doi: 10.1016/j.epsl.2010.01.011.
- G. A. Kovaltsov, A. L. Mishev, and I. G. Usoskin. A new model of cosmogenic production of radiocarbon  $^{14}\text{C}$  in the atmosphere. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 337 :114–120, 2012. doi: 10.1016/j.epsl.2012.05.036.
- K. F. Kuiper, A. Deino, F. J. Hilgen, W. Krijgsman, P. R. Renne, and J. R. Wijbrans. Synchronizing Rock Clocks of Earth History. *Science*, 320 :500–504, April 2008. doi: 10.1126/science.1154339.
- C. Laj, C. Kissel, A. Mazaud, J. E. T. Channell, and J. Beer. North atlantic palaeointensity stack since 75ka (napisD75) and the duration of the laschamp event.

- 
- Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 358(1768) :1009–1025, 2000. doi: 10.1098/rsta.2000.0571.
- C. Laj, C. Kissel, A. Mazaud, E. Michel, R. Muscheler, and J. Beer. Geomagnetic field intensity, North Atlantic Deep Water circulation and atmospheric  $\Delta^{14}\text{C}$  during the last 50 kyr. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 200 :177–190, 2002. doi: 10.1016/S0012-821X(02)00618-0.
- C. Laj, C. Kissel, and J. Beer. High resolution global paleointensity stack since 75 kyr (GLOPIS-75) calibrated to absolute values. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, 145 :255–265, 2004. doi: 10.1029/145GM19.
- D. Lal. Theoretically expected variations in the terrestrial cosmic-ray production rates of isotopes. In G. Cini Castagnoli, editor, *Solar-Terrestrial Relationships and the Earth Environment in the last Millennia*, volume XCV, pages 215–233, North-Holland, Amsterdam, 1988.
- D. Lal and B. Peters. Cosmic Ray Produced Radioactivity on the Earth. In K. Sittle, editor, *Kosmische Strahlung II / Cosmic Rays II*, volume 46/2 of *Handbuch der Physik*, pages 551–612. Springer-Verlag, Berlin, 1967. doi: 10.1007/978-3-642-46079-1\_7.
- F. Lambert, B. Delmonte, J. R. Petit, M. Bigler, P. R. Kaufmann, M. A. Hutterli, T. F. Stocker, U. Ruth, J. P. Steffensen, and V. Maggi. Dust-climate couplings over the past 800,000 years from the EPICA Dome C ice core. *Nature*, 452 : 616–619, April 2008. doi: 10.1038/nature06763.
- F. Lambert, M. Bigler, J. P. Steffensen, M. Hutterli, and H. Fischer. Centennial mineral dust variability in high-resolution ice core data from Dome C, Antarctica. *Climate of the Past*, 8 :609–623, March 2012. doi: 10.5194/cp-8-609-2012.
- J. Laskar, P. Robutel, F. Joutel, M. Gastineau, A. C. M. Correia, and B. Levrard. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astron. Astrophys.*, 428 :261–285, December 2004. doi: 10.1051/0004-6361:20041335.
- B. Lemieux-Dudon, E. Blayo, J.-R. Petit, C. Waelbroeck, A. Svensson, C. Ritz, J.-M. Barnola, B. M. Narcisi, and F. Parrenin. Consistent dating for Antarctic and Greenland ice cores. *Quat. Sci. Rev.*, 29 :8–20, January 2010. doi: 10.1016/j.quascirev.2009.11.010.

- L. E. Lisiecki and P. A. Lisiecki. Application of dynamic programming to the correlation of paleoclimate records. *Paleoceanography*, 17(4) :1049, 2002. doi: 10.1029/2001PA000733.
- L. E. Lisiecki and M. E. Raymo. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records. *Paleoceanography*, 20 :PA1003, March 2005. doi: 10.1029/2004PA001071.
- C. Lorius, L. Merlivat, and R. Hagemann. Variation in the mean deuterium content of precipitations in Antarctica. *J. Geophys. Res.*, 74 :7027–7031, 1969. doi: 10.1029/JC074i028p07027.
