



HAL
open science

Dynamique climatique côtière en région Antarctique au cours des 50 000 dernières années

Daphné Buiron

► **To cite this version:**

Daphné Buiron. Dynamique climatique côtière en région Antarctique au cours des 50 000 dernières années. Océan, Atmosphère. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2010. Français. NNT: . tel-00551793v2

HAL Id: tel-00551793

<https://theses.hal.science/tel-00551793v2>

Submitted on 14 Jan 2011

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.



UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité **Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée et soutenue publiquement par

DAPHNÉ BUIRON

Le **2 Décembre 2010**

**DYNAMIQUE CLIMATIQUE COTIERE EN REGION ANTARCTIQUE AU
COURS DES 50 000 DERNIERES ANNEES**

Thèse dirigée par **JÉRÔME CHAPPELLAZ**

JURY

Eric Wolff	Professeur, Cambridge	Rapporteur
Claire Waelbroeck	Chargée de recherche, Gif-sur-Yvette	Rapporteuse
Massimo Frezzotti	Professeur, Rome	Examineur
Michel Crucifix	Research associate, Louvain-La-Neuve	Examineur
Catherine Chauvel	Directrice de recherche	Présidente du jury

Thèse préparée au sein du « **Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement (LGGE)** dans l'École Doctorale Terre, Univers, Environnement



Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement

A mon grand-père,

A l'Antarctique,

Remerciements

Je tiens avant tout à exprimer ma profonde reconnaissance à Mr Jérôme Chappellaz qui a dirigé cette thèse, toujours avec patience, pédagogie et efficacité. Je le remercie de m'avoir fait confiance et proposé ce sujet de thèse passionnant. Je lui suis particulièrement reconnaissante de toutes les possibilités qu'il m'a offert de participer à des conférences à l'étranger, ainsi que de prendre part durant un mois à l'expérience d'un forage glaciaire à NEEM au Groenland ; ce fut une expérience unique que j'attendais depuis longtemps et que je ne suis pas prête d'oublier. Merci pour sa relecture attentive et ses corrections de mon manuscrit. Merci enfin pour son soutien, sa bonne humeur et son optimisme constants qui vous font croire en vous même dans les moments de doute, ils sont plus importants qu'on ne le pense au quotidien d'une thèse.

Je remercie également Mr Frédéric Parrenin qui a codirigé la première année de cette thèse. Je n'oublierai pas qu'il fût le premier à m'ouvrir les portes du monde privilégié du LGGE. Merci pour son aide en modélisation et pour tous les bons moments passés ensemble.

Merci à Mme Catherine Chauvel de m'avoir fait l'honneur de présider mon jury.

Merci à Mr Eric Wolff et à Mme Claire Waelbroeck de s'être intéressés à mon travail en acceptant de le lire en détail et de le juger. Leurs suggestions auront été enrichissantes.

Merci à Mr Michel Crucifix et à Mr Massimo Frezzotti d'avoir accepté d'examiner mon manuscrit et de faire le voyage jusqu'à Grenoble pour me voir soutenir. Je remercie spécialement Massimo pour sa bonne humeur et sa gentillesse, ce fut un vrai plaisir de travailler et de visiter Rome avec lui.

Merci à tous les gens qui m'ont aidé dans mon travail. Pour la partie analytique je pense avant tout à Greg, Leti, et Amaelle, pour leur aide précieuse, leur générosité, leur gentillesse et leur amitié. Que de fous rires ont pu agrémenter les journées de manip !

Pour la partie modélisation merci à Jean-Marc, qui nous quitté trop tôt, à Béné, Masa et Didier, pour m'avoir formé avec patience à cette discipline que je connaissais si peu.

Enfin un grand merci à tous ceux dont les discussions scientifiques et les collaborations ont été décisives : Catherine, Barbara, Maurine, Valérie, et tous les autres...

Un grand merci à mes amis, les anciens, toujours fidèles et les nouveaux, qui ont fait le bonheur de chaque jour et avec qui de bons moments à venir sont à attendre : Emilie, Christine, Mélodie, Isabelle, Christophe, JC, Ludo, Nico, Bruno, Hélène, Steph, Marion, Maying, Greg, Yves... ils contribuent quotidiennement à mon bonheur.

Enfin plus que tout merci à ma famille. A mes parents pour m'avoir donné le goût des études et m'avoir toujours laissé libre de mes choix. Merci pour votre soutien sans borne sans lequel je n'en serais pas là aujourd'hui. Merci à Zaza. Merci à Florian d'avoir agrémenté ces années de musique et de rires. Merci d'être vous tout simplement.

Résumé

Le réchauffement climatique enregistré depuis le début du siècle, et imputé en grande partie à la production massive de gaz à effets de serre par les activités anthropiques, se traduit par différentes réponses du système climatique terrestre. Les projections pour l'évolution climatique future requièrent l'utilisation de modèles, dont la fiabilité dépend en partie des tests conduisibles sous des conditions aux limites variables. Afin de contraindre les paramètres mal connus de ces modèles, l'étude des climats du passé constitue un moyen adapté.

Le projet TALDICE de forage dans la glace prend place dans ce contexte général. Son objectif principal vise à enrichir notre connaissance de la variabilité climatique passée enregistrée sur le continent antarctique, en focalisant plus particulièrement sur les disparités régionales et le comportement des régions situées en bordure du plateau est-antarctique, notamment lors de variations rapides du climat. Le forage glaciaire profond TALDICE a été conduit à Talos Dome, en Terre de Victoria, près de la Mer de Ross.

Dans ce travail de thèse nous nous sommes attelés à la construction d'une échelle d'âge précise pour la carotte TALDICE, en nous appuyant, dans un premier temps, sur l'analyse du méthane et des isotopes de l'air contenu dans les bulles incluses au sein de la matrice glaciaire, et dans un second temps, sur l'utilisation de divers modèles de datation, dont une nouvelle méthode inverse optimisant la cohérence entre les marqueurs stratigraphiques et les contraintes glaciologiques.

L'échelle d'âge TALDICE-1 ainsi édifiée a permis 1) de montrer que l'enregistrement climatique de la carotte était exploitable sans hiatus jusqu'à un âge de 250.000 ans avant notre ère, 2) de discuter les relations de phase des événements climatiques rapides observés durant la dernière déglaciation et la fin de la période glaciaire (stade isotopique marin n°3) entre TALDICE et d'autres carottes de glace issues des deux hémisphères.

Une analyse multi-proxies, accompagnée par l'exploitation de simulations d'un modèle de climat global couplé océan-atmosphère (le modèle IPSL-CM4), nous a permis de conclure 1) à la synchronicité du signal climatique de TALDICE avec ceux des autres régions antarctiques lors des variations rapides de température, étendant ainsi à cette région l'empreinte du mécanisme de bascule bipolaire lors des variations climatiques rapides, 2) à l'observation de disparités régionales dans les taux de changement de la température entre les différents secteurs de l'Océan Austral, probablement gouvernées par des variations locales du couvert de glace de mer, ainsi que de l'intensité et de la localisation des vents zonaux. Nous concluons à une sensibilité accrue du secteur atlantique de l'Océan Austral lors des variations globales de température par rapport au secteur indien.

Abstract

The global warming observed since the beginning of the last century, and mostly attributed to the significant greenhouse gases release produced by anthropogenic activities, induces different responses of the Earth climatic system. Forecasting of the future climate evolution requires the use of models where the reliability partly depends on tests that should be performed under various boundary conditions. In order to constrain the poorly-known parameters of these models, a well-adapted method is to conduct investigations on past climates.

The TALDICE ice drilling project takes place within this general context. Its main objective aims for the improvement of our knowledge of the past climate variability recorded on the Antarctic continent, more particularly focusing on regional discrepancies and on the behavior of sites located at the edge of the East-Antarctic plateau, notably during rapid climatic variations. The deep ice drilling TALDICE project was conducted in Talos Dome in the Victoria Lands, close to the Ross Sea.

In the course of this PhD work, we concentrated on the building of an accurate age scale for the TALDICE ice core, first based on methane and air isotopes measurements performed on the air contained in bubbles trapped inside the ice, and then from the use of various dating models, including a new inverse method which maximizes the consistency between stratigraphic markers and glaciological constraints.

The TALDICE-1 age scale then created has enabled us 1) to show that the ice core climate record was usable without hiatus down to an age of 250.000 years before present-day, 2) to discuss the phase relationships between rapid climatic events recorded during the last deglaciation and the end of the last glacial period (Marine isotopic stage n°3) between TALDICE and other ice cores originally from both hemispheres.

A multi-proxy analysis, completed with the use of simulations performed with a global atmosphere-ocean coupled climate model (the IPSL-CM4 model), has enabled us to come to the conclusion that 1) the TALDICE climate signal was synchronous with those observed in other Antarctic regions during rapid temperature fluctuations, extending by this way the imprint of the bipolar seesaw mechanism during such rapid variations, 2) regional discrepancies of the amplitude of temperature changes can be noticed between the different Southern Ocean sectors, probably relying on local variations of the sea-ice cover and of the intensity and location of zonal winds.

We conclude that a greater sensitivity of the Atlantic sector of the Southern Ocean can be observed during global temperature changes, compared with the Indian sector.

SOMMAIRE

<i>Introduction</i>	9
I. Contexte scientifique.....	10
II. Intérêt de l'étude des paléoclimats et des archives glaciaires	12
1. Les paléoclimats comme outils pour comprendre le système climatique actuel.....	12
2. Intérêts des carottes de glaces.....	13
III. Le projet Talos Dome Ice CorE (TALDICE).....	15
1. Naissance du projet TALDICE.....	15
2. Choix du site.....	19
3. Caractéristiques du site de forage de Talos Dome	20
3.1. Caractéristiques glaciologiques, géographiques et climatiques	20
3.2. Qualité des enregistrements chimiques et climatiques.....	26
4. Historique du forage	27
5. Comparaison de Talos Dome avec d'autres sites de forage	29
5.1. Présentation des autres sites étudiés.....	29
5.2. Origine des masses d'air	31
IV. Objectifs de la thèse.....	34
V. Organisation du manuscrit	35
<i>Chapitre I : Description et datation de l'archive glaciaire</i>	39
INTRODUCTION.....	39
I. Description de l'archive glaciaire	40
1. Emprisonnement des gaz dans la glace	40
1.1. Structure et densification de la colonne neige-névé-glace	40
1.2. Transport des gaz dans le névé et impact sur la composition de l'air initial.....	42
1.2.1. Le fractionnement gravitationnel.....	42
1.2.2. Le fractionnement thermique.....	43

1.2.3.	Le fractionnement par diffusion moléculaire.....	44
1.3.	La structure du névé d'après l'analyse des isotopes des gaz permanents	45
1.4.	Conséquences sur le lissage du signal et l'âge du gaz	47
2.	Influence des conditions climatiques de surface sur la structure des névés actuels..	51
2.1.	Effet de la température	51
2.2.	Effet de l'accumulation	51
2.3.	Effet du vent.....	51
2.4.	Effet de l'insolation.....	52
3.	Reconstruction des conditions de densification dans le passé	53
4.	Formation des hydrates de gaz	53
II.	Datation de l'archive glaciaire	55
1.	Datation de la glace	55
1.1.	Datation absolue par comptage des couches	55
1.2.	Datation par calage orbital	56
1.3.	Utilisation d'horizons repères	59
1.4.	Synchronisation avec d'autres enregistrements datés	60
1.5.	Les modèles glaciologiques	61
1.6.	Datation par méthode inverse.....	62
1.7.	Conclusion.....	62
2.	Evaluation de la température passée	63
2.1.	La température d'inversion T_i	64
2.2.	La température de surface de la calotte polaire T_s	64
2.2.1.	Concept du thermomètre isotopique	65
2.2.2.	Mesure du profil de température dans le puits de forage.....	68
2.2.3.	Calcul de la température de surface d'après l'analyse de la composition isotopique des gaz permanents	68
3.	Evaluation de l'accumulation passée.....	69
3.1.	Modélisation du taux d'accumulation en fonction de la température	69
3.2.	Détermination de l'accumulation par profils radars.....	70
3.3.	Utilisation de traceurs.....	70
3.3.1.	Les isotopes cosmogéniques : outils pour l'estimation du taux d'accumulation de neige sur les calottes polaires.....	70
3.3.2.	Les traceurs chimiques.....	71
3.3.3.	Conclusion	71

4. Une chronologie pour l'air contenu dans les carottes de glace : enjeux des modèles de densification.....	72
4.1. Généralités.....	72
4.2. Les modèles de densification	73
5. La synchronisation des carottes de glace	73
5.1. Enregistrements climatiques extraits de la matrice glace.....	74
5.1.1. Les isotopes de l'eau comme outil de datation	74
5.1.2. Synchronisation des profils de concentration en poussières.....	74
5.1.3. Le pic du ^{10}Be durant l'évènement de Laschamp	75
5.1.4. La composition chimique de la glace.....	76
5.1.5. Corrélation via les couches de cendres ou dépôt de sulfate volcanique	77
5.2. Enregistrement des gaz comme outil de synchronisation des carottes de glace	77
5.2.1. Synchronisation des carottes de glace via les enregistrements du méthane	78
5.2.2. Le $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$	81
5.2.3. Le CO_2	82
5.2.4. L'enregistrement du N_2O	82
CONCLUSION	83

Chapitre II: Méthodologie.....87

INTRODUCTION.....	87
I. Technique de mesure des isotopes de l'eau	87
II. Analyse de la composition isotopique des gaz permanents $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 et $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$	88
1. La phase d'extraction de l'air.....	88
2. Analyse au spectromètre de masse.....	89
3. Traitement des données.....	90
3.1. Corrections appliquées aux données de $\delta^{15}\text{N}$ de N_2	90
3.2. Corrections et calibrations associées aux mesures de $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$	92
III. Analyses du méthane piégé dans les glaces	92
1. Technique de mesure discrète	92
1.1. Protocole expérimental de l'analyse du méthane	93
1.1.1. Préparation des échantillons :	93
1.1.2. Etapes successives régissant l'analyse complète des échantillons :.....	94
1.1.3. L'analyse des gaz par chromatographie en phase gazeuse	95

1.2.	Traitement des données.....	96
2.	Technique de mesure semi-continue.....	99
3.	Validité des enregistrements des teneurs en CH ₄	101
3.1.	Conservation de la composition atmosphérique lors du piégeage des gaz à la base du névé.....	101
3.2.	Influence des réactions chimiques sur la composition gazeuse.....	101
3.3.	Influence de la dégradation de la qualité de la glace : forage et stockage des carottes.....	102
IV.	Les modèles glaciologiques : écoulement, densification et datation.....	102
1.	Modèle d'écoulement 1-D de la glace.....	103
1.1.	Principe.....	103
1.1.1.	Le modèle d'accumulation.....	103
1.1.2.	Vitesse de l'écoulement vertical de la glace.....	104
1.1.3.	Evolution de l'épaisseur de glace au cours du temps.....	105
1.1.4.	Calcul de la chronologie.....	106
1.2.	Calcul de l'âge du gaz.....	107
1.3.	Quelques utilisations du modèle d'écoulement 1-D.....	107
1.4.	Les limites du modèle.....	107
2.	Les modèles de densification.....	108
2.1.	Le modèle de densification de Arnaud et al. (2000).....	108
2.2.	Le modèle de densification de Goujon et al. (2003).....	110
2.3.	Validation par mesures des isotopes de l'air.....	112
2.4.	Limites des modèles de densification.....	114
3.	Le modèle inverse de datation.....	114
3.1.	Principe de la méthode.....	115
3.2.	Application aux sites d'EDC, EDML, Vostok et NorthGRIP.....	117
	<i>Chapitre III : Données produites.....</i>	<i>121</i>
	INTRODUCTION.....	121
I.	Enregistrement du méthane dans la carotte de Talos Dome.....	121
1.	Résultats des mesures du méthane à Talos Dome.....	121
1.1.	Mesures effectuées par méthode discrète.....	121
1.2.	Mesures effectuées en continu par CFA.....	126
II.	Profils des isotopes de l'eau à TALDICE.....	127

1.	Enregistrement des isotopes de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) dans la glace de Talos Dome	128
2.	Les mesures des isotopes de l'hydrogène.....	130
III.	La composition isotopique de l'oxygène moléculaire dans l'atmosphère de Talos Dome ($\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$)	131
IV.	Résultats du modèle glaciologique 1-D comme scénario de base de la datation	132
1.	Choix des paramètres mal connus	133
2.	Variations d'altitude :	133
3.	Chronologie issue du modèle 1-D : relation âge/profondeur	134
4.	Reconstruction des entités glaciologiques associées.....	135
V.	Construction de la datation TALDICE-1: TALDICE-1 age scale of the Talos Dome deep ice core, East Antarctica.....	137
VI.	Composition isotopique de l'azote moléculaire contenu dans l'air piégé dans la glace ($\delta^{15}\text{N}$).....	169
1.	Deux interprétations du $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 durant la déglaciation.....	171
2.	Transformation du Δdepth en lock-in-depth (LID)	173
3.	Reconstruction de la hauteur de la colonne diffusive: contrainte sur l'épaisseur de la zone convective.....	174
	CONCLUSION.....	175

Chapitre IV : *Enregistrement de la dernière déglaciation à Talos Dome*.....178

	INTRODUCTION.....	178
I.	Généralités et intérêts de l'étude des transitions glaciaire-interglaciaire.....	179
1.	Description de la dernière transition glaciaire-interglaciaire.....	182
2.	La déglaciation au sein du continent Antarctique.....	186
II.	Stratégie d'étude de la déglaciation à Talos Dome.....	187
III.	Evolution climatique de la dernière transition à Talos Dome : The expression of the bipolar climate seesaw around Antarctica during the last deglaciation.....	188
IV.	Le cas de Taylor Dome.....	226
1.	Historique de la chronologie de Taylor Dome au cours des âges.....	226
1.1.	Construction de la chronologie initiale st9810.....	226
1.2.	Travaux postérieurs et critiques de la chronologie initiale.....	228
2.	Nouvelle estimation du Δage à Taylor Dome.....	230
3.	Météorologie dans la région de Taylor Dome.....	234
	CONCLUSION.....	

Chapitre V : *La variabilité rapide de la dernière période glaciaire à Talos Dome*.....238

	INTRODUCTION.....	238
I.	Variabilité climatique au cours de la dernière période glaciaire.....	239

1.	Evénements rapides dans l’hémisphère Nord	239
2.	Signature climatique dans l’hémisphère Sud et bascule bipolaire	241
2.1.	Notion d’ « Antarctic Isotope Maximum » (AIM).....	242
2.2.	Spécificités régionales de la variabilité climatique en Antarctique	244
II.	Stratégie d’étude de la carotte TALDICE durant la période MIS3	247
1.	Présentation du modèle IPSL-CM4.....	247
2.	Les couplages entre composantes	249
3.	Exemple d’utilisation sous conditions glaciaires	250
3.1.	Description des simulations	250
3.2.	Simulations et résultats.....	252
4.	Le modèle IPSL CM4 dans le cas de notre étude	255
III.	A 50,000-year climatic record from the new coastal TALDICE ice core: consequences on millennial-scale variability features through the Antarctic continent	257
IV.	Un premier regard sur la variabilité climatique à Talos Dome durant les périodes MIS 4 et MIS 5	296
	CONCLUSION	300
	<i>Conclusions et perspectives</i>	303
	<i>Liste des figures et des tableaux</i>	308
	<i>Références bibliographiques</i>	313
	<i>Annexes</i>	340
	Annexe 1: Understanding the rapid rise in atmospheric CO ₂ at the onset of the Bolling/Allerod.....	340
	Annexe 2: A new method for high-resolution methane measurements on polar ice cores using Continuous Flow Analysis.....	363
	Annexe 3 : Synchronizing EDML and NorthGrip ice cores using δ ¹⁸ O of atmospheric oxygen (δ ¹⁸ O _{atm}) and CH ₄ measurements over MIS 5 (80-123 ka).....	370
	Annexe 4: Millennial and sub-millennial scale climatic variations recorded in polar ice cores over the last glacial period.....	384
	Annexe 5: A comparison of the Present and Last Interglacial periods in six Antarctic ice cores.....	407

INTRODUCTION

SOMMAIRE

I.	Contexte scientifique.....	10
II.	Intérêt de l'étude des paléoclimats et des archives glaciaires	12
1.	Les paléoclimats comme outils pour comprendre le système climatique actuel.....	12
2.	Intérêts des carottes de glaces.....	13
III.	Le projet Talos Dome Ice CorE (TALDICE).....	15
1.	Naissance du projet TALDICE.....	15
2.	Choix du site.....	19
3.	Caractéristiques du site de forage de Talos Dome	20
3.1.	Caractéristiques glaciologiques, géographiques et climatiques	20
3.2.	Qualité des enregistrements chimiques et climatiques.....	26
4.	Historique du forage	27
5.	Comparaison de Talos Dome avec d'autres sites de forage	29
5.1.	Présentation des autres sites étudiés.....	29
5.2.	Origine des masses d'air	31
IV.	Objectifs de la thèse.....	34
V.	Organisation du manuscrit	35

INTRODUCTION

I. Contexte scientifique

Depuis la prise de conscience d'un réchauffement terrestre global initié au début du 20^e siècle, des groupes de scientifiques produisent régulièrement un état des connaissances sur le climat terrestre, sur les mécanismes qui le gouvernent, sur l'évolution passée, ainsi que l'évolution future que l'on pourrait attendre.

Le rapport fourni par le GIEC (Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat, IPCC en anglais) en 2007 confirme largement l'ampleur du réchauffement: « *Le réchauffement du système climatique est sans équivoque. On note déjà, à l'échelle du globe, une hausse des températures moyennes de l'atmosphère et de l'océan, une fonte massive de la neige et de la glace et une élévation du niveau moyen de la mer* ».

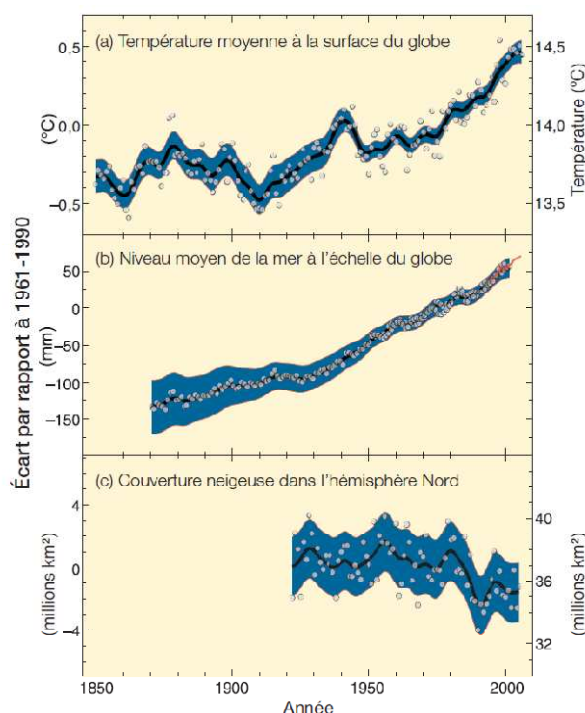


Figure 1: Evolution de la température moyenne du globe, du niveau marin moyen et de la couverture neigeuse en Hémisphère Nord pour les 150 dernières années. La zone ombrée bleue correspondant à l'enveloppe des incertitudes associées à ces estimations (d'après le rapport IPCC 2007)

Depuis le dernier état des lieux présenté il y a trois ans, l'augmentation des températures entre 1906 et 2005 a été revue à la hausse avec une valeur moyenne de 0.74°C sur l'ensemble de la planète, et une augmentation associée du niveau marin, conséquence de la dilatation

thermique des océans et de la fonte des glaces, estimée à 1.8 mm/an depuis 1961 et à 3.1 mm/an depuis 1993 (Figure 1).

L'origine de ce réchauffement, pour sa partie la plus récente couvrant les dernières décennies, est imputée en premier lieu aux activités anthropiques qui entraînent une augmentation des teneurs en gaz à effet de serre (GES) dans l'atmosphère, modifiant par ce biais le bilan énergétique du système climatique : « *L'essentiel de l'élévation de la température moyenne du globe observée depuis le milieu du XXe siècle est très probablement attribuable à la hausse des concentrations de GES anthropiques* ». Or il apparaît dans le résumé de l'IPCC que depuis l'époque préindustrielle, les émissions mondiales de GES imputables aux activités humaines ont augmenté de 70 % entre 1970 et 2004. Les valeurs atteintes aujourd'hui de CO₂, CH₄ et N₂O sont en outre bien supérieures aux valeurs historiques déterminées par l'analyse de carottes de glace portant sur de nombreux millénaires.

Les conséquences du réchauffement sont multiples, induisant un déséquilibre climatique à échelle globale et régionale, et impactant directement ou indirectement sur le fonctionnement des écosystèmes, la météorologie et enfin la vie sociale humaine : ainsi de plus en plus de populations sont touchées par les conséquences du réchauffement au niveau des pratiques agricoles, ou sur la diminution de la disponibilité des terres émergées engendrée par la hausse du niveau marin.

Les scénarios d'évolution climatique prévus pour le futur se révèlent assez pessimistes. Si l'émission anthropique des gaz à effets de serre se poursuit au rythme actuel, la hausse des températures devrait s'accroître et modifier profondément le système climatique au 21^e siècle. Plusieurs scénarios prévoient déjà un réchauffement d'environ 0.2°C par décennie au cours des 20 prochaines années (Figure 2).

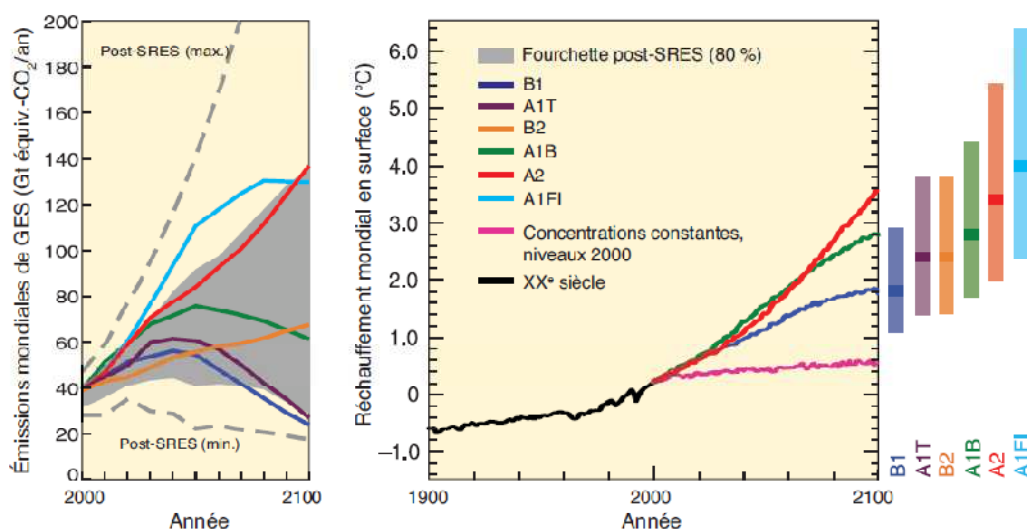


Figure 2: Synthèse des scénarios de l'évolution des gaz à effets de serre comprenant les gaz CH₄, CO₂, N₂O, ainsi que les gaz fluorés (à gauche) et de la température moyenne de surface mondiale (à droite) concernant le prochain siècle (d'après le rapport IPCC 2007). Les six couleurs représentent six scénarios d'évolution différents de référence. La courbe rose représente le scénario d'évolution calculé par un modèle de circulation générale (MCGAO) dans le cas de teneurs de GES égales à celles enregistrées au cours de l'année 2000. Les barres verticales à droite illustrent la fourchette de valeurs possibles associée à chaque scénario.

Une bonne connaissance des mécanismes gouvernant le système climatique terrestre est indispensable afin d'affiner la précision des projections climatiques futures.

Dans ce chapitre d'introduction nous consacrerons une première partie à l'intérêt d'utiliser les enregistrements paléoclimatiques, et particulièrement les forages glaciaires, dans l'étude du climat. Nous expliquerons dans un second temps le contexte scientifique ayant mené à la réalisation de cette thèse en présentant le projet TALDICE, consacré à l'étude d'une nouvelle carotte de glace en Antarctique de l'Est, sur lequel mon travail s'est focalisé. Les caractéristiques du site de forage seront détaillées, ainsi que celles des autres sites impliqués dans cette étude.

Je conclurai finalement en résumant les questions scientifiques auxquelles nous avons tenté de répondre, ainsi qu'en présentant succinctement l'organisation du manuscrit.

II. Intérêt de l'étude des paléoclimats et des archives glaciaires

1. Les paléoclimats comme outils pour comprendre le système climatique actuel

Les témoignages des climats passés accessibles aujourd'hui dans différentes archives sont un outil essentiel pour accroître notre compréhension des mécanismes gouvernant le système climatique terrestre, notamment les mécanismes lents que l'on peut difficilement caractériser avec la seule échelle instrumentale des derniers 150 ans (tels que ceux impliquant la cryosphère ou le cycle du carbone). Ils permettent ainsi d'obtenir des enregistrements des conditions passées de température, de précipitation, du niveau marin, du volume des glaces, ou encore des conditions d'insolation terrestre etc., sur des échelles de temps allant de variations saisonnières à plusieurs centaines de milliers d'années.

Les archives paléoclimatiques fournissent des informations variées suivant le milieu dont elles sont extraites :

- Les enregistrements océaniques fournis par les carottes sédimentaires marines permettent d'accéder aux variations du volume des glaces, de la température océanique de surface et profonde, de salinité, ainsi qu'aux différents régimes de circulation des masses d'eau et de production biologique, à des échelles de temps très importantes, pouvant couvrir plusieurs millions d'années (par exemple Lisiecki and Raymo, 2005).
- Les signaux climatiques extraits de récifs coralliens fossils contiennent des proxies des variations passées de température de surface océanique et du niveau marin couvrant plusieurs centaines de milliers d'années, et pouvant être datées de manière absolue très précise par des méthodes U/Th par spectrométrie de masse (Bard et al., 1996; Thomas et al., 2009)
- Les enregistrements terrestres, tels que les carottes sédimentaires en tourbières, les spéléothèmes, les forages lacustres ou encore les cernes d'arbre, fournissent

généralement des informations plus locales sur l'évolution du cycle hydrologique, de la température, et de la végétation (Lachniet, 2009).

- Des enregistrements historiques peuvent parallèlement apporter pour les deux derniers millénaires des informations sur les climats passés locaux, tels que des témoignages d'évènements particuliers comme les éruptions volcaniques, les inondations et autres événements extrêmes, ou encore les dates des vendanges (Le Roy Ladurie, 1967).
- Enfin les forages glaciaires réalisés dans les glaciers continentaux, et plus particulièrement dans les grandes calottes polaires, donnent accès aux variations de température à échelle locale ou globale, au contenu en aérosols de l'atmosphère, ainsi qu'à la composition gazeuse de l'atmosphère sur des centaines de milliers d'années grâce aux bulles d'air contenues dans la glace (Petit et al., 1999).

La construction d'échelles d'âge précises pour ces différentes archives offre la possibilité d'examiner les relations de phase des événements en différents lieux, ainsi que les rétroactions liant les différentes composantes du système climatique. Ainsi la prospection de la vitesse des rétroactions existant entre augmentation des températures et augmentation des gaz à effet de serre est actuellement une application directe de l'étude des variations paléoclimatiques. La combinaison d'éléments issus de différents réservoirs terrestres a également permis de reconstruire les cycles biogéochimiques de différentes espèces gazeuses ou chimiques.

Finalement les renseignements précieux extraits des archives paléoclimatiques permettent de contraindre des modèles de climat de plus en plus complexes, dans le but de proposer des solutions concrètes de scénarios d'évolution du système climatique, testés sous des conditions aux limites différentes des conditions actuelles.

2. Intérêts des carottes de glaces

Les grandes calottes de glace actuellement formées sur ou à proximité des pôles terrestres résultent de l'accumulation de couches de neige, neige préservée de la fonte grâce aux basses températures prévalant en ces hautes latitudes.

Au fil des ans, les couches de neige se tassent sous leur propre poids jusqu'à se transformer en glace proprement dite. Les conditions d'archivage exceptionnelles découlant du taux d'accumulation de neige continu au centre des grandes calottes antarctique et groenlandaise, et de l'absence de fonte en surface, permettent d'avoir accès à des histoires climatiques longues, continues, et de qualité, concernant une multitude de proxies relatifs à des volets variés du système climatique.

La richesse particulière de ce type d'archive réside notamment dans sa capacité à fournir d'une manière directe et unique une reproduction fidèle de la composition atmosphérique passée : lors des processus de densification de la neige, l'air initialement présent entre les grains de neige reste piégé sous forme de bulles d'air au sein de la matrice glaciaire, préservant avec lui la signature de la composition atmosphérique de l'époque. L'extraction de cet air permet aujourd'hui aux scientifiques d'analyser la teneur en gaz à effet de serre, ainsi que la composition isotopique d'autres gaz-trace et des gaz permanents (Barnola et al., 1987;

Chappellaz, 1990). Cette méthode représente le moyen le plus direct d'accéder aux concentrations passées des gaz atmosphériques.

Des techniques parallèles ont néanmoins été développées lors de l'utilisation d'autres archives, comme par exemple la quantification de variations passées du CO₂ atmosphérique par l'analyse isotopique des mousses dans les tourbières ou celle des isotopes du bore dans les sédiments marins (Honisch et al., 2009). De telles techniques restent néanmoins moins directes et moins précises que l'extraction des gaz des carottes de glace.

L'extraction de carottes de glace via la réalisation de forages à travers l'épaisseur des calottes polaires a ainsi permis l'accès à des archives paléoclimatiques d'une richesse peu commune, renfermant des signaux continus à haute résolution, et dont l'enregistrement dans les glaces ne dépend généralement que de processus physiques, ce qui représente un atout supplémentaire par rapport aux signaux relevés dans les autres archives, et qui sont généralement affectés par des processus biologiques plus difficiles à mettre en équation ((Lorius, 1991)). Les forages glaciaires couvrent en outre des échelles de temps variées : l'analyse des périodes récentes est optimisée par des forages réalisés dans des sites à forte accumulation de neige, faible épaisseur de glace, et où l'amincissement des couches en profondeur est minimal, alors que l'accès à des enregistrements couvrant de grandes échelles de temps est possible au niveau de sites à faible accumulation de neige et forte épaisseur de glace.

Ainsi dans la carotte de glace du site côtier antarctique de Law Dôme, longue de 1200 m, la période interglaciaire actuelle de l'Holocène représente 93% de l'épaisseur du forage (Morgan et al., 2002), et l'âge à la base de la carotte n'excède pas 80 kilo années avant l'actuel (noté dans la suite du manuscrit ka BP, l'actuel étant défini par convention à l'année 1950). Au contraire la carotte de glace extraite du site Epica Dôme C (EDC) en Antarctique, longue d'environ 3200 m, a permis d'accéder à un enregistrement continu des variations climatiques depuis 800 ka BP, couvrant ainsi plusieurs cycles glaciaires/interglaciaires (Figure 3) (Jouzel et al., 2007).

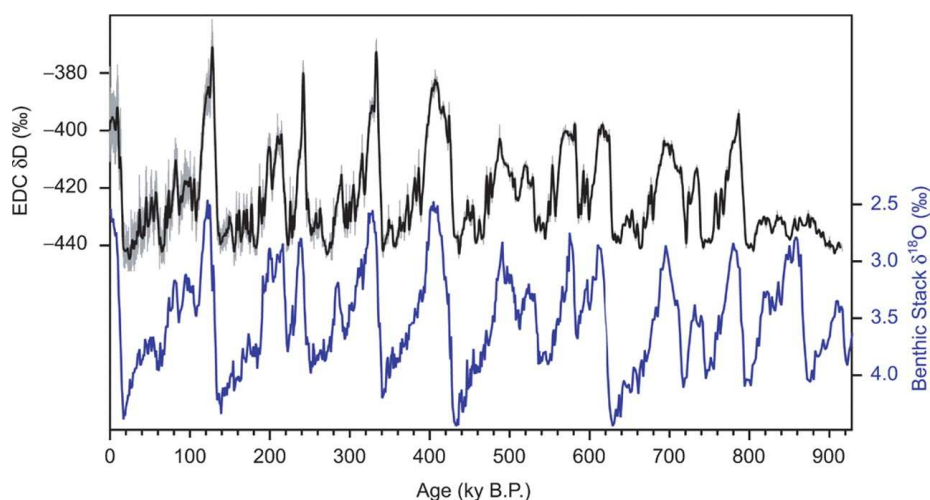


Figure 3: Comparaison de l'enregistrement de δD mesuré dans la glace de Dôme C sur la chronologie EDC3 (courbe noire) et de l'enregistrement du $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques (courbe bleue) sur sa propre échelle d'âge (Lisiecki et al. 2005). Le bon accord observé entre les deux enregistrements jusqu'à

800 kyr BP justifie notamment l'utilisation de la nomenclature des sédiments océaniques (MIS = Marine Isotopic Stages) pour décrire le profil de la carotte de glace (d'après Jouzel et al. 2007).

Les variations des compositions isotopiques et chimiques des différentes espèces contenues dans la glace, ainsi que dans l'air qu'elle renferme, fournissent une multitude de proxies associés à des aspects variés des paléo-environnements, incluant la température de surface, l'accumulation de neige, des informations sur la circulation atmosphérique via l'étude des sources d'humidité et des poussières atmosphériques, la concentration en gaz à effet de serre, ou encore la productivité biologique à la surface des océans.

La richesse de nos connaissances sur le système climatique terrestre a été multipliée grâce à l'exploitation de ce nouveau type d'archive. Pour ne citer que quelques exemples, les grands forage glaciaires ont permis de confirmer le lien entre variations d'insolation et variations du climat terrestre déjà mis en avant dans les carottes sédimentaires marines (Petit et al., 1999), de dévoiler la connexion directe existant entre fluctuations des gaz à effets de serre et évolution de la température globale (Lorius et al., 1993), ou encore de découvrir que les anciennes périodes glaciaires étaient caractérisées par une variabilité climatique rapide à l'échelle millénaire, que l'on n'observe pas lors des périodes interglaciaires (Jouzel et al., 1994).

Ces révélations ont conduit les scientifiques à appréhender le climat terrestre sous un nouveau jour, comme un phénomène très sensible aux forçages externes, et pouvant subir des variations rapides et de grande amplitude.

C'est dans ce contexte que le projet TALDICE a vu le jour, participant à l'étude plus vaste d'un des acteurs prépondérants du système climatique terrestre : la grande calotte polaire Antarctique.

III. Le projet Talos Dome Ice Core (TALDICE)



1. Naissance du projet TALDICE

L'intérêt de la réalisation d'un nouveau forage glaciaire situé en région côtière du continent Est-Antarctique est apparu naturellement suite aux résultats obtenus de différentes études :

Le premier intérêt du projet découle des investigations relatives à la structure de l'évolution climatique observée lors de la dernière période de déglaciation : en effet le synchronisme ou asynchronisme des changements climatiques lors de la dernière transition glaciaire-interglaciaire en Antarctique et au Groenland, ainsi qu'au sein même du continent Antarctique, est une question cruciale pour les théories et les modèles s'intéressant aux causes des variations rapides du climat.

Les enregistrements climatiques identifiés dans les sites continentaux d'Antarctique de l'Est et de l'Ouest (Byrd, Dôme C, Dôme Fuji, Dôme B and Vostok), ainsi qu'au niveau des sites côtiers Est-Antarctique (EDML, Law Dôme) (localisation des sites sur la Figure 4) apparaissent similaires dans leurs grandes lignes. La structure observée lors de la dernière déglaciation est en outre tout à fait distincte de celle enregistrée dans les carottes de glace groenlandaises (Bender et al., 1994).

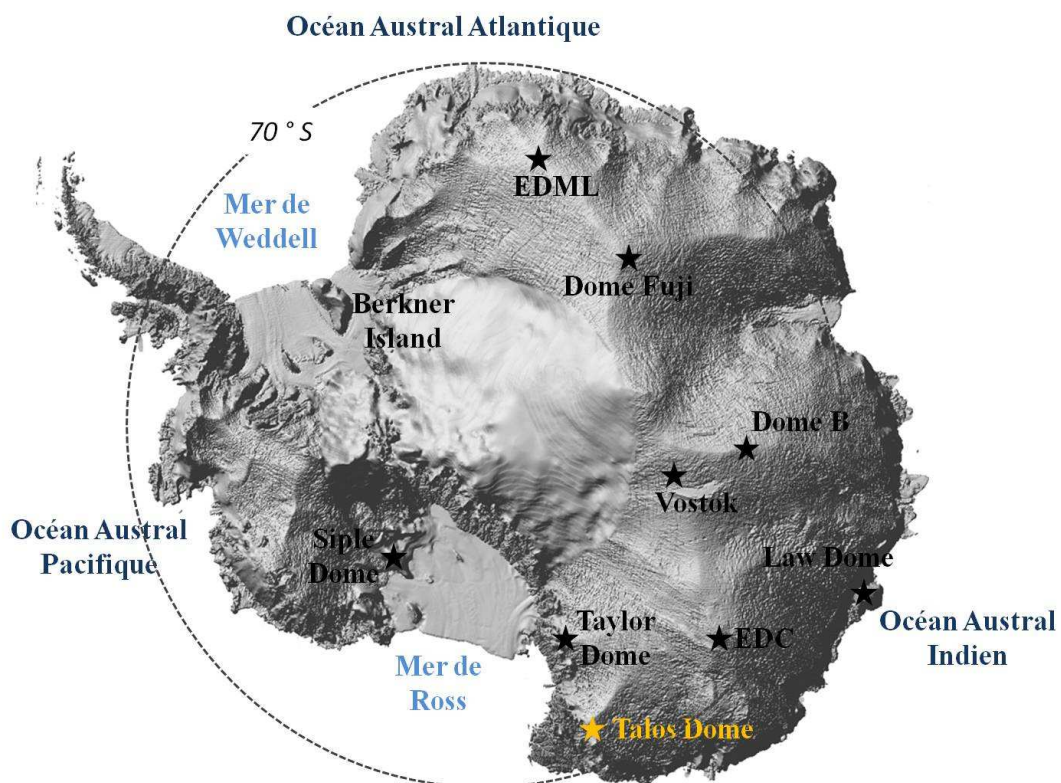


Figure 4: Carte de l'Antarctique fournie par image radar permettant l'identification du site de Talos Dome, ainsi que des autres principaux forages glaciaires et des secteurs océaniques environnants

La combinaison d'enregistrements climatiques variés et multiples a jusqu'ici révélé que la période de transition vers les conditions actuelles s'est effectuée d'une manière plutôt abrupte dans l'hémisphère Nord, et plutôt graduelle dans l'hémisphère Sud (voir Figure 5), en suivant la succession des étapes principales suivantes (Barker et al., 2009; Blunier et al., 1997; Monnin, 2001):

Dans l'hémisphère Nord, un premier réchauffement majeur est illustré par une transition abrupte menant à l'intervalle chaud du Bolling/Allerod (B/A) autour de 14.6 ka BP (Steffensen et al., 2008). Celui-ci est suivi d'un retour rapide à des conditions presque glaciaires que caractérisent la période du Younger Dryas (YD) (12.8–11.5 ka BP) (North

GRIP Project members, 2004). Une dernière transition rapide a finalement été nécessaire pour atteindre les conditions interglaciaires du début de l'Holocène.

Dans l'hémisphère Sud au contraire, l'augmentation des températures a débuté alors que l'hémisphère Nord subissait encore des conditions glaciaires, il y a environ 18 ka BP. Une interruption du réchauffement illustrée par une période de léger refroidissement durant l'intervalle dit de « l'Antarctic cold reversal (ACR) » s'est révélée en phase avec la période du B/A au Nord (Stenni et al., 2001). Les conditions interglaciaires ont finalement été atteintes lors de la fin de la période du YD au Nord.

Nous reviendrons néanmoins plus en détail sur la description de cette période particulière lors du Chapitre IV qui lui est consacré.

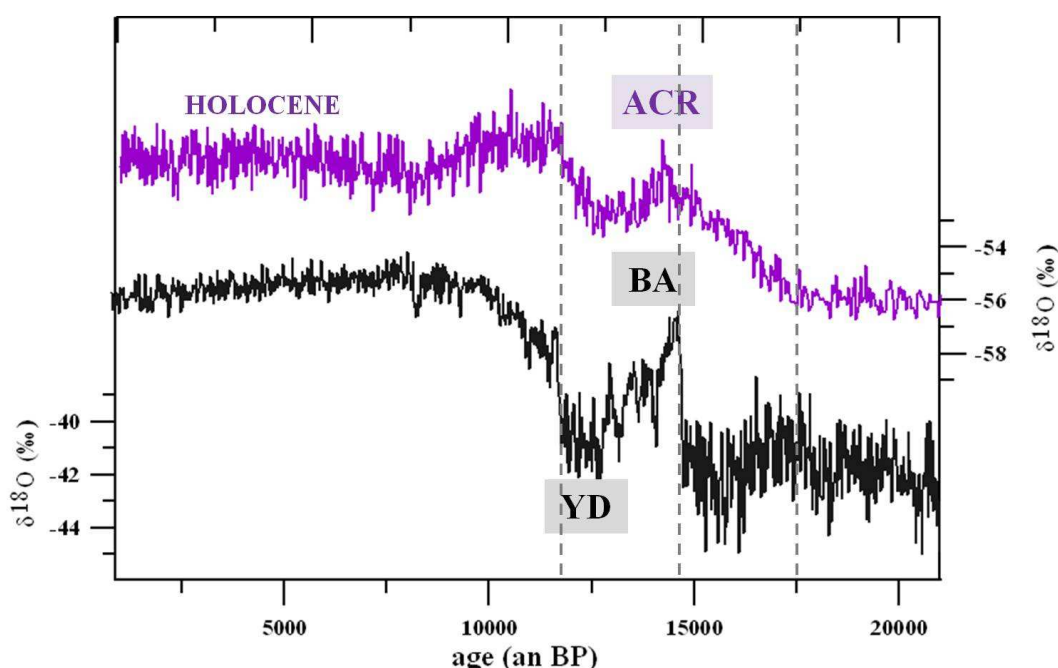


Figure 5: Enregistrement de la composition isotopique de la glace dans les carottes de glace d'EDC (en violet) en Antarctique représenté sur la nouvelle chronologie de Lemieux-Dudon et al. (2010) et de NGRIP (en noir) au Groenland représenté sur l'échelle d'âge GICC05, durant la dernière période de déglaciation. Les principaux intervalles climatiques correspondant au Bolling/Allerod (BA), au Younger Dryas (YD) et à l'Antarctic Cold Reversal (ACR) sont indiqués, mettant en avant le déphasage observé entre les deux hémisphères.

Récemment l'homogénéité de l'évolution climatique au sein du continent Antarctique durant cette période de transition a été remise en question par l'obtention de nouveaux enregistrements obtenus au niveau de deux sites périphériques dans la région de la mer de Ross et du secteur indien de l'Antarctique de l'Est (Taylor Dôme et Law Dôme respectivement) : ils présentent en effet des tendances typiques du Groenland (voir Figure 6), témoignant de changements climatiques synchrones avec ceux identifiés en Atlantique Nord (Morgan et al., 2002; Steig et al., 1998).

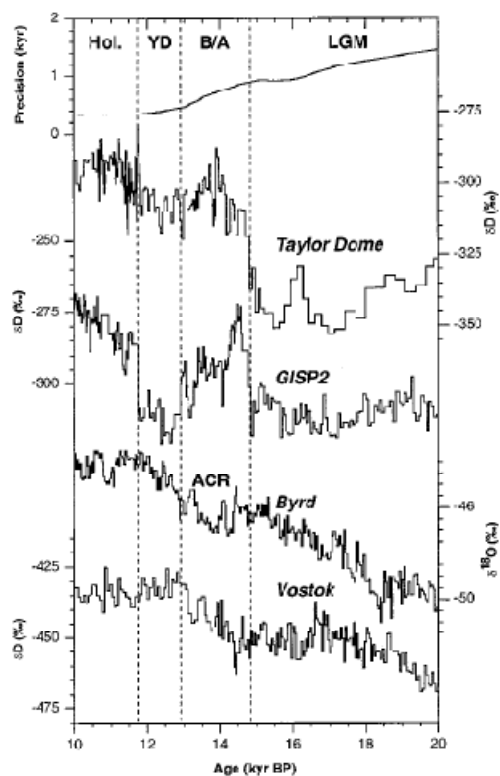


Figure 6: représentation des profils isotopiques des carottes de glace de Taylor Dôme, GISP2, Byrd et Vostok lors de la dernière transition glaciaire (d'après Steig et al. 1998).

L'hypothèse d'un tel déphasage climatique entre régions continentale et côtière de l'Antarctique de l'Est ayant dès lors été émise, l'investigation poussée de l'étude du climat des régions côtières apparaît de première importance pour confirmer et comprendre ces phénomènes.

En marge de l'étude des transitions climatiques majeures, la caractérisation de la variabilité interglaciaire antarctique représente une autre problématique importante pour laquelle des enregistrements à haute résolution du climat Holocène ainsi que des enregistrements environnementaux dans le secteur de la mer de Ross seraient également extrêmement utiles.

Etant donné que le haut plateau de la calotte de glace antarctique est isolé des sources locales d'aérosols de par sa distance à la côte, les signaux isotopiques et chimiques des carottes de glace issus de cette zone sont supposés refléter l'environnement régional, pour une région couvrant l'Antarctique et l'océan Austral. Au contraire, les carottes de glace situées en marge du continent devraient fournir des enregistrements relatifs aux conditions environnementales en zones côtières typiques des secteurs océaniques environnants.

Le bilan de masse d'une calotte polaire dépend de la manière dont la calotte est alimentée en neige (importance du taux d'accumulation), et de la vitesse à laquelle la glace s'évacue vers les bords. Il a été montré que ces deux paramètres sont directement reliés de la température moyenne au-dessus du continent (Dansgaard, 1964; Huybrechts et al., 1991). On comprend dès lors que les variations climatiques importantes induites lors des cycles glaciaire/interglaciaire aient pu directement influencer le bilan de masse et la dynamique de la

calotte antarctique. En outre la différence de pente topographique ainsi que l'influence plus ou moins importante des variations du niveau marin engendrent des réponses différentes des sites côtiers et des sites continentaux aux fluctuations du climat (Ritz, 1992): ainsi si les variations d'altitude des sites centraux semblent principalement gouvernées par les variations d'accumulation, phénomène illustré par une diminution de l'altitude lors des périodes glaciaires plus sèches (Parrenin et al., 2007; Ritz et al., 2001), les sites côtiers se révèlent au contraire plus sensibles aux variations du niveau marin, subissant la plupart du temps une augmentation de l'épaisseur de glace lors des périodes froides en réponse à l'avancée des bords de la calotte plus loin sur le talus continental (Grootes and Stuiver, 1986).

Une compréhension pointue de cette dynamique est d'enjeu afin de prévoir les comportements passés, présents, et futurs du bilan de masse de l'Antarctique, ainsi que les causes des augmentations du niveau marin enregistrées durant l'Holocène et le 20^{ème} siècle. Ici encore la comparaison des réponses de sites côtiers à celle des sites continentaux aux fluctuations climatiques globales apparaît d'un grand intérêt.

Peu de forages ont cependant été réalisés jusqu'ici dans de telles zones périphériques. Le projet TALDICE a donc pour objectif l'extraction d'une nouvelle carotte de glace permettant de répondre à ces interrogations.

Pour résumer, les intérêts scientifiques principaux du projet TALDICE sont les suivants :

- Déterminer des tendances spatiales/temporelles dans les paramètres environnementaux reflétant les conditions océaniques de surface (telles que la glace de mer, la productivité biologique marine, l'activité cyclonique) dans les régions de l'Océan Austral et la mer de Ross.
- Synchroniser les enregistrements de TALDICE en utilisant des mesures à haute résolution du CH₄, CO₂, des stratigraphies basées sur des données volcaniques et de poussières, ainsi que la composition isotopique des composants de l'air, et finalement la datation absolue de couches volcaniques, en vue d'une application liée par exemple à la reconstruction de la séquence d'évènements (incluant forçages et réponses) couvrant la dernière transition glaciaire/interglaciaire en Antarctique à haute résolution.
- Effectuer une étude poussée de la variabilité rapide en période Holocène par comparaison à d'autres enregistrements à haute résolution.

2. Choix du site

Dans le cadre du projet TADLICE, la zone géographique considérée devait remplir les 4 critères suivants :

- 1) Etre située sur la calotte Est-Antarctique dans la région de la mer de Ross, le plus proche possible de la côte océanique, afin que le site ait toutes les chances d'enregistrer des influences marines locales.

- 2) Etre située au niveau d'un dôme glaciaire, ou tout du moins dans une zone où la vitesse d'écoulement horizontal de la glace est négligeable comparée à la composante verticale, de manière à éviter que l'ordre des couches de glace extraites de la carotte diffère de l'ordre chronologique de dépôt, ce qui impliquerait alors des discontinuités dans l'enregistrement des signaux climatiques.
- 3) Satisfaire un équilibre adéquat entre l'importance de l'épaisseur de glace pouvant être forée et l'importance du taux d'accumulation de neige annuel mesuré en surface, afin d'obtenir une carotte de glace dont l'enregistrement paléoclimatique comprenne au minimum le dernier cycle glaciaire/interglaciaire, tout en fournissant une résolution temporelle intéressante durant la période de l'Holocène.
- 4) Présenter une topographie du socle la plus plate possible afin d'éviter les écoulements glaciaires compliqués dans le fond du forage.

3. Caractéristiques du site de forage de Talos Dome

3.1. Caractéristiques glaciologiques, géographiques et climatiques

Le choix du lieu de forage s'est finalement porté sur la zone du Dôme de Talos, située en marge de la région montagneuse de la Terre de Victoria. Il s'agit d'un dôme glaciaire périphérique situé en bordure du plateau Est-Antarctique, à environ 250 km de la Mer de Ross et 290 km de l'Océan Austral (voir Figures 4 et 7).

- **Caractéristiques géographiques:**

Deux raids terrestres ont été effectués en Novembre 1996 et Janvier 2002 dans la zone de Talos Dome par des équipes franco-italiennes dans le cadre du projet ITASE (International Trans-Antarctic Scientific Expedition). Les résultats de ces traverses, combinés à de nombreuses missions effectuées par radar aéroportés, ont permis d'observer que la zone de drainage glaciaire se trouvant au Nord-Ouest du dôme de Talos était principalement située sous le niveau de la mer, dans le bassin de Wilkes (Frezzotti et al., 1998), cette propriété la rendant plus sensible aux fluctuations climatiques et eustatiques que les autres secteurs de la calotte Est-Antarctique (Warner and Budd, 1998).

La glace s'écoule depuis la zone de partage du dôme en direction de la mer de Ross par le biais des glaciers Priestley et Reeves, et en direction de l'Océan Austral par l'intermédiaire des glaciers Rennick et Matusevich (voir Figure 7).

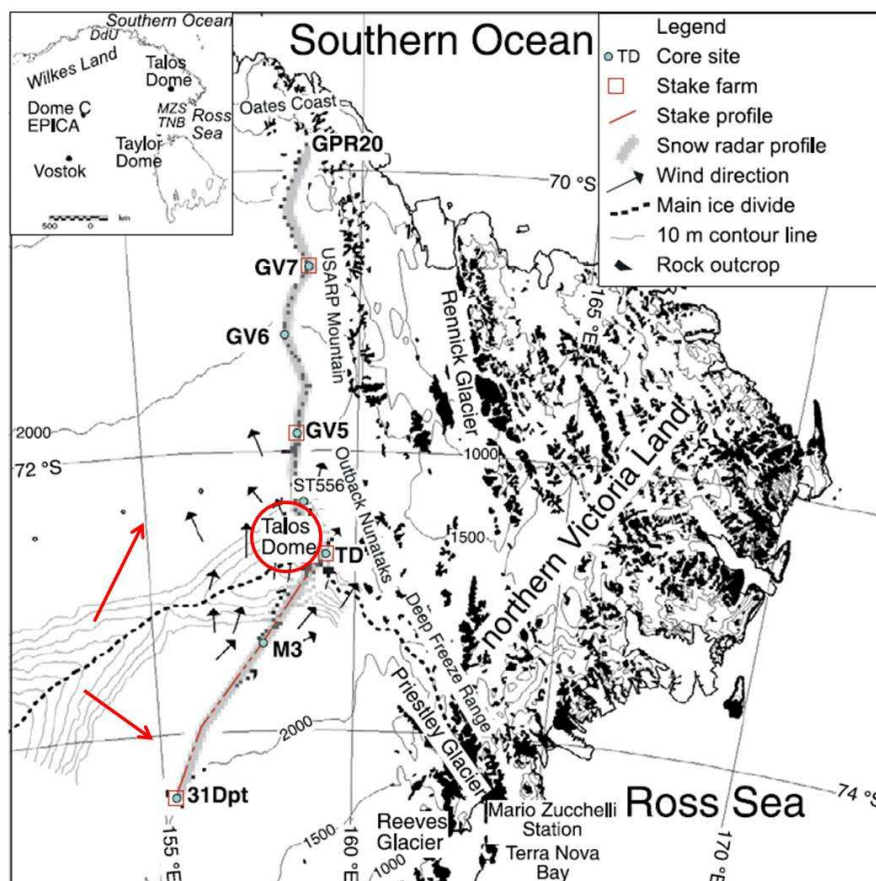


Figure 7 : Zoom sur la région de Talos Dome montrant la trajectoire du raid terrestre Nord-Sud avec les emplacements des carottages de névé et des balises d'accumulation, ainsi que la direction du vent déterminée grâce aux images satellites (Mancini and Frezzotti, 2003). Les lignes de contour sont indiquées tous les 500 m sur l'ensemble de la carte, et tous les 10 m autour de Talos Dome (d'après Remy et al. [1999]). Les flèches rouges indiquent la direction dominante de l'écoulement de la glace.

Cette position originale entre les deux secteurs océaniques Pacifique et Indien aura notamment de l'importance lors de la détermination de l'origine de l'arrivée des masses d'air et des précipitations qui alimentent le site de Talos Dome, influençant directement le taux d'accumulation de neige et sa composition isotopique.

Des recherches plus ciblées ont par la suite été entreprises afin de déterminer avec précision l'emplacement du futur forage.

▪ Topographie du socle et épaisseur de glace :

Les mesures radar effectuées préliminairement par avion prévoient une altitude du socle rocheux de 400 m à l'aplomb du sommet du dôme, et une couverture de glace épaisse d'environ 1900 m (Urbini et al., 2006). Le sommet du dôme apparaît cependant à l'aplomb d'un socle très pentu. Une zone plus plate où l'altitude du socle est de 780 m (ID1) a été repérée à environ 5 km du sommet, présentant une épaisseur de glace d'environ 1550 m.

C'est finalement ce lieu qui sera choisi comme emplacement pour le forage de la carotte TALDICE. L'altitude en surface est de 2318 m et les coordonnées géographiques du site sont 72°48'S et 159°06'E (Urbini et al., 2006).

La température au niveau du socle a été estimée par modélisation de l'écoulement de la glace, en considérant un flux géothermique compris entre 40 et 80 mW/m² (Frezzotti et al., 2004). Les résultats suggèrent une température basale située autour de -20°C, ce qui exclut toute possibilité de fonte éventuelle, pour la période actuelle, comme lors de conditions passées plus froides.

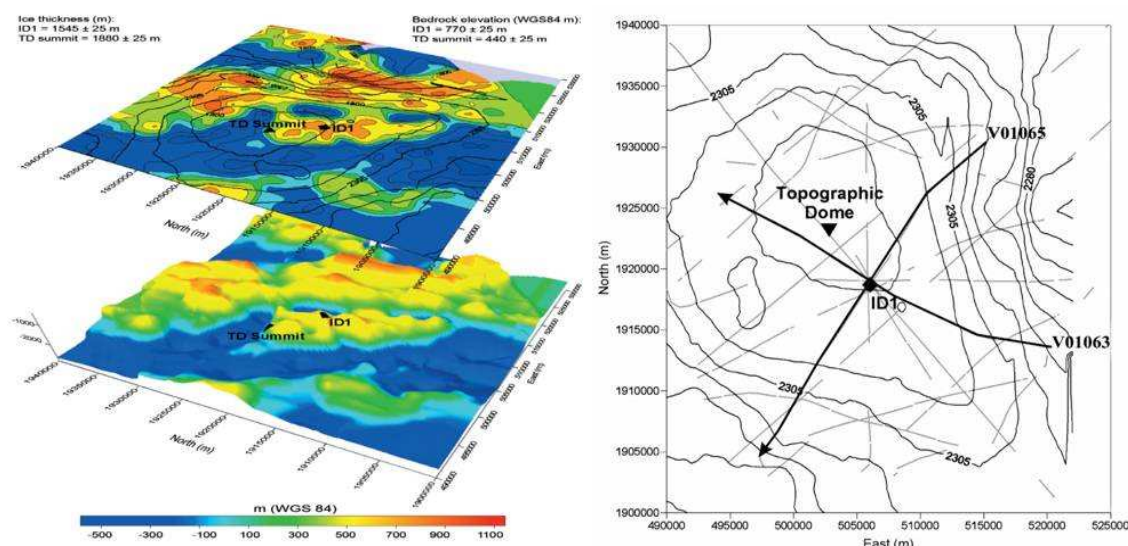


Figure 8 : Localisation du site de forage ID1 par rapport au sommet de Dôme Talos, et représentation 3D de la topographie du socle à l'aplomb de la zone de Talos Dome et du site de forage (d'après Urbini et al. 2006)

▪ Température et composition isotopique en surface

Six carottes de névé ont été prélevées durant un raid terrestre depuis l'amont du site jusqu'à l'Océan Austral (Figure 7) (Magand et al., 2004; Stenni et al., 2002), permettant des mesures de température dans les puits de forage, d'accumulation via les analyses de radioactivité β , et de la composition isotopique $\delta^{18}\text{O}$ de la neige de surface.

Les résultats obtenus ont conclu à une température moyenne de - 41 °C à 15 m de profondeur au niveau du dôme. Les conditions climatiques y apparaissent notamment assez stables avec une forte inversion des températures en hiver.

La relation entre T° et isotopes de l'eau a pu être calculée pour la précipitation récente couvrant une ligne de raid terrestre entre Talos Dome et EDC. Les données correspondantes semblent s'aligner sur deux lignes de régression différentes avec des gradients compris entre 0,91 et 0,63 ‰/°C respectivement pour des sites aux températures inférieures et supérieures à - 45 °C (Magand et al., 2004). Ces écarts sont probablement dus au fait que les sites côtiers plus chauds sont également influencés par des précipitations provenant du secteur de la mer de Ross (Delaygue et al., 2000; Reijmer et al., 2002). Plus spécifiquement des analyses

ciblées sur la zone du forage fournissent une pente spatiale moyenne de 0,54 ‰/°C (Barbara Stenni, communication personnelle).

▪ **Surface topographique et variabilité de l'accumulation :**

Les conditions de vent ont été décrites d'après les observations de Frezzotti et al. (2002). Les microreliefs éoliens présents reflètent des effets de redistribution de la neige par le vent, d'origine plutôt Sud/Sud-Est au niveau du dôme (Sastrugi). Ceci est en bon accord avec l'impact important des vents catabatiques prévus par les simulations numériques 3D effectuées par Paris and Bromwich (1991) dans cette région.

Le régime des vents en un site est un paramètre clé du bilan de masse de surface, la redistribution de la neige par le vent pouvant représenter une composante majeure de l'accumulation. Ainsi les variations spatiales de l'accumulation peuvent atteindre plus de 200 kg/m²/an selon la pente topographique, et le taux de sublimation correspondant est situé entre 50 kg/m²/an en zones continentales et 260 kg/m²/an dans les surfaces pentues. Autrement dit il peut représenter 20 à 75% des précipitations. Le dépôt par le vent à Talos Dome sera effectivement un mécanisme prépondérant de l'accumulation de neige étant donné la fréquence importante des événements de vents catabatiques au niveau du site, ce qui n'est pas observé dans le cas des sites plus continentaux (Urbini et al., 2008).

Afin de quantifier le taux d'accumulation et sa variabilité en surface du site, plusieurs méthodes d'investigation ont été appliquées :

- a) Des centaines de mesures radar permettant la pénétration des ondes dans le sous-sol (Ground Penetrating Radar: GPR) ont été effectuées afin de visualiser l'empreinte d'horizons isochrones en profondeur.
- b) Plusieurs carottes de névé ont été forées autour du site (Figure 7 et 9) et ont été datées par comptage des couches annuelles via les fluctuations saisonnières du signal du sulfate marin (ssSO₄²⁻), ainsi que par l'observation d'horizons contenant du tritium et correspondant aux explosions nucléaires du dernier siècle (Stenni et al., 2002).
- c) Un suivi des variations d'accumulation a été effectué via la pose d'un réseau de balises (plusieurs dizaines, relevées chaque année) dans la zone du dôme (voir Figure 9).

Afin de réduire l'erreur associée à chacune de ces méthodes, les résultats finaux ont été combinés (Frezzotti et al., 2007), menant à une erreur finale de seulement 10 % sur l'estimation du taux d'accumulation actuel.

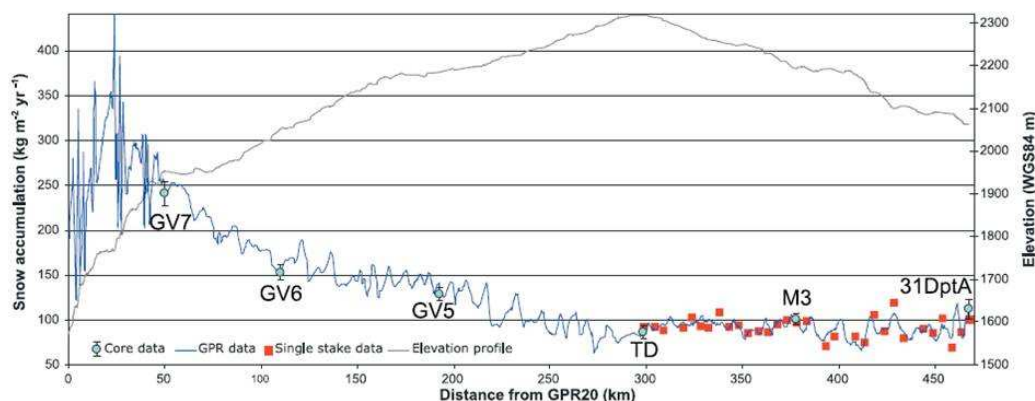


Figure 9 : Profil topographique (réalisé par GPS, courbe noire) le long du raid terrestre GPR20-TD-31Dpt (Figure 7) montrant l'emplacement des carottes (cercles) et des balises (carrés), ainsi que la distribution spatiale de l'accumulation de neige (courbe bleue et symboles) estimée d'après les différentes méthodes. Talos Dome est indiqué avec le symbole TD (d'après Frezzotti 2007).

Les résultats obtenus soulignent une accumulation de neige plus marquée au Sud du dôme, zone préférentiellement soumise à l'arrivée des vents catabatiques. En outre l'étude des signaux saisonniers isotopiques et chimiques analysés dans une carotte de névé située dans cette région suggèrent que le régime d'accumulation de neige soit resté plutôt constant au cours des derniers 200 ans (Stenni et al., 1999).

Le taux d'accumulation annuel moyen est estimé à 0.08 m, soit 83 kg/m²/an par la méthode des balises, et à 80.5 kg/m²/an d'après les analyses chimiques réalisées dans les carottes de névé (Stenni et al., 2002).

Une bonne cohérence est donc observée et la valeur de 80.5 kg/m²/an, issue des mesures chimiques et intégrant une période temporelle plus longue que celle des balises, a été adoptée pour caractériser le site.

▪ Modélisation préliminaire de la relation âge/profondeur :

Le couplage de l'estimation du taux d'accumulation actuel (80.5 kg/m²/an) et des mesures de profils de densité a permis d'estimer la profondeur à laquelle les pores se ferment et où l'air interstitiel est isolé au sein de bulles dans la matrice glaciaire (zone de Close-off). Cette zone est habituellement définie par une densité de 830 kg/m³ (Arnaud, 1997) et a été estimée à 66 m de profondeur à l'aplomb du forage, ce qui correspondrait d'après les simulations réalisées à partir de modèles de densification du névé à un âge de la glace (ou Δage) de 535 ans. La densité de la glace pure (910 kg/m³) a été observée à 89 m de profondeur dans le forage conduit au sommet du dôme (Frezzotti et al., 2004).

Les calculs d'épaisseur des couches annuelles et de vitesse verticale prévoient que l'âge obtenu à 100 m au-dessus du socle rocheux devrait être situé entre 160 et 240 kyr BP, autrement dit l'enregistrement de la carotte de glace couvrirait plus d'un cycle glaciaire-interglaciaire, ce qui permettrait d'atteindre largement l'objectif espéré.

▪ **Mouvements du dôme dans le passé :**

Les dômes et les zones de partage de glace sont connus pour subir des migrations au cours du temps, en réponse aux interactions entre flux de glace, socle rocheux, altitude de surface et taux d'accumulation de neige. Il n'est donc pas garanti qu'une carotte forée au sommet actuel d'un dôme échantillonne sur toute sa longueur de la glace issue de l'ancienne zone de partage (Ritz et al., 2001).

Les reconstructions glaciologiques effectuées à l'aide de modèle 3-D d'écoulement de la glace des calottes suggèrent que les migrations de la ligne d'échouage de la calotte induites par les fluctuations du niveau marin sont la cause principale des variations d'altitude subies par les zones côtières de la calotte. En parallèle, les régions centrales du continent montrent une diminution de l'altitude moyenne résultant directement de la réduction du taux d'accumulation (Parrenin et al., 2007; Ritz et al., 2001).

A Talos Dome les déplacements récents (à l'échelle séculaire) du sommet ont pu être détectés via l'analyse des réflecteurs internes obtenus grâce au radar-neige (Frezzotti et al., 2004). Il semble avoir migré vers le Nord/Nord-Est au cours des derniers 500 ans à une vitesse moyenne d'environ 1m/an. Ce phénomène pourrait être expliqué par le bon accord observé avec la direction actuelle des vents qui semblent avoir un impact significatif sur le bilan de masse à Talos Dome, de part les processus de sublimation et de remobilisation de la neige engendrés (Frezzotti et al., 2004). Toutefois l'existence d'hétérogénéités dans la vitesse d'écoulement verticale de la glace est un mécanisme qui pourrait également expliquer les profils radar obtenus tout en préservant le système dans un état stationnaire (Ritz, communication personnelle).

Les investigations menées sur les glaciers des zones environnantes et les empreintes laissées sur les reliefs rocheux de la chaîne transantarctique (Figure 10) affirment néanmoins que l'altitude du dôme a probablement été légèrement plus élevée durant le Dernier Maximum Glaciaire (DMG) (+100 à 200 m), et que le sommet devait se situer environ 10 à 15 km au SSW de sa position actuelle (Frezzotti et al., 2004).



Figure 10 : empreintes géologiques relevées dans la zone des Frontier Moutains de l'altitude de la calotte glaciaire antarctique durant le DMG

De telles migrations apparaissent cependant de relativement faible importance à l'échelle du bassin glaciaire, et ne devraient pas avoir influencé l'origine de la glace extraite de la carotte (Urbini et al., 2008). En revanche, elles peuvent avoir conduit la glace à subir un régime d'écoulement horizontal en profondeur, phénomène non négligeable pour l'établissement d'une chronologie, comme nous le discuterons partiellement dans ce manuscrit.

3.2. Qualité des enregistrements chimiques et climatiques

Les mesures de température, d'accumulation et de composition chimique et isotopique de la neige réalisées dans les carottes de névé ont permis de vérifier la continuité annuelle des enregistrements dans les couches de neige, ainsi que la validité de la fonction de transfert de ces signaux dans le manteau neigeux (Becagli et al., 2004; Magand et al., 2004; Stenni et al., 2002). Les signaux chimiques montrent des signatures côtières marines typiques, caractérisées par des concentrations plus élevées qu'au niveau des sites continentaux du plateau antarctique.

Des analyses réalisées en aval de ces études de surface sur plusieurs séries continues d'échantillons couvrant les 7 000 dernières années confirment que le rapport Cl/Na dans le passé conserve une signature marine typique. Les effets post-dépôts apparaissent également bien moins marqués que pour les sites internes du continent, ce qui fait de la glace ancienne de Talos Dome une archive fiable (Moreno, communication personnelle). Les données acquises confirment également l'occurrence d'événements ponctuels de vents catabatiques sur le site qui pourraient avoir une influence sur la chimie moyenne des couches de surface (De Angelis, communication personnelle).

Ces investigations préliminaires promettent des enregistrements géochimiques et paléoclimatiques de bonne qualité au niveau de ce site, notamment rendus possibles par le taux d'accumulation actuel relativement important (par rapport au plateau antarctique), et par la forte épaisseur de glace.

Finalement les variations de concentration observées dans la neige sur les espèces ioniques d'origine biogénique montrent de très bonnes corrélations avec l'Index d'Oscillation Australe (IOA), ainsi qu'avec les relevés d'étendue de glace de mer dans le secteur de la mer de Ross (voir Figure 11) (Severi et al., 2009).

Il semble donc que de tels proxies puissent être utilisés pour reconstruire les conditions océaniques et atmosphériques passées.

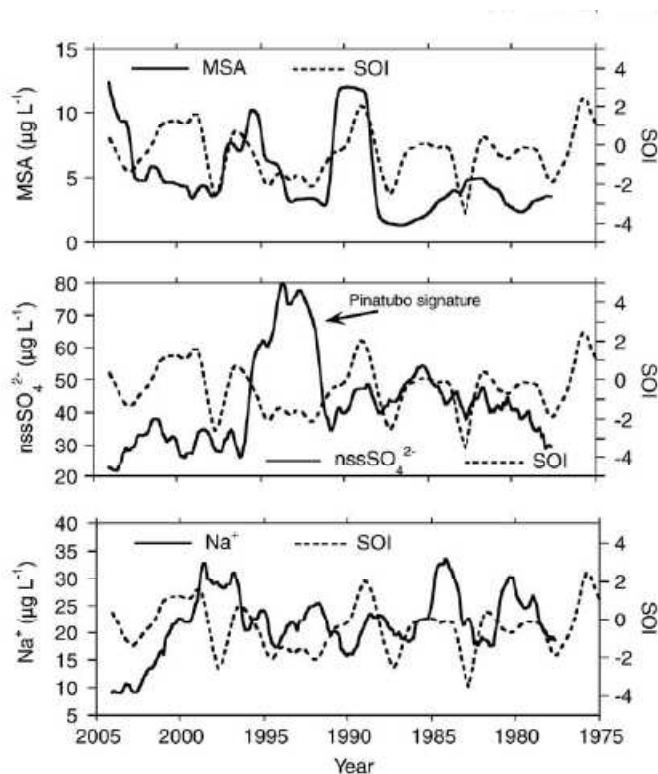


Figure 11 : Enregistrements des teneurs en MSA (methanesulphonate anion), nssSO_4^{2-} et Na^+ à Talos couvrant les 30 dernières années, comparés aux variations de l'Index d'Oscillation Austral (SOI en anglais) (d'après Severi et al. 2009).