- L. Louergue, F. Parrenin, T. Blunier, J.-M. Barnola, R. Spahni, A. Schilt, G. Raisbeck, and J. Chappellaz. New constraints on the gas age-ice age difference along the EPICA ice cores, 0-50 kyr. *Climate of the Past*, 3 :527–540, August 2007. doi: 10.5194/cp-3-527-2007.
- L. Louergue, A. Schilt, R. Spahni, V. Masson-Delmotte, T. Blunier, B. Lemieux, J.-M. Barnola, D. Raynaud, T. F. Stocker, and J. Chappellaz. Orbital and millennial-scale features of atmospheric  $\text{CH}_4$  over the past 800,000 years. *Nature*, 453 :383–386, May 2008. doi: 10.1038/nature06950.
- D. Lüthi, M. Le Floch, B. Bereiter, T. Blunier, J.-M. Barnola, U. Siegenthaler, D. Raynaud, J. Jouzel, H. Fischer, K. Kawamura, and T. F. Stocker. High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. *Nature*, 453 :379–382, May 2008. doi: 10.1038/nature06949.
- J. Masarik and J. Beer. Simulation of particle fluxes and cosmogenic nuclide production in the Earth’s atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 104 :12099–12111, 1999. doi: 10.1029/1998JD200091.
- J. Masarik and J. Beer. An updated simulation of particle fluxes and cosmogenic nuclide production in the Earth’s atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 114 :D11103, 2009. doi: 10.1029/2008JD010557.
- V. Masson-Delmotte, S. Hou, A. Ekaykin, J. Jouzel, A. Aristarain, R. T. Bernardo, D. Bromwich, O. Cattani, M. Delmotte, S. Falourd, M. Frezzotti, H. Gallée, L. Genoni, E. Isaksson, A. Landais, M. M. Helsen, G. Hoffmann, J. Lopez, V. Morgan, H. Motoyama, D. Noone, H. Oerter, J. R. Petit, A. Royer, R. Uemura, G. A. Schmidt, E. Schlosser, J. C. Simões, E. J. Steig, B. Stenni, M. Stievenard, M. R. van den Broeke, R. S. W. van de Wal, W. J. van de Berg, F. Vimeux, and J. W. C.



- White. A Review of Antarctic Surface Snow Isotopic Composition : Observations, Atmospheric Circulation, and Isotopic Modeling\*. *Journal of Climate*, 21 :3359, 2008. doi: 10.1175/2007JCLI2139.1.
- A. Mazaud, C. Laj, and M. Bender. A geomagnetic chronology for antarctic ice accumulation. *Geophys. Res. Lett.*, 21(5) :337–340, 1994. doi: 10.1029/93GL02789.
- K. G. McCracken. Heliomagnetic field near Earth, 1428-2005. *J. Geophys. Res.*, 112 :A09106, September 2007. doi: 10.1029/2006JA012119.
- K. G. McCracken and J. Beer. Long-term changes in the cosmic ray intensity at Earth, 1428-2005. *J. Geophys. Res.*, 112 :A10101, October 2007. doi: 10.1029/2006JA012117.
- K. G. McCracken, J. Beer, F. Steinhilber, and J. Abreu. The Heliosphere in Time. *Space Sci Rev*, pages 1–13, December 2011. doi: 10.1007/s11214-011-9851-3.
- L. R. McHargue and P. E. Damon. The global beryllium 10 cycle. *Rev. Geophys.*, 29 :141–158, May 1991. doi: 10.1029/91RG00072.
- L. Ménabréaz. *Production atmosphérique du nucléide cosmogénique  $^{10}\text{Be}$  et variations de l'intensité du champ magnétique terrestre au cours des derniers 800 000 ans*. PhD thesis, Aix-Marseille Université, 2012.
- L. Ménabréaz, N. Thouveny, D. L. Bourlès, B. Hamelin, and F. Demory. The Laschamp geomagnetic dipole low expressed as a cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  atmospheric overproduction at  $\sim 41$  ka. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 312 :305–317, 2011. doi: 10.1016/j.epsl.2011.10.037.