En conclusion le site de Talos Dome possède les qualités requises pour être un lieu propice à l'enregistrement des variations climatiques passées constatées en périphérie du plateau Est-Antarctique, dans une région proche de la mer de Ross.

4. Historique du forage

La première étude destinée à la recherche d'un site approprié pour le forage a débuté en 1996 avec le prélèvement d'une carotte peu profonde (89 m) au sommet du dôme. Le projet ITASE et les raids terrestres associés ont eu lieu au cours des étés 1996 et 2002. La construction du camp (utilisant les véhicules italiens de raid ITASE) et le début du forage proprement dit ont pris place durant la saison suivante, l'été austral 2004-2005. Le « casing » (tubage étanche du trou de forage jusqu'à la transition névé-glace) fut installé et la perforation poursuivie jusqu'à 128 m de profondeur.

La majeure partie du forage de la carotte s'est déroulée au cours des étés austraux 2006-07 et 2007-08, en utilisant le carottier franco-britannique Berkner et un ensemble mât/treuil de conception italienne. Au final les 1620 m de glace ont été forés en 76 jours effectifs, avec une production moyenne de 21 m de carottes par jour, ce qui est tout à fait remarquable pour une opération de forage profond dans la glace.

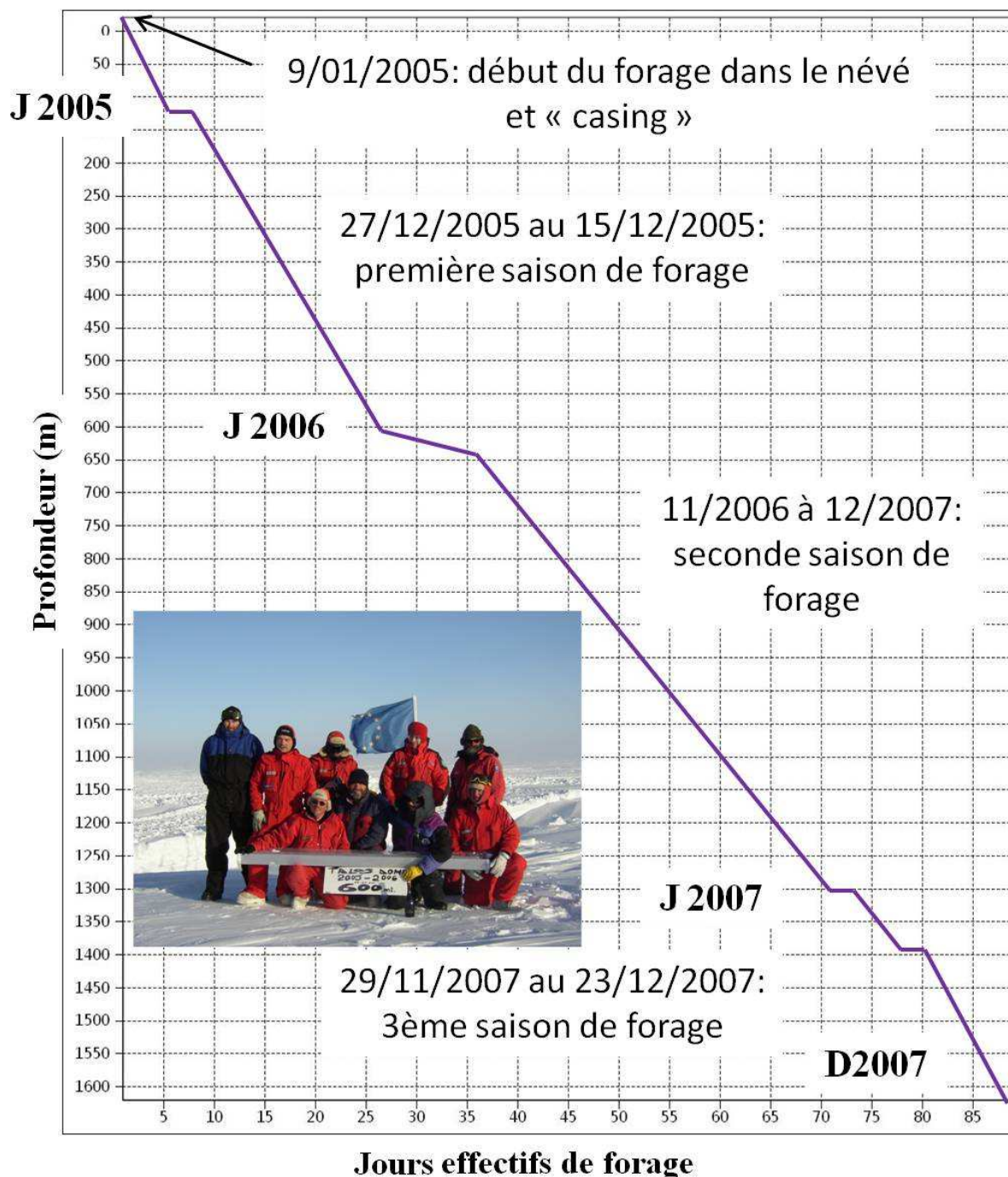


Figure 12 : Diagramme de progression du forage de Talos Dome entre les étés austraux 2004-05 et 2007-08

Chaque saison, les échantillons de glace étaient placés dans un container réfrigéré et transportés par avion Twin Otter, puis par container frigorifique (-25°C) sur bateau, jusqu'en Europe, pour être stockés enfin dans les entrepôts frigorifiques de l'Université de Milan en Italie. Les carottes forées entre 667 et 1053 m de profondeur en 2006-07, correspondant à la zone de glace fragile (« brittle zone »), n'ont été rapatriées en Europe qu'au terme de la saison 2007-08, après une année de stockage sur site permettant de la découper ensuite avec un minimum de dommages.

Les carottes de Talos Dome ont toutes été découpées en sections longitudinales avec analyses chimiques en continu sur certaines sections (par méthode dite « Continuous-Flow

Analysis » ou CFA) dans les chambres froides scientifiques de l'Alfred Wegner Institute for Polar and Marine Research (AWI) à Bremerhaven en Allemagne. J'ai participé durant deux semaines à ce retraitement en 2008, conduit par une dizaine de chercheurs européens.

5. Comparaison de Talos Dome avec d'autres sites de forage

5.1. Présentation des autres sites étudiés

Le projet du forage de Talos Dome consistant notamment à étudier les relations de phase entre le signal climatique du site, et ceux enregistrés en d'autres lieux de l'Antarctique de l'Est, et du Groenland, 4 autres sites ont été choisis pour la réalisation de cette étude :

- Les deux sites de forage du projet EPICA : ils sont situés l'un au sein du plateau Est-Antarctique dans une région très continentale (site de Dôme Concordia (EDC)), et l'autre en région périphérique dans le secteur atlantique de l'Antarctique de l'Est (site de Dronning Maud Land (EDML)). La comparaison de leurs signaux climatiques à leurs équivalents dans la carotte TALDICE permettra notamment d'observer les spécificités éventuelles des comportements climatiques entre enregistrements côtiers et continentaux, ainsi qu'entre différents secteurs de l'Océan Austral, compte-tenu des origines des masses d'air des deux sites.
- Le site de Taylor Dome situé comme Talos Dome dans le secteur de la mer de Ross, dont les tendances climatiques originales méritent d'être confrontées à celles d'autres enregistrements issus du même secteur.
- Enfin la relation de phase avec le Groenland sera étudiée à travers l'enregistrement climatique de la carotte de North GRIP.

❖ Le site d'EDC (75°10' S; 123°35'E)

Le forage EDC a été réalisé au sein du plateau Est-Antarctique. L'objectif attendu consistait à extraire un enregistrement paléoclimatique le plus long possible, en choisissant un site à forte épaisseur de glace et à faible taux d'accumulation.

Le projet fut un succès, mettant à jour un enregistrement continu de l'histoire climatique des derniers 800 ka BP (Jouzel et al., 2007).

❖ Le site d'EDML (75°00'S ; 0°01'E)

Le projet scientifique associé à ce forage visait à connaître les variations climatiques passées dans le secteur atlantique de l'Antarctique de l'Est. Le choix d'un site à taux d'accumulation environ deux fois supérieur à celui d'EDC permettait d'avoir accès aux variations rapides du climat avec une meilleure résolution temporelle et une moindre incertitude sur leur datation à partir des gaz piégés dans la glace. Sa position géographique offre en outre la possibilité de discuter les relations de phase avec le Groenland via l'océan

Atlantique, le concept du « bipolar seesaw » expliquant la transmission rapide des variations climatiques de l'Atlantique Nord jusqu'au Sud laissant son empreinte essentiellement dans cet océan (Stocker and Johnsen, 2003).

❖ Le site de Taylor Dôme (77°48'S, 158°43'E)

Dans la continuité des résultats issus du forage de Vostok au cours des années 80-90, il est paru intéressant aux glaciologues américains d'étendre les connaissances du climat Antarctique glaciaire à des sites plus côtiers, afin d'étudier l'impact des variations atmosphériques et océaniques locales sur la variabilité climatique. Jusqu'ici les forages de Dyer Plateau (Thompson et al., 1994) et Law Dome (Morgan et al., 1997) également réalisés en régions côtières avaient fourni des enregistrements relativement courts en lien avec les forts taux d'accumulation de ces sites, permettant essentiellement l'exploitation de la période de l'Holocène.

Le forage américain de Taylor Dome avait donc pour objectif l'étude de la variabilité climatique antarctique en région côtière dans la région de la mer de Ross, étendue à la dernière période glaciaire. La carotte fut prélevée dans la région sud de la Terre de Victoria en Antarctique de l'Est, en bordure ouest des Monts Transantarctiques, dans une zone semi-côtière faisant face à l'actuel plateforme de glace flottante de Ross (Grootes et al., 1994).

Taylor Dôme fut ainsi la seconde carotte de glace après Vostok à fournir un enregistrement paléoclimatique antarctique couvrant une période supérieure au dernier cycle climatique (> 130 ka) (Grootes et al., 2001).

Le tableau suivant résume les caractéristiques principales de ces 4 sites.

Tableau 1: Résumé des caractéristiques des sites de forage antarctiques de TALDICE, EDC, EDML et Taylor Dome.

Site	Latitude	Longitude	Altitude (m)	T°surface (°C)	Taux d'accumulation actuel (cm ei/an)	Distance à la côte la plus proche (km)	Épaisseur de glace (m)	Profondeur à 19 kyr BP (DMG)	Année de début du forage	Référence
TALDICE	72°48'S	159°06'E	2318	-41	8,65	250	> 1620	838	2005	Frezzotti et al. 2004
EDC	75,10S	123°35'E	3233	-54,5	2,85	870	3309	483	1996	Stenni et al. 2001
EDML	75°00S	0°01E	2892	-43,15	6,4	529	2750	917	2001	Helsen et al. 2006
Taylor Dome	77°48'S	158°72'E	2365	-37	6	120	554	378	1993	Steig et al. 1998

❖ Le site Groenlandais de North GRIP (North Greenland Ice Core Project)

Le site de North GRIP (75°0'N 42°18'W, altitude 2925 m) est situé près du centre de l'inlandsis Groenlandais (voir Figure 13).

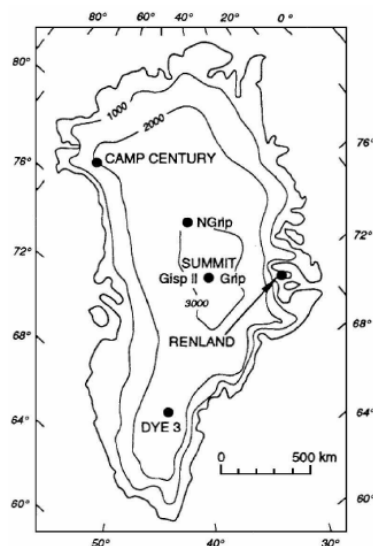


Figure 13 : Localisation du site de forage de North GRIP (ainsi que des autres sites forés au cours des années 60 à 90) sur l'inlandsis Groenlandais

L'objectif du forage était d'extraire un enregistrement continu remontant jusqu'au dernier interglaciaire (appelée « Eémien » en Europe). Le site a notamment été choisi de manière à ce que les conditions basales évitent les distortions d'écoulement qui avaient rendu inexploitable auparavant les signaux du fond des carottes forées à GRIP et GISP2 (Grootes et al., 1993). Le projet a finalement été un demi-succès, puisque la fusion basale est apparue plus importante qu'attendue. Le forage ne permet ainsi de remonter qu'à 123 ka BP et ne couvre que la seconde moitié de l'Eémien (North GRIP Project members, 2004). En revanche une résolution saisonnière est obtenue pour la première fois pour un enregistrement climatique couvrant l'entrée en glaciation.

Au cours de cette thèse le site de forage de North GRIP sera notamment utilisé pour son signal climatique typique du Groenland et pour sa chronologie, considérée aujourd'hui comme la référence actuelle pour les carottes de glace datées de manière absolue par comptage des couches, et ce jusqu'à 60 ka BP (Svensson et al., 2008).

5.2. Origine des masses d'air

Les enregistrements climatiques, et notamment de température, sont déduits des carottes de glace principalement via l'analyse de la composition isotopique de la glace. Cette dernière est directement reliée à la composition isotopique des précipitations neigeuses, elle-même dépendant de la température du site et du trajet subit par les masses d'air à l'origine de cette humidité (Dansgaard and Tauber, 1969; Johnsen et al., 2001; Vimeux et al., 1999).

Il est donc nécessaire de connaître au mieux les régions source de ces masses d'air, afin de pouvoir correctement exploiter la signature isotopique des carottes de glace.

A cette fin de nombreux travaux de modélisation de la circulation atmosphérique et d'études de rétrotrajectoires grâce aux ré-analyses météorologiques ont été réalisés (Delaygue et al., 2000; Reijmer et al., 2002; Sodemann and Stohl, 2009), permettant d'estimer pour l'actuel les conditions principales de transport atmosphérique à considérer pour les différents sites antarctiques que je viens de présenter.

❖ Masses d'air arrivant à Talos Dome

Des analyses de rétro-trajectoires effectuées par Scarchilli et al. (2010), illustrées dans la Figure 14, suggèrent que les masses d'air donnant lieu à des événements précipitants à Talos Dome proviennent en premier lieu des moyennes latitudes de l'Océan Indien, plus précisément localisées autour de 42°S, et ce particulièrement en saison hivernale (70 %). Elles suggèrent au second ordre une source des précipitations située dans le secteur Pacifique/Mer de Ross, active de façon homogène tout au long de l'année (50% en hiver, 50 % en été).

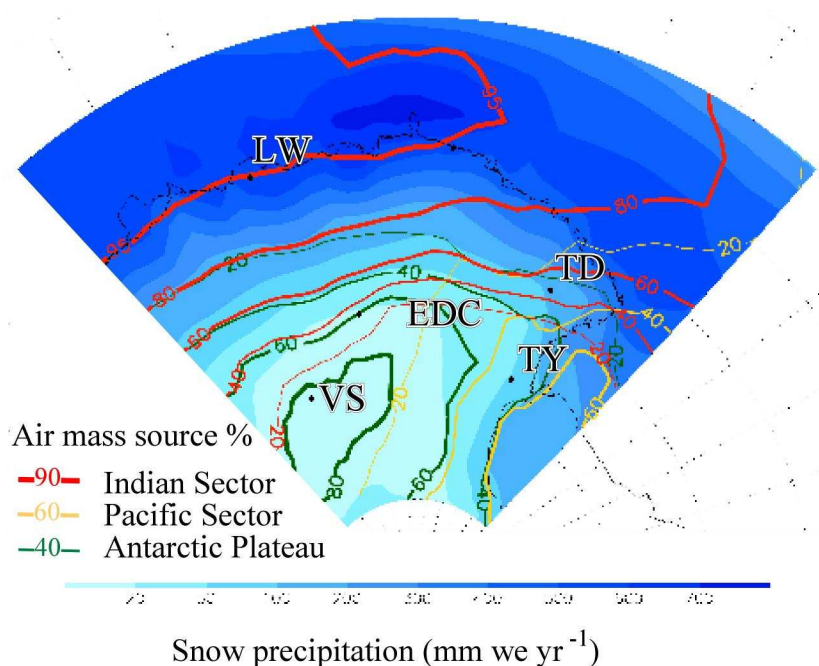


Figure 14 : Retro-trajectoires des masses d'air à l'origine des précipitations neigeuses (en mm équivalent eau par an) calculées sur 5 jours. Les précipitations neigeuses annuelles sont représentées sur une échelle de bleus. Les lignes de contour rouges, oranges et vertes précisent les pourcentages de précipitations provenant des différentes zones (Scarchilli et al., 2010)

Cette dernière semble être décalée vers des latitudes plus hautes en saison estivale, avoisinant 46°S (Masson-Delmotte et al. soumis; Sodemann and Stohl, 2009), ce qui pourrait illustrer une intensification de l'activité cyclonique dans les régions libérées de leur glace de mer durant l'été, notamment en mer de Ross (voir Figure 15).

❖ Masses d'air arrivant à EDC

Les sources d'humidité pour ce site très éloigné à l'intérieur du continent semblent se situer majoritairement aux moyennes latitudes de l'Océan Austral Indien (30 à 50°S) (Delaygue et al., 2000). Les nouvelles simulations réalisées par (Sodemann and Stohl, 2009) confirment ces observations, et suggèrent plus précisément une latitude d'origine moyenne de 42°S avec un léger décalage saisonnier de 2° de latitude vers le Nord pendant l'hiver (Figure 15).

❖ Masses d'air arrivant à EDML

Les simulations de rétrotrajectoires à cinq jours réalisées par calculs de réanalyse du Centre Européen de Prévisions Météorologiques à Echelle Moyenne (simplifié à ERA-15 en anglais) suggèrent pour le site d'EDML une origine des masses d'air située préférentiellement dans l'Océan Austral Atlantique (Reijmer et al., 2002), à une latitude moyenne de 45°S en hiver et de 42°S en été (Sodemann and Stohl, 2009)), ce qui est a priori surprenant étant donné l'étendue maximale de glace de mer en hiver par rapport au couvert moyen annuel en mer de Weddell.

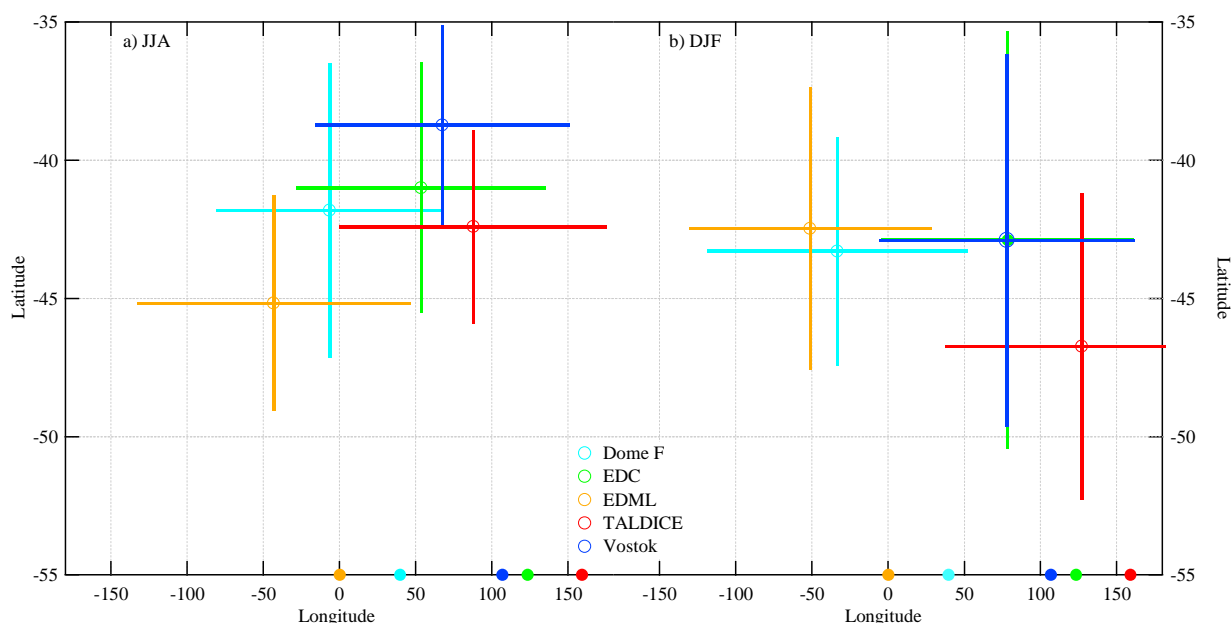


Figure 15 : Origine de l'humidité arrivant aux différents sites de forage calculée grâce aux ré-analyses des données météorologique ERA40 du Centre Européen de Prévision Météorologique (ECMWF) utilisant un diagnostique lagrangien (Sodemann and Stohl, 2009), et extraites pour deux saisons (Décembre-Janvier-Février : DJF, à gauche) et (Juin-Juillet-Aout : JJA, à droite) pour les carottes de glace de Dôme F (en bleu clair), EDC (en vert), EDML (en orange), TALDICE (en rouge) et Vostok (en bleu foncé). Les longitudes et latitudes moyennes des régions source sont représentées par des cercles vides alors que la longitude des sites de forage est représentée par des cercles pleins localisés sur l'axe horizontal. Les barres d'erreur représentent l'écart-type des estimations (d'après Masson-Delmotte et al.soumis).

La météorologie de la région de Taylor Dome a été étudiée par Morse et al. (1998). Ils suggèrent que les masses d'air arrivent à la fois du Sud par l'occurrence de vents catabatiques à travers les Monts Transantarctiques, et à la fois de la mer de Ross via l'activité cyclonique générée dans cette région. Ce site apparaît donc relativement sensible aux régimes de cyclogenèse affectant la mer de Ross, et donc aux variations de l'étendue de glace de mer.

❖ Et qu'en serait-il sous conditions glaciaires ?

L'étendue plus importante et pérenne de glace de mer autour du continent Antarctique durant les périodes glaciaires, surtout durant la saison hivernale, (Crosta et al., 2004;

Gersonde et al., 2005) laisse supposer un décalage des régions sources d'humidité vers des latitudes plus basses.

Ce n'est cependant pas le cas pour le secteur indien de l'Océan Austral où les limites glaciaires estimées du couvert de glace de mer sont très proches des limites détectées pour l'actuel (Crosta et al., 2004; Gersonde et al., 2005). L'origine des masses d'air issues des basses latitudes de l'Océan Indien, telles que celles qui alimentant le site d'EDC et une partie de celles alimentant Talos Dome, ne devraient donc pas avoir connu de grandes variations.

En revanche il est probable que la source d'humidité d'origine Pacifique/Mer de Ross atteignant Talos Dome ait été réduite à cette période et décalée vers le Nord, étant donné l'englacement supposé pérenne de la mer de Ross en conditions glaciaires (Anderson et al., 2002; Steig et al., 2000).

De même, l'origine des masses d'air hivernales à EDML s'est probablement décalée vers le Nord étant donné que les limites actuelles du couvert de glace de mer hivernal dans cette région correspondent aux limites supposées de la bordure de glace de mer estivale au DMG (Gersonde et al., 2005).

Les investigations menées au site de Taylor Dome dévoilent un taux d'accumulation extrêmement faible en période glaciaire, qui pourrait être interprété comme une diminution drastique des précipitations parvenant de la mer de Ross, due à une réduction de l'activité cyclonique en réponse à l'avancée de la calotte dans la baie de Ross et à la présence pérenne de glace de mer (Siegert et al., 2007; Steig et al., 1998).

Pour résumer, les masses d'air chargées d'humidité subissent en période glaciaire des trajectoires plus longues, au-dessus de régions et de surfaces océaniques plus froides et plus englacées, avant d'atteindre les sites de forages.

IV. Objectifs de la thèse

Le déroulement de cette thèse s'est notamment articulé autour de deux objectifs principaux :

- La construction d'une chronologie précise pour la carotte de glace de Talos Dome, focalisée en premier lieu sur les derniers 50 ka BP. Les outils employés à la réalisation de cette échelle d'âge ont consisté en des mesures analytiques de la teneur en méthane et des isotopes des gaz permanents contenus dans l'air de la carotte, ainsi qu'en l'utilisation de modèles glaciologiques variés.
- L'interprétation de l'histoire climatique enregistrée à Talos Dome depuis la dernière période glaciaire et durant la dernière transition glaciaire. A cette fin, l'enregistrement des isotopes de la glace a été placé sur l'échelle d'âge précédemment construite et comparé à ces analogues observés en différents sites, afin que relation de phase et durée des événements puissent être discutées sur des bases solides et en terme de mécanismes impliqués.

Plus précisément, les questions principales auxquelles nous avons tenté de répondre peuvent être résumées ainsi :

- Jusqu'à quel âge le signal climatique enregistré dans la carotte TALDICE est-il interprétable ?
- Quelle est l'incertitude attendue sur la chronologie des événements et leur durée ?
- Lors de la dernière déglaciation, la tendance isotopique observée à TALDICE est-elle en phase avec celle du plateau Est-Antarctique ou confirme-t-elle le décalage observé dans la carotte de Taylor Dome ? En d'autres termes, peut-on étendre le concept de bascule bipolaire à ce site ?
- Les conclusions déduites de l'étude de la déglaciation sont-elles applicables aux événements rapides enregistrés lors de la dernière période glaciaire ?
- L'enregistrement isotopique de Talos Dome montre-t-il des spécificités liées à sa position côtière qui permettraient d'enrichir nos connaissances des processus environnementaux prévalant dans cette zone lors des changements d'intensité de la circulation thermohaline ?

V. Organisation du manuscrit

Le manuscrit sera composé de cinq chapitres.

Le premier chapitre présentera dans un premier volet un état de l'art des connaissances actuelles concernant l'archive glaciaire. Il s'attardera plus spécialement sur les processus de densification de la neige et de piégeage des gaz dans le névé, mettant en avant la nécessité de chronologies spécifiques aux phases glace et gaz des carottes. Le second volet du chapitre sera dédié à la présentation des différentes techniques de datation disponibles aujourd'hui pour le développement de chronologies pour les carottes de glace.

Les techniques analytiques et les modèles spécifiquement utilisés lors de cette thèse pour la datation de la carotte TALDICE seront présentés de manière complète dans un chapitre II consacré à la méthodologie.

Le protocole de datation basé sur ces méthodes a été ensuite appliqué à la carotte de Talos Dome. Le chapitre III présente les données analytiques produites, ainsi que les résultats des simulations des modèles glaciologiques. Leur combinaison menant au développement final d'une chronologie précise pour la carotte, ainsi que les caractéristiques et incertitudes associées, sont également discutées au sein de ce chapitre.

La première exploitation de l'échelle d'âge résultante TALDICE-1 a porté sur la représentation de la séquence temporelle des événements lors de la dernière transition glaciaire/interglaciaire, en comparaison avec celle identifiée dans d'autres carottes du continent Antarctique, ainsi qu'au Groenland. Les résultats sont présentés et discutés au sein du chapitre IV, un dernier volet abordant succinctement le cas particulier du site de Taylor Dome.

Enfin l'étude de l'histoire climatique de Talos Dome a été étendue aux 50 000 dernières années dans le chapitre V, couvrant ainsi une partie de la dernière période glaciaire. Nous nous sommes intéressés à la variabilité climatique à échelle millénaire caractéristique de cette époque en nous focalisant à la fois sur les différences de relations de phase et de forme des événements rapides, pouvant être remarquées entre les signaux de TALDICE et des autres sites. Les résultats sont discutés en terme de variations de l'étendue de glace de mer, et comparés aux résultats d'un modèle de climat couplé océan-atmosphère.

En fin de manuscrit, des documents annexes présentent des articles cosignés.

Chapitre I : Description et datation de l'archive glaciaire

SOMMAIRE

INTRODUCTION.....	39
I. Description de l'archive glaciaire.....	40
1. Emprisonnement des gaz dans la glace	40
1.1. Structure et densification de la colonne neige-névé-glace	40
1.2. Transport des gaz dans le névé et impact sur la composition de l'air initial.....	42
1.2.1. Le fractionnement gravitationnel.....	42
1.2.2. Le fractionnement thermique.....	43
1.2.3. Le fractionnement par diffusion moléculaire.....	44
1.3. La structure du névé d'après l'analyse des isotopes des gaz permanents	45
1.4. Conséquences sur le lissage du signal et l'âge du gaz	47
2. Influence des conditions climatiques de surface sur la structure des névés actuels..	51
2.1. Effet de la température	51
2.2. Effet de l'accumulation	51
2.3. Effet du vent	51
2.4. Effet de l'insolation	52
3. Reconstruction des conditions de densification dans le passé	53
4. Formation des hydrates de gaz	53
II. Datation de l'archive glaciaire	55
1. Datation de la glace	55
1.1. Datation absolue par comptage des couches	55
1.2. Datation par calage orbital	56
1.3. Utilisation d'horizons repères	59
1.4. Synchronisation avec d'autres enregistrements datés	61
1.5. Les modèles glaciologiques	62
1.6. Datation par méthode inverse.....	63

1.7.	Conclusion.....	63
2.	Evaluation de la température passée	64
2.1.	La température d'inversion T_i	64
2.2.	La température de surface de la calotte polaire T_s	65
2.2.1.	Concept du thermomètre isotopique	65
2.2.2.	Mesure du profil de température dans le puits de forage	68
2.2.3.	Calcul de la température de surface d'après l'analyse de la composition isotopique des gaz permanents	68
3.	Evaluation de l'accumulation passée.....	69
3.1.	Modélisation du taux d'accumulation en fonction de la température	69
3.2.	Détermination de l'accumulation par profils radars.....	70
3.3.	Utilisation de traceurs.....	70
3.3.1.	Les isotopes cosmogéniques : outils pour l'estimation du taux d'accumulation de neige sur les calottes polaires.....	70
3.3.2.	Les traceurs chimiques.....	71
3.3.3.	Conclusion	71
4.	Une chronologie pour l'air contenu dans les carottes de glace : enjeux des modèles de densification.....	72
4.1.	Généralités.....	72
4.2.	Les modèles de densification	73
5.	La synchronisation des carottes de glace	73
5.1.	Enregistrements climatiques extraits de la matrice glace.....	74
5.1.1.	Les isotopes de l'eau comme outil de datation	74
5.1.2.	Synchronisation des profils de concentration en poussières.....	74
5.1.3.	Le pic du ^{10}Be durant l'évènement de Laschamp	75
5.1.4.	La composition chimique de la glace.....	76
5.1.5.	Corrélation via les couches de cendres ou dépôt de sulfate volcanique	77
5.2.	Enregistrement des gaz comme outil de synchronisation des carottes de glace	77
5.2.1.	Synchronisation des carottes de glace via les enregistrements du méthane	78
5.2.2.	Le $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$	81
5.2.3.	Le CO_2	82
5.2.4.	L'enregistrement du N_2O	83
	CONCLUSION.....	83

Chapitre I : Description et datation de l'archive glaciaire

INTRODUCTION

Les grandes calottes polaires accumulent neige et glace depuis plusieurs centaines de milliers d'années. Les forages glaciaires réalisés au centre de ces calottes ont ainsi permis de ramener en surface des échantillons de glace datés pour les plus anciens à environ de 800 000 ans BP, comme dans le cas du forage EPICA Dome C (Jouzel et al., 2007).

La composition isotopique de la glace (Cuffey et al., 1995; Johnsen et al., 2001), ainsi que la composition chimique (Wolff et al., 2006) et les aérosols qu'elle contient (Delmonte et al., 2002) offrent autant d'informations sur les variations paléoclimatiques à échelles locale, régionale, hémisphérique, et globale.

En vue de définir le phasage précis des événements climatiques passés fournis par ces différents proxies, la construction d'échelles d'âge précises pour les carottes de glace est d'un enjeu primordial. Elles peuvent impliquer différentes méthodes, depuis le comptage des couches de glace annuelles qui permet l'obtention d'une chronologie absolue, au développement de modèles d'écoulement de la glace.

L'air atmosphérique en contact permanent avec la surface neigeuse est en partie transporté et piégé dans la colonne de névé, puis entraîné en profondeur au sein de la matrice glaciaire. L'extraction des bulles d'air ainsi formées et leur analyse permet d'accéder aujourd'hui de façon unique et directe à la composition de l'atmosphère prévalant dans le passé. Dans le contexte actuel de réchauffement climatique, l'analyse de la teneur en gaz à effet de serre tels que le CO₂ et le CH₄ (Petit et al., 1999) est particulièrement importante afin d'observer dans le passé le couplage entre climat terrestre et cycle des gaz à effet de serre. La composition isotopique de ces gaz et des gaz permanents tels que l'oxygène, l'argon, l'azote sont autant d'outils précieux pour la connaissance du système climatique.

Cependant la relative lenteur des processus de densification de la neige en glace et du piégeage des gaz dans le névé induit une différence d'âge significative entre le gaz et la glace qui l'entoure, celle-ci étant systématiquement plus ancienne. Il convient alors d'estimer cette différence d'âge (ou Δ age), ainsi que l'amplitude de ses fluctuations en réponse aux variations

des conditions climatiques de surface, afin de construire des chronologies spécifiques pour les enregistrements gazeux (Schwander et al., 1989). Ceci requiert une connaissance optimale des mécanismes régissant le piégeage des gaz.

La première section de ce chapitre dressera un état de l'art des connaissances actuelles en termes de structure du névé, en focalisant sur les mécanismes régissant l'emprisonnement des gaz dans la matrice glaciaire et donc l'amplitude du Δ age, pour l'actuel comme pour les conditions passées. Dans un second temps nous passerons en revue les techniques actuellement disponibles pour la construction des chronologies gaz et glace des carottes de glace.

I. Description de l'archive glaciaire

1. Emprisonnement des gaz dans la glace

1.1. Structure et densification de la colonne neige-névé-glace

Une première approche proposée pour définir la structure du névé consiste à discerner différentes zones en fonction de la densité du matériau rencontré, celle-ci étant elle-même étroitement liée aux différents processus physiques qui régissent la densification de la neige jusqu'à sa transformation finale en glace.

- La première zone, située directement sous la surface topographique, est caractérisée par une densité moyenne inférieure à $0,55 \text{ g/cm}^3$. Cette densité varie en réalité en fonction de l'insolation, du vent en surface, de la taille des grains et de la température (Bender, 2002; Raynaud et al., 2007). Le matériau rencontré est de la neige tassée, dans laquelle la densification s'opère principalement par réarrangement mécanique des grains de neige (Alley, 1987).
- Juste en dessous est définie la zone de névé proprement dite, avec des densités comprises entre $0,6$ et $0,9 \text{ g/cm}^3$; le mécanisme prédominant de densification est une déformation plastique des grains (Arzt et al., 1983).
- Une troisième zone apparaît lorsque le névé a été définitivement transformé en matériau glace (densité $> 0,9$) et que le réseau poreux a totalement disparu au profit de bulles d'air dispersées dans la matrice de glace. La déformation devient faible et majoritairement régie par la différence de pression existant entre les bulles d'air et la glace environnante (Pimienta and Duval, 1987).

Les lois physiques décrivant ces mécanismes de densification seront détaillées lors de la description des modèles de densification (section IV.2 Chapitre II).

Les limites physiques à déterminer en termes de densité sont :

- la limite neige-névé
 - la limite névé-glace, zone de fermeture des pores (dite Close-Off-Depth : COD)
- La transition neige-névé est généralement observée pour une densité relative ($D_0 = \rho/\rho_{ice}$) $< 0,6 \text{ g/cm}^3$, soit une densité critique de 0,55, comme proposé dans le modèle de (Arnaud et al., 2000).
 - La densité à la transition névé-glace a été estimée par modélisation de la densification et mesures de la porosité ouverte/fermée lors de l'étude du site de Vostok (Arnaud, 1997), et étendue par la suite aux autres sites. Les résultats suggèrent qu'elle couvre un intervalle de profondeurs, défini par une fourchette de densités entre 0,815 et 0,845 g/cm^3 (Arnaud, 1997). La densité au niveau de la fermeture totale des pores (dite densité au close-off ρ_c) dépend de la température moyenne du site. Plus elle sera basse, plus l'accumulation sera faible, la densification lente, et la densité à la base du névé élevée (Pimienta and Duval, 1987). Elle peut être directement reliée au volume des pores dans la glace quand l'air est piégé dans les bulles V_c , et à la densité pure de la glace ρ_{ice} , par l'équation suivante :

$$\frac{1}{\rho_c} = V_c + \frac{1}{\rho_{ice}} \quad (1)$$

V_c a été déterminé par (Martinerie et al., 1994) de façon empirique en s'appuyant sur le contenu total en gaz mesuré actuellement dans la glace de différents sites. Il est relié à la température de surface T_s par la relation empirique suivante:

$$V_c = 6,95 \times 10^{-4} T_s (K) - 0,043 (\text{cm}^3 \text{g}^{-1}) \quad (2)$$

La densité de la glace pure dépend elle aussi de la température de surface via la relation empirique suivante (Bader, 1964):

$$\rho_{ice} = 0,9165(1 - 1,53 \times 10^{-4} T_s) \quad (3)$$

L'évolution de la fermeture des pores peut être illustrée également par les notions de porosité fermée et porosité ouverte, représentant respectivement la quantité de pores déjà isolés dans la matrice glaciaire et la quantité de pores toujours connectés au réseau ouvert.

La porosité au niveau de la zone de close-off ($P_{close-off}$) est exprimée en fonction de la densité au close-off (ρ_c) et des mesures du volume des pores via l'équation suivante :

$$P_{close-off} = 1 - \frac{\rho_c}{\rho_{ice}} = \rho_c V_c \quad (4)$$

On en déduit l'expression de la porosité fermée pour chaque densité considérée, en fonction de la porosité totale :

$$P_{\text{closed}} = \gamma P_{\text{total}} \left(\frac{P_{\text{total}}}{P_{\text{close-off}}} \right)^{-7,6} \quad (5)$$

La densité et la porosité fermée sont deux grandeurs qui peuvent être directement mesurées sur le terrain, à l'échelle de la section d'une carotte de névé/glace, permettant de contraindre les modèles pour les conditions actuelles avec des données précises.

Les mesures de terrain réalisées sur le site Antarctique de Vostok suggèrent que la porosité fermée ne représente que 37 % de la porosité totale au niveau de la densité de close-off, et que l'arrêt de la diffusion des gaz s'effectue à partir d'une porosité fermée de 21% (Goujon et al., 2003).

1.2. Transport des gaz dans le névé et impact sur la composition de l'air initial

L'air atmosphérique en contact avec la couche de neige pénètre la couche de névé, où il est transporté dans le réseau poreux jusqu'au bas de la colonne. A ce niveau l'isolement définitif des pores conduit au piégeage des gaz sous forme de bulles d'air emprisonnées dans la matrice glace.

Le transport des gaz dans la colonne de névé s'effectue d'une part par des processus d'échanges rapides turbulents, et d'autre part par des phénomènes de diffusion moléculaire au sein d'une large zone dite « colonne diffusive ». Cette dernière recouvrant la majorité de la colonne de névé, la diffusion moléculaire reste le mécanisme principal gouvernant le transport des gaz.

Au cours du transfert de l'air vers le bas de la colonne de névé, la composition atmosphérique initiale va être altérée par trois processus de fractionnement :

- le fractionnement gravitationnel,
- le fractionnement thermique,
- le fractionnement lié au gradient de concentration (diffusion moléculaire).

Ces phénomènes s'appliquent également aux isotopes d'un même gaz. Afin de les décrire nous prendrons l'exemple particulier du comportement du rapport isotopique de l'azote moléculaire (rapport du ^{15}N sur ^{14}N , en notation delta par rapport au même rapport dans l'atmosphère actuelle). Dans la suite du manuscrit ce rapport sera systématiquement noté $\delta^{15}\text{N}$. Il en est de même pour le rapport isotopique de l'argon $\delta^{40}\text{Ar}$ (rapport du ^{40}Ar sur ^{36}Ar), autre rapport isotopique classiquement analysé dans l'air interstitiel.

1.2.1. Le fractionnement gravitationnel

Lors de processus diffusifs très lents, comme ceux prévalant au sein des névés polaires, les molécules gazeuses subissent l'action de la gravitation terrestre, avec pour

conséquence à l'équilibre un déplacement préférentiel des molécules/isotopes les plus lourds vers le bas de la colonne diffusives (Craig et al., 1988; Schwander et al., 1993).

Ce phénomène, appliqué au rapport isotopique de l'azote moléculaire, est décrit par l'équation barométrique suivante (Sowers et al., 1992):

$$\delta^{15}\text{N}_{\text{grav}} = \frac{gz}{RT} \Delta m * 1000 \text{ (‰)} \quad (6)$$

Où Δm est la différence de masse (kg/mol) entre ^{15}N and ^{14}N , g l'accélération gravitationnelle ($= 9.82 \text{ m. s}^{-2}$), R la constant des gaz parfaits, T la température moyenne du névé (en K) et z la hauteur de la colonne diffusives (en m). Plus la colonne diffusives est épaisse et/ou la température basse, plus le fractionnement sera important. La composition isotopique des autres gaz tels que le CH_4 ou le CO_2 n'apparaît en revanche que très peu affectée par de tels fractionnements ($< 1\%$ pour le CH_4) (Spahni et al., 2005); nous ne le prendrons pas en compte dans les calculs de rapport de mélange associés.

1.2.2. Le fractionnement thermique

Le second type de fractionnement, dit fractionnement thermique, apparaît lorsqu'une différence de température existe entre les limites supérieure et inférieure de la zone diffusives. Ce gradient a une influence essentiellement sur les rapports isotopiques des gaz, qui s'illustre généralement par une migration des isotopologues les plus lourds vers les zones les plus froides. Ce phénomène est décrit par l'équation suivante (Severinghaus et al., 1998) dans le cas de l'azote moléculaire :

$$\delta^{15}\text{N}_{\text{therm}} = \alpha_{\delta^{15}\text{N}} \Delta T \text{ (‰)} \quad (7)$$

Où ΔT est la différence de température entre les deux extrémités du névé, et $\alpha_{\delta^{15}\text{N}}$ la sensibilité de diffusion thermique pour $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$.

Si le gradient de température est important (plusieurs degrés) et que la diffusion des gaz s'effectue plus rapidement que celle de la chaleur au sein du milieu (ce qui atténue le gradient), un enrichissement de la composition isotopique des gaz sera mesurable dans l'air piégé dans la glace. L'analyse de ces anomalies lors des événements climatiques rapides au Groenland a permis en retour une quantification directe de l'amplitude des variations de température en surface, indépendamment de celle issue des mesures des isotopes de l'eau, et cette fois mesurée dans la phase gaz de la carotte (Caillon et al., 2003; Landais et al., 2004; Severinghaus et al., 2001; Severinghaus and Brook, 1999).

Le fractionnement isotopique total affectant les isotopes de l'azote dans la colonne de névé peut être résumé de la manière suivante :

$$\delta^{15}\text{N} = \delta^{15}\text{N}_{\text{grav}} + \delta^{15}\text{N}_{\text{therm}} \quad (8)$$

La même formule s'appliquera aux fractionnements subits par le $\delta^{40}\text{Ar}$. Etant donné que le fractionnement gravitationnel est proportionnel à la différence de masse entre les isotopologues du gaz considéré, il sera 4 fois supérieur pour le $\delta^{40}\text{Ar}_{\text{grav}}$ que pour le $\delta^{15}\text{N}_{\text{grav}}$.

En combinant les mesures des deux gaz, on peut alors isoler l'effet purement thermique du fractionnement via la définition d'un $\delta^{15}\text{N}_{\text{excess}}$ (Severinghaus and Brook, 1999):

$$\delta^{15}\text{N}_{\text{excess}} = \delta^{40}\text{Ar}_{\text{therm}} - 4 \times \delta^{15}\text{N}_{\text{therm}} = \delta^{40}\text{Ar} - 4 \times \delta^{15}\text{N} \quad (9)$$

Les coefficients de fractionnement α_{Ar} et α_{N} des deux gaz sont connus, ce qui permet de calculer directement le gradient de température transitoire dans le névé ΔT (en K) via l'équation suivante :

$$\Delta T = \delta^{15}\text{N}_{\text{excess}} / (\alpha_{\text{Ar}} - 4 \times \alpha_{\text{N}}) \quad (10)$$

Il s'agit en réalité d'un gradient de température atténué par la diffusion de la chaleur. La reconstruction des variations initiales de température en surface nécessitent l'inversion de ce gradient par l'utilisation de modèles de névé incluant les équations de diffusion de la chaleur et prenant en compte la structure du névé (Severinghaus and Brook, 1999).

Les rapports isotopiques de l'azote atmosphérique et de l'argon sont considérés comme constants dans l'atmosphère à l'échelle du dernier million d'années (Sowers et al., 1989; Staudacher and Allègre, 1982). Les anomalies isotopiques observées lors des mesures effectuées sur l'air piégé dans les glaces ont donc nécessairement pour origine les fractionnements que nous venons de décrire. La quantification de telles anomalies offre donc un outil précieux, permettant à la fois le calcul de l'épaisseur de la zone diffusible du névé considéré, ainsi qu'une évaluation indépendante des variations rapides de température de surface survenues dans le passé (Huber et al., 2006; Landais et al., 2004).

Concernant l'influence du fractionnement thermique sur la teneur des gaz-traces, des tests de sensibilité suggèrent qu'une variation rapide de 10 K en surface induit une déviation de seulement 0.2 ‰ des concentrations en méthane (Leuenberger and Lang, 2002). En d'autres termes ce phénomène peut être négligé.

1.2.3. Le fractionnement par diffusion moléculaire

Les variations atmosphériques des teneurs en gaz-traces induisent un gradient de concentration au sein du névé entre les couches superficielles et profondes. La diffusion moléculaire produite par ce gradient implique des échanges de ces gaz-traces entre la surface et la zone de fermeture des pores. Le caractère lent de ce processus de transport tend à lisser les variations du signal atmosphérique. Une conséquence directe d'un tel phénomène est la disparition des variations saisonnières au travers de la première dizaine de mètres de névé (Trudinger et al., 1997).

La vitesse moyenne de diffusion des gaz-traces engendrée par des fluctuations de la composition de l'air atmosphérique a été calculée dans le cas récent de l'augmentation

anthropique des gaz à effet de serre, en analysant la composition de l'air interstitiel à différents intervalles de profondeur (Battle et al., 1996; Bender et al., 1995). Les résultats obtenus indiquent qu'une durée d'environ 50 ans est nécessaire au transport des gaz-traces depuis la surface jusqu'à la zone de close-off. Ce phénomène n'introduit pas *a priori* de fractionnement de la composition élémentaire du gaz interstitiel si les gaz étudiés possèdent un coefficient de diffusion dans l'air comparable entre eux. En revanche si ces coefficients de diffusion diffèrent, l'âge relatif des différents gaz-traces rencontrés au niveau du close-off montrera également des différences. L'effet est négligeable lorsque l'on compare par exemple la concentration de CO₂ à celle de CH₄ mesurées dans la glace. En revanche il devient sensible en considérant une molécule comme CFC-11 ou CFC-12, ayant un coefficient de diffusion dans l'air 40% plus faible que celui du CO₂ (Trudinger et al., 1997).

Les fractionnements liés au gradient de concentration affectent en revanche largement les isotopologues d'un même gaz. Contrairement au fractionnement gravitationnel, si la concentration du gaz-trace dans l'atmosphère augmente, les couches profondes seront préférentiellement enrichies en isotopologues légers, ces derniers possédant un coefficient de diffusion dans l'air plus important que celui des isotopologues lourds (Trudinger et al., 1997).

1.3. La structure du névé d'après l'analyse des isotopes des gaz permanents

L'étude des fractionnements isotopiques affectant la composition des gaz permanents au sein du névé offre ainsi une autre perspective de description de la structure de la colonne de névé, qui vient se superposer au découpage résultant de l'étude des processus de densification.

Cette nouvelle approche propose une subdivision du névé en trois sections, définies depuis la surface vers le fond de la manière suivante (Figure 1):

- une zone convective
- une zone diffusive
- une zone non-diffusive

❖ La zone convective:

Les mesures de $\delta^{15}\text{N}$ conduites dans les premiers mètres sous la surface de neige révèlent des valeurs identiques à la composition atmosphérique. L'épaisseur de cette zone varie significativement entre les sites considérés, et apparaît comprise entre un minimum 1 m environ au site d'EDC (Landais et al., 2004) à un maximum de 23 m dans les sites de mégadunes à très faible taux d'accumulation (Severinghaus et al., 2010). L'homogénéisation entre air contenu dans les pores ouverts et air atmosphérique témoigne de la présence d'échanges importants de matière au sein de la porosité du névé, induits par les fluctuations de température et de pression atmosphérique en surface (conséquences d'évènements météorologiques, du vent, ainsi que de la rugosité de surface). La zone de mélange qui en résulte, dite zone convective, semble ainsi être plus épaisse dans les régions fortement ventées (comme par exemple dans les zones de mégadunes) (Kawamura et al., 2006; Severinghaus et al., 2010).

Les mesures des isotopes de l'air prévoient que l'épaisseur de la zone convective en un site subisse au cours du temps des variations parallèles aux fluctuations de température et d'accumulation en surface (Caillon et al., 2003). Ainsi l'épaisseur faible observée actuellement pour la majorité des sites du plateau antarctique pourraient devenir beaucoup plus importante en ces mêmes lieux sous des conditions de climat glaciaire.

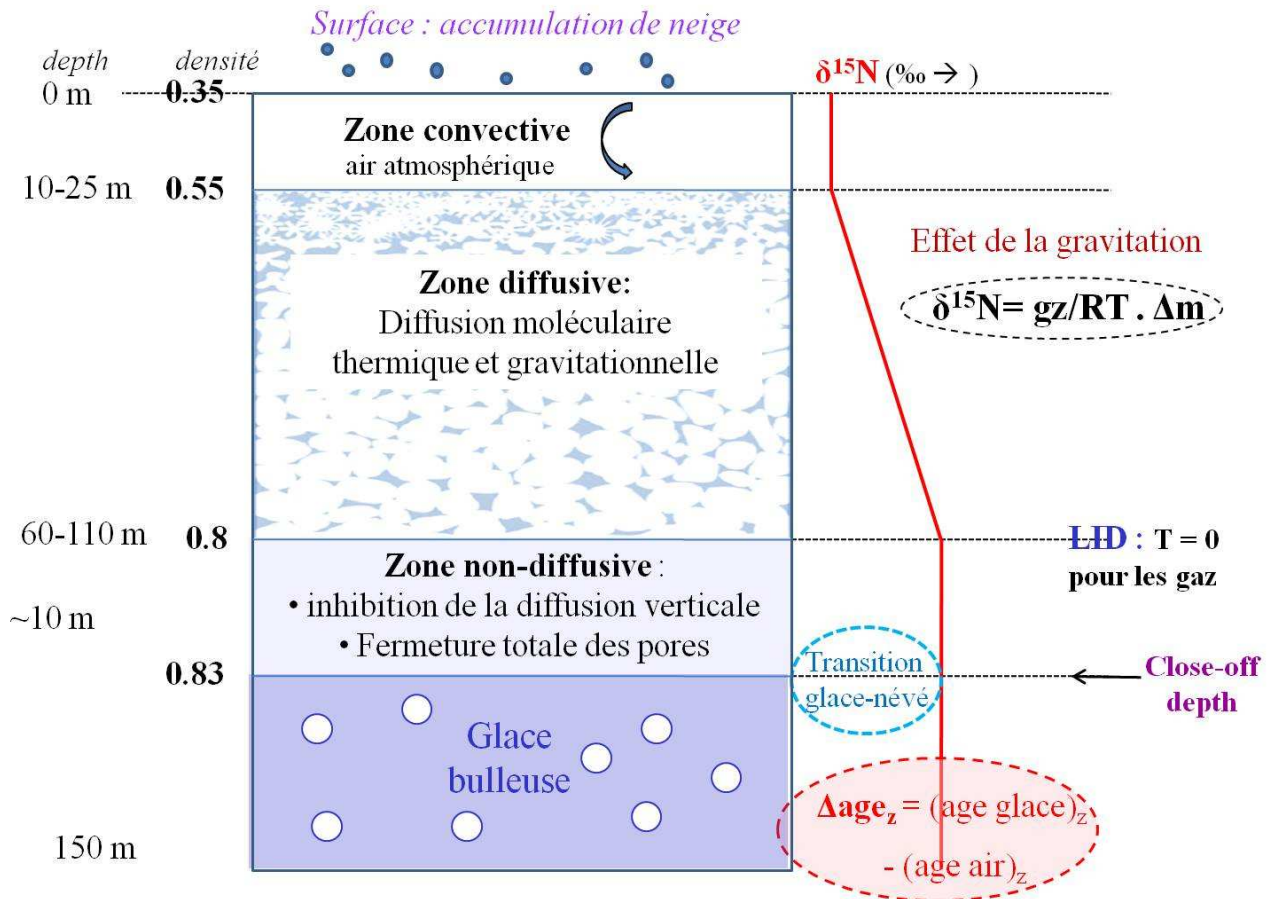


Figure 1: Schéma simplifié de la structure du névé, depuis le dépôt de neige en surface jusqu'à l'obtention de glace bullée en profondeur. L'évolution de la composition isotopique des gaz permanents est également illustrée, ainsi que les informations sur l'évolution de la densité avec la profondeur

❖ La zone diffusive:

Caractérisée par une épaisseur comprise entre 40 et 100 m, elle s'étend sur l'essentiel de la colonne de névé. Comme son nom l'indique, c'est dans ce domaine de profondeurs que l'air interstitiel va être transporté au sein du réseau poreux, via les phénomènes de diffusion moléculaire, subissant alors les fractionnements isotopiques gravitationnels et thermiques précédemment décrits.

La limite supérieure de la zone est donc déterminée par les premières observations d'anomalies dans la composition isotopique des gaz permanents.

La limite inférieure correspond à ce que l'on appelle la Lock-In-Depth (LID). A cette profondeur, les pores ne sont pas encore complètement fermés ni les bulles totalement isolées les unes des autres ; cependant la porosité du névé devient réduite au point que les gaz ne

peuvent plus diffuser. Cette transition est ainsi illustrée par une stabilisation de l'évolution de la composition isotopique de l'azote moléculaire (Figure 1 et 2).

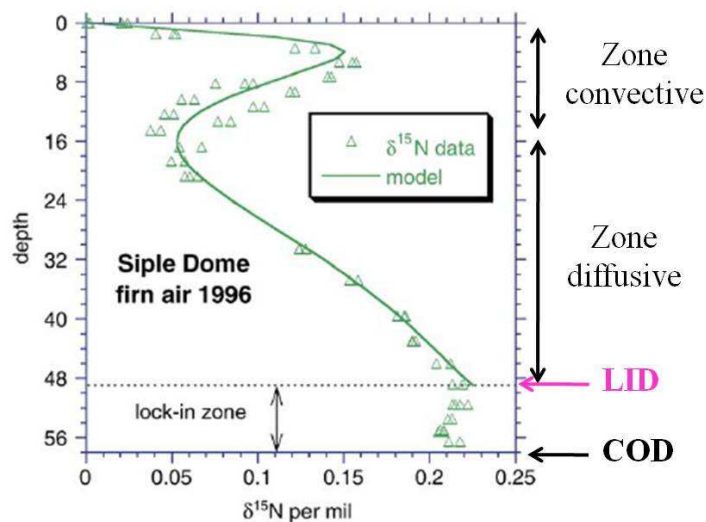


Figure 2: Mesures et estimation par un modèle de diffusion de l'évolution du $\delta^{15}\text{N}$ dans la colonne de névé au site côtier antarctique de Siple Dome: on distingue bien l'enrichissement gravitationnel opérant dans la zone diffusive, puis l'arrêt du fractionnement isotopique au niveau de la LID (d'après Severinghaus 2006). La large oscillation apparaissant sur les 15 premiers mètres reflète le fractionnement thermique associé à l'onde saisonnière de température (névé froid alors que la surface subit le réchauffement estival au moment de l'échantillonnage)

❖ La zone non-diffusive:

D'épaisseur réduite (10 m maximum), elle correspond à la zone de fermeture des pores, où l'air interstitiel se retrouve progressivement isolé sous forme de bulles d'air incluses dans la matrice de glace.

L'arrêt de la diffusion des gaz au niveau de la LID, limite supérieure de cette zone, est notamment rendu possible grâce à la présence de couches de névé plus denses que celles qui les environnent, résultant par exemple de croûtes de vent formées en surface. Ces couches imperméables empêchent alors les mouvements moléculaires à plus grandes profondeurs.

La limite basse de la zone non-diffusive correspond à la Close-off-depth (COD) proprement dite. Elle est atteinte lorsque tous les pores sont fermés et que débute la zone de glace bulleuse (Landais et al., 2006).

L'épaisseur de la zone non-diffusive va déterminer directement le temps de fermeture des pores. Plus celui-ci sera important, plus le signal gazeux initial sera affecté par des phénomènes de lissage et plus la distribution de l'âge du gaz sera importante. Ce point que nous allons aborder maintenant a une conséquence non négligeable sur la résolution temporelle des signaux « gaz » issus des carottes de glace.

1.4. Conséquences sur le lissage du signal et l'âge du gaz

La présence d'une zone non-diffusive implique que le piégeage de l'air dans la glace ne s'effectue pas instantanément. Les premières bulles commencent ainsi à se former vers 50-70 m de profondeur, où des canaux sont isolés du système de pores ouverts (Schwander et al.,

1989). La diffusion effective dans les pores ouverts commence alors à diminuer. La fraction de pores fermés augmente ensuite exponentiellement jusqu'à ce que plus aucune connexion n'existe avec les couches supérieures, empêchant tout échange gazeux.

La différence d'âge entre l'air présent dans les bulles et la glace qui l'entoure (Δ age) a une origine double :

- phénomènes de transport des gaz depuis la surface jusqu'à la zone de piégeage,
- temps de fermeture des pores dans la zone non-diffusive.

Ces deux processus impliquent que l'âge du gaz relevé à une profondeur donnée de la colonne de glace ne soit pas un âge unique, mais une distribution d'âges (Schwander et al., 1989). Une conséquence directe est l'atténuation des variations rapides des teneurs en gaz à effet de serre survenues en surface. Cette atténuation sera d'autant plus importante que le taux d'accumulation et la température du site sont faibles (Schwander et al., 1989). Le signal saisonnier du méthane est par exemple totalement lissé par ces phénomènes (Trudinger et al., 1997). Les travaux effectués sur la carotte de Vostok ont estimé à 300 ans la distribution probabilistique de l'âge de l'air extrait d'un échantillon de glace formé sous conditions interglaciaires, alors qu'elle est estimée à seulement 14 ans pour le site côtier, et donc plus chaud et plus humide, de Law Dome (Etheridge et al., 1992).

❖ Etude spécifique pour le site d'EDC durant la dernière déglaciation

Nous avons au cours de cette thèse collaboré avec Peter Köhler (AWI Bremerhaven, Allemagne) sur l'étude de l'enregistrement du CO₂ dans la carotte d'EDC au cours des variations rapides de la dernière déglaciation. Ce travail a été valorisé par l'écriture d'un article en révision à *Climate of the Past* (Köhler et al., 2010 en révision, Annexe 1).

Notre rôle dans cette étude visait à compléter, à l'aide du modèle de densification de Goujon et al. (2003), le travail réalisé par (Joos and Spahni, 2008), en calculant l'évolution de la distribution de l'âge du gaz au cours des derniers 20 ka BP. L'objectif final visait à quantifier le lissage subi par le signal du CO₂ durant la transition rapide vers le Bolling/Allerød, ou en d'autres termes à estimer l'évolution de l'épaisseur de la zone non-diffusive au cours du temps, sous différentes conditions d'accumulation de neige et de température en surface.

La difficulté de ce travail résidait principalement dans la définition de la zone non-diffusive à considérer, et entre autres des choix en termes de densité, notamment des limites supérieure et inférieure. Nous nous sommes basés sur les valeurs calculées par (Arnaud, 1997) pour le site de Vostok qui suggèrent une zone non-diffusive comprise entre des densités de 0,815 et $0,840 \pm 0.004$. Nous proposons des valeurs similaires au site d'EDC.

La relation actuelle entre pourcentage de porosité fermée et densité (Figure 3) confirme que ces valeurs couvrent la majeure partie de la zone de fermeture des pores, avec une porosité fermée évoluant entre environ 5 et 37 %.

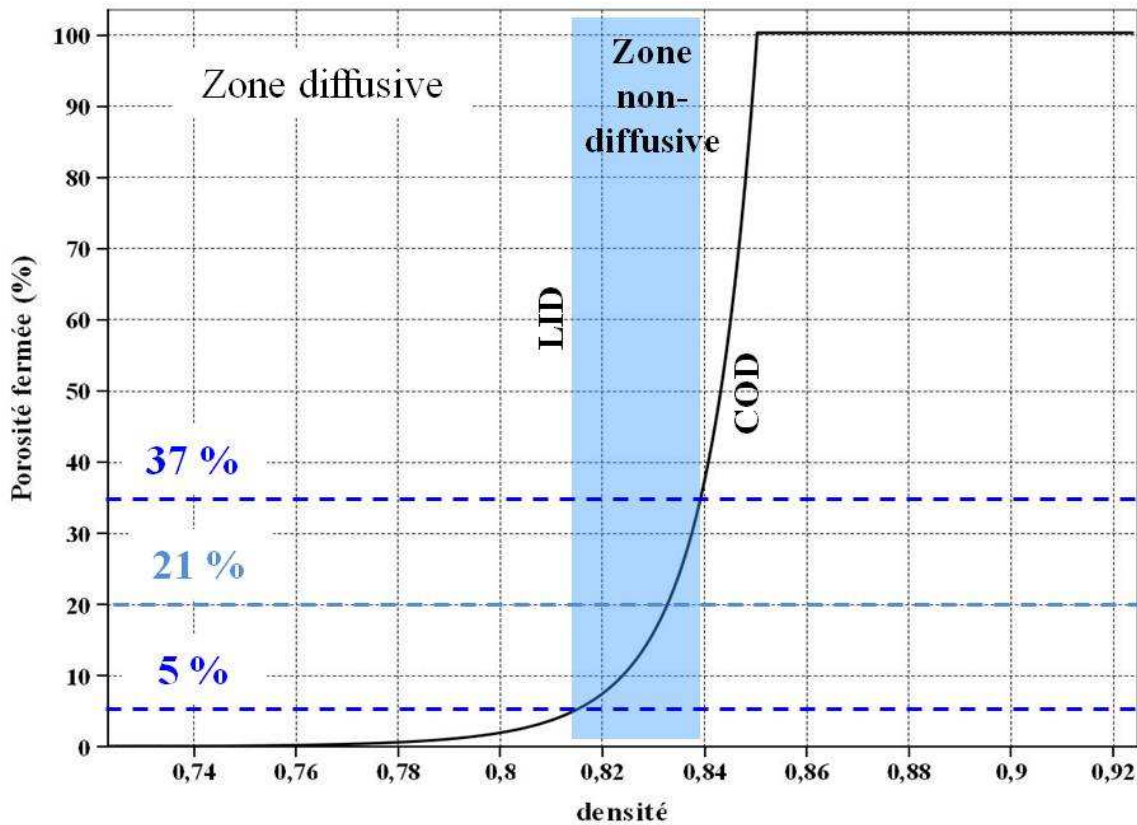


Figure 3: Représentation de la relation actuelle entre porosité fermée et densité calculée par le modèle de densification de Goujon et al. (2003) pour le site d'EDC. La zone bleue correspond à la définition de la zone non-diffusive à Vostok par Goujon.

Les variations des conditions de température et d'accumulation en surface affectent directement les profondeurs où ces densités seront atteintes. Nous avons calculé avec le modèle ces profondeurs, dans les conditions climatiques prévalant durant la période du B/A, puis nous les avons traduites en termes d'âge via la prise en compte du taux d'accumulation de l'époque, ce qui nous a finalement permis d'estimer la fonction de probabilité du temps de piégeage des gaz dans la zone non-diffusive.

Les fourchettes de distribution d'âge obtenues durant la période de la dernière déglaciation dans la carotte EDC sont représentées dans la figure 4.

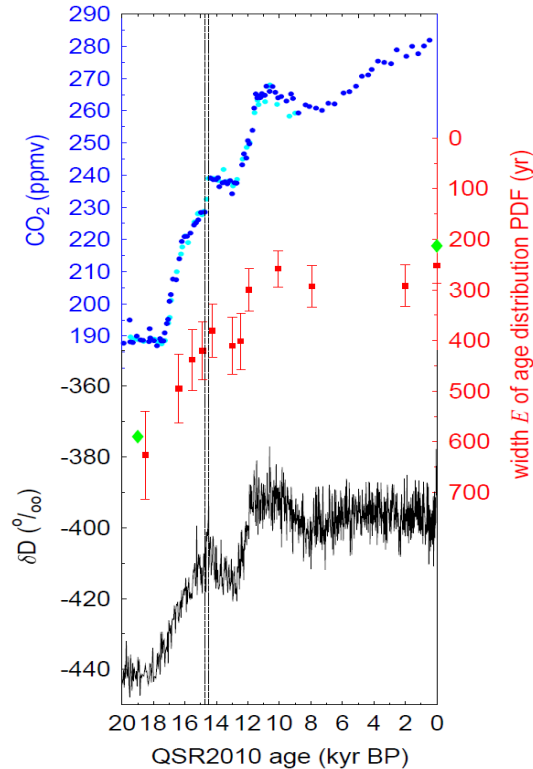


Figure 4: de haut en bas, enregistrement du CO_2 (Monnin, 2001), fourchette de distribution PDF de l'âge du gaz calculée par le modèle de densification de (Goujon et al., 2003), et isotopes de l'eau (Stenni et al., 2001) dans la carotte EDC au cours de la dernière transition glaciaire/interglaciaire. L'échelle d'âge utilisée est la nouvelle chronologie produite par Lemieux-Dudon et al. (2010). Les losanges verts représentent les calculs précédemment effectués par (Joos and Spahni, 2008) pour les périodes du DMG et préindustrielles (d'après (Köhler et al., 2010)).

Ils suggèrent pour la période du B/A une fourchette de distribution des âges de 400 ± 50 ans à 14 ka BP, valeur intermédiaire cohérente avec celles de 600 ans et 200 ans calculées par (Joos and Spahni, 2008) pour les périodes du DMG et de l'Holocène respectivement. La prise en compte de cet effet de lissage sera de grande importance pour la discussion de l'amplitude des variations rapides des gaz à effets de serre enregistrées dans le passé.

En revanche les densités que nous avons définies comme limites de la zone non-diffusive correspondent à une fourchette de valeurs de porosité fermée à EDC comprise entre 15 et 37 %, alors que les mesures de teneur en gaz et d'air du névé réalisées à Vostok (Goujon et al., 2003) suggèrent que la zone non-diffusive soit comprise à ce site entre 21 et 37 % de porosité fermée relativement à la porosité totale, et que ce résultat devrait être applicable également pour les autres sites du plateau Antarctique.

Nous avons effectué un autre calcul de distribution d'âge à EDC bornée par les densités 0,835 et 0,84, correspondant à 21 et 37 % de densité respectivement. Les résultats prévoient une zone non-diffusive très peu épaisse (< 3 m) correspondant à une distribution d'âge de seulement 95 ans, soit largement inférieure aux résultats attendus d'après les valeurs déjà estimées pour les périodes du DMG et de l'Holocène. Il est en outre très peu probable que la fourchette de distribution d'âge durant la transition du B/A ait été inférieure à celle de l'Holocène où les températures sont plus élevées et le temps de piégeage supposé en

conséquence plus rapide. Une étude plus poussée serait nécessaire afin de comprendre l'origine de ces désaccords.

2. Influence des conditions climatiques de surface sur la structure des névés actuels.

Des nombreuses études ont été menées avec pour objectif d'améliorer nos connaissances sur les caractéristiques de la structure des névés actuels en différents sites antarctiques (Berkner, Law Dome : (Landais et al., 2006) , Byrd (Arnaud, 1997) Vostok (Arnaud, 1997; Bender, 2002) , EDC et EDML (Landais et al., 2004), ainsi que du Groenland (GRIP : (Goujon et al., 2003); NorthGRIP :(Landais et al., 2004)).

Ces investigations reposaient sur les analyses de la composition isotopique de l'azote moléculaire et de l'argon, sur les mesures des profils de densité, de température et de porosité le long du puits de forage. Elles ont permis une meilleure compréhension des connections existant entre conditions climatiques en surface des calottes et caractéristiques physiques des névés.

2.1. Effet de la température

Lorsque la température en surface diminue, la première phase de densification de la neige par réarrangement des grains est inhibée. La densification s'effectue de ce fait plus lentement, ce qui augmente la profondeur où la densité de fermeture des pores est atteinte (Arnaud, 1997). Ainsi au niveau du site côtier de Law Dôme, la profondeur de close-off a été observée 50 m plus haut qu'au site froid continental de Vostok (Bender et al., 1994a; Landais et al., 2006). On attend donc une COD plus profonde en conditions glaciaires comparé aux conditions chaudes de l'actuel.

2.2. Effet de l'accumulation

Lorsque l'accumulation de neige est faible, la vitesse relative de densification du névé augmente en réponse au ralentissement de l'advection des couches vers le bas. Le phénomène de densification s'étend donc sur une épaisseur moins importante. Il en résulte que la zone de fermeture des pores prendra place moins profondément que lors des périodes de forte accumulation.

Ainsi la COD a été estimée à 100 m de profondeur à EDC où le taux d'accumulation annuel actuel est de 2.85 cm ie /an (Landais et al., 2004), et à environ 70 m à Talos Dome où le taux d'accumulation annuel actuel est 8 cm ie/an (Frezzotti et al., 2004). L'effet est donc inverse à celui de la température étant donné qu'une vitesse de densification donnée pour une température donnée sera rencontrée à moindre profondeur.

Les plus grandes profondeurs de fermeture des pores seront donc rencontrées sur des sites à faible température et forte accumulation.

2.3. Effet du vent

L'action du vent impacte l'épaisseur de la zone convective via des mécanismes variés. Par exemple le déferlement de vents catabatiques augmente la profondeur des mécanismes de convection (Kawamura et al., 2006).

Il a été observé en outre que les sites froids soumis à de fortes intensités de vents sont marqués en surface par des structures spécifiques créées par le vent, en forme de dunes de tailles variables. Les plus petites provoquent des ondes de pression qui renforcent la propagation de la convection de l'air en profondeur (Colbeck, 1989). Les plus étendues, appelées mégadunes, correspondent à des zones d'accumulation presque nulle alternant avec des zones à forte accumulation. Au coeur des premières, la zone convective peut dépasser 20 m d'épaisseur et de grandes fissures verticales peuvent apparaître, favorisant un transport vigoureux de l'air en profondeur (Severinghaus et al., 2010). L'intense métamorphisme affectant la neige de surface lorsque le taux d'accumulation est extrêmement faible contribue probablement également à une convection profonde en favorisant l'existence de gros cristaux de neige (Severinghaus et al., 2010).

On pense aujourd'hui que ces sites de mégadunes pourraient représenter des analogues actuels des conditions prévalant durant les périodes glaciaires aux sites continentaux de Vostok, EDC, et Dome Fuji. Leur épaisse zone convective pourrait fournir une explication pour les faibles rapports isotopiques $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ observés dans l'air de ces époques (Severinghaus et al., 2010).

2.4. Effet de l'insolation

L'énergie radiative produite par l'insolation pénètre les premiers centimètres de neige. Son intensité affecte directement la vitesse de croissance des grains de neige en surface (métamorphisme), une forte insolation favorisant une croissance rapide des grains par l'augmentation du gradient de température saisonnier au sein de la couche de neige. Il a ainsi été observé à Pôle Sud une croissance des grains de neige accélérée durant l'été austral (Dalrymple et al., 1966).

On sait par ailleurs que la taille et la structure des grains de neige auront un effet direct sur la porosité du névé (Raynaud et al., 2007), l'augmentation de la taille des grains rendant plus difficile le réarrangement des grains en surface. L'anomalie propagée à la zone de fermeture des pores rend plus difficile leur isolement par rapport à la porosité ouverte, impliquant une densité au close-off plus élevée. Par ce biais l'insolation a donc un impact sur les mécanismes de densification du névé.

Les couches d'hiver montrent une densité plus élevée que les couches d'été et favorisent en profondeur l'apparition précoce de couches imperméables nécessaires à l'apparition d'une zone non-diffusive en bas du névé. Sur le terrain l'existence de telles couches est observée par l'impossibilité de pomper directement l'air du névé dans des zones où la fermeture totale des pores n'est pourtant pas encore atteinte (Landais, 2004).

3. Reconstruction des conditions de densification dans le passé

Les névés actuels fournissent des informations précieuses sur la structure du névé, l'évolution de sa densité ou encore de la porosité, mais ils ne présentent pas d'analogues dans le passé.

Les seuls outils disponibles actuellement pour reconstruire les conditions de densification passées sont les modèles de densification, idéalement couplés avec l'analyse de la composition isotopique des gaz permanents dans les carottes de glace.

Leur utilisation conjointe permet alors d'estimer sous diverses conditions climatiques le profil de densité (ainsi que la densité au niveau de la fermeture des pores), la profondeur de fermeture des pores, et par extension la différence d'âge enregistrée entre les phases glace et gaz à une profondeur donnée (Δ age).

Néanmoins l'erreur associée à ces estimations reste conséquente (10 % d'erreur sur le Δ age ; (Arnaud, 1997; Goujon et al., 2003), étant donné la forte dépendance des conditions de densification aux conditions climatiques de surface souvent difficiles à déterminer précisément pour le passé, ainsi qu'à l'inefficacité des modèles de densification à reproduire systématiquement les données produites par les mesures isotopiques des gaz permanents, comme durant les conditions glaciaires en Antarctique (Landais et al., 2006). Nous détaillerons ces limites dans le chapitre II (section IV. 2.) lors de la description des modèles de densification que nous avons utilisés au cours de cette thèse.

4. Formation des hydrates de gaz

Alors que les bulles d'air sont définitivement incluses dans la matrice glaciaire, la colonne de glace continue de se densifier sous le poids des couches supérieures. Lorsque la profondeur avoisine 400-700 m, l'augmentation de la pression au sein de la colonne atteint un seuil où la pression hydrostatique excède la pression de dissociation de clathrates-hydrates dans la glace (Ikeda et al., 1999). Les bulles d'air sont alors progressivement transformées en hydrates. La transformation s'effectue initialement au niveau de l'interface air-glace dans chaque bulle, puis se propage lentement par diffusion moléculaire au sein des bulles (Uchida et al., 1994).