- L. Ménabréaz, D. L. Bourlès, and N. Thouveny. Amplitude and timing of the Laschamp geomagnetic dipole low from the global atmospheric  $^{10}\text{Be}$  overproduction : Contribution of authigenic  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  ratios in west equatorial Pacific sediments. *J. Geophys. Res.*, 117 :B11101, 2012. doi: 10.1029/2012JB009256.
- R. Muscheler, J. Beer, G. Wagner, C. Laj, C. Kissel, G. M. Raisbeck, F. Yiou, and P. W. Kubik. Changes in the carbon cycle during the last deglaciation as indicated by the comparison of  $^{10}\text{Be}$  and  $^{14}\text{C}$  records. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 219 : 325–340, 2004. doi: 10.1016/S0012-821X(03)00722-2.
- R. Muscheler, J. Beer, P. W. Kubik, and H.-A. Synal. Geomagnetic field intensity during the last 60,000 years based on  $^{10}\text{Be}$  and  $^{36}\text{Cl}$  from the Summit ice cores and  $^{14}\text{C}$ . *Quat. Sci. Rev.*, 24 :1849–1860, 2005. doi: 10.1016/j.quascirev.2005.01.012.



- R. Muscheler, F. Joos, J. Beer, S. A. Müller, M. Vonmoos, and I. Snowball. Solar activity during the last 1000 yr inferred from radionuclide records. *Quat. Sci. Rev.*, 26 :82–97, January 2007. doi: 10.1016/j.quascirev.2006.07.012.
- R. Muscheler, B. Kromer, S. Björck, A. Svensson, M. Friedrich, K. F. Kaiser, and J. Southon. Tree rings and ice cores reveal  $^{14}\text{C}$  calibration uncertainties during the Younger Dryas. *Nat. Geosci.*, 1 :263–267, 2008. doi: 10.1038/ngeo128.
- A. Nilsson, R. Muscheler, I. Snowball, A. Aldahan, G. Possnert, P. Augustinus, D. Atkin, and T. Stephens. Multi-proxy identification of the Laschamp geomagnetic field excursion in Lake Pupuke, New-Zealand. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 311(1–2) :155–164, 2011. doi: 10.1016/j.epsl.2011.08.050.
- E. Nottoli, M. Arnold, G. Aumaître, D. L. Bourlès, K. Keddadouche, and M. Suter. The physics behind the isobar separation of  $^{36}\text{Cl}$  and  $^{10}\text{Be}$  at the French AMS national facility ASTER. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 294 :397–402, January 2013. doi: 10.1016/j.nimb.2012.01.052.
- D. Paillard. *Modèles simplifiés pour l'étude de la variabilité de la circulation thermohaline au cours des cycles glaciaire-interglaciaire*. PhD thesis, Université Paris XI, 1995.
- D. Paillard, L. Labeyrie, and P. Yiou. Macintosh program performs time-series Analysis. *Eos Trans. AGU*, 77(39) :379, 1996. doi: 10.1029/96EO00259.
- E. N. Parker. The passage of energetic charged particles through interplanetary space. *Planet. Space Sci.*, 13 :9–49, January 1965. doi: 10.1016/0032-0633(65)90131-5.
- F. Parrenin, G. Dreyfus, G. Durand, S. Fujita, O. Gagliardini, F. Gillet, J. Jouzel, K. Kawamura, N. Lhomme, V. Masson-Delmotte, C. Ritz, J. Schwander, H. Shoji, R. Uemura, O. Watanabe, and N. Yoshida. 1-D-ice flow modelling at EPICA Dome C and Dome Fuji, East Antarctica. *Climate of the Past*, 3 :243–259, 2007a. doi: 10.5194/cp-3-243-2007.