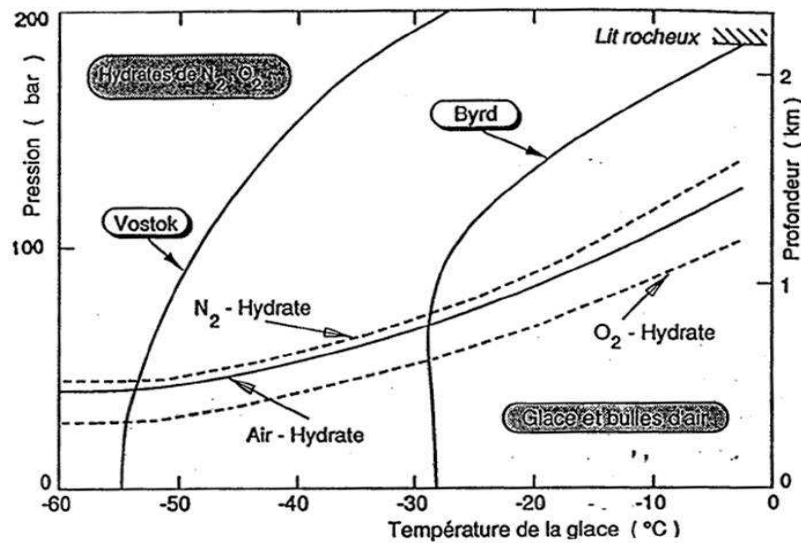


Figure 5: diagramme de phase de l'air au sein de la glace en fonction de la température et de la pression

La transition entre une glace 100 % bulleuse et une glace uniquement composée de clathrates s'étend sur plusieurs centaines de mètres (Salamatin et al., 2003). Par exemple, à Talos Dome, elle se situe entre 660 et 1000 m de profondeur, soit 340 m au total (TALDICE Project : <http://www.taldice.org/>), ce qui correspond à une durée d'environ 20 ka (Buiron et al.). Cette zone de transition, appelée « brittle zone », est caractérisée par une glace particulièrement fragilisée, facilitant l'apparition de fissures, notamment lors de la variation brusque de pression subie par la carotte lors de sa remontée à la surface.

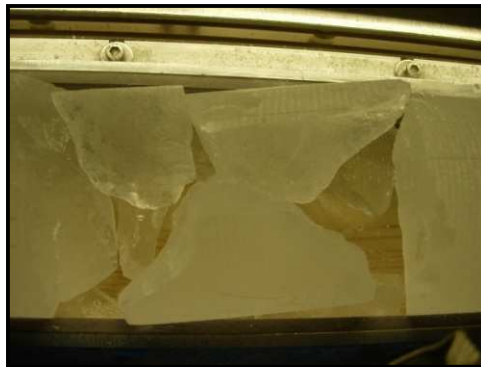


Figure 6: Photo de carotte de glace de Talos Dome prélevée dans la « brittle zone » : zoom sur les fractures illustrant la fragilité de cette section de la carotte de glace.

Les fractures souvent multiples favorisent alors la contamination de la glace par infiltration du fluide de forage, généralement composé d'hydrocarbures. Il peut en résulter par exemple une anomalie positive de la teneur en méthane pour les échantillons prélevés dans de telles zones (Chappellaz, 1990; Chappellaz et al., 1997). Il est donc conseillé d'éviter au maximum de choisir des échantillons fissurés pour l'analyse de ce gaz.

Il est bon à noter que concernant l'analyse du méthane, la méthode d'extraction des gaz par fusion-regel utilisée au LGGE (présentée dans le chapitre II, section III.1) extrait avec la

même efficacité l'air piégé sous forme de bulles d'air ou de clathrates sans faire de distinction (Chappellaz, 1990).

II. Datation de l'archive glaciaire

Les phénomènes présentés dans la section précédente impliquent que l'âge de l'air interstitiel est systématiquement plus jeune que celui de la glace qui l'entoure, l'amplitude de ce décalage variant dans le temps en fonction des conditions climatiques de surface.

Au vue de ces observations, il apparaît que l'exploitation optimale des signaux climatiques présents dans les deux phases « gaz » et « glace » des carottes requièrent la construction de chronologies adaptées pour ces deux phases.

Nous passerons ici en revue les techniques de datation disponibles.

1. Datation de la glace

L'estimation de l'âge de la glace de la carotte en fonction de la profondeur peut être obtenue par 5 méthodes distinctes :

- par comptage des couches de glace annuelles
- par calage orbital
- par reconnaissance d'horizons repères préalablement datés
- par calage avec d'autres enregistrements indépendamment datés
- par modélisation physique de l'écoulement de la glace

1.1. Datation absolue par comptage des couches

La datation des carottes de glace par comptage des couches annuelles est une méthode empirique qui consiste à compter les couches de neige/glace saisonnières lorsque celles-ci sont discernables, et d'en déduire un nombre d'années à chaque profondeur.

Cette approche requiert un taux d'accumulation élevé pour que la distinction de telles couches soit possible. Le taux d'amincissement trop important subi dans la partie profonde des forages rend par ailleurs impossible un tel comptage. Les zones géographiques les plus appropriées à l'application de cette méthode sont la calotte groenlandaise, ainsi que certains sites antarctiques côtiers. Elle a aussi été appliquée au forage de Byrd en Antarctique de l'Ouest via des mesures continues de conductivité électrique (Hammer et al., 1997).

En pratique tout proxy montrant des variations saisonnières marquées peut être utilisé à ce profit. C'est par exemple le cas de la conductivité thermique, de l'enregistrement de certaines substances chimiques, ainsi que de la composition isotopique de l'eau. La construction d'une échelle d'âge précise nécessite en générale la combinaison de plusieurs de ces signaux (Rasmussen et al., 2006)

L'erreur sur l'âge associée à cette méthode de datation dépend directement de la subjectivité du comptage des couches par la personne qui l'exerce. Un moyen de la minimiser est de faire effectuer ce travail par différents observateurs indépendamment. La précision optimale pouvant être obtenue est de l'ordre de 1%.

La première chronologie de ce type a été réalisée par (Hammer et al., 1986) pour la carotte de glace forée à Dye 3 au Groenland. A GISP2 un comptage presque systématique des couches a été réalisé jusqu'à 40 ka BP (Alley et al., 1993; Meese et al., 1994). L'erreur associée est de 2% jusqu'à 11.6 ka BP puis augmente jusqu'à 10% vers 40 ka BP.

Récemment la chronologie absolue associée au forage de NorthGRIP a été réalisée par comptage des couches jusqu'à 60 ka BP (Andersen et al., 2006; Rasmussen et al., 2006; Svensson et al., 2006; Vinther et al., 2006). Une approche multi-paramétrique a été utilisée jusqu'à 42 ka BP avec une erreur associée située entre 4 à 7%. Puis la chronologie a été étendue de 18 ka supplémentaires par (Svensson et al., 2008).

Elle montre un très bon accord avec plusieurs enregistrements paléoclimatiques indépendants, comme l'évènement de Laschamp ; l'âge absolu sur cette période ne diffère que de 800 ans avec l'âge correspondant dans la chronologie du spéléothème de Hulu Cave (Wang et al., 2001).

Aujourd'hui la chronologie GICC05 est considérée comme la référence pour les carottes de glace.

1.2. Datation par calage orbital

L'évolution des paramètres orbitaux de la Terre au cours du dernier million d'années sont calculables avec précision (Berger and Loutre, 2004; Laskar et al., 2004). Les variations d'insolation qui en résultent se retrouvent imprimées dans la périodicité de la plupart des enregistrements paléoclimatiques, ce qui permet d'estimer une chronologie pour ces enregistrements par corrélation au pacemaker orbital. L'application de cette méthode de datation est réservée aux enregistrements climatiques étendus sur de longues périodes de temps, comme par exemple les carottes sédimentaires marines ou les grands forages de glace.

La carotte de glace de Vostok a été ainsi datée (Parrenin et al., 2001) par calage sur la chronologie SPECMAC, elle-même obtenue par calage orbital (Martinson et al. 1987).

Néanmoins l'existence d'un déphasage possible entre variations orbitales et variations climatiques doit être prise en compte, sachant que l'importance de ce déphasage a pu fluctuer au cours du temps.

Dans les carottes de glace, les signaux montrant une forte corrélation avec les variations d'insolation sont les suivants :

- La teneur en air
- Le rapport O_2/N_2
- Le rapport isotopique de l'oxygène moléculaire ($\delta^{18}O_{atm}$)

1.2.1. La teneur en air

Les analyses récemment effectuées sur la carotte de glace d'EDC soulignent que la teneur air mesurée dans la glace au cours des dernier 440 ka montre une forte corrélation avec les variations d'insolation locale du site intégrées sur toute la durée de l'été (Raynaud et al., 2007). Les observations sur la carotte de Vostok au cours des derniers 200 ka (Martinerie et al., 1994) et de Dome Fuji au cours des derniers 340 ka (Kawamura, 2004) confirment cette tendance.

L'origine exacte de cette corrélation est encore peu claire. Elle illustre probablement l'influence de l'insolation sur le métamorphisme de la neige de surface et la taille des grains, elle-même affectant la porosité du névé, agissant directement sur le volume d'air pouvant être contenu dans la matrice glaciaire.

Ce proxy présente l'avantage d'être directement affecté par l'insolation locale, ce qui élimine la difficulté d'estimer le déphasage temporel entre les deux signaux.

1.2.2. Le rapport O_2/N_2

Les mesures du rapport O_2/N_2 conduites dans l'air des carottes de Vostok (Bender 2002) et Dome F (Kawamura et al., 2007) ont révélé une forte corrélation avec l'insolation locale estivale au niveau du lieu de dépôt considéré, une insolation plus forte entraînant un appauvrissement plus important du rapport O_2/N_2 . Là encore le phénomène semble lié à l'influence de l'insolation locale sur le métamorphisme de la neige qui se propagerait ensuite dans la colonne de névé et affecterait le fractionnement du rapport O_2/N_2 pendant la fermeture des pores. Le signal semble plus précisément être en phase avec le signal d'insolation du solstice d'été.

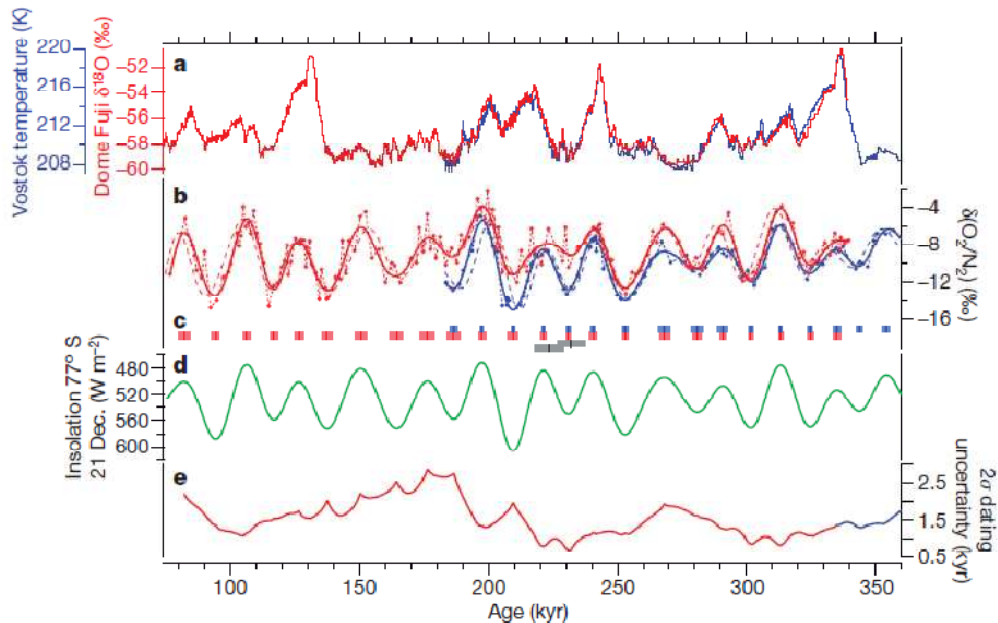


Figure 7: calage orbital des chronologies de Vostok et Dome F : de haut en bas : le profil de température de Dome Fuji (rouge) et Vostok (bleu), le rapport O_2/N_2 de Dome F (rouge) et Vostok (bleu) ; les points de calage entre rapport O_2/N_2 et courbe d'insolation ; la courbe d'insolation au 21 décembre (solstice d'été) à 77°S (Laskar et al., 2004), et l'incertitude à 2σ sur la datation (d'après Kawamura et al. 2007).

1.2.3. Composition isotopique de l'oxygène moléculaire ($\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$)

L'analyse du rapport isotopique de l'oxygène moléculaire contenu dans les bulles d'air des carottes de glace fournit un pacemaker pour l'évaluation des chronologies à grande échelles de temps, car il présente une forte cohérence avec les variations de l'insolation d'été de l'hémisphère Nord dans la bande de précession. Ces observations ont notamment été mises en avant avec la carotte de Vostok pour les quatre derniers cycles climatiques (Petit et al., 1999).

L'origine des variations $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ est liée à la fois aux variations de volume des grandes calottes de glace polaires, ainsi qu'aux fluctuations du cycle hydrologique (Thèse Amaëlle Landais). Les importants volumes de glace présents en périodes froides induisent un enrichissement de la composition isotopique des eaux océaniques. Ces variations sont ensuite transmises à la signature isotopique de l'oxygène atmosphérique via les mécanismes de photosynthèse et de respiration des biosphères marine et terrestre, produisant un fort enrichissement en isotopes lourds de l'oxygène atmosphérique durant les conditions glaciaires de + 1,2 ‰ comparé aux valeurs actuelles.

L'activité de la biosphère est elle-même contrôlée par la modulation des moussons par la précession des équinoxes. Il en résulte un déphasage que l'on estime constant entre variations d'insolation et variations du signal finalement enregistré au sein des glaces polaires. La précision de cet outil pour la datation est donc limitée par la quantification de ce déphasage.

Afin de dériver de cette méthode des chronologies pour les enregistrements glaciaires, il est admis aujourd'hui que le milieu de la pente d'une transition de $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ est synchrone avec le maximum d'insolation correspondant (Petit et al., 1999).

Récemment (Dreyfus et al., 2007) ont montré qu'une incertitude de ± 5.8 ka était associée au calage orbital de ce proxy, ce qui équivaut à la moitié d'un cycle de précession.

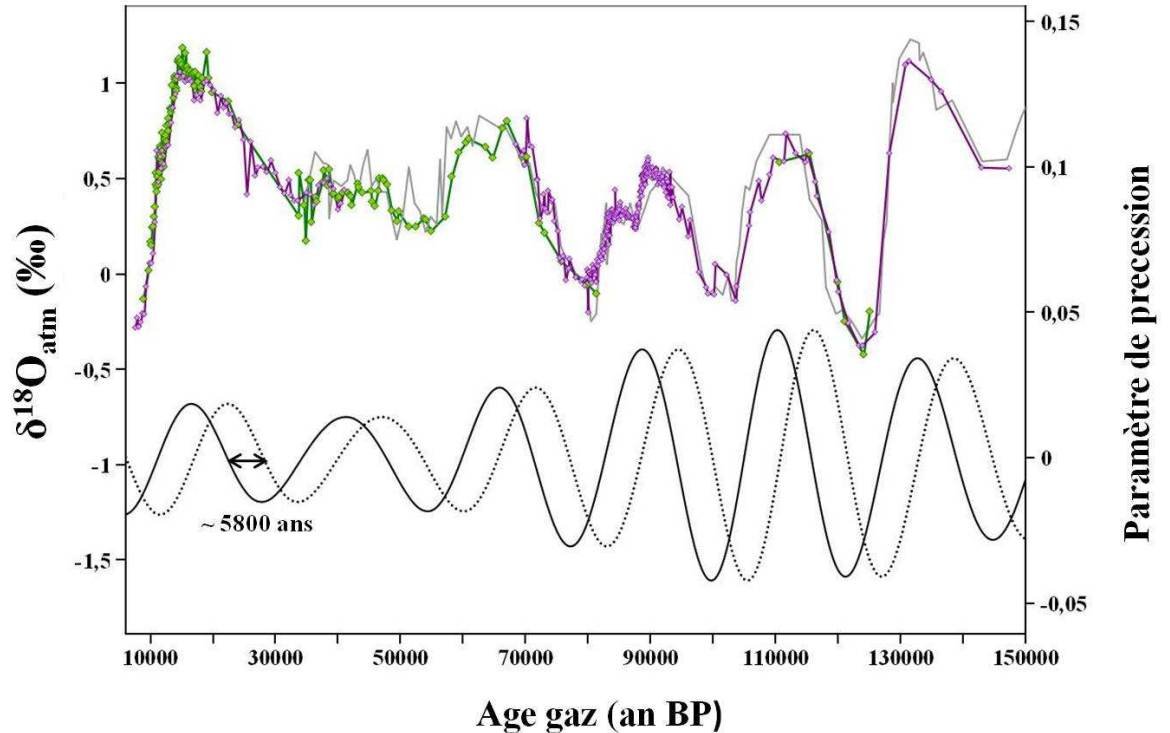


Figure 8: en haut: représentation des profils de $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ à Vostok (gris), EDML (violet) et Talos Dome (vert) durant le dernier cycle climatique en fonction des chronologies EDC3, EDML1 et TALDICE-1. En bas, paramètre de précession de l'insolation estivale à 65°N d'après Laskar et al. 2004 (ligne pointillée), décalée de 5800 ans (ligne pleine) pour permettre la corrélation avec les variations isotopiques.

L'application de cette méthode a récemment permis la réévaluation de la fonction d'amincissement du forage EDC entre les périodes MIS 11 et MIS 20 (Dreyfus et al., 2007).

1.3. Utilisation d'horizons repères

Les dépôts occasionnels de traceurs atmosphériques apportés au cours d'évènements climatiques particuliers créent à la surface des calottes des couches bien repérables qui, si elles peuvent être datées indépendamment, fournissent des contraintes intéressantes à la datation du forage.

Actuellement ces horizons sont issus de 3 types d'évènements majeurs:

- ❖ *Des évènements radioactifs*, issus des essais nucléaires réalisés entre 1950 et 1966: on en dénote actuellement trois : utiles pour dater les périodes très récentes (dernières décennies) (Jouzel et al., 1979).
- ❖ *Des éruptions volcaniques*, déposant des teneurs élevées de sulfate, voire de cendres dans la glace. Pour les périodes les plus récentes, les éruptions peuvent être datées directement par témoignage historique. Pour les périodes plus anciennes, la signature de l'éruption dans la glace doit être corrélée avec l'éventuelle couche de lave correspondante au niveau du volcan, et cette dernière datée de manière absolue par une méthode radiochronologique, telle que la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ par exemple. Les

âges ainsi déterminés sont généralement d'une grande précision. Cette méthode a ainsi été appliquée à l'éruption du Mt Berlin datée à 92 ± 0.9 ka (Narcisi et al., 2005), et identifiée dans la carotte EDC.

Des couches de cendres datant de plusieurs centaines de milliers d'années ont été datées pour la première fois de manière absolue dans du matériel extrait directement des calottes polaires : la zone de glace bleue située au pied du Mont Moulton (Antarctique de l'Ouest) (Dunbar et al., 2008). La proximité du volcan a permis à chaque éruption de laisser un dépôt de cendres extrêmement important sur la glace environnante, ces couches de téphras remontant aujourd'hui en surface suite à l'écoulement de la glace. La quantité de matériel disponible est suffisante pour permettre des datations radiochronologiques directement sur ces échantillons. Huit couches de téphras ont ainsi été datées, la plus ancienne correspondant à un âge de 495.6 ± 9.7 ka (Dunbar et al., 2008).

Le forage de Talos Dome, situé non loin de la province volcanique du Mt Melbourne en Terre de Victoria, est un site également privilégié pour l'enregistrement des couches de cendres (Perchiazzi et al., 2004). Une centaine ont ainsi été mises à jour le long de la carotte (Narcisi et al., 2004). Les couches les plus récentes ont pu être datées par comptage des couches supérieures du forage grâce aux enregistrements de sulfate et nitrate, ainsi que par comparaison aux éruptions majeures déjà recensées. Une de ces couches de téphras a ainsi été datée à 1254 AD et semble provenir d'une éruption majeure du Mt Melbourne (Narcisi et al., 2004).

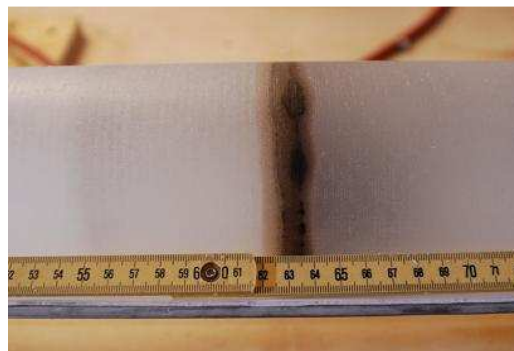


Figure 9: Couche de tephras dans la carotte de glace de Talos Dome (photo: Jérôme Chappellaz)

Cependant les analyses préliminaires effectuées sur les horizons plus profonds suggèrent qu'une seule de ces couches pourrait éventuellement contenir assez de matériel pour une datation radiochronologique (B. Narcisi pers.com).

❖ *Des événements dans les isotopes radiogéniques :*

Le béryllium 10 (^{10}Be) est un isotope cosmogénique produit dans la haute atmosphère, avec une intensité dépendant de la modulation du rayonnement cosmique par le champ magnétique terrestre et l'activité solaire. Les variations importantes survenues dans le passé de ces deux paramètres ont eu pour conséquence l'occurrence de périodes de dépôts massifs de ^{10}Be à la surface terrestre, illustrées aujourd'hui par des pics de concentration visibles dans différentes archives paléoclimatiques, dont les glaces.

Le plus important de ces événements est l'évènement dit de Laschamp. Il a été daté de manière absolue dans les laves volcaniques à 40.7 ka BP (Singer et al., 2009; Yiou et al., 1997), fournissant un points de calage précis pour la construction des chronologies.

Un second pic associé à l'inversion magnétique de Brunhes-Matuyama a été daté à environ 780 ka (Raisbeck et al., 2006), et a permis notamment la validation de la chronologie d'EDC pour le fond du forage.

1.4. Synchronisation avec d'autres enregistrements datés

L'établissement d'une datation absolue des carottes de glace n'étant pas toujours possible, les chronologies sont plus couramment construites par le biais de méthodes dites relatives, qui consistent à corréliser entre eux des enregistrements climatiques supposés être synchrones. Cette approche nécessite que l'un des enregistrements préalablement daté de manière indépendante, serve de référence d'âge.

La glace des carottes peut ainsi être datée par corrélation entre les profils climatiques issus de différents proxies et les variations de température de surface de l'océan obtenues par l'analyse des carottes marines. Une corrélation entre diverses carottes de glace est également possible si l'une d'elles est datée de manière absolue par comptage de couches, comme c'est le cas de la chronologie GICC05 pour le forage NorthGRIP (Svensson et al., 2008). Nous reviendrons cependant plus en détails sur la synchronisation des carottes de glace dans la section 5.1 de ce chapitre.

L'évolution de la composition isotopique de la calcite des spéléothèmes est un proxy particulièrement attractif pour une synchronisation, étant associée à des chronologies absolues très précises (U/Th), et présentant une variabilité climatique rapide à caractère hémisphérique (Genty et al., 2006; Wang et al., 2001). Ainsi la chronologie associée au signal climatique du spéléothème d'Hulu Cave, en Chine (Wang et al., 2001), s'est révélée en excellent accord avec la chronologie de la carotte de GISP2 (Figure 11), et a notamment été utilisée comme source de points de calage lors de la construction de l'échelle d'âge EDC3 (Parrenin et al., 2007a).

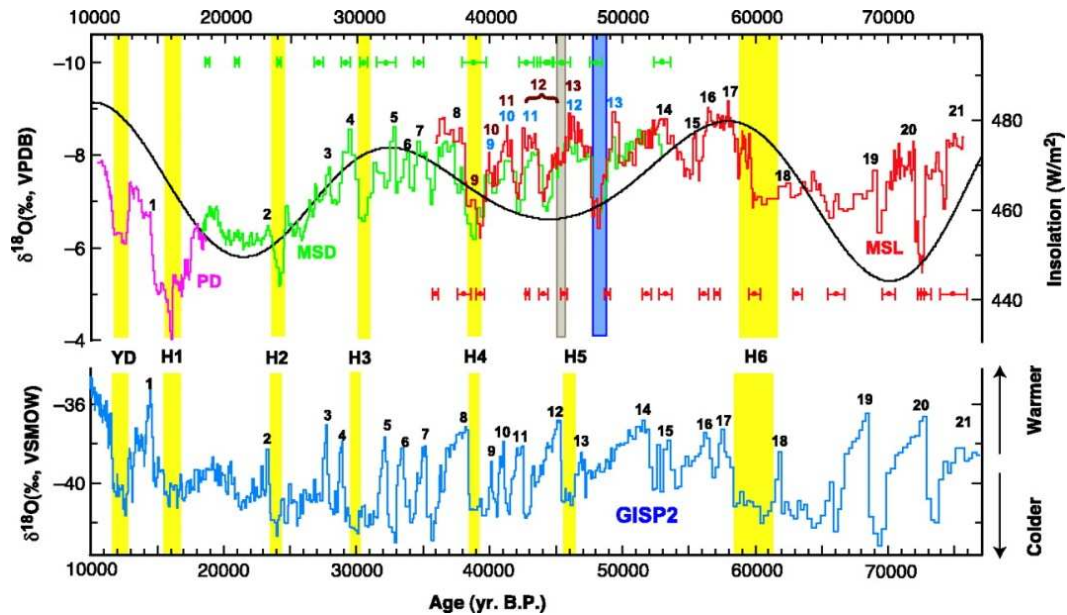


Figure 10: représentation en haut du profil isotopique du spéléothème chinois d'Hulu Cave associé à la courbe d'insolation estivale à 65°N au 21 Juin, et comparé avec l'enregistrement climatique issu de la carotte de glace groenlandaise de GISP2 (en bas). Chacun des proxies est représenté sur sa chronologie propre. (D'après Wang et al. 2001). Les événements de DO et d'Heinrich (H) sont indiqués par des numéros.

Néanmoins une telle corrélation repose sur l'hypothèse que les variations climatiques aient été synchrones dans les spéléothèmes et les carottes de glace, ce qui n'est pas toujours évident au vue des mécanismes complexes de transmission du signal climatique depuis la surface jusque dans les dépôts calcitiques. L'utilisation du spéléothème de Devil's Hole comme contrainte de la chronologie de la carotte de Vostok (Landwehr and Winograd, 2001) a ainsi engendré des incohérences, reflétant probablement le caractère local des variations isotopiques considérées.

1.5. Les modèles glaciologiques

En marge des informations chronologiques directement extraites de l'archive glaciaire, la modélisation de l'écoulement physique de la glace dans la zone des forages offre l'avantage de permettre l'estimation d'échelles d'âge pour la glace des carottes.

De tels modèles requièrent à la fois l'expression des lois mécaniques régissant l'amincissement et l'écoulement de la glace au sein de la calotte, ainsi que l'estimation des variations passées du taux d'accumulation de neige en surface.

L'estimation des conditions aux limites associées aux modèles, telles que les conditions climatiques passées en surface, la topographie du socle, ou encore les propriétés physiques de la glace (conductivité thermique, taille et orientation des cristaux, etc...) reste encore aujourd'hui entachée d'incertitude et représente le facteur limitant de la précision de ces modèles. Un schéma usuel pour ces modèles concerne un modèle cinétique simple, où la géométrie est prescrite au départ et les profils de vitesse imposés (ex : (Parrenin et al., 2007b)).

Les scénarios d'accumulation pour le passé sont déduits de la relation entre accumulation de neige et pression de vapeur saturante à la température de formation des précipitations (Ritz, 1992). Cette dernière est fournie par la composition isotopique de la glace comme nous le décrivons en détails dans le point II.2 de ce chapitre.

Une description détaillée du fonctionnement du modèle d'écoulement utilisé au cours de cette thèse, ainsi que du lien entre accumulation et écoulement de la glace, est présentée dans le chapitre suivant (section IV.1.).

1.6. Datation par méthode inverse

Récemment des méthodes dites inverses ont vu le jour pour l'établissement d'une chronologie, dont le but est de contraindre les paramètres mal connus des modèles glaciologiques par l'utilisation de marqueurs d'âges indépendants issus des observations. Une première méthode inverse a ainsi servi à l'optimisation des chronologies de Vostok (Parrenin et al., 2001), EDC3 et de Dome Fuji (EPICA Community Members, 2004; Parrenin et al., 2007a, 2007b).

Récemment une nouvelle méthode inverse mathématiquement plus sophistiquée et applicable à plusieurs sites simultanément a été développée par (Lemieux-Dudon et al., 2009). Elle a permis d'améliorer les chronologies EDC3 et EDML1 respectivement associées aux sites d'EDC et d'EDML, afin de réduire les incohérences observées par rapport à la chronologie GICC05 durant les derniers 50 000 ans (Lemieux-Dudon et al., 2010; Loulergue et al., 2007). Cette méthode fournit également une estimation statistique de l'intervalle de crédibilité associé aux chronologies, prenant en compte à la fois les incertitudes liées aux marqueurs d'âge, ainsi que les erreurs associées aux limites même du modèle glaciologique.

Nous détaillerons plus longuement cette méthode dans la section IV.3. du chapitre II Méthodologie.

1.7. Conclusion

Si la méthode de datation par comptage des couches annuelles reste la technique optimale pour obtenir une datation absolue et précise des forages glaciaires, elle n'en reste pas moins applicable que dans les cas particuliers de sites à forte accumulation.

L'utilisation d'horizons repères permet une contrainte des chronologies réduite à quelques événements isolés, et concentrées majoritairement sur les périodes les plus récentes.

Les synchronisations des enregistrements climatiques sont une méthode efficace de datation, mais qui peut entraîner des incohérences lors de l'exercice de calage, ainsi que lorsque des déphasages interviennent entre les variations des différents proxies corrélés.

Si la méthode de datation par calage orbitale permet de dater avec des incertitudes estimées à quelques milliers d'années seulement de longs enregistrements climatiques, elle est néanmoins peu adaptée à l'étude de la durée des variations rapides du climat, et sa qualité dépend fortement de la connaissance du déphasage existant entre l'insolation réelle et les

variations observées dans le proxy considéré, et de l'hypothèse que ce déphasage soit resté constant.

Finalement la modélisation de l'écoulement de la glace comme outil de datation est entravée par notre connaissance incomplète des conditions aux limites requises.

Il en résulte que l'utilisation des méthodes inverses, qui combinent à la fois modélisation de l'écoulement et données chronologiques externes, semble à ce jour la meilleure manière d'obtenir une chronologie qui reproduise à la fois la durée des événements climatiques, ainsi qu'un bon accord avec les âges absolus. Le développement de la nouvelle méthode inverse précédemment citée pourrait permettre *in fine* l'obtention d'une échelle d'âge commune et optimale pour la majorité des carottes de glaces, et pourrait idéalement être également appliquée à des enregistrements paléoclimatiques issus d'autres archives.

2. Evaluation de la température passée

Il existe au-dessus du continent antarctique une zone d'inversion de la température d'environ 500 m d'épaisseur, dans laquelle la température augmente à mesure que l'on s'élève en altitude. La circulation atmosphérique consiste alors en une arrivée d'air « chaud » marin en altitude qui s'écoule le long des pentes du continent en se refroidissant radiativement.

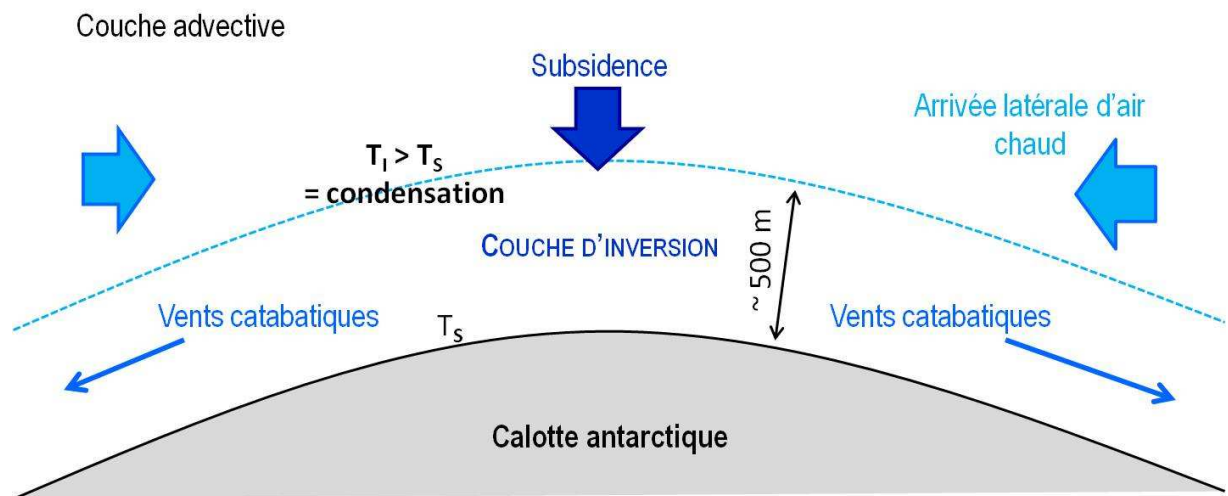


Figure 11: schéma de la circulation atmosphérique au-dessus du continent antarctique: l'air « chaud » arrivant au-dessus de la couche d'inversion subit une subsidence dans la région centrale en se refroidissant, puis s'écoule le long des pentes topographiques sous forme de vents catabatiques (inspiré de la thèse de C. Ritz).

Si le taux d'accumulation dépend principalement de la température où se forment les précipitations, c'est-à-dire au-dessus de la couche d'inversion (T_I), les processus régissant la densification du névé dépendront eux de la température en surface de la calotte (T_S). Il est donc nécessaire de déterminer séparément ces deux températures. Pour illustration, l'écart entre T_I et T_S a ainsi été quantifié à 16°C à Vostok (Ritz, 1992).

2.1. La température d'inversion T_i

Une relation liant T_I à T_S a été développée de manière empirique d'après une série de mesures réalisées sur une large fourchette de sites antarctiques (Connolley, 1996). Cette relation relie directement la température d'inversion annuelle moyenne à son analogue au niveau de la surface de la manière suivante :

$$\begin{aligned} T_I &= 0.63T_S - 2.1 \text{ (si } T_I \text{ et } T_S \text{ en } ^\circ\text{C)} \\ T_I &= 0.63T_S + 99 \text{ (si } T_I \text{ et } T_S \text{ en } ^\circ\text{K)} \end{aligned} \quad (11) \text{ et } (12)$$

2.2. La température de surface de la calotte polaire T_S

Ce que l'on définit comme température de surface dans les modèles de densification correspond en réalité à la température moyenne annuelle mesurée dans les premiers mètres sous la surface (10 à 20 m). Trois méthodes permettent de l'estimer :

- L'analyse des isotopes de l'eau dans la glace, via le concept de thermomètre isotopique
- Les mesures de température directement dans le trou de forage
- L'analyse de la composition isotopique des gaz permanents dans les bulles d'air

2.2.1. Concept du thermomètre isotopique

La composition isotopique des précipitations reflète directement la température atmosphérique au moment de la condensation, le plus souvent considérée comme la température de surface du site (Dansgaard et al., 1993, 1969). Appliqué aux précipitations neigeuses des milieux polaires, ce principe permet une déduction de la température passée d'un site d'après la mesure de la composition isotopique de la neige/glace. Cet outil climatique est appelé thermomètre isotopique.

La molécule d'eau est composée d'un atome d'oxygène et de deux atomes d'hydrogène. Ces éléments possèdent à l'état naturel 5 isotopes. Les changements de phase de l'eau induisent des fractionnements isotopiques qui affectent le rapport isotopique de l'hydrogène D/H et celui de l'oxygène $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. L'eau a ainsi tendance à s'appauvrir en isotopes lourds lors du processus d'évaporation.

Tout nuage subit un premier appauvrissement isotopique lors de l'évaporation initiale au-dessus de l'océan. Cette zone océanique est considérée comme la région source de l'humidité qui précipitera au-dessus du site étudié. Concernant l'Antarctique elle se situe généralement dans les basses latitudes tropicales (Delaygue et al., 2000).

Par la suite le nuage de gouttelettes va continuer à s'appauvrir en isotopes lourds au cours de son transport atmosphérique de part les condensations et précipitations successives qu'il subit lorsqu'il traverse des zones plus froides.

Finalement les précipitations atteignant les hautes latitudes auront une composition isotopique très appauvrie par rapport à la composition de départ ; elle le sera d'autant plus que la région source est éloignée et que le nuage aura passé du temps dans l'atmosphère et rencontré des zones de basse température. Ce processus de distillation, appelé processus de Rayleigh, est à la base de la théorie du thermomètre isotopique (Jouzel, 1986).

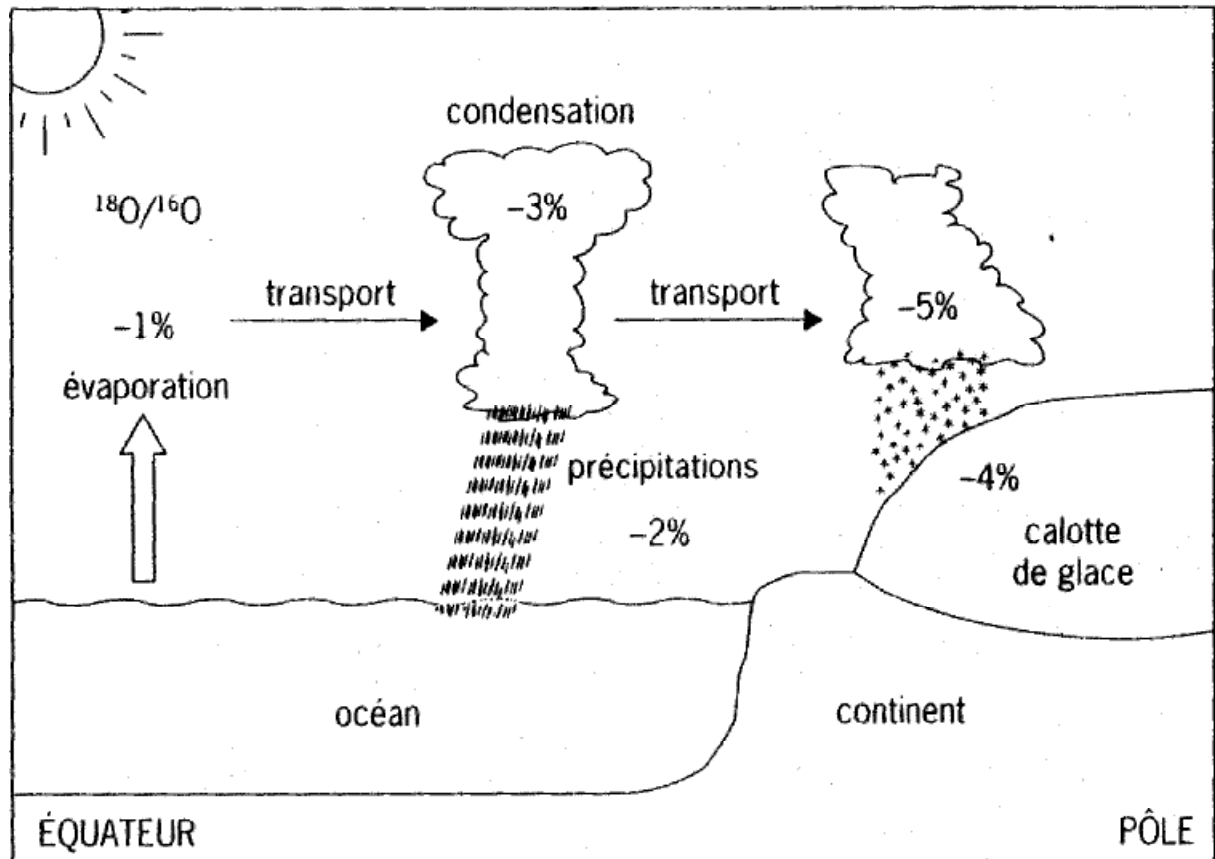


Figure 12: Mécanisme de distillation de Rayleigh affectant la composition isotopique des précipitations. Ici est présenté le cas du rapport isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de l'oxygène moléculaire, d'après Joussaume et al. 1999.

Il en découle une dépendance linéaire entre la composition isotopique de la neige fraîchement tombée en Antarctique et la température de surface au moment de la précipitation (Lorius and Merlivat, 1977). Des résultats similaires ont été observés au Groenland par (Dansgaard et al., 1969). La pente de cette droite de corrélation a été estimée à $6.04\text{‰}/^{\circ}\text{C}$ en Antarctique pour le rapport D/H et $0.67\text{‰}/^{\circ}\text{C}$ au Groenland pour le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (Figure 13).

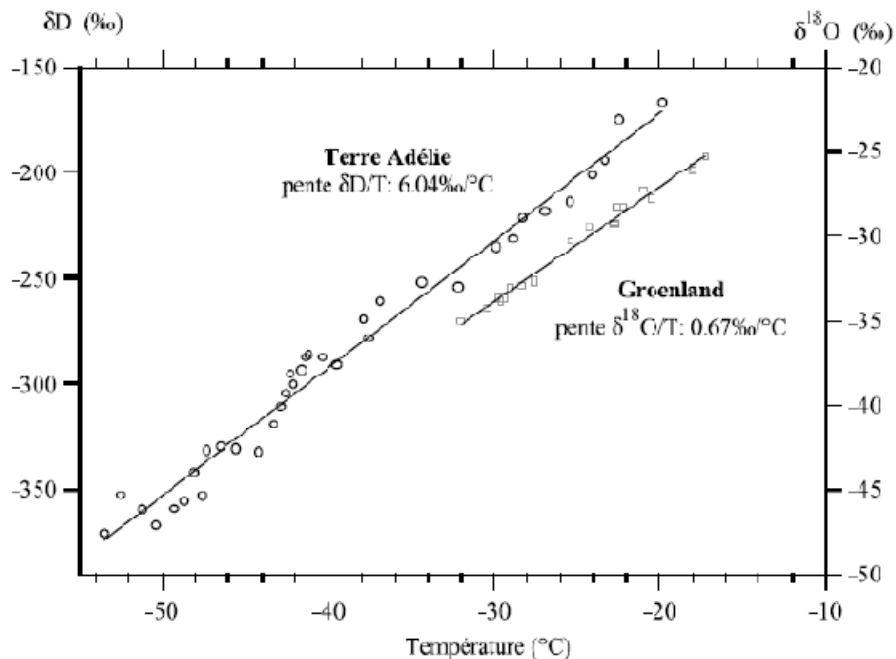


Figure 13: Représentation de la relation linéaire actuelle existant entre composition isotopique de la neige et température de surface, pour les calottes polaires du Groenland et de l'Antarctique (issue de Lorius et Merlivat 1977).

Le principe du thermomètre isotopique a permis de reconstruire l'évolution des températures passées à partir des mesures isotopiques dans la glace des carottes, en admettant que la pente de ces droites n'ait pas varié au cours du temps (relation spatiale équivalent à la relation temporelle).

Des modèles isotopiques simples, dits modèles de Rayleigh, ont prouvé qu'il est assez réaliste de considérer que la relation soit restée constante dans le passé pour les sites situés en Antarctique (Delaygue et al., 2000; Krinner et al., 1997). L'incertitude sur la pente de cette relation en Antarctique pour les périodes glaciaires n'excéderait ainsi pas 10 à 30 % (Krinner et al., 1997)

En revanche des mesures de température avec des outils indépendants dans les forages groenlandais ont mis en avant la présence d'un biais estival chaud de la composition isotopique durant les périodes glaciaires comparé aux valeurs actuelles. Il en résulte une sous-estimation d'un facteur 2 de la pente de la relation linéaire précédemment décrite, induisant une sous-estimation des variations de températures en glaciaire (Cuffey et al., 1995; Jouzel and Koster, 1996).

Les facteurs climatiques susceptibles d'affecter la saisonnalité des précipitations sont par exemple l'étendue de glace de mer, la circulation atmosphérique ou les variations de température océaniques, c'est-à-dire tout mécanisme pouvant influencer sur le fractionnement isotopique et/ou le transport des masses d'air.

Pour chaque site de forage, la pente de la relation précédemment citée est estimée d'après des campagnes d'échantillonnages de la neige de surface autour du site, dans le but d'offrir aux modèles une contrainte optimale. Les études dans la zone de Talos Dome suggèrent une pente variant entre 5.8 et 4.3 ‰/°C pour le rapport D/H (Frezzotti et al., 2004;

Magand et al., 2004). Des mesures similaires associent une pente de 6.04 ‰/°C au site d'EDC pour le rapport D/H (EPICA Community Members, 2004) et de 0,82 ‰/°C au site d'Epica Dronning Maud Land (EDML) pour le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (Oerter, H et al., 2000; Raisbeck and Yiou, 2002). Dans ce manuscrit, nous utiliserons ces données afin d'appliquer la méthode du thermomètre isotopique à la reconstruction des paléotempératures au niveau des trois sites.

L'exploitation des données fournies par l'analyse des isotopes de l'eau comme proxies des variations passées de température requiert la prise en compte additionnelle des fluctuations de la composition isotopique océanique moyenne au cours du temps. On estime que celle-ci était enrichie en isotopes lourds d'environ 1‰ lors du dernier maximum glaciaire, conséquence de l'étendue maximale des calottes glaciaires elles-mêmes très appauvries. L'évolution de la composition isotopique océanique est déduite du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ des foraminifères benthiques présents dans les enregistrements sédimentaires marins (Bintanja et al., 2005). Cette correction a été appliquée à Talos Dome, comme aux autres sites, par synchronisation des échelles d'âges sédimentaires et glaciologiques.

2.2.2. Mesure du profil de température dans le puits de forage

Les variations de température de surface sont propagées et atténuées dans la colonne de glace par des mécanismes de diffusion thermique. Les mesures de température le long des puits de forage permettent alors de reconstruire des scénarios d'évolution de la température de surface, via l'utilisation de modèles de diffusion de la chaleur nécessitant l'estimation du profil de vitesse, ainsi que des conditions basales de la colonne de glace (taux de fusion, flux géothermique) (Cuffey et al., 1992; Johnsen et al., 1995).

L'application de cette méthode aux reconstructions de température du Groenland aux sites de forages de GRIP et GISP2 (Cuffey et al., 1995; Johnsen et al., 1995) a permis de conclure que l'estimation des températures proposée par la méthode du thermomètre isotopique sous-estimait de 10°C l'amplitude des variations de températures survenues entre le DMG et le début de l'Holocène (Cuffey et al., 1995).

Un inconvénient de cette méthode est néanmoins qu'elle ne permet pas de discerner les variations rapides de température en raison du lissage du signal par diffusion dans la glace (Landais et al., 2004). Peu de mesures ont ainsi été effectuées au niveau des sites froids d'Antarctique, notamment en raison du lissage plus important du signal induit par le faible terme d'advection, en lien avec le taux d'accumulation faible (Rommelaere et al., 1997).

2.2.3. Calcul de la température de surface d'après l'analyse de la composition isotopique des gaz permanents

Comme nous l'avons décrit dans la section I.1., la quantification du fractionnement thermique subi par les isotopes des gaz permanents au sein de la colonne diffusive

(notamment l'argon et l'azote) permet de reconstruire les fluctuations de la température en surface du forage.

Les études menées au Groenland ont permis d'une part de vérifier la sous-estimation des variations de température par le thermomètre isotopique en période glaciaire (Severinghaus and Brook, 1999), ainsi que de quantifier l'amplitude des variations thermiques durant les événements rapides de Dansgaard-Oeschger (Huber et al., 2006; Severinghaus et al., 1998). Il apparaît alors que ces amplitudes peuvent atteindre jusqu'à 16°C en quelques décennies (Landais et al., 2004).

En Antarctique de telles reconstructions sont moins évidentes étant donné le caractère plus lissé et graduel des variations de températures à l'échelle millénaire (Blunier and Brook, 2001).

3. Evaluation de l'accumulation passée

Les variations passées du taux d'accumulation en un site sont, avec les variations de température de surface, le paramètre clef régissant les processus de densification du névé, de piégeage des gaz, ainsi que les conditions d'écoulement de la glace.

Malheureusement leur reconstruction fidèle demeure très incertaine, dépendant à la fois de la température du site, de la circulation atmosphérique, de la topographie locale, ainsi que des conditions de vent qui vont déterminer l'intensité de la redistribution de la neige.

Les conditions passées d'accumulation en un site sont classiquement déduites de la relation empirique actuellement observée entre température et précipitations, mais peuvent aussi parallèlement être confirmées par l'exploitation de profils radar ou l'utilisation de traceurs présents dans la glace, comme nous allons le décrire maintenant.

3.1. Modélisation du taux d'accumulation en fonction de la température

Etant donné la faible température régnant sur les pôles, le taux de précipitation est essentiellement gouverné par la pression de vapeur saturante, qui correspond à la condensation de la vapeur d'eau en excès lors du refroidissement des masses d'air. Il est donc directement dépendant de la température de condensation. En Antarctique la condensation n'a pas lieu exactement à la surface, mais au-dessus d'une couche d'inversion s'étendant jusqu'à environ 500 m d'altitude.

Le taux d'accumulation en un site peut alors être déduit de l'équation suivante (Ritz, 1992):

$$A = A^0 \frac{f(T_I)}{f(T_I^0)} [1 + \beta(T_I - T_I^0)] \quad (13)$$

Avec A l'accumulation déduite de la température d'inversion T_I , A^0 l'accumulation de référence déduite de la température T_I^0 (en général correspondant aux conditions actuelles du

site) et β un paramètre constant qui prend en compte les phénomènes non liés à la pression de vapeur saturante. La fonction $f(T_I)$ est exprimée par :

$$f(T_I) = \frac{d}{dT} \left(\frac{P_s(T)}{T} \right) \quad (14)$$

Avec $P_s(T)$ la pression de vapeur saturante en fonction de la température.

La détermination de la température d'inversion passée est indépendamment extraite des mesures de la composition isotopique de la glace comme expliqué précédemment.

3.2. Détermination de l'accumulation par profils radars

L'utilisation d'un radar-neige permet de distinguer des horizons de réflexion de l'onde émise, correspondant à des couches isochrones de densité différente, ou dont le contenu en poussières est variable, ou encore qui présente un contraste dans la fabrique des cristaux de glace (Fujita and Mae, 1994). Si ces horizons sont indépendamment datés, et si le profil de densité est connu, il est alors possible d'en déduire un taux d'accumulation (Eisen et al., 2005; Richardson et al., 1997).

3.3. Utilisation de traceurs

Une dernière méthode consiste à identifier dans la composition de la glace un composé, dont le flux de dépôt à la surface glaciaire peut être considéré constant sur l'échelle d'âge considérée. Sa concentration dans la glace reflétera alors directement la dilution engendrée par l'accumulation de neige, qui pourra être calculée de la manière suivante :

$$\text{Accumulation de neige} = \text{flux de X en surface} / \text{concentration de X dans la glace}$$

Les deux types de composés identifiés comme remplissant ces exigences sont d'une part les isotopes cosmogéniques, et d'autre part certains composés chimiques.

3.3.1. Les isotopes cosmogéniques : outils pour l'estimation du taux d'accumulation de neige sur les calottes polaires

Le ^{10}Be ainsi que le ^{36}Cl sont des composés cosmogéniques directement produits dans la haute atmosphère par action du rayonnement cosmique sur les moléculaires d'air. Leur dépôt sur les surfaces glaciaires se produit soit par dépôt sec, soit par dépôt humide lors des précipitations. Le premier terme dépend uniquement du taux de production de l'isotope dans l'atmosphère alors que le second reflète également le taux de précipitation locale. Pour les sites antarctiques à faible taux d'accumulation, le processus de dépôt sec est supposé constant et majoritaire (Raisbeck and Yiou, 1985), et les variations du taux d'accumulation sont directement déduites de l'inverse de la concentration mesurée dans la glace.

Une telle méthode a notamment été appliquée aux sites de GRIP (Finkel and Nishiizumi, 1997), Vostok (Raisbeck et al., 1987) et Taylor Dome (Steig et al., 1998). Cependant les

incertitudes liées au taux de production des isotopes dans la haute atmosphère, ainsi qu'à l'importance respective des dépôts secs et humides limitent aujourd'hui l'efficacité de ces traceurs à reconstruire fidèlement l'évolution de l'accumulation au cours du temps.

Nous avons néanmoins effectué au cours de cette thèse une application directe de cette méthode, en utilisant les analyses préliminaires de ^{10}Be à Talos Dome durant la période de la dernière déglaciation (M. Baroni pers.com). Ces données nous permettent de vérifier de manière indépendante la robustesse de la reconstruction du taux d'accumulation obtenue avec les modèles glaciologiques. Les détails de cet exercice sont présentés dans le chapitre III. Section IV.

3.3.2. Les traceurs chimiques

Certaines espèces chimiques présentent également un flux constant en surface des calottes polaires et pourraient donc être utilisées de la même manière que les isotopes cosmogéniques.

Cependant la majorité de ces composés (nitrate, chlore, l'acide méthane-sulfonique MSA) sont réémis par le manteau neigeux des sites à faible accumulation, rendant leur analyse inexploitable pour une telle application.

Le seul composé connu à ce jour pouvant présenter les conditions nécessaires est le sulfate non-marin (nss SO_4^{2-}). Le sulfate déposé à la surface des calottes polaires provient à la fois des embruns marins et de sources non-marines, telles que les émissions volcaniques ou les sources biogéniques (bactéries marines) de sulfure de diméthyle (DMS). Cette dernière source semble présenter un flux constant (associé à une erreur de 20%) tout le long du profil de la carotte d'EDC (Wolff et al., 2006). Des mesures additionnelles récentes sont venues confirmer cette tendance (Kaufmann et al., 2010), mais il serait fortement conseillé d'étendre ces analyses à d'autres sites afin de confirmer l'efficacité de ce proxy.

3.3.3. Conclusion

La reconstruction des scénarios d'évolution passée du taux d'accumulation et de la température de surface requis par les modèles de densification est formulée à partir de la composition isotopique de la glace via les deux expressions simplifiées suivantes (Parrenin et al., 2004):

$$A=A^0 \exp(\beta\Delta\delta D_{\text{smo}}) \quad (15)$$

$$T=T^0 + \alpha\Delta\delta D_{\text{corr}} \quad (16)$$

Où A^0 et T^0 sont respectivement l'accumulation et la température de surface actuelles. δD_{corr} est une déviation de la valeur actuelle de la composition isotopique de la glace, corrigée des variations isotopiques et de la température au niveau de la zone d'origine des masse d'air (Vimeux et al., 2002); (Parrenin et al., 2007a). δD_{smo} est une version lissée à 50 ans de δD_{corr} qui a pour but d'éliminer le bruit non-relatif aux variations d'accumulation.

Le paramètre α , pente actuelle du thermomètre isotopique au site considéré, est généralement estimé grâce à des mesures sur le terrain.

Le paramètre β influence l'amplitude des changements d'accumulation entre périodes glaciaires et interglaciaires.

Une fois les conditions de température et d'accumulation en surface déterminées et l'âge de la glace connu, le calcul de l'âge de l'air au niveau de la zone de piégeage devient possible.

4. Une chronologie pour l'air contenu dans les carottes de glace : enjeux des modèles de densification

4.1. Généralités

Afin de reconstruire l'histoire climatique d'un site à partir des proxies présents dans les phases gaz et glace de la carotte, il est nécessaire d'élaborer des échelles d'âge spécifiques à chacune de ces phases.

Nous avons listé précédemment les techniques disponibles pour la datation de la matrice glaciaire. La seconde étape consiste donc à estimer avec le plus de précision possible la différence d'âge enregistrée entre l'air contenu dans les bulles et la matrice de glace dans laquelle elles sont incluses (Δ age), pour chaque période considérée. Cette différence d'âge dépend des conditions de piégeage des gaz et de densification du névé, elles-mêmes gouvernées par les conditions de température et d'accumulation en surface. Elle peut atteindre plusieurs milliers d'années en Antarctique, où le taux d'accumulation de surface est très faible, et les processus de densification très lents (Vostok : 2800 ans (Arnaud et al., 2000), EDC : 2200 ans (Parrenin et al., 2007a)).

L'amplitude du Δ age dépend du temps de transport des gaz dans le névé, depuis la surface jusqu'à la zone de piégeage, ainsi que des conditions de piégeage au niveau de la zone non-diffusive. Son calcul nécessitera donc de connaître :

- **L'âge du gaz atteignant la zone de close-off** : en effet chaque gaz-trace sera transporté de manière spécifique au sein du névé, en fonction de son coefficient de diffusion moléculaire et de la porosité du névé (Schwander et al., 1989). La distribution d'âge finale du gaz au moment de la fermeture des pores peut être connue par des analyses de l'air directement pompé dans le névé, ainsi que par l'utilisation d'un modèle de diffusion des gaz (Arnaud et al., 2000; Landais et al., 2004). Généralement il faut quelques décennies à l'air atmosphérique pour atteindre le fond de la colonne du névé (Schwander et al., 1993).
- **La densité au niveau de la profondeur de fermeture des pores** : Cette variable peut être définie également à partir des mesures de porosité en bas du névé, ou plus précisément comme une estimation du rapport porosité fermée/porosité totale (Schwander et al., 1993), ou encore de la teneur en air (Martinerie et al., 1994). Le

travail de (Goujon et al., 2003) sur le site de Vostok effectué à partir des mesures de teneur en air et de modélisation a permis un calcul empirique du pourcentage de porosité fermée au niveau de la zone non-diffusive. Ils suggèrent que celle-ci est comprise entre 21 et 37% de porosité fermée.

- **La profondeur de fermeture des pores** : aussi appelée la Lock-In-Depth (LID), elle se situe au-dessus de la COD. Son estimation résulte des modèles de densification, ainsi que des mesures de la composition isotopique des gaz permanents, comme nous l'avons expliqué précédemment.

4.2. Les modèles de densification

Les modèles de densification ont été développés dans le but de calculer l'âge du gaz lors de son piégeage, et d'estimer le profil de densité dans le névé, pour l'actuel comme pour les temps passés.

Un premier modèle empirique de densification du névé a été développé par (Herron and Langway, 1980) en se basant sur des études empiriques de déformation de la glace. Il a ensuite été amélioré par (Pimienta and Duval, 1987) avec la prise en compte du rôle de la pression dans les formulations physiques, puis appliqué aux conditions climatiques passées à Vostok par (Barnola et al., 1991). Par la suite (Schwander et al., 1997) ont incorporé le transfert de chaleur, c'est à dire la diffusion et l'advection de la température au sein du névé. Ce modèle a été utilisé dans les récents travaux de (Blunier et al., 2007) de synchronisation des carottes de glace.

En parallèle, une autre approche a été développée par (Arnaud et al., 2000) pour la modélisation des processus de densification, dont l'avantage est de traiter séparément les différents stades de densification mécanique de la neige, de déformation du névé, puis de la glace. Le transfert de chaleur a également été incorporé à ce modèle par (Goujon et al., 2003) quelques années plus tard.

Dans le travail de datation que nous allons effectuer sur la carotte de Talos Dome, le modèle d'écoulement utilisé pour le calcul de l'âge de la glace (Parrenin et al., 2007b) sera couplé avec le modèle de densification développé par (Arnaud et al., 2000) afin d'estimer une chronologie pour l'air contenu dans la carottes.

Dans un second temps la version du modèle améliorée par (Goujon et al., 2003) sera exploitée de façon indépendante, avec pour objectif de contrôler *a posteriori* la chronologie produite.

Les deux versions du modèle de densification ainsi utilisées seront décrites en détail dans le chapitre II section IV.2.

5. La synchronisation des carottes de glace

La construction de datations relatives par corrélation avec un enregistrement climatique indépendamment daté est une méthode classiquement appliquée lors de l'élaboration des chronologies des carottes de glace.

La synchronisation de deux carottes est réalisée par corrélation d'enregistrements climatiques concomitants. Les outils de corrélation aujourd'hui utilisés à cette fin dans les forages glaciaires peuvent être enregistrés à la fois dans les phases glace et gaz de la carotte.

5.1. Enregistrements climatiques extraits de la matrice glace

5.1.1. Les isotopes de l'eau comme outil de datation

Les analyses isotopiques réalisées en différents sites des calottes glaciaires groenlandaise et antarctique ont révélé que l'évolution des isotopes de l'eau montrait une tendance relativement uniforme au sein d'une même calotte, fournissant un outil efficace pour la synchronisation de carottes forées au niveau d'un même pôle (Grootes et al., 1993; Johnsen et al., 2001).

Les investigations menées en Antarctique, et notamment au sein du plateau Est-Antarctique, ont ainsi permis d'observer une certaine uniformité des caractéristiques de l'évolution climatique lors de la dernière déglaciation (Jouzel et al., 2001), ainsi que lors des événements rapides de la dernière période glaciaire (EPICA Community Members, 2006; Jouzel et al., 2001; Masson et al., 2000).

Cependant à plus petite échelle de temps, des effets glaciologiques locaux, tels que les variations d'altitude de la calotte en certains sites (Anderson et al., 2002), les changements de l'origine de l'écoulement de la glace comme dans le cas de Vostok et EDML, ou encore des modifications dans l'origine des masses d'air (Stenni et al., 2004), engendrent des spécificités locales dans les profils isotopiques qui réduisent leur efficacité pour la synchronisation des carottes.

C'est par exemple le cas de l'enregistrement de la transition de l'évènement MIS5d-5c qui montre des tendances disparates entre Vostok, EDC et Dome F.

Plus spécifiquement dans le cadre de cette thèse la synchronisation des profils isotopiques de Talos Dome et EDC a été réalisé sur la chronologie EDC3, dans le dessein d'obtenir des points de calage le long de la partie profonde du forage. Ce travail sera détaillé dans le chapitre III.

5.1.2. Synchronisation des profils de concentration en poussières

Les poussières atmosphériques déposées en surface des calottes polaires sont majoritairement apportées par des masses d'air provenant de plus basses latitudes, comme la Patagonie pour les poussières retrouvées en Antarctique (Basile et al., 1997; Delmonte et al., 2010, 2003) et l'Est de l'Asie dont le désert de Gobi pour les poussières atteignant le Groenland (Bory et al., 2002). L'origine des poussières étant spécifique à l'hémisphère

considéré, ce proxy sera approprié pour la synchronisation de carottes de glace situées sur une même calotte.

Des corrélations stratigraphiques entre les carottes de Vostok et EDC via les enregistrements des poussières ont ainsi été conduites par (Delmonte et al., 2004)).

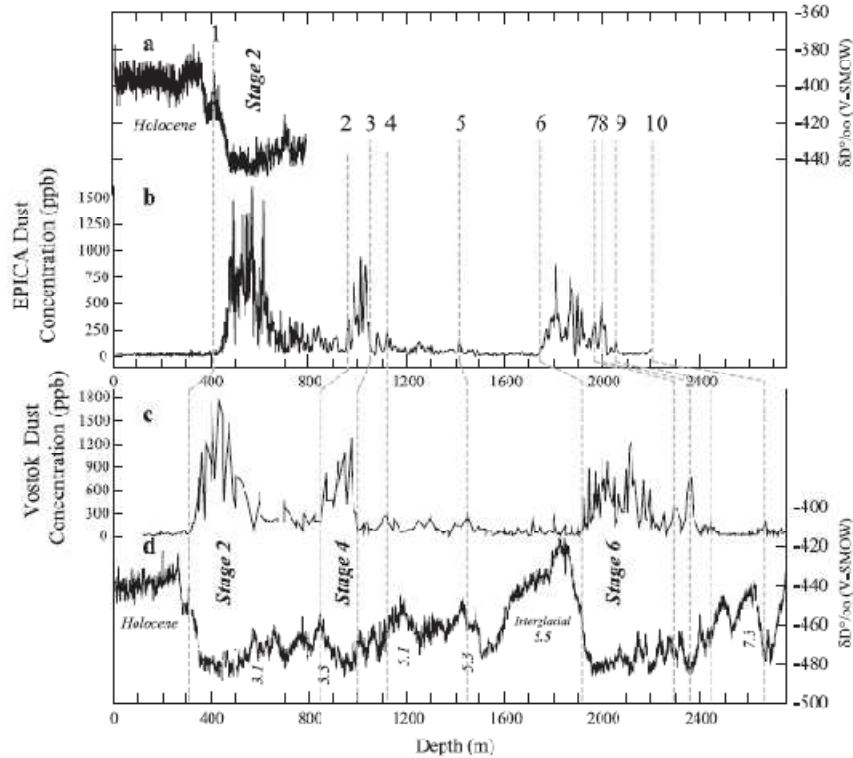


Figure 14: synchronisation des profils de poussières de EDC (en haut) et Vostok (en bas) durant les trois derniers cycles climatiques glaciaire/interglaciaire (Delmonte et al. 2004).

Nous avons comparé au cours notre étude le taux de poussières enregistré à Talos Dome durant la dernière déglaciation, à celui mesuré au site d'EDC, dans le but de contrôler *a posteriori* la chronologie TALDICE-1 produite sur cet intervalle de temps. Nous avons ainsi défini comme point de contrôle le minimum de poussières enregistré en Antarctique lors du passage de conditions glaciaires à interglaciaires (Delmonte et al., 2002). Nous reviendrons sur les détails de cet exercice lors de la présentation de la construction de l'échelle d'âge TALDICE-1 dans le chapitre III.

5.1.3. Le pic du ^{10}Be durant l'évènement de Laschamp

Durant l'excursion dite de Laschamp, une diminution de l'intensité du champ magnétique terrestre a permis l'augmentation du taux de production des isotopes cosmogéniques dans la haute atmosphère (Robinson et al., 1995).

Il en résulte un pic de concentration de ^{10}Be visualisable dans plusieurs enregistrements paléoclimatiques du globe vers 40.7 ka BP (Singer et al., 2009), et synchrone dans l'hémisphère nord avec l'évènement de Dansgaard-Oeschger n°10.

La forme caractéristique en double pic de cet évènement a été mise en évidence dans plusieurs carottes de glace, comme EDC (Raisbeck et al., 2007), Vostok (Petit et al., 1999), GRIP (Yiou et al., 1997), ou encore GISP2 (Finkel and Nishiizumi, 1997).

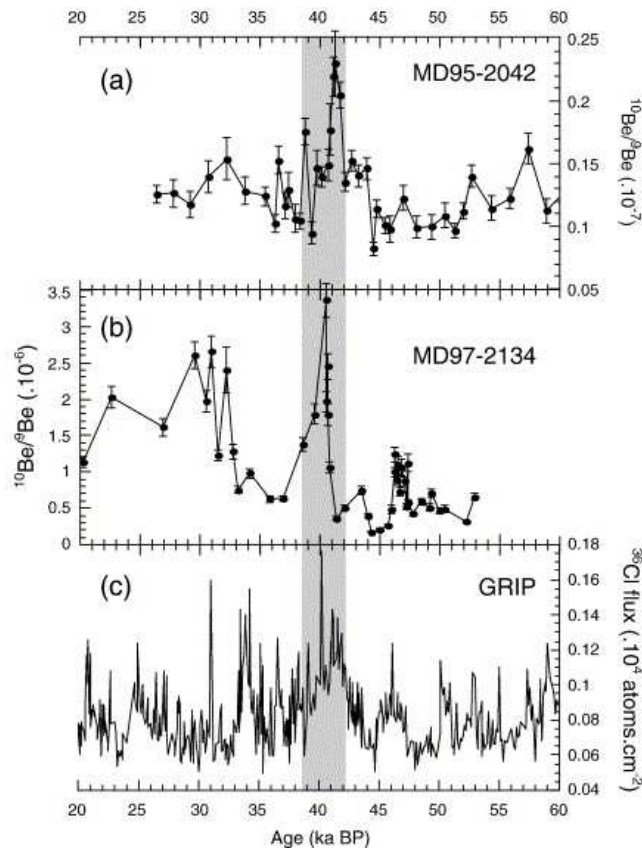


Figure 15: (a) Comparaison du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de la carotte sédimentaire portugaise MD95-2042 (Carcaillet et al., 2004), (b) rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de la carotte pacifique MD97-2134 (Leduc et al., 2006), et (c) flux de ^{36}Cl flux dans la carotte de glace de GRIP (Wagner et al., 2000) sur leurs échelles respectives de concentration. La zone grise correspond à l'intervalle de temps 40.4 ± 2.0 ka BP (Guillou et al., 2004) (d'après (Leduc et al., 2006)).

Cet évènement offre un point de contrôle précieux pour la corrélation des carottes de glaces issues des deux hémisphères, permettant en parallèle de fournir un âge absolu à la profondeur correspondante. L'utilisation de cet évènement comme marqueur stratigraphique a notamment été d'une grande aide pour la corrélation des carottes de EDC et EDML et lors de l'évaluation du Δ age des deux sites (Loulergue et al., 2007).

Il en est de même pour l'évènement associé à l'inversion magnétique de Brunhes–Matuyama révélée dans l'enregistrement de ^{10}Be d'EDC et daté à 780 ka (Raisbeck et al., 2006).

5.1.4. La composition chimique de la glace

Les techniques d'analyse chimique en flux continu (CFA), ainsi que la chromatographie ionique semi-continue (FIC) ont permis d'obtenir des profils à haute

résolution des composés chimiques présents dans la glace des carottes sous forme ionique, tels que les ions Ca^{2+} , Na^+ , SO_4^{2-} , NO_3^- , et NH_4^+ .

Les carottes de glace d'EDML et EDC ont ainsi pu être corrélées en admettant que les fluctuations chimiques observées étaient concordantes dans les deux carottes (EPICA Community Members, 2006; Ruth et al., 2007).

5.1.5. Corrélation via les couches de cendres ou dépôt de sulfate volcanique

Les couches de cendres ou de téphras et les fortes concentrations en sulfate produites par des éruptions volcaniques majeures peuvent couvrir toute la surface d'une calotte polaire, ou même l'ensemble du globe si l'intensité des éruptions permet au dioxyde de soufre d'atteindre la stratosphère. C'est un outil de corrélation stratigraphique supplémentaire.

Ainsi les forages d'EDC, Vostok et Dome Fuji ont pu être corrélés sur 200 ka via l'identification de tels horizons par les analyses chimiques et morphologiques des téphras (Narcisi et al., 2005).

Les pics volcaniques de sulfate ont servi à la datation croisée des carottes forées en Antarctique de l'Est, pour la période de l'Holocène (Castellano et al., 2005), puis durant la dernière période glaciaire (Severi et al., 2007).

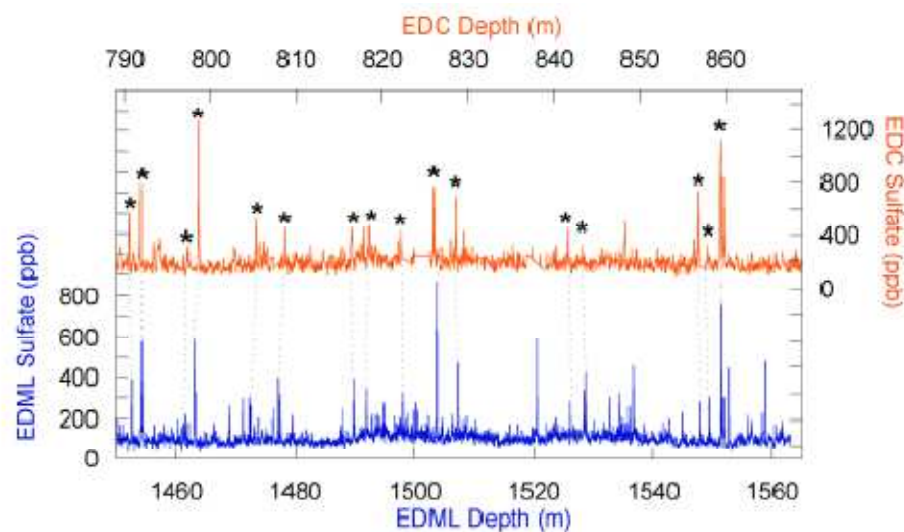


Figure 16: Synchronisation des pics de sulfate mesurés dans les carottes de glace d'EDML (en bleu) et EDC (en rouge) (d'après Severi et al. 2007) entre 45 and 52 ka BP.

Cette méthode a également été appliquée à la datation de la carotte de Talos Dome durant la dernière déglaciation, via la corrélation de trois pics de sulfate avec leurs homologues dans la carotte d'EDC (Chapitre III Section).

5.2. L'enregistrement des gaz comme outil de synchronisation des carottes de glace

La synchronisation interhémisphérique des carottes de glace peut être effectuée de manière quasi-continue grâce à la corrélation des enregistrements des gaz extraits des bulles d'air. Il est nécessaire dans ce cas que les gaz considérés aient un temps de résidence

atmosphérique supérieur au temps de mélange interhémisphérique, et que leur concentration varie de concert avec les variations climatiques terrestres.

Quatre gaz sont actuellement mesurés et utilisés comme tel dans les carottes de glace : le méthane (CH_4), le protoxyde d'azote (N_2O), le dioxyde de carbone (CO_2) ainsi que le rapport isotopique de l'oxygène moléculaire ($\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$).

Cette section est dédiée à l'utilisation de ces gaz comme outil de corrélation. Nous insisterons particulièrement sur les caractéristiques du CH_4 et du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ qui sont les deux signaux gazeux préférentiellement utilisés dans cette problématique, et que nous avons par ailleurs mesurés et exploités au cours de la construction de la chronologie TALDICE-1.

5.2.1. Synchronisation des carottes de glace via les enregistrements du méthane

❖ Généralités sur les sources de fluctuation de la concentration atmosphérique en méthane

Le méthane est un gaz à effet de serre contribuant aujourd'hui pour 30% au forçage radiatif additionnel dû aux activités humaines depuis 1850 (4^{ème} rapport du GIEC, 2007).