- F. Parrenin, J.-M. Barnola, T. Blunier, E. Castellano, J. Chappellaz, G. Dreyfus, H. Fischer, S. Fujita, J. Jouzel, K. Kawamura, B. Lemieux-Dudon, L. Loulergue, V. Masson-Delmotte, B. Narcisi, J.-R. Petit, G. Raisbeck, D. Raynaud, U. Ruth, J. Schwander, M. Severi, R. Spahni, J. P. Steffensen, A. Svensson, R. Udisti, C. Waelbroeck, and E. Wolff. The EDC3 chronology for the EPICA Dome C ice core. *Climate of the Past*, 3 :485–497, 2007b. doi: 10.5194/cp-3-485-2007.

- F. Parrenin, V. Masson-Delmotte, P. Köhler, D. Raynaud, D. Paillard, J. Schwander, C. Barbante, A. Landais, A. Wegner, and J. Jouzel. Synchronous Change of Atmospheric CO<sub>2</sub> and Antarctic Temperature During the Last Deglacial Warming. *Science*, 339 :1060–1063, March 2013. doi: 10.1126/science.1226368.
- J. B. Pedro, J. R. McConnell, T. D. van Ommen, D. Fink, M. A. J. Curran, A. M. Smith, K. J. Simon, A. D. Moy, and S. B. Das. Solar and climate influences on ice core <sup>10</sup>Be records from Antarctica and Greenland during the neutron monitor era. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 355 :174–186, November 2012. doi: 10.1016/j.epsl.2012.08.038.
- G. M. Raisbeck and F. Yiou. <sup>10</sup>Be in polar ice and atmospheres. *Annals of Glaciology*, 7 :138–140, 1985.
- G. M. Raisbeck and F. Yiou. Comment on “Millennium Scale Sunspot Number Reconstruction : Evidence for an Unusually Active Sun Since the 1940s”. *Phys Rev Lett*, 92(19) :199001, May 2004. doi: 10.1103/PhysRevLett.92.199001.
- G. M. Raisbeck, F. Yiou, M. Fruneau, and J. M. Loiseaux. Beryllium-10 Mass Spectrometry with a Cyclotron. *Science*, 202 :215–217, October 1978. doi: 10.1126/science.202.4364.215.
- G. M. Raisbeck, F. Yiou, M. Fruneau, J. M. Loiseaux, M. Lieuvin, and J. C. Ravel. Cosmogenic <sup>10</sup>Be/<sup>7</sup>Be as a probe of atmospheric transport processes. *Geophys. Res. Lett.*, 8(9) :1015–1018, 1981a. doi: 10.1029/GL008i009p01015.
- G. M. Raisbeck, F. Yiou, M. Fruneau, J. M. Loiseaux, M. Lieuvin, J. C. Ravel, and C. Lorius. Cosmogenic <sup>10</sup>Be concentrations in Antarctic ice during the past 30,000 years. *Nature*, 292 :825, August 1981b. doi: 10.1038/292825a0.
- G. M. Raisbeck, F. Yiou, D. Bourles, J. Lestringuez, and D. Deboffe. Measurement of <sup>10</sup>Be with a tandemron accelerator operating at 2 MV. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 5 :175–178, November 1984. doi: 10.1016/0168-583X(84)90505-6.
- G. M. Raisbeck, F. Yiou, and D. Bourlès. Evidence for an increase in cosmogenic <sup>10</sup>Be during a geomagnetic reversal. *Nature*, 315(6017) :315–317, 1985. doi: 10.1038/315315a0.
- G. M. Raisbeck, F. Yiou, D. Bourlès, C. Lorius, and J. Jouzel. Evidence for two intervals of enhanced <sup>10</sup>Be deposition in Antarctic ice during the last glacial period. *Nature*, 326 :273–277, 1987. doi: 10.1038/326273a0.

- G. M. Raisbeck, F. Yiou, J. Jouzel, and J. R. Petit.  $^{10}\text{Be}$  and  $\delta^2\text{H}$  in polar ice cores as a probe of the solar variability's influence on climate. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A330 :463–470, 1990. doi: 10.1098/rsta.1990.0027.