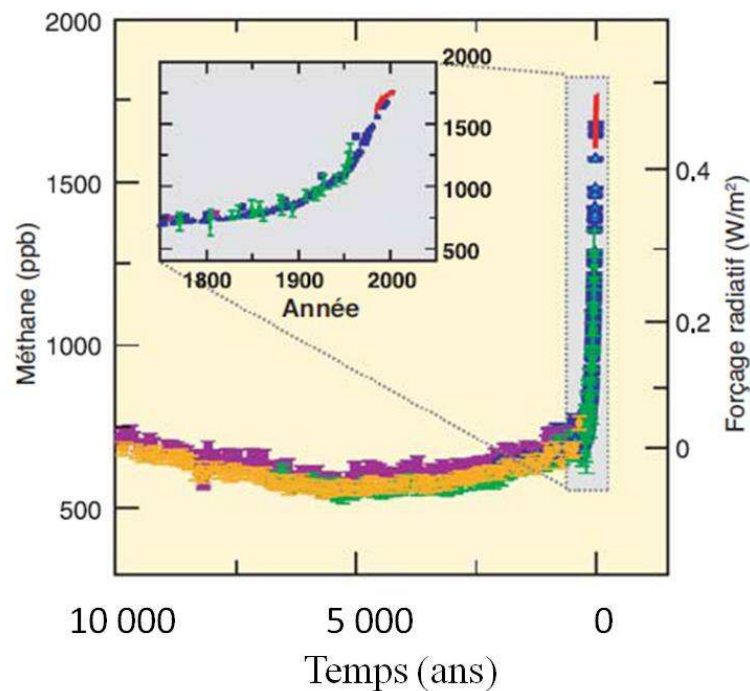


Figure 17: Evolution du rapport de mélange du méthane et du forçage radiatif associé au cours des 10 000 dernières années (d'après le rapport IPCC du GIEC de 2007)

A l'état naturel et au cours du Pléistocène, son rapport de mélange dans l'atmosphère varie de concert avec les variations de température telles que décrites à partir des isotopes de l'eau dans la glace antarctique (Chappellaz et al., 1990 ; Petit et al., 1999 ; Spahni et al., 2005 ; Loulergue et al., 2008). Les mesures de méthane produites à haute résolution temporelle à partir des carottes de glace du Groenland ont mis en avant la synchronicité à l'échelle décennale à séculaire entre les variations de température à la surface de la calotte

groenlandaise et celles du méthane (Chappellaz et al., 1993 ; Brook et al., 1996 ; Blunier et al., 2007). En revanche, les amplitudes de variations de ces deux paramètres ne sont pas toujours corrélées, comme en témoigne notamment les relativement faibles variations du méthane concomitantes aux événements Dansgaard/Oeschger n° 19 et 20 durant le stade isotopique marin n°4 (Brook et al., 1996).

Les sources naturelles principales du méthane dans l'atmosphère sont des sources biogéniques, présentes dans les zones humides (marécages), que l'on rencontre principalement au niveau des tropiques et dans les régions boréales (Lachniet, 2009; Lelieveld et al., 1998). La décomposition de la matière organique dans ces zones saturées en eau induit un dégazage de méthane dans l'atmosphère.

Le rapport étroit observé lors des variations à échelle millénaire entre concentration atmosphérique en méthane et variations de température globale est actuellement expliqué par deux phénomènes géographiquement distincts :

- l'intensification du cycle hydrologique au niveau des tropiques lors d'une augmentation globale des températures : elle induit une extension des zones humides propices à la production du méthane (Duplessy et al., 1992).
- la fonte des glaces en zone boréale associée à un tel réchauffement : elle met à jour de nouvelles zones marécageuses et de lacs thermokarstiques, où les importants dégazages contribuent à entre 33 et 87 % de l'émission de méthane aux niveau des hautes latitudes (Dällenbach et al., 2000; Walter et al., 2007).

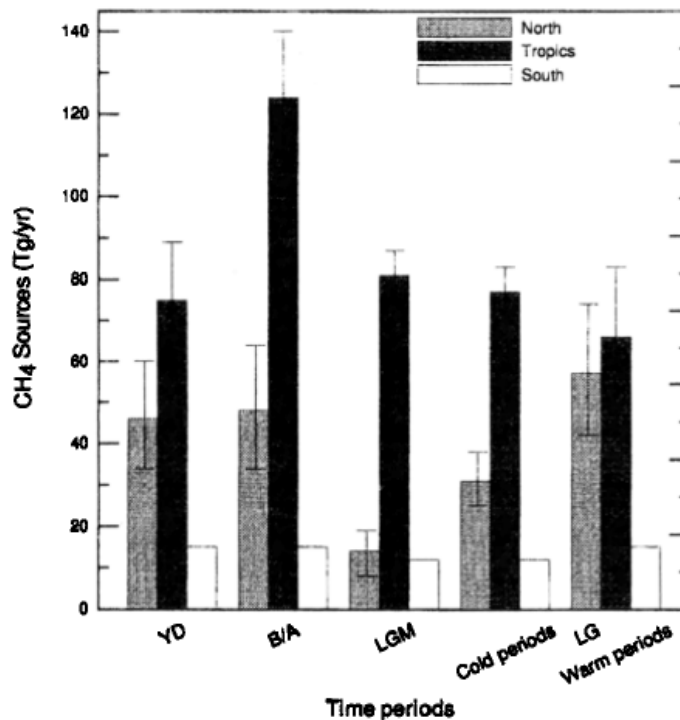


Figure 18: contribution des sources tropicales et boréales à la teneur en méthane atmosphérique entre périodes glaciaires et interglaciaires (d'après Dällenbach et al. 2000).

Les mesures réalisées dans les carottes de glace, couplées à l'utilisation de modèles de chimie atmosphérique, ont mis en avant une variation de la contribution de chacune de ces sources au cours des différentes périodes climatiques (Figure 17) (Dällenbach et al., 2000).

❖ Le méthane comme outil de datation

Le temps de vie du méthane dans l'atmosphère est d'environ 10 ans (IPCC, 2001), soit significativement supérieur au temps de mélange interhémisphérique (≈ 1 an). Cette propriété lui confère l'avantage de présenter un rapport de mélange quasi homogène dans l'atmosphère terrestre globale à un instant donné. En d'autres termes, les variations de méthane sont enregistrées simultanément (à un an près) dans les deux hémisphères.

Cette hypothèse a été validée par l'observation de profils de méthane montrant des variations similaires et en phase entre carottes glaces issues des deux calottes polaires (Blunier et al., 2007; Chappellaz et al., 1990; EPICA Community Members, 2006).

La localisation préférentielle des sources de méthane dans l'hémisphère Nord provoque cependant une légère différence de concentration dans l'atmosphère des deux pôles, des valeurs plus basses étant systématiquement enregistrées au niveau de l'hémisphère Sud (Dällenbach et al., 2000). Le gradient interpolaire ainsi défini a été quantifié à environ 8% de la teneur en méthane (Chappellaz et al., 1997). Ce gradient devient nul lors du DMG (Dällenbach et al., 2000).

Le caractère global de l'évolution du méthane dans l'atmosphère, ainsi que sa forte sensibilité aux variations de températures, fait de ce gaz l'outil préférentiellement utilisé pour la datation relative des carottes de glace.

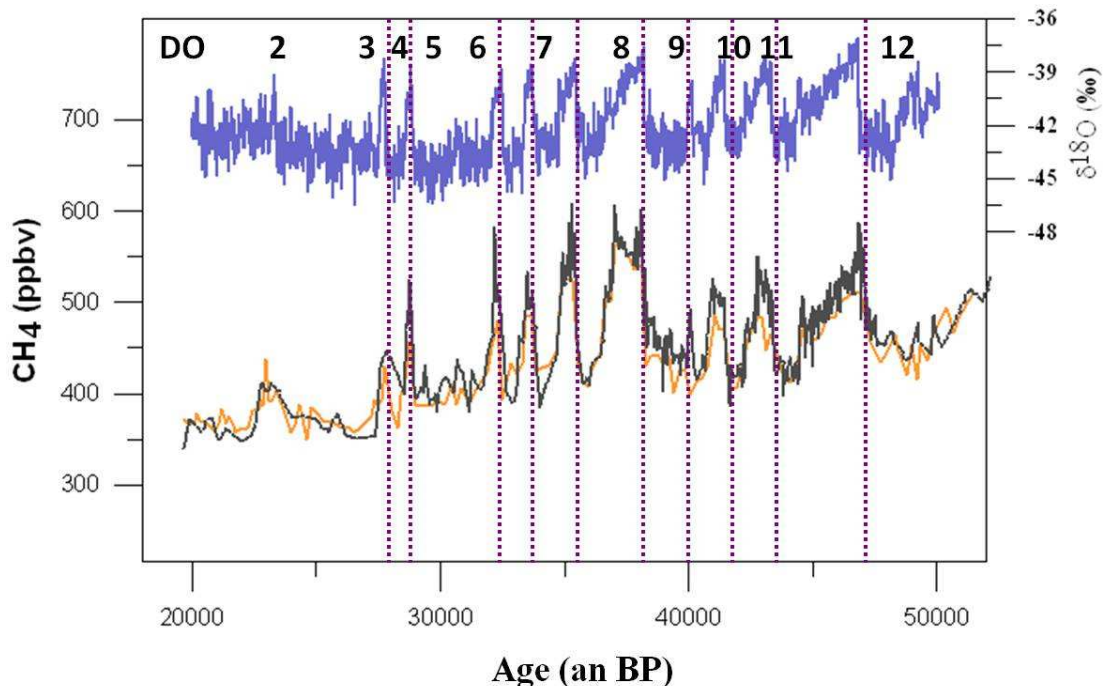


Figure 19: Profil des isotopes de l'eau à NorthGRIP (en bleu) (Svensson et al., 2008) et profils de méthane à EDML (ligne orange) et à NorthGRIP (ligne noire), durant la période glaciaire MIS 3. La figure permet de visualiser la similarité des profils méthane des deux hémisphères enregistrant les mêmes variations

rapides (DO), ainsi que la forte ressemblance entre tendance du méthane atmosphérique et température au Groenland. On remarque également que les valeurs de méthane à EDML sont souvent légèrement inférieures à celles du Groenland, ce qui illustre le gradient interpolaire.

La technique de synchronisation des carottes consiste à définir des points de calage entre les enregistrements du méthane, préférentiellement choisis à mi-pente des variations brusques du rapport de mélange, comme celles enregistrées durant les transitions de la dernière déglaciation, ainsi qu'au cours des phases de réchauffement caractérisant la variabilité millénaire rapide du climat de la dernière période glaciaire (Blunier et al., 1998). Ce calage peut être effectué visuellement ou par méthode de Monte-Carlo (Blunier et al., 2007).

L'incertitude liée au calage dépend avant tout de la résolution des mesures dans les deux enregistrements. Une incertitude additionnelle doit être prise en compte lorsque la corrélation est effectuée entre forages réalisés dans deux hémisphères différents (Blunier et al., 2007) en raison du gradient interpolaire.

❖ Quelques applications

L'utilisation du méthane pour la corrélation des carottes de glace a permis dans le passé de démontrer l'existence du phénomène de bascule bipolaire entre les deux hémisphères lors de la dernière déglaciation (Blunier et al., 1997), ainsi que la preuve de la concordance des variations climatiques au sein du continent antarctique (Jouzel et al., 2001).

L'extension des applications à la séquence temporelle de la variabilité rapide du climat de la dernière période glaciaire dans les carottes de Byrd, EDC, Vostok et EDML a confirmé le phénomène de bascule bipolaire aux plus petites échelles de temps, chaque événement de Dansgaard-Oeschger étant illustré par une contrepartie déphasée et lissée dans l'hémisphère Sud (Blunier and Brook, 2001; EPICA Community Members, 2006).

Dans le travail que nous avons effectué à Talos Dome, l'exploitation de l'enregistrement du méthane a eu pour objectif premier d'évaluer la cohérence du signal avec ceux des autres sites. Dans un second temps la synchronisation du signal avec celui des carottes du Groenland et d'EDC a été employée à définir des marqueurs d'âge le long de la carotte TALDICE, fournissant de cette manière un jeu de données chronologiques important pour la datation du forage.

5.2.2. Le $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$

Au même titre que la teneur en méthane, le rapport isotopique $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ est globalement homogène dans l'atmosphère (temps de vie atmosphérique de l'oxygène: 1000 à 2000 ans) et montre des fluctuations importantes corrélées aux variations de température (Bender et al., 1994b; Sowers et al., 1991)(Thèse Amaëlle Landais).

Outre son emploi pour la datation des carottes par calage orbital, le signal du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ peut donc également être employé en tant qu'outil de corrélation entre différents sites. Le plus souvent, méthane et $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ sont conjointement utilisés, le dernier prenant le relais lorsque les variations de la concentration en méthane sont de faible importance (Blunier et al., 2007;

Chappellaz et al., 1997; Landais et al., 2003). C'est par exemple le cas durant les stades isotopiques marins MIS2 et MIS4.

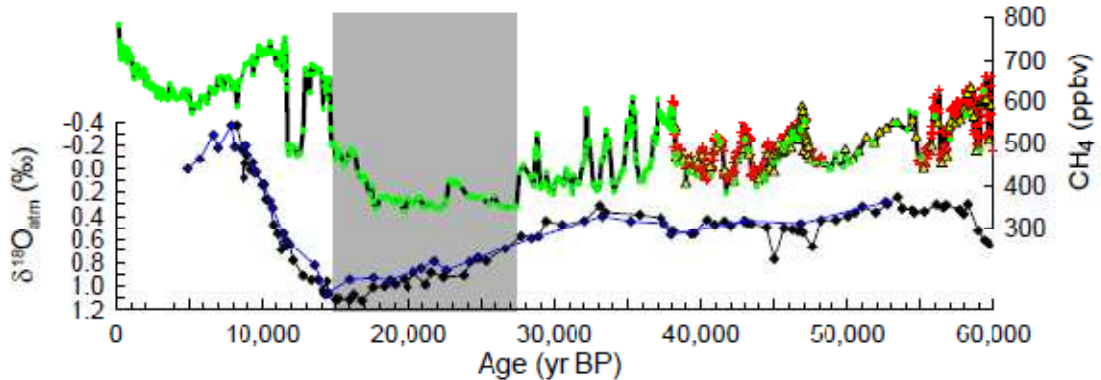


Figure 20: représentation des profils de méthane composite du Groenland (symboles verts, rouges et jaunes) et de $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ de GRIP (en bleu) et GISP 2 (en noir) durant les derniers 60 ka BP. La zone grisée durant le stade MIS 2 correspond à une période de faibles fluctuations de la teneur en méthane où l'utilisation du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ améliore la synchronisation des carottes de glace (d'après Blunier et al. 2007).

Récemment une échelle d'âge commune a ainsi été élaborée pour les forages de NorthGRIP et d'EDML afin d'évaluer le phasage et la tendance des enregistrements climatiques des deux sites durant le stade MIS 5 (Capron et al., 2010).

Dans le cadre de notre travail, l'exploitation du signal du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ à Talos Dome servira à vérifier la cohérence de la chronologie construite pour la phase gaz de la carotte (voir chapitre III.3.) en corrélant l'enregistrement avec ses équivalents mesurés dans les carottes de glace d'EDML et Vostok.

5.2.3. Le CO_2

Le CO_2 , en tant que principal gaz à effet de serre, réagit également aux variations de températures terrestres et pourrait être propice à la synchronisation des carottes de glace.

Cependant la teneur initiale en CO_2 atmosphérique mesurable dans les glaces du Groenland est affectée par des mécanismes de production *in situ*, impliquant potentiellement des réactions chimiques en lien avec le relativement fort taux d'impuretés présentes dans les glaces (Anklin et al., 1995; Smith et al., 1997; Sowers, 2001). Il est donc impossible d'exploiter ce signal comme outil de corrélation d'enregistrements provenant du Groenland.

En revanche, ces mécanismes ne semblent pas affecter les glaces d'Antarctique où le taux d'impuretés est nettement plus réduit (Ahn and Brook, 2007; Monnin, 2001; Petit et al., 1999).

La synchronisation de carottes de glace via l'enregistrement du CO_2 est donc applicable pour des carottes forées au sein du continent antarctique, et a été conduite entre les forages de Vostok, EDML et EDC par (Monnin et al., 2004).

5.2.4. L'enregistrement du N₂O

Le protoxyde d'azote N₂O est un gaz à effet serre également analysable dans les bulles d'air. Les analyses produites dans la glace d'EDC fournissent un enregistrement s'étendant jusqu'à 800 ka BP (Schilt et al., 2010). La teneur en N₂O dans la glace est cependant très sensible à la présence de poussières et montre de ce fait des artéfacts lors des périodes glaciaires (Sowers, 2001). Ce proxy n'est donc pas utilisé actuellement comme outil de synchronisation des carottes de glace.

CONCLUSION

Les connaissances acquises sur la structure des névés actuels, via les mesures de densité et porosité effectuées le long des puits de forage, l'analyse des isotopes des gaz permanents et le développement de modèles de densification adaptés, ont permis de mettre en avant une structure que l'on peut résumer à trois niveaux :

- une zone dite convective, d'épaisseur restreinte, située sous la surface topographique, où les turbulences atmosphériques permettent une homogénéisation de la composition de l'air interstitiel avec l'air troposphérique,
- une large zone diffusive où l'air de surface se déplace progressivement en profondeur au sein du réseau poreux. Il subit alors des mécanismes de fractionnement thermiques et gravitationnels enregistrés dans les isotopes des gaz permanents.
- Une zone non-diffusive de 10 m d'épaisseur environ, au sein de laquelle les pores s'isolent les uns des autres, menant au piégeage des gaz sous forme de bulles d'air incluses dans la matrice glaciaire.

Les caractéristiques de ces zones, et notamment leur épaisseur, vont impacter directement le temps de transport des gaz à travers le système poreux ainsi que le temps de piégeage. En d'autres termes, elles déterminent l'amplitude du Δ age. Ces caractéristiques varient en fonction des conditions de température, d'accumulation de neige, et de vent prévalant en surface.

Il est donc primordial pour l'établissement des chronologies utilisant des marqueurs stratigraphiques dans la phase « gaz » de bien connaître le comportement des névés face aux diverses conditions climatiques, ainsi que de savoir reconstruire les conditions de surface dans le passé. Plusieurs techniques sont disponibles pour effectuer de telles reconstructions, la plus commune étant d'utiliser la corrélation étroite existant entre composition isotopique de la glace et température de surface, et par conséquent le taux d'accumulation.

Si la détermination de l'âge du gaz nécessite l'utilisation et la paramétrisation de modèles de densification, l'âge de la glace peut être calculé par des méthodes diverses telles que le calage orbital, la reconnaissance d'horizons repères, le comptage des couches

annuelles, et enfin l'utilisation de modèles d'écoulement de la glace appliqués à la zone des forages, utilisés en mode inverse de manière à vérifier la cohérence avec les données chronologiques externes.

Finalement, gaz et glace peuvent être datés de manière relative par synchronisation des enregistrements climatiques avec d'autres profils bien datés. Les outils utilisés à cette fin pour la glace sont entre autres les isotopes de l'eau et la teneur en poussières, alors que les proxies disponibles dans la phase gaz sont principalement les enregistrements de la teneur en méthane et le $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$.

Chapitre II : Méthodologie

SOMMAIRE

INTRODUCTION.....	87
I. Technique de mesure des isotopes de l'eau	88
II. Analyse de la composition isotopique des gaz permanents $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 et $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$	88
1. La phase d'extraction de l'air.....	88
2. Analyse au spectromètre de masse.....	89
3. Traitement des données.....	90
3.1. Corrections appliquées aux données de $\delta^{15}\text{N}$ de N_2	90
3.2. Corrections et calibrations associées aux mesures de $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$	92
III. Analyses du méthane piégé dans les glaces	92
1. Technique de mesure discrète	92
1.1. Protocole expérimental de l'analyse du méthane.....	93
1.1.1. Préparation des échantillons :	93
1.1.2. Etapes successives régissant l'analyse complète des échantillons :.....	94
1.1.3. L'analyse des gaz par chromatographie en phase gazeuse	95
1.2. Traitement des données.....	96
2. Technique de mesure semi-continue	99
3. Validité des enregistrements des teneurs en CH_4	101
3.1. Conservation de la composition atmosphérique lors du piégeage des gaz à la base du névé	101
3.2. Influence des réactions chimiques sur la composition gazeuse	101
3.3. Influence de la dégradation de la qualité de la glace : forage et stockage des carottes	102
IV. Les modèles glaciologiques : écoulement, densification et datation	102
1. Modèle d'écoulement 1-D de la glace.....	103
1.1. Principe.....	103

1.1.1.	Le modèle d'accumulation.....	103
1.1.2.	Vitesse de l'écoulement vertical de la glace	104
1.1.3.	Evolution de l'épaisseur de glace au cours du temps.....	105
1.1.4.	Calcul de la chronologie	106
1.2.	Calcul de l'âge du gaz	107
1.3.	Quelques utilisations du modèle d'écoulement 1-D	107
1.4.	Les limites du modèle	107
2.	Les modèles de densification	108
2.1.	Le modèle de densification de Arnaud et al. (2000)	108
2.2.	Le modèle de densification de Goujon et al. (2003)	110
2.3.	Validation par mesures des isotopes de l'air	112
2.4.	Limites des modèles de densification.....	114
3.	Le modèle inverse de datation.....	114
3.1.	Principe de la méthode	115
3.2.	Application aux sites d'EDC, EDML, Vostok et NorthGRIP.....	117

Chapitre II : Méthodologie

INTRODUCTION

Afin d'élaborer une chronologie précise pour la carotte de glace forée à Talos Dome, qui permettrait une représentation fidèle de l'histoire climatique du site, nous nous sommes entourés de plusieurs d'outils, à la fois constitués d'observations directes extraites de la carotte de glace, et de l'utilisation de modèles adaptés.

La composition isotopique des atomes d'oxygène (rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ exprimé sous la forme $\delta^{18}\text{O}$) et d'hydrogène (rapport D/H exprimé sous la forme δD) de la glace a été mesurée par nos collègues du LSCE et de l'Université de Trieste avec une résolution fixe en profondeur le long de la carotte. Les données produites ont une double utilité : celle de procurer un enregistrement des variations climatiques passées, ainsi qu'un outil de datation employable pour la synchronisation des carottes de glace.

J'ai pour ma part conduit des mesures dans la phase gazeuse de la carotte de glace, centrées sur la détermination du rapport de mélange du gaz-trace méthane, ainsi que sur la composition isotopique de l'oxygène moléculaire (notée $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$) et de l'azote moléculaire (notée $\delta^{15}\text{N}$ de N_2).

Le jeu de données obtenu a été employé dans un second temps à contraindre les paramètres d'un modèle glaciologique. Ce dernier, constitué d'un modèle d'écoulement 1-D de la glace (Parrenin et al., 2007) couplé avec un modèle de densification du névé (Arnaud et al., 2000), a pu fournir des scénarios préliminaires de la relation âge/profondeur à TALDICE, améliorés par la suite par l'utilisation d'une méthode inverse adaptée (Lemieux-Dudon et al., 2009). Des contrôles *a posteriori* de la chronologie produite ont été effectués grâce à diverses observations indépendantes, ainsi qu'à travers l'utilisation d'une version plus aboutie du modèle de densification du névé (Goujon et al., 2003).

Ce chapitre décrit les techniques analytiques associées aux mesures de chacun des proxies cités, ainsi que le principe des différents modèles, la manière dont nous avons choisi de les utiliser, sans oublier leurs limites.

L'application concrète de ces méthodes à la datation de la carotte TALDICE sera présentée dans le chapitre suivant à travers une description détaillée des données / simulations produites.

I. Technique de mesure des isotopes de l'eau

L'analyse de la composition isotopique de la glace à Talos Dome a été réalisée en France au Laboratoire des Sciences du Climat et l'Environnement (LSCE), ainsi qu'en Italie aux universités de Trieste et de Parme, sur des échantillons d'une longueur de 1m. Les résultats obtenus représentent donc une moyenne des valeurs mesurables le long du mètre de carotte considéré.

La technique employée est une méthode classique d'équilibration isotopique de l'eau par le CO₂ ou l'hydrogène (Epstein et al., 1953; Meyer et al., 2000).

Des intercomparaisons d'eau de référence parmi les laboratoires impliqués ont été conduites durant la période d'analyse, permettant de placer les résultats sur une échelle commune.

La précision des mesures est de $\pm 0,05$ ‰ et chaque échantillon a été dupliqué au moins une fois.

En aval des analyses, des corrections additionnelles ont été appliquées afin de prendre en compte un possible effet-mémoire du spectromètre de masse.

II. Analyse de la composition isotopique des gaz permanents $\delta^{15}\text{N}$ de N₂ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$

Lorsque l'on désire accéder à la composition de l'air contenu dans les carottes de glace, une première phase d'extraction de l'air de la matrice de glace est nécessaire. Elle est suivie dans un second temps de la mesure du gaz proprement dite. La composition isotopique des gaz permanents N₂ et O₂ est ainsi déterminée par spectrométrie de masse.

Je vais détailler dans cette section le protocole analytique suivi pour la détermination de la composition isotopique de ces deux gaz, ainsi que les corrections additionnelles appliquées aux résultats bruts dans le but de les rendre exploitables.

1. La phase d'extraction de l'air

La première étape consiste à découper un échantillon de glace d'environ 2 cm de long et 1 cm de large (~10 g), en retirant 2 à 3 mm d'épaisseur sur chaque face du barreau, cette zone externe pouvant avoir été affectée par les processus de diffusion durant le stockage (Bender et al., 1995; Ikeda-Fukazawa et al., 2001). Le barreau de glace est ensuite placé dans un ballon en verre préalablement refroidi. Le ballon est hermétiquement fermé grâce à un joint viton et une pince, puis vissé à une ligne d'extraction sous vide, et plongé dans un bain d'alcool froid maintenu à une température de -20°C par un cryocool. Il est fait de même pour 7 autres ballons, ce nouveau système automatisé étant prévu pour l'extraction simultanée de

huit échantillons distincts. Une fois tous les ballons installés, une phase de pompage de l'air est réalisée pendant 40 min, à l'aide d'une pompe primaire et d'une pompe secondaire (Figure 1).

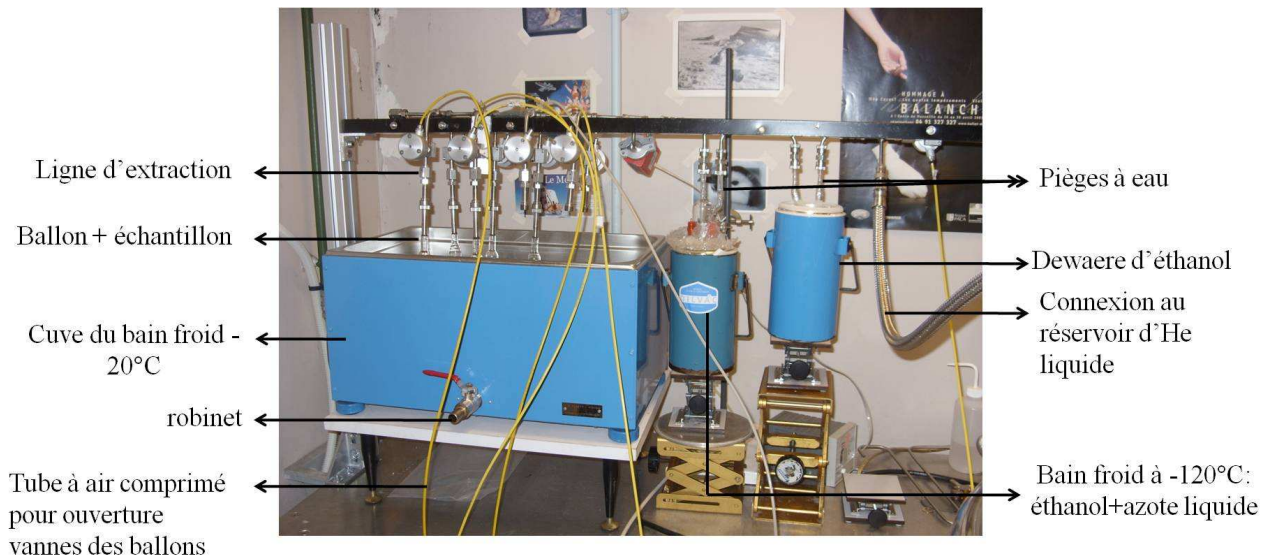


Figure 1 : Montage expérimental de l'extraction des gaz pour l'analyse du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ et du $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 au LSCE

Des tests d'étanchéité en vide statique et en vide dynamique sont également réalisés sur chacun des ballons grâce à deux jauges Baratron et Convectron.

Au bout de 40 minutes le pompage est arrêté. Les ballons sont isolés de la ligne par fermeture de vannes, et le cryocool et l'eau du bain froid sont retirés afin de procéder à la fonte des échantillons. Cette dernière est généralement réalisée à température ambiante mais peut être accélérée par l'ajout d'eau tiède dans le bac. Durant le dégel, l'air contenu dans la glace est naturellement libéré dans les ballons.

En parallèle un bain froid à -120°C est préparé dans un Dewar à l'aide d'un mélange d'azote liquide et d'éthanol, puis placé sous deux pièges à eau connectés à la ligne entre le porte-ballon et la zone de piégeage. L'utilisation de ces pièges à eau vient en remplacement de la phase de regel préalablement nécessaire dans la méthode d'analyse manuelle. Son rôle est de piéger, lors du passage de l'échantillon gazeux dans la ligne d'extraction, les traces de vapeur d'eau présentes dans l'air des ballons, élément incompatible avec les analyses dans le spectromètre de masse.

Le piégeage des échantillons d'air dans des cannes en inox est ensuite réalisé automatiquement pour chacun des ballons, dans le but de les transporter et de les connecter au spectromètre de masse : l'air à analyser est dirigé dans la ligne via un jeu de vannes et de pompes jusqu'au tube en inox qui lui est réservé, ce dernier étant plongé dans un réservoir d'hélium liquide. Le rendement de l'extraction est de 97% ce qui a été prouvé comme suffisant (Landais et al., 2003).

2. Analyse au spectromètre de masse

L'appareil utilisé est un spectromètre de masse Delta V plus (ThermoElectron Corporation).

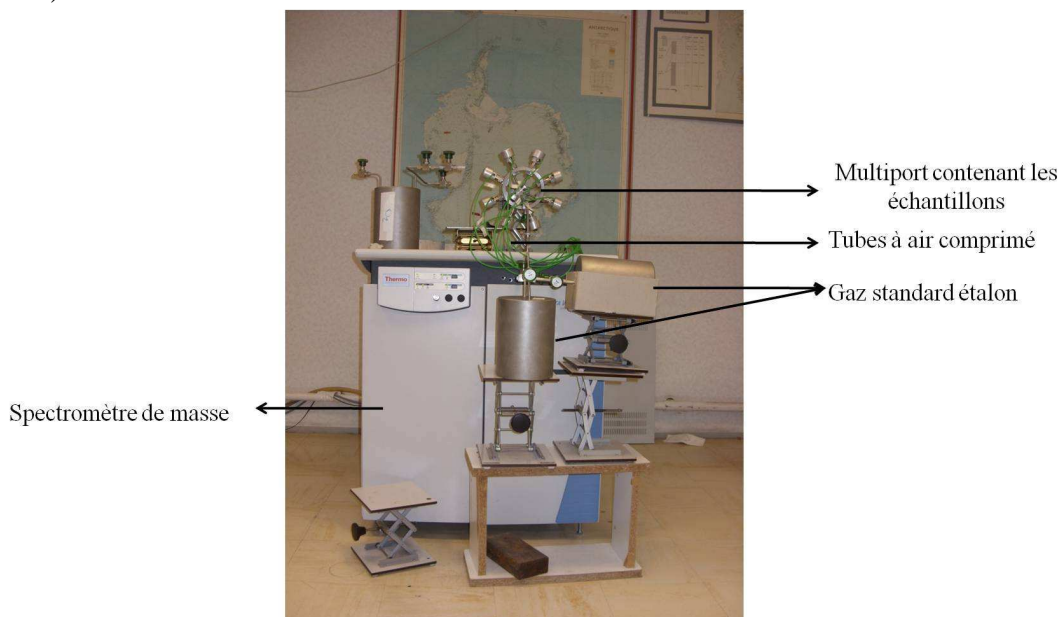


Figure 2: spectromètre de masse utilisé au LSCE (Saclay) pour les mesures de la composition isotopique de l'air piégé dans les carottes de glace. Connexions au multiport contenant les échantillons.

Les mesures de $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ et de $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 sont effectuées sur le même échantillon d'air sec. La composition isotopique de l'azote est déterminée en premier lieu afin de satisfaire à la fine précision requise pour son exploitation. Les mesures sont réalisées par rapport à un standard d'air atmosphérique. Au bout 40 min environ, l'analyse du $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 est terminée. Les configurations des collecteurs sont alors modifiées pour permettre la mesure du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ (durée des mesures : ~20 min).

Chaque mesure de $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 est composée de 4 séquences et le rapport isotopique $\delta^{15}\text{N}$ considéré comme brut est la moyenne des résultats obtenus durant ces séquences, De la même manière, l'analyse du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ est composée de deux séquences identiques.

3. Traitement des données

Les données brutes doivent subir une série de corrections diverses. Les précisions finales obtenues sont de l'ordre de 0.006 ‰ pour le $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 et 0.015 ‰ pour le $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$, ce qui est du même ordre de grandeur que celles obtenues au laboratoire SCRIPPS, pionnier des analyses effectuées sur le $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 (Severinghaus et al., 2001, 1998; Severinghaus and Brook, 1999).

3.1. Corrections appliquées aux données de $\delta^{15}\text{N}$ de N_2

- **Correction de linéarité** : elle correspond à l'erreur induite par l'apparition au cours de la mesure d'un léger déséquilibre entre les deux soufflets du spectromètre de masse. Il en résulte un déséquilibre de tension qui joue sur la pente linéarité/sensibilité des mesures. Cette correction est calculée chaque semaine d'après des tests effectués

sur le spectromètre. Le déséquilibre de tension est indiqué au commencement de chaque séquence de mesure. Il suffit alors de l'interpoler dans le temps pour connaître sa valeur au milieu de la séquence. La correction appliquée est de la forme :

$$\delta^{15}\text{N}_{\text{cor.lin}} = \delta^{15}\text{N}_{\text{mes}} - P \cdot \Delta V$$

Avec P la pente de linéarité et ΔV le déséquilibre de voltage.

Le spectromètre est malgré tout généralement assez bien réglé pour que la tension des deux soufflets soit identique au départ et que cette correction ne soit pas systématiquement nécessaire.

- **Correction des interférences de masse :** certains biais sont initiés par des effets d'interférence de masse des gaz présents dans la source du spectromètre de masse :

- **Le CO₂ :** au niveau de la source, le CO₂ est ionisé en CO⁺ de rapport masse/charge 28 et 29, qui vont perturber la mesure du $\delta^{15}\text{N}$ de N₂. Une calibration est alors effectuée des mesures du $\delta^{15}\text{N}$ en fonction de l'enrichissement en CO₂. La relation linéaire entre enrichissement en CO₂ et $\delta^{15}\text{N}$ de N₂ est calculée à partir de 4 points de mesure et est appliquée de la manière suivante :

$$\Delta^{15}\text{N}_{\text{corrco2}} = \delta^{15}\text{N}_{\text{corr.lin}} - 0.00016 \cdot \delta_{44/28} \quad (R^2 = 0.9998)$$

Avec $\delta_{44/88}$ la fonction d'enrichissement en CO₂ exprimée comme :

$$\delta_{44/28} = \left(\frac{(M_{44}/M_{28})_{\text{SA}}}{(M_{44}/M_{28})_{\text{ST}}} - 1 \right) \times 1000$$

L'ordre de grandeur de la correction est de +0.03‰ pour les échantillons analysés au cours de cette thèse.

- **O₂/N₂ :** le rapport de masses des espèces prédominantes ayant une influence importante sur l'efficacité d'ionisation de la source du spectromètre, la mesure du $\delta^{15}\text{N}$ de N₂ dans l'air dépend du rapport O₂/N₂. La prise en compte de cette variable est du même type que la correction liée au CO₂, la fonction représentant le rapport O₂/N₂ pouvant s'écrire :

$$\delta_{32/28} = \left(\frac{(M_{32}/M_{28})_{\text{SA}}}{(M_{32}/M_{28})_{\text{ST}}} - 1 \right) \times 1000$$

Cette correction est de l'ordre de - 0.015‰.

- **Calibration par rapport à l'air atmosphérique** : le standard utilisé pour les mesures consiste en un échantillon d'air atmosphérique. Celui-ci est régulièrement calibré par rapport à l'air atmosphérique actuel. Il est néanmoins très rare qu'une dérive du standard soit à noter. En conséquence la valeur de $\delta^{15}\text{N}$ caractérisant effectivement l'échantillon est déduite de l'équation suivante:

$$\delta^{15}\text{N}_{\text{ech}} = \delta^{15}\text{N}_{\text{corr}} - \delta^{15}\text{N}_{\text{air/ST}}$$

avec
$$\delta^{15}\text{N}_{\text{air/ST}} = 0.0019 \pm 0.005 \text{ ‰}$$

$\delta^{15}\text{N}_{\text{air/ST}}$ étant déduit de la moyenne des analyses effectuées.

3.2. Corrections et calibrations associées aux mesures de $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$

Tout comme pour le $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 , une correction de linéarité était initialement appliquée, mais elle n'est plus nécessaire aujourd'hui grâce à l'excellent calibrage du spectromètre en termes de linéarité.

La correction liée à l'interférence des masses ne concerne que le rapport O_2/N_2 qui a une influence notable sur ces mesures. La perte de gaz pour l'air piégé dans la glace entraîne un rapport $\delta_{28/32}$ assez élevé pour nos échantillons (15 à 50 ‰). La correction appliquée est la suivante :

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{corr}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{mes}} - 0.01069 \cdot \delta_{28/32}.$$

La prise en compte de l'interférence de masse du rapport O_2/N_2 représente la correction majeure appliquée au $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ mesuré, avec une valeur de 0.03 ‰, devenant la contrainte principale limitant la précision analytique des mesures.

La calibration par rapport à l'air atmosphérique est du même type que celle effectuée pour le $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 . Elle est réalisée à la suite de cette dernière sur le même échantillon d'air atmosphérique.

III. Analyses du méthane piégé dans les glaces

1. Technique de mesure discrète

L'appareil de mesure classiquement utilisé pour la quantification des rapports de mélange des gaz à effet de serre est le chromatographe en phase gazeuse. Les gaz y sont conduits par une boucle de détente, préalablement mise sous vide par un système de pompage (Chappellaz, 1990).