- G. M. Raisbeck, F. Yiou, J. Jouzel, J. R. Petit, N. I. Barkov, and E. Bard.  $^{10}\text{Be}$  deposition at Vostok, Antarctica during the last 50,000 years and its relationship to possible cosmogenic production variations during this period, in : The Last Deglaciation : Absolute and Radiocarbon Chronologies. In E. Bard and Broecker, editors, *The Last Deglaciation : Absolute and Radiocarbon Chronologies*, volume 12 of *Proc. NATO ASI Series*, pages 127–139. Heidelberg : Springer-Verlag, 1992.
- G. M. Raisbeck, F. Yiou, O. Cattani, and J. Jouzel.  $^{10}\text{Be}$  evidence for the Matuyama-Brunhes geomagnetic reversal in the EPICA Dome C ice core. *Nature*, 444 :82–84, 2006. doi: 10.1038/nature05266.
- G. M. Raisbeck, F. Yiou, J. Jouzel, and F. Stocker. Direct north-south synchronization of abrupt climate change record in ice cores using Beryllium 10. *Climate of the Past*, 3 :541–547, 2007. doi: 10.5194/cp-3-541-2007.
- D. Raynaud, V. Lipenkov, B. Lemieux-Dudon, P. Duval, M.-F. Loutre, and N. Lhomme. The local insolation signature of air content in Antarctic ice. A new step toward an absolute dating of ice records. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 261 :337–349, September 2007. doi: 10.1016/j.epsl.2007.06.025.
- R. C. Reedy, J. R. Arnold, and D. Lal. Cosmic-ray record in solar system matter. *Science*, 219 :127–135, January 1983. doi: 10.1126/science.219.4581.127.
- P. J. Reimer, M. G. L. Baillie, E. Bard, A. Bayliss, J. W. Beck, C. J. H. Bertrand, P. G. Blackwell, C. E. Buck, G. S. Burr, K. B. Cutler, P. E. Damon, R. L. Edwards, R. G. Fairbanks, M. Friedrich, T. P. Guilderson, A. G. Hogg, K. A. Hughen, B. Kromer, G. McCormac, S. Manning, C. Bronk Ramsey, R. W. Reimer, S. Remmele, J. R. Southon, M. Stuiver, S. Talamo, F. W. Taylor, J. van der Plitch, and C. E. Weyhenmeyer. IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, 46(3) :1029–1058, 2004.
- P. J. Reimer, M. G. L. Baillie, E. Bard, A. Bayliss, J. W. Beck, P. G. Blackwell, C. Bronk Ramsey, C. E. Buck, G. S. Burr, R. L. Edwards, M. Friedrich, P. M. Grootes, T. P. Guilderson, I. Hajdas, T. J. Heaton, A. G. Hogg, K. A. Hughen, K. F. Kaiser, B. Kromer, F. G. McCormac, S. W. Manning, R. W. Reimer, D. A. Richards, J. R. Southon, S. Talamo, C. S. M. Turney, J. van der Plitch, and

- C. E. Weyhenmeyer. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 51(4) :1111–1150, 2009.
- C. Ritz. *Un modèle thermo-mécanique d'évolution pour le bassin glaciaire Antarctique Vostok-Glacier Byrd : Sensibilité aux valeurs des paramètres mal connus*. PhD thesis, Université Joseph Fourier - Grenoble I, 1992.
- C. Robinson, G. M. Raisbeck, F. Yiou, B. Lehman, and C. Laj. The relationship between  $^{10}\text{Be}$  and geomagnetic field strength records in central North Atlantic sediments during the last 80 ka. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 136 :551–557, 1995. doi: 10.1016/0012-821X(95)00202-N.
- M. Schulz and M. Mudelsee. REDFIT : estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Computers and Geosciences*, 28 :421–426, April 2002. doi: 10.1016/S0098-3004(01)00044-9.
- M. Severi, E. Becagli, S. Castellano, A. Morganti, R. Traversi, R. Udisti, U. Ruth, H. Fischer, P. Huybrechts, E. Wolff, F. Parrenin, P. Kaufmann, F. Lambert, and J. P. Steffensen. Synchronisation of the EDML and EDC ice cores for the last 52 kyr by volcanic signature matching. *Climate of the Past*, 3 :367–374, 2007. doi: 10.5194/cp-3-367-2007.
- J. D. Shakun, P. U. Clark, F. He, S. A. Marcott, A. C. Mix, Z. Liu, B. Otto-Bliesner, A. Schmittner, and E. Bard. Global warming preceded by increasing carbon dioxide concentrations during the last deglaciation. *Nature*, 484 :49–54, April 2012. doi: 10.1038/nature10915.
- U. Siegenthaler, M. Heimann, and H. Oeschger.  $^{14}\text{C}$  variations caused by changes in the global carbon cycle. *Radiocarbon*, 22(2) :177–191, 1980.
- U. Siegenthaler, T. F. Stocker, E. Monnin, D. Lüthi, J. Schwander, B. Stauffer, D. Raynaud, J.-M. Barnola, H. Fischer, V. Masson-Delmotte, and J. Jouzel. Stable Carbon Cycle-Climate Relationship During the Late Pleistocene. *Science*, 310 :1313–1317, November 2005. doi: 10.1126/science.1120130.
- J. A. Simpson. The Cosmic Ray Nucleonic Component : The Invention and Scientific Uses of the Neutron Monitor - (Keynote Lecture). *Space Sci Rev*, 93 :11–32, July 2000. doi: 10.1023/A:1026567706183.
- B. S. Singer, K. A. Hoffman, R. S. Coe, L. L. Brown, B. R. Jicha, M. S. Pringle, and A. Chauvin. Structural and temporal requirements for geomagnetic field reversal

- deduced from lava flows. *Nature*, 434 :633–636, March 2005. doi: 10.1038/nature03431.
- B. S. Singer, H. Guillou, B. R. Jicha, C. Laj, C. Kissel, B. L. Beard, and C. M. Johnson.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , K-Ar and  $^{230}\text{Th}$ - $^{238}\text{U}$  dating of the Laschamp excursion : A radioisotopic tie-point for ice core and climate chronology. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 286(1–2) :80–88, 2009. doi: 10.1016/j.epsl.2009.06.030.
- D. F. Smart and M. A. Shea. Fifty years of progress in geomagnetic cutoff rigidity determinations. *Advances in Space Research*, 44 :1107–1123, November 2009. doi: 10.1016/j.asr.2009.07.005.
- S. K. Solanki, I. G. Usoskin, B. Kromer, M. Schüssler, and J. Beer. Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the previous 11,000 years. *Nature*, 431 :1084–1087, October 2004. doi: 10.1038/nature02995.
- R. Spahni, J. Chappellaz, T. F. Stocker, L. Loulergue, G. Hausammann, K. Kawamura, J. Flückiger, J. Schwander, D. Raynaud, V. Masson-Delmotte, and J. Jouzel. Atmospheric Methane and Nitrous Oxide of the Late Pleistocene from Antarctic Ice Cores. *Science*, 310 :1317–1321, November 2005. doi: 10.1126/science.1120132.
- E. J. Steig, P. J. Polissar, M. Stuiver, P. M. Grootes, and R. C. Finkel. Large amplitude solar modulation cycles of  $^{10}\text{Be}$  in Antarctica : Implications for atmospheric mixing processes and interpretation of the ice core record. *Geophys. Res. Lett.*, 23 :523–526, 1996. doi: 10.1029/96GL00255.
- F. Steinhilber, J. A. Abreu, J. Beer, I. Brunner, M. Christl, H. Fischer, U. Heikkilä, P. W. Kubik, M. Mann, K. G. McCracken, H. Miller, H. Miyahara, H. Oerter, and F. Wilhelms. 9,400 years of cosmic radiation and solar activity from ice cores and tree rings. *Proceedings of the National Academy of Science*, 109 :5967–5971, April 2012. doi: 10.1073/pnas.1118965109.
- H. Suess. The radiocarbon record in tree rings of the last 8000 years. *Radiocarbon*, 22(2) :200–209, 1980.
- Y. Suganuma, Y. Yokoyama, T. Yamazaki, K. Kawamura, C.-S. Horng, and H. Matsuzaki.  $^{10}\text{Be}$  evidence for delayed acquisition of remanent magnetization in marine sediments : Implication for a new age for the Matuyama-Brunhes boundary. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 296 :443–450, August 2010. doi: 10.1016/j.epsl.2010.05.031.

- A. Svensson, K. K. Andersen, M. Bigler, H. B. Clausen, D. Dahl-Jensen, S. M. Davies, S. J. Johnsen, R. Muscheler, F. Parrenin, S. O. Rasmussen, R. Röthlisberger, I. Seierstad, J. P. Steffensen, and B. M. Vinther. A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology. *Climate of the Past*, 4 :47–57, 2008. doi: 10.5194/cp-4-47-2008.
- S. P. Swordy. The Energy Spectra and Anisotropies of Cosmic Rays. *Space Sci Rev*, 99 :85–94, oct 2001. doi: 10.1023/A:1013828611730.
- L. Tauxe, T. Herbert, N. J. Shackleton, and Y. S. Kok. Astronomical calibration of the Matuyama-Brunhes boundary : Consequences for magnetic remanence acquisition in marine carbonates and the Asian loess sequences. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 140 :133–146, May 1996. doi: 10.1016/0012-821X(96)00030-1.
- R. Traversi, S. Becagli, E. Castellano, F. Marino, F. Rugi, M. Severi, M. de Angelis, H. Fischer, M. Hansson, B. Stauffer, J. P. Steffensen, M. Bigler, and R. Udisti. Sulfate spikes in the deep layers of epica-dome c ice core : Evidence of glaciological artifacts. *Environ. Sci. Technol.*, 43(23) :8737–8743, 2009. doi: 10.1021/es901426y.
- C. S. M. Turney, L. K. Fifield, A. G. Hogg, G. Palmer, K. Hughen, M. G. L. Baillie, R. Galbraith, J. Ogden, A. Lorrey, S. G. Tims, and R. T. Jones. The potential of New Zealand kauri (*Agathis australis*) for testing the synchronicity of abrupt climate change during the Last Glacial Interval (60,000–11,700 years ago). *Quat. Sci. Rev.*, 29 :3677–3682, 2010. doi: 10.1016/j.quascirev.2010.08.017.
- I. G. Usoskin. A History of Solar Activity over Millennia. *Living Reviews in Solar Physics*, 5 :3, October 2008. URL <http://www.livingreviews.org/lrsp-2008-3>. Revised on 22 April 2010.
- I. G. Usoskin and B. Kromer. Reconstruction of the  $^{14}\text{C}$  production rate from measured relative abundance. *Radiocarbon*, 47(1) :31–37, 2005.
- I. G. Usoskin, H. Kananen, K. Mursula, P. Tanskanen, and G. A. Kovaltsov. Correlative study of solar activity and cosmic ray intensity. *J. Geophys. Res.*, 103 : 9567–9574, May 1998. doi: 10.1029/97JA03782.
- I. G. Usoskin, S. K. Solanki, M. Schüssler, K. Mursula, and K. Alanko. Millennium-Scale Sunspot Number Reconstruction : Evidence for an Unusually Active Sun since the 1940s. *Phys Rev Lett*, 91(21) :211101, November 2003. doi: 10.1103/PhysRevLett.91.211101.



- I. G. Usoskin, K. Alanko-Huotari, G. A. Kovaltsov, and K. Mursula. Heliospheric modulation of cosmic rays : Monthly reconstruction for 1951–2004. *J. Geophys. Res.*, 110 :A12108, 2005. doi: 10.1029/2005JA011250.
- J.-P. Valet, L. Meynadier, and Y. Guyodo. Geomagnetic dipole strength and reversal rate over the past two million years. *Nature*, 435 :802–805, June 2005. doi: 10.1038/nature03674.
- N. Vázquez Riveiros. *Reconstruction des conditions climatiques, du niveau de la mer et de la circulation océanique pendant le stade 11*. PhD thesis, Université Paris XI, 2010.
- D. Veres, L. Bazin, A. Landais, H. Toyé Mahamadou Kele, B. Lemieux-Dudon, F. Parrenin, P. Martinerie, E. Blayo, T. Blunier, E. Capron, J. Chappellaz, S. O. Rasmussen, M. Severi, A. Svensson, B. Vinther, and E. W. Wolff. The antarctic ice core chronology (aicc2012) : an optimized multi-parameter and multi-site dating approach for the last 120 thousand years. *Climate of the Past*, 9 :1733–1748, August 2013. doi: 10.5194/cp-9-1733-2013.
- F. Vimeux. *Variations de l'Excès en Deutérium en Antarctique au cours des 400 000 dernières années : Implications Climatiques*. PhD thesis, Université Paris VII, 1999.
- M. Vonmoos, J. Beer, and R. Muscheler. Large variations in Holocene solar activity : Constraints from  $^{10}\text{Be}$  in the Greenland Ice Core Project ice core. *J. Geophys. Res.*, 111 :A10105, October 2006. doi: 10.1029/2005JA011500.
- G. Wagner, J. Masarik, J. Beer, S. Baumgartner, D. Imboden, P. W. Kubik, H.-A. Synal, and M. Suter. Reconstruction of the geomagnetic field between 20 and 60 kyr BP from cosmogenic radionuclides in the GRIP ice core. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 172 :597–604, 2000. doi: 10.1016/S0168-583X(00)00285-8.
- G. Wagner, J. Beer, J. Masarik, R. Muscheler, P. W. Kubik, W. Mende, C. Laj, G. M. Raisbeck, and F. Yiou. Presence of the solar de Vries cycle ( $\sim 205$  years) during the last ice age. *Geophys. Res. Lett.*, 28(2) :303–306, 2001. doi: 10.1029/2000GL006116.
- W. R. Webber and P. R. Higbie. Production of cosmogenic Be nuclei in the Earth's atmosphere by cosmic rays : Its dependence on solar modulation and the interstellar cosmic ray spectrum. *J. Geophys. Res.*, 108(A9) :1355, 2003. doi: 10.1029/2003JA009863.

- W. R. Webber and P. R. Higbie. Galactic propagation of cosmic ray nuclei in a model with an increasing diffusion coefficient at low rigidities : A comparison of the new interstellar spectra with Voyager data in the outer heliosphere. *J. Geophys. Res.*, 114 :A02103, February 2009. doi: 10.1029/2008JA013689.
- W. R. Webber and J. A. Lockwood. Voyager and Pioneer spacecraft measurements of cosmic ray intensities in the outer heliosphere : Toward a new paradigm for understanding the global solar modulation process : 1. Minimum solar modulation (1987 and 1997). *J. Geophys. Res.*, 106 :29323–29332, December 2001. doi: 10.1029/2001JA000118.
- W. R. Webber, P. R. Higbie, and K. G. McCracken. Production of the cosmogenic isotopes  $^3\text{H}$ ,  $^7\text{Be}$ ,  $^{10}\text{Be}$  and  $^{36}\text{Cl}$  in the Earth's atmosphere by solar and galactic cosmic rays. *J. Geophys. Res.*, 112 :A10106, 2007. doi: 10.1029/2007JA012499.
- F. Yiou, G. M. Raisbeck, D. Bourles, C. Lorius, and N. I. Barkov.  $^{10}\text{Be}$  in ice at Vostok Antarctica during the last climatic cycle. *Nature*, 316(6029) :616–617, 1985. doi: 10.1038/316616a0.
- F. Yiou, G. M. Raisbeck, S. Baumgartner, J. Beer, C. Hammer, S. Johnsen, J. Jouzel, P. W. Kubik, J. Lestringuez, M. Stiévenard, M. Suter, and P. Yiou. Beryllium 10 in the Greenland Ice Core Project ice core at Summit, Greenland. *J. Geophys. Res.*, 102(C12) :26 783–26 794, 1997. doi: 10.1029/97JC01265.