Le méthane étant peu soluble dans l'eau, l'utilisation d'une méthode d'extraction humide est adaptée. Il s'agit de faire subir à la glace, préalablement rattachée à une ligne

d'extraction sous vide, un cycle de fusion-regel. La fusion de l'échantillon permet de libérer le gaz piégé, et le regel d'extraire les traces gazeuses dissoutes subsistant dans la phase liquide.

L'appareillage utilisé durant cette thèse était semi-automatisé, et piloté dans son intégralité par le programme LabView, mis en place par J. Chappellaz et C. Bordes en 1999. Il permet de mesurer au maximum 11 échantillons simultanément.

1.1. Protocole expérimental de l'analyse du méthane

1.1.1. Préparation des échantillons :

Dans un premier temps, des échantillons d'une longueur de 4.5 à 5 cm de glace sont découpés à l'aide d'une scie à ruban en chambre froide (-20°C) sur des quarts de carotte de longueur variable. Les bords du morceau de glace sont rafraichis à la scie afin d'éviter les contaminations diverses. La masse finale de l'échantillon doit être idéalement comprise entre 40 et 50 g.

Les 11 échantillons ainsi découpés sont placés dans des cellules en verre. L'étanchéité est assurée par la pose d'un joint viton chaud sur le couvercle, écrasé à l'aide d'un serre-joint.

Dans un second temps, les cellules sont placées sur le plateau de l'automate et reliées à la ligne à vide via des raccords de type « Ultratorr ». Toutes reposent sur des supports en cuivre associés à une résistance chauffante qui entrera en action lors de la phase de fonte. Afin d'assurer la bonne conductivité de la chaleur vers toutes les cellules, une noix de pâte conductrice est déposée sur le fond de chacune d'elle.

L'ensemble des cellules est ensuite plongé dans un bain froid d'éthanol maintenu à environ -40°C, afin d'éviter toute possibilité de fonte durant la phase de pompage initiale. Deux cryostats et un agitateur pneumatique maintiennent le bain froid et la température homogène.

Avant le lancement du pompage initial, une série de tests est réalisée en vide statique et dynamique, dans le but de vérifier l'étanchéité des cellules.

Une fois le programme LabView lancé, les différentes phases nécessaires à l'analyse du méthane dans nos échantillons vont se succéder automatiquement (sauf pour la fin de la phase de fusion, stoppée manuellement), durant cinq heures environ.

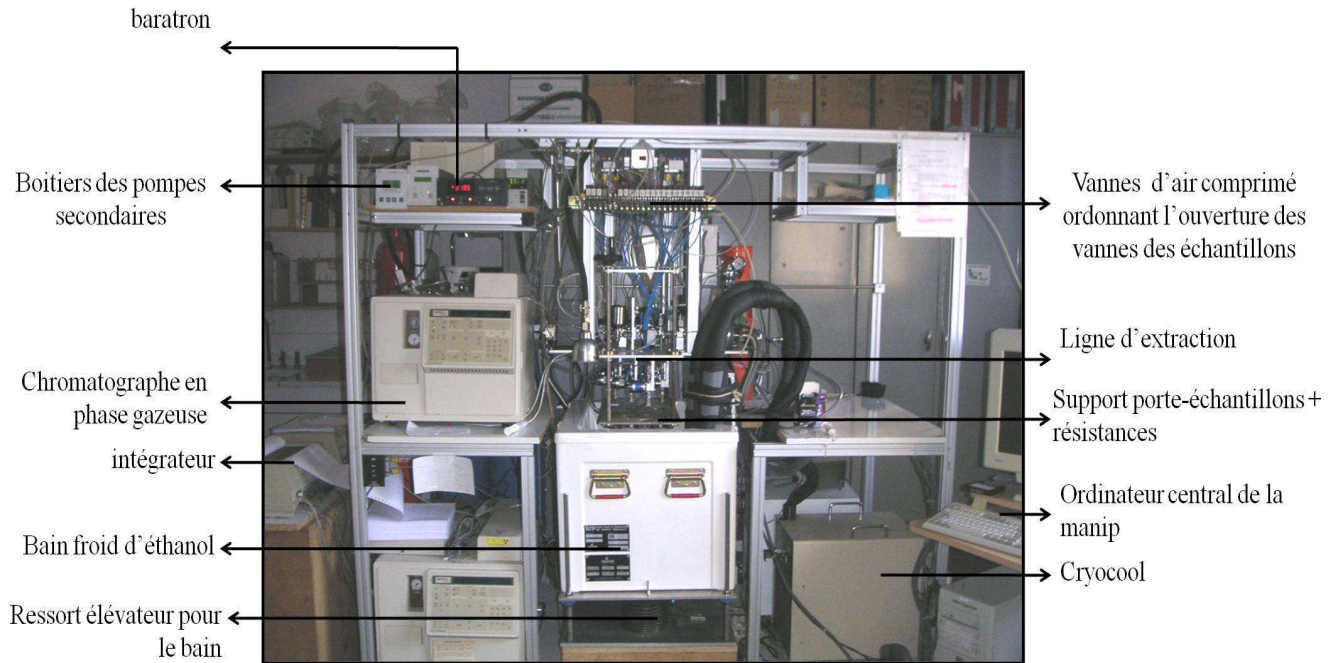


Figure 3: Montage expérimental semi-automatisé destiné aux mesures de la teneur en méthane contenu dans l'air des carottes de glace (LGGE).

1.1.2. Etapes successives régissant l'analyse complète des échantillons :

1) la phase de pompage : durant 30 min, les pompes primaires et secondaires installées sur la ligne d'extraction mettent sous vide la ligne et les cellules (pression de 10^{-1} mbar, correspondant à la pression de vapeur saturante à la température des échantillons).

2) La fonte : une fois le pompage terminé, le bain froid est automatiquement retiré et les cellules émergées à température ambiante. Un courant électrique chauffe alors des résistances durant 35 min, afin d'amener la température des cellules à environ 75°C , et permettre ainsi une fonte rapide (~ 30 min) de l'échantillon. L'arrêt du chauffage des cellules est réalisé manuellement par l'expérimentateur, indépendamment pour chacune d'elles, lorsqu'il perçoit l'apparition de buée sur leur couvercle en verre et que la glace solide résiduelle devient inférieure à 1 cm^3 environ.

3) Le regel : Une fois la phase de fonte terminée, le bain froid remonte au niveau des cellules pour préparer la phase de regel de l'échantillon. Afin de favoriser l'expulsion des gaz dissous vers le haut, le regel doit s'effectuer depuis la base vers le haut de la cellule. Cet objectif est atteint par une remontée progressive du bain froid durant 120 minutes, effectuée mm par mm, jusqu'à l'obtention d'un échantillon totalement regelé et débarrassé au maximum de toute trace gazeuse.

4) Etalonnage du chromatographe : Durant la seconde moitié de la phase de regel, le chromatographe est étalonné via l'utilisation d'un gaz étalon de composition connue. Ce dernier est injecté dans le système à 17 pressions différentes, situées entre 20 et 100 mb, puis analysé par le chromatographe qui établit par ce biais une courbe d'étalonnage.

5) Analyse et acquisition des gaz extraits : Les 11 échantillons sont analysés successivement une première fois par le chromatographe, après détente du gaz extrait dans la ligne. Une fois le premier tour de mesures effectué, un deuxième, puis un troisième tour vont se succéder (trois détentes en tout pour chaque échantillon). Ce système permet de vérifier l'absence de fuites au cours de l'expérience en surveillant la dérive de la concentration du gaz entre les trois détentes. Au final, 33 mesures auront donc lieu, en plus des 17 points d'étalonnage.

En sortie du chromatographe, un intégrateur imprime pour chaque mesure le graphique correspondant aux pics des gaz analysés (dit chromatogramme), ainsi que les données correspondantes. Le tout est finalement transféré à un ordinateur qui va collecter les résultats et les stocker.

1.1.3. L'analyse des gaz par chromatographie en phase gazeuse

Le principe de cette méthode consiste dans un premier temps à séparer les différents gaz présents dans l'air extrait. Dans un second temps, elle quantifie le rapport de mélange entre chacun de ces gaz, ainsi que la quantité d'air totale. Dans notre cas, l'objectif consiste à séparer le méthane des autres gaz (CO_2 , N_2O et air), et à évaluer sa concentration.

La séparation des gaz est conduite à l'aide d'une colonne séparatrice remplie d'un polymère actif appelé phase stationnaire. Les gaz sont transportés à l'intérieur de la colonne à l'aide d'un gaz vecteur. Dans notre cas, il s'agit d'hélium pur à 99.9995 %. Les différentes molécules gazeuses vont subir un phénomène de rétention chromatographique, et sortir de la colonne les unes après les autres, après un laps de temps qui sera fonction de l'affinité de la phase stationnaire avec ces molécules, ainsi que de la température : plus grande est cette affinité, plus long sera le temps de rétention des molécules dans la colonne.

Les temps de rétention moyens observés durant les mesures sont respectivement pour l'air total de 0.64 mn, pour le CH_4 de 0.88 mn, et pour le CO_2 de 1.82 mn.

Une fois la séparation des gaz effectuée, ces derniers traversent en sortie du chromatographe un détecteur qui a pour but de les quantifier.

Le chromatographe sur ce système expérimental est équipé de deux types de détecteurs, montés en série: un détecteur à conductivité thermique (TCD), et un détecteur à ionisation de flamme (FID), spécifiques aux analyses du CO_2 et de l'air, et du CH_4 respectivement.

Le TCD est un détecteur à conductivité thermique. La différence de conductivité entre chaque composant passant à travers le détecteur, et celle du gaz vecteur, engendre un changement de résistance dans un pont de Wheatstone. C'est un système non destructif qui permet d'envoyer ensuite le gaz élué vers un autre détecteur, dans notre cas un FID. Son point faible est sa faible sensibilité qui ne permet pas la quantification de la teneur en méthane, d'où la nécessité d'utiliser un autre type de détecteur.

Le fonctionnement du FID est basé sur la présence d'une flamme allumée en continue et alimentée par un flux d'hydrogène et d'air synthétique. Cette flamme entoure des électrodes entre lesquelles passe un courant électrique. Les molécules gazeuses au contact de la flamme vont être ionisées, créant ainsi un courant d'intensité supérieure à celle du courant initial, qui sera capté et amplifié par les électrodes. L'intensité du courant sortant est fonction de la quantité de gaz analysé, avec une sensibilité accrue lorsqu'il s'agit de groupements méthyl.

En sortie des détecteurs, les signaux sont dirigés vers un intégrateur qui enregistre et imprime les chromatogrammes. Ces résultats sont transférés vers des ordinateurs qui calculent les surfaces et les hauteurs des pics pour chaque gaz, déterminant au final la quantité de gaz initialement injectée.

1.2. Traitement des données

Le traitement des données consiste tout d'abord au calcul proprement dit de la concentration en méthane présent dans l'échantillon à partir des surfaces de pics fournies par l'intégrateur. Ce calcul est réalisé à l'aide d'un programme en basic développé et amélioré successivement par : J. Chappellaz (2000), B. Bellier (2004) et B. Lemieux (2004).

Les résultats bruts sont ensuite transférés sous logiciel Excel pour visualisation et pré-tri en fonction de l'observation ou non de tendances liées à une fuite par exemple.

- Calcul de la concentration en méthane

L'étalonnage réalisé au début de chaque séquence de mesure a pour objectif d'associer à 17 pressions d'air différentes des surfaces et hauteurs de pics de méthane, de CO₂ fournies par le chromatographe. La réponse du FID et TCD étant linéaires dans la gamme de pressions utilisée, une courbe d'étalonnage peut-être construite via le calcul des regressions du premier degré suivantes, et la hauteur des pics interpolée aux pressions fournies par chaque échantillon.

On peut ainsi écrire :

$$S_a = a \times P_{et} + b$$

$$H_{CH_4} = a' \times \frac{P_{CH_4}}{C_{et}} + b'$$

Avec S_a la surface du pic d'air, P_{et} la pression du gaz étalon, H_{CH_4} la hauteur du pic de méthane, P_{CH_4} la pression partielle du méthane, et C_{et} la concentration en méthane du gaz étalon. Le coefficient b est souvent proche de zéro tandis que le coefficient a est systématiquement positif, ce qui illustre probablement un léger dégazage des vannes lorsqu'elles sont manœuvrées.

Lors du passage d'un échantillon, la pression lue par le capteur de pression absolue Baratron comprend également la vapeur d'eau résiduelle. On calcule la pression d'air sec de l'échantillon à partir de la surface du pic chromatographique d'air d'après l'équation suivante :

$$P_a = \frac{S_a - b}{a}$$

La concentration en méthane de l'échantillon est déduite des trois détentes par l'équation suivante :

$$C = \frac{\sum P_{CH_4}}{\sum P_a} = \frac{C_{et} \times \sum P_{CH_4}^{et}}{\sum P_a}$$

Avec $\sum P_{CH_4}$ la somme des pressions partielles de méthane déterminées au cours des trois détentes, et $\sum P_a$ la somme des pressions totales déduites de l'étalonnage au cours des trois détentes d'après la pression d'air sec.

- La précision expérimentale

L'intervalle de confiance associé à la valeur de concentration C en méthane s'écrit :

$$\Delta C = C \cdot \left[\frac{\Delta C_{et}}{C_{et}} + \frac{\Delta \sum P_a}{\sum P_a} + \frac{\Delta \sum P_{CH_4}^{et}}{\sum P_{CH_4}^{et}} \right]$$

ΔC_{et} représente l'incertitude du gaz-étalon en terme de valeur absolue et d'effet d'éventuelles micro-fuites. Elle est généralement considérée comme négligeable grâce à une purge du gaz étalon effectuée chaque semaine (Barnola et al., 1991).

$\Delta \sum P_a$ est l'incertitude sur la mesure de pression du gaz.

$\Delta \sum P_{CH_4}^{et}$ est l'incertitude sur la dispersion de l'étalonnage et la courbe de régression.

L'incertitude sur l'étalonnage en lien avec l'erreur sur la régression est déduite de la loi de Student. On réalise tout d'abord les calculs de la variance de l'estimation de la hauteur du pic de méthane autour de la droite de régression, puis on en déduit une variance de pression

déduite de l'étalonnage qui permet l'estimation de l'intervalle de confiance de la pression, celui-ci dépendant directement de la qualité de l'étalonnage.

Les tests expérimentaux ont révélé que l'intervalle de confiance de la pression d'étalonnage est négligeable devant l'incertitude liée à la détermination de la pression partielle de méthane.

On peut simplifier le calcul de la précision expérimentale avec la formule suivante :

$$\Delta C = C \times \frac{\sqrt{\sum S_{CH_4}^2}}{\sum P_{CH_4}} \frac{t_{1-\alpha/2}^{N-2}}{1}$$

Où $t_{1-\alpha/2}^{N-2}$ est la variable de Student à (N-2) degrés de liberté et au niveau de confiance de 95% ($1-\alpha/2 = 0,975$).

- L'erreur systématique

Elle est induite par les possibles dérives du gaz étalon et par les erreurs provoquées par le système analytique. La purge du gaz étalon réalisée au début de chaque semaine d'analyse permet de s'affranchir du premier terme d'erreur.

Durant son travail de thèse, J. Chappellaz a mis en avant deux sources possibles de contamination par le système expérimental lui-même :

- La présence de micro-fuites au niveau des multiples connexions de la ligne et du porte-échantillon.
- Une éventuelle désorption des parois des cellules en verre lorsque l'échantillon passe en phase liquide.

Des tests effectués sur de la glace sans bulle ont montré que la valeur de la contamination s'élève aujourd'hui en moyenne à 11.6 ppbv, cette valeur ayant diminué au cours des multiples développements du système analytique (Thèse Laetitia Loulergue, 2007).

- La dispersion statistique

Elle est définie comme la qualité de la répétabilité des mesures effectuées sur un même échantillon. En d'autres termes elle peut être quantifiée par l'écart-type observé entre les résultats des trois détentes de chaque échantillon.

Pour les échantillons analysés au cours de cette thèse, la dispersion moyenne des mesures est de 8,3 ppbv, ce qui comparable à l'incertitude calculée selon les équations indiquées ci-dessus, c'est-à-dire 10 ± 6 ppbv (Chappellaz et al., 1997).

- Intercomparaison avec les analyses conduites à Berne

Nous avons réalisé une intercomparaison systématique entre les valeurs obtenues au LGGE et au laboratoire de l'Université de Berne, tout au long de la carotte TALDICE. Nous avons calculé la différence de rapport de mélange obtenue entre des mesures réalisées sur des

mêmes tronçons de 1 m de long, et dont la différence d'âge estimée d'après la chronologie TALDICE-1 n'excède pas 30 ans, afin de comparer des échantillons pour lesquels la teneur en méthane est supposée être homogène. La différence de concentration moyenne obtenue est de $\pm 7,1$ ppbv, les valeurs mesurées à Berne étant les plus élevées.

Une différence systématique d'environ + 6 ppbv avait été mise en évidence auparavant par Spahni et al. (2005) en utilisant une statistique similaire conduite sur les échantillons issus de la carotte EDC. Ce léger biais résulte probablement de la difficulté de cerner au mieux la contamination systématiquement introduite par ces systèmes analytiques. Toutefois l'écart entre la différence observée sur TALDICE et celle d'EDC n'est pas significatif. Nous avons donc décidé de considérer que l'estimation de ce décalage entre les deux systèmes analytiques préalablement estimée par Spahni et al. (2005), basée sur une meilleure statistique que la nôtre compte-tenu du nombre beaucoup plus élevé d'analyses parallèlement conduites dans les deux laboratoires, était valide pour le cas de TALDICE. Nous avons en conséquence systématiquement ajouté 6 ppbv aux valeurs de méthane obtenues à Grenoble.

2. Technique de mesure semi-continue

Une nouvelle technique de mesure semi-continue de la concentration du méthane contenu dans les bulles d'air des carottes de glace a été mise en place par le laboratoire Suisse de Bern (Schüpbach et al., 2009). Elle utilise un système d'analyse en flux continu (CFA) initialement développé pour les éléments chimiques (Röthlisberger et al., 2000).

Le protocole prévoit une découpe des échantillons en section longitudinale le long de la carotte, puis la fonte de cette section de glace sur une tête chauffant à une vitesse d'environ 3.5 cm/min.

❖ La phase de fonte

Durant la fonte l'échantillon est séparé en deux parties : l'échantillon gazeux venant de l'air piégé dans la glace et l'eau résiduelle à analyser sont envoyés dans une section interne, alors que l'eau de fonte issue de la glace de surface éventuellement contaminée est envoyée dans une section externe et éliminée. L'échantillon est alors pompé vers l'unité d'extraction de gaz et vers le système d'analyse qui sont placés dans un laboratoire chauffé adjacent. La température y est maintenue constante à $25 \pm 0.02^\circ\text{C}$ afin que la fraction d'air dissoute dans l'eau soit constante, pour assurer une calibration optimale.

❖ Phase d'extraction

Afin de séparer le gaz de l'eau résiduelle, l'échantillon est pompé et passe à travers un système de débulleur. L'eau est envoyée vers l'unité d'analyse chimique alors que les bulles d'air et un peu d'eau résiduelle sont envoyées vers l'unité de mesure des gaz. Cette unité consiste en un tube en verre de 10 cm de long entourant une membrane hydrophobique perméable aux gaz, bien isolée de l'air ambiant. Grâce au gradient de pression partielle créée l'air passe à travers la membrane et se retrouve dans un flux d'He

qui va le transporter. Enfin une partie de l'air dissous dans l'eau résiduelle va lui aussi pouvoir diffuser à travers la membrane. L'eau est finalement expulsée hors du système.

❖ La phase de détection

L'air est tout d'abord sécher afin d'éviter toute trace de vapeur d'eau par une membrane spécifique. Puis He et échantillon sont directement injectés dans la colonne du chromatographe en phase gazeuse grâce à l'ouverture d'une vanne six-ports. La colonne est maintenue à une température de 4°C pour optimiser la séparation du méthane des autres gaz. Finalement deux détecteurs sont branchés en série : un détecteur de type PDD (pulses discharged detector) destiné à mesurer les pics de méthane et de krypton, et un détecteur TCD destiné aux mesures du N₂ et de l'O₂.

La reproductibilité des mesures est de 3%, soit une erreur à 1σ d'environ 15 à 20 ppbv, ce qui correspond à une précision dégradée par rapport aux analyses discrètes traditionnelles. La cause majeure résulte principalement des difficultés à fournir un ensemble de calibrations reproductibles.

Les valeurs absolues de concentration en méthane obtenues par cette méthode divergent de celles produites par la méthode de fusion-regel, et nécessitent pour le moment d'être calibrées sur les valeurs discrètes, comme le montre la Figure 4.

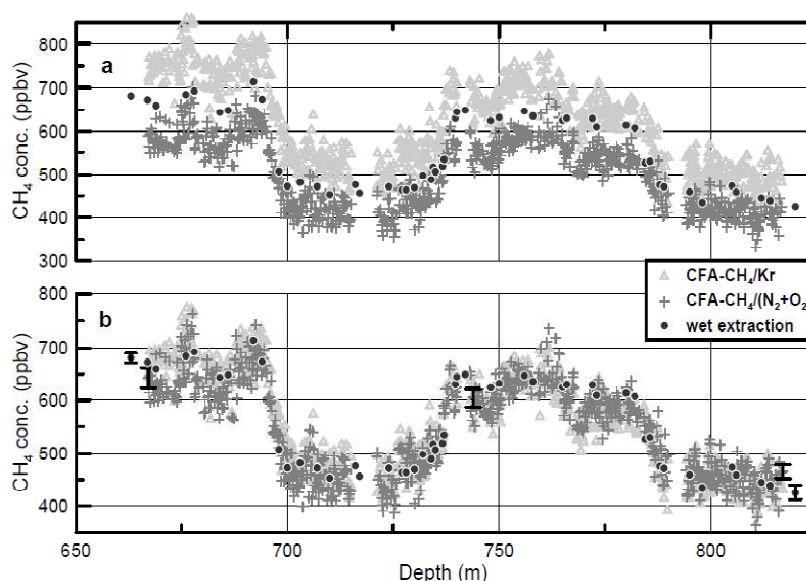


Figure 4: en haut : données brutes mesurées par le système CFA-CH₄ durant la dernière déglaciation à Talos Dome, en calculant la concentration à partir des mesures de Kr (en gris) et des mesures de N₂+O₂ (en gris foncé), comparées aux mesures discrètes réalisées à Grenoble (cercles noirs). En bas : résultats après calibration des données CFA-CH₄ sur les mesures discrètes (d'après (Schüpbach et al., 2009)).

Un avantage significatif de cette méthode est qu'elle fournit des mesures mieux résolues en profondeur et sans temps analytique supplémentaire à celui attribué aux analyses chimiques conduites avec la CFA, ce qui permet un gain de temps significatif par rapport aux mesures discrètes. Elle offre en outre la possibilité d'être déployable sur le terrain

La haute résolution en profondeur de ces mesures nous sera utile dans l'exercice de synchronisation des profils de méthane, car permettant une détermination plus précise de la localisation exacte des transitions rapides lors de la dernière déglaciation.

3. Validité des enregistrements des teneurs en CH₄

L'objectif de l'analyse des gaz présents dans les bulles d'air des carottes de glace est, rappelons-le, d'obtenir un témoignage fidèle de la composition atmosphérique passée. Il est donc important de connaître les processus pouvant affecter le signal initial, afin de quantifier au mieux les biais induits 1) lors du piégeage des gaz dans les névés, 2) lors d'éventuelles réactions chimiques, et 3) par la dégradation de la qualité de la glace lors du forage et de son stockage.

3.1. Conservation de la composition atmosphérique lors du piégeage des gaz à la base du névé

Des études ont montré que des phénomènes de fractionnements des gaz pouvaient être observés au niveau de la limite névé-glace, au sein de la zone non-diffusive. C'est notamment le cas pour le rapport O₂/N₂, où un enrichissement de 1% en N₂ est observé en bas de la colonne de névé (Bender et al., 1995; Sowers et al., 1989). Il semble que ce fractionnement par effusion soit directement lié au diamètre des molécules, les plus petites molécules se révélant capables de diffuser à travers l'interface bulles d'air/glace, puis à travers la matrice glaciaire. La taille importante des molécules de CO₂ et CH₄ les protègent de ce phénomène.

3.2. Influence des réactions chimiques sur la composition gazeuse

Les phénomènes d'adsorption chimique et physique des gaz sur la surface de la neige et de la glace peuvent entraîner un enrichissement du milieu en certains gaz par rapport à l'atmosphère. Néanmoins il a été prouvé que le méthane ne montrait qu'une très faible affinité avec la neige et la glace (Rasmussen et al., 1982). Cette propriété permet au final de considérer comme négligeable ces processus d'adsorption dans le cas du méthane. Au contraire, il peut être employé lors des mesures de surface spécifique de la neige, par adsorption de méthane pur à basse température.

Un puits éventuel du méthane dans la glace pourrait être envisagé sur de grandes échelles de temps par réaction du gaz avec d'autres espèces chimiques présentes. Cependant la destruction de la molécule CH₄ ne s'opère que lors de réactions avec les radicaux libres OH ou Cl, composés absents dans la glace, ou dans le cas d'oxydation par l'O₂. Cette dernière réaction n'est pas non plus envisageable, n'ayant lieu qu'à très haute température.

En outre la grande homogénéité des profils de méthane mesurés dans des carottes de glace prélevées dans des sites très divers, et aux compositions chimiques très différentes, confirme que l'hypothèse de remobilisation chimique peut être abandonnée.

Finalement les seules réactions chimiques capables d'effectivement affecter la composition en méthane dans les glaces ont été observées dans les glaciers de montagne, où un fort taux de poussière était également présent dans la glace. Un enrichissement en méthane pouvait survenir, provoqué par une production du gaz par des organismes méthanogènes contenus dans les poussières. Cependant une telle production *in situ* nécessite un taux de poussières très élevé, ainsi que des fortes températures, conditions rarement rencontrées sur les grandes calottes polaires.

On peut donc considérer sans risque que la composition en méthane dans les carottes de glace n'est aucunement influencée par des réactions d'origine chimique.

3.3. Influence de la dégradation de la qualité de la glace : forage et stockage des carottes

Il a été démontré qu'un stockage trop long des carottes de glace, à des températures supérieures à -50°C , pouvait induire des pertes de gaz par diffusion au travers des couches superficielles. Ce phénomène a un impact particulièrement marqué sur la conservation du rapport O_2/N_2 (Ikeda-Fukazawa et al., 2005). Cependant l'influence de la température de stockage sur les mesures du CO_2 s'est révélée négligeable (communication personnelle de T. Blunier). Etant donné l'ordre de grandeur voisin de la taille des molécules de CO_2 et CH_4 , on peut affirmer qu'il en sera de même pour le méthane et que cet effet n'aura donc pas de conséquence notable sur la composition gazeuse finale mesurée dans la carotte.

IV. Les modèles glaciologiques : écoulement, densification et datation

Les modèles glaciologiques ont été construits dans le but d'interpréter divers types d'informations extraites des phases glace et/ou gaz des carottes de glace, ou de mieux comprendre l'écoulement des calottes glaciaires. Plus précisément, nombreux sont les modèles qui se sont orientés vers la datation des carottes de glace par modélisation de l'écoulement de la glace dans le passé. Ils permettent alors d'estimer 1) l'âge de la glace comme une fonction de la profondeur, 2) les conditions de surface prévalant au moment du dépôt de la neige, comme par exemple le taux d'accumulation ou l'altitude de la surface, et 3) l'amincissement mécanique de chaque couche de glace sous le poids des autres couches.

Ces modèles d'écoulement se sont vus adjoindre des modèles de densification de la neige dans l'objectif de mieux comprendre les phénomènes physiques régissant le piégeage des gaz au sein de névé, et de pouvoir définir l'âge de ces gaz au niveau de la zone de piégeage.

Des approches de types inverses ont été récemment développées afin d'estimer certains paramètres de ces différents modèles, en s'appuyant sur les données mesurées dans les forages profonds.

Nous allons présenter dans cette section les caractéristiques du modèle d'écoulement de la glace, de densification du névé, ainsi que la nouvelle méthode inverse, successivement utilisés pour la construction de la chronologie TALDICE-1 (Parrenin et al., 2007; Arnaud, 1997; Goujon et al., 2003; Lemieux-Dudon et al., 2009).

1. Modèle d'écoulement 1-D de la glace

La formation des grandes calottes glaciaires consiste en une accumulation continue de neige sur un socle rocheux, neige qui se densifie petit à petit sous son propre poids jusqu'à l'obtention du matériau glace proprement dit. La particularité de ce matériau est son comportement viscoplastique, qui lui permet de s'écouler le long des pentes topographiques à des vitesses plus ou moins importantes, suivant les conditions topographiques et l'importance du taux d'accumulation de neige en surface. L'entassement continu de couches de glace successives induit un amincissement graduel de ces dernières à mesure de leur enfouissement, les couches situées à grande profondeur présentant finalement une épaisseur extrêmement réduite comparée à l'épaisseur initiale de la couche de neige qui en était à l'origine.

Les mouvements d'advection latérale de la glace ainsi que l'enfoncement vertical des couches annuelles peuvent être décrits par des lois de physique mécanique. Des modèles complexes d'écoulement en 3-D ont été construits afin de simuler l'écoulement glaciaire des calottes polaires à grande échelle (par exemple Ritz et al., 1996, 2001).

Le modèle d'écoulement utilisé pour construire les premiers scénarios de la relation âge/profondeur caractéristique du forage de Talos Dome a été développé par Parrenin et al. (2007). Nous allons décrire son principe ainsi que les limites de cette méthode.

1.1.Principe

L'élaboration d'une échelle d'âge pour la glace d'un forage avec un modèle d'écoulement nécessite quatre étapes :

- L'estimation du taux d'accumulation passé
- L'estimation du champ de vitesse
- L'estimation des variations d'épaisseur de la calotte
- Le calcul de la chronologie proprement dit

1.1.1. Le modèle d'accumulation

Pour l'estimation de l'accumulation de neige dans le passé, le modèle utilise les relations déduites du modèle de Rayleigh entre taux d'accumulation, température de surface, et composition isotopique de la glace que nous avons présentées dans la section II. 3.3.3 du chapitre précédent.

Ces équations font intervenir deux paramètres :

- Le paramètre α , pente actuelle entre le rapport isotopique et la température du site : est généralement estimé grâce à des mesures sur le terrain de la relation température/isotope actuelle dans la zone du site de forage.
- Le paramètre β , qui module l'amplitude des changements d'accumulation entre périodes glaciaire et interglaciaire.

Ces deux paramètres ne sont pas bien contraints et l'hypothèse qu'ils soient restés constants dans le passé reste peu vraisemblable. Ils sont donc en général optimisés dans le modèle par méthode inverse.

1.1.2. Vitesse de l'écoulement vertical de la glace

Afin de rendre a priori plus simple la modélisation de l'écoulement de la glace pour les sites de forages glaciaires, ces derniers sont préférentiellement choisis au niveau de dômes glaciaires, où l'écoulement de la glace est considéré comme principalement vertical, ce qui permet de négliger les termes relatifs aux mouvements d'advection latéraux (voir Figure 5).

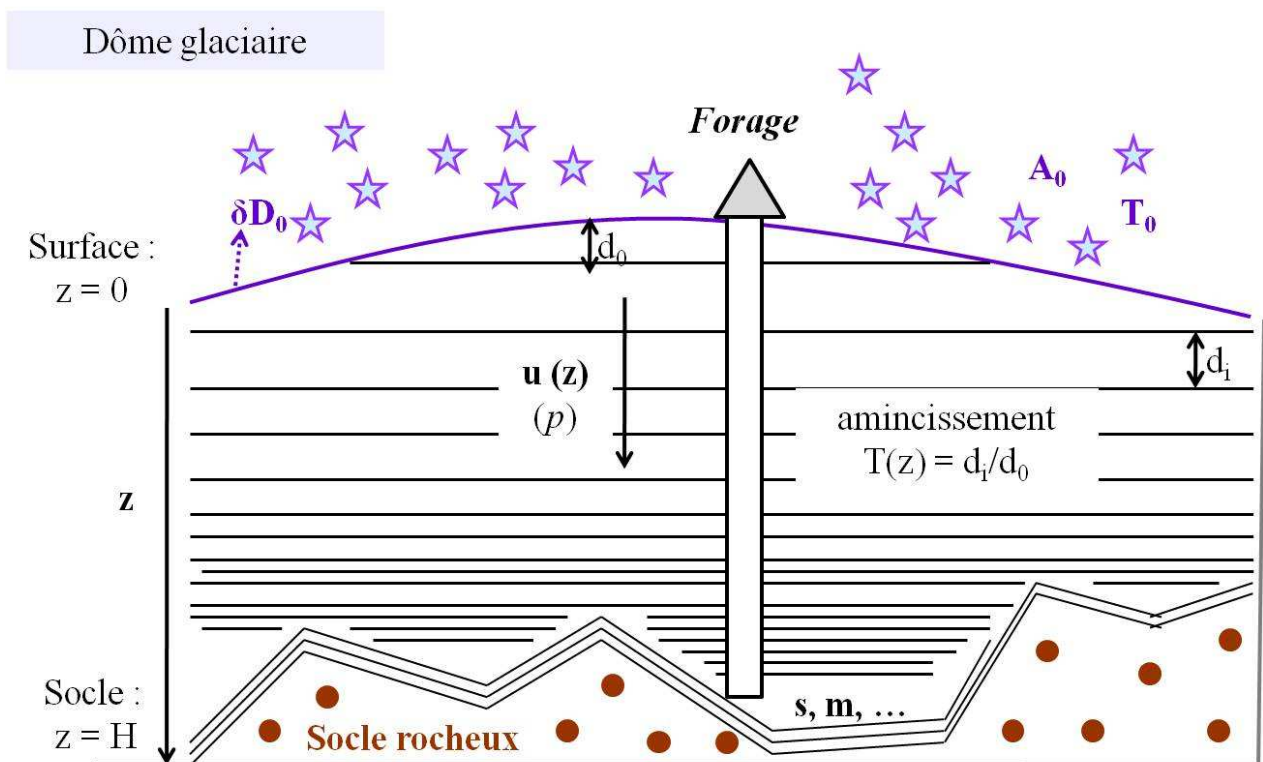


Figure 5: Schéma simplifié représentant l'écoulement de la glace au niveau d'un dôme glaciaire, comme modélisé par le modèle d'écoulement de F. Parrenin. z représente l'altitude, H la hauteur de glace, d l'épaisseur d'une couche de glace, s le glissement basal, m le taux de fonte basal, T l'amincissement, $u(z)$ la vitesse d'écoulement vertical dépendant du paramètre p , A_0 l'accumulation de neige actuelle en surface, T_0 la température actuelle en surface, et δD_0 la composition isotopique actuelle de la neige en surface.

Dans ce modèle à une dimension assez simplifié, l'altitude de surface et le profil analytique vertical de vitesse sont prescrits au départ.

Le calcul du profil vertical de vitesse de la glace est basé sur les hypothèses que le site de forage considéré soit demeuré sur un dôme, et que les variations spatiales de l'altitude du lit rocheux, de l'accumulation en surface, et des propriétés mécaniques de la glace aient été négligeables.

Il peut alors être exprimé par l'équation suivante :

$$u_z(z) = - \left[m + \left(a - \frac{\partial H}{\partial t} - m \right) \omega(\zeta) \right]$$

Où z est la distance au socle rocheux en m, H l'épaisseur totale de glace en m., m le taux de fonte basal en m de glace/an, a le taux d'accumulation en surface en m de glace/an, et t le temps en an.

$\omega(\zeta)$ est une fonction représentant la forme de l'écoulement, et consistant principalement en deux termes relatifs au glissement basal et à la déformation du profil vertical. Cette dernière dépend principalement d'un paramètre p : plus p est petit, plus le profil vertical de vitesse sera non-linéaire.

Ce paramètre mal connu a fait l'objet d'études par Lliboutry and Ritz (1978) qui proposaient de l'exprimer directement en fonction du gradient de température vertical à travers l'épaisseur de glace. Cependant ces hypothèses se basaient sur l'utilisation de la loi de Glen, loi qui nécessite entre autres l'approximation dite « de la couche mince » qui n'est pas applicable au niveau des dômes. Le paramètre p ne pouvant être prescrit dans le modèle, il nécessite d'être ajusté de façon inverse, de manière à ce que la chronologie finale soit en accord optimal avec des marqueurs d'âge indépendants.

Plus généralement, le modèle admet que p , m et le glissement basal sont des paramètres constants dans le temps, qui tous nécessitent d'être déterminés par ajustement inverse.

1.1.3. Evolution de l'épaisseur de glace au cours du temps

Des processus à grandes échelles ont été responsables de variations de l'épaisseur des calottes glaciaires au cours du temps, comme par exemple l'avancée de la ligne d'échouage durant les périodes glaciaires, ou les variations d'accumulation liées aux grands changements climatiques (Anderson et al., 2002; Ritz et al., 2001).

Afin de prendre en compte ces remaniements qui peuvent avoir une influence directe sur la forme de la fonction d'amincissement des couches de glace, un modèle conceptuel simple des variations d'épaisseur de glace est utilisé.

Il offre la possibilité de prescrire un scénario de l'évolution de l'altitude du dôme dans le passé (estimé par exemple d'après des simulations réalisées avec un modèle 3-D thermo-mécaniquement couplé, ou par des études géologiques de terrain), qui sera pris en compte lors du calcul de l'âge et de la fonction d'amincissement.

Il est décrit par l'équation suivante :

$$a - \frac{dH}{dt} = k + k_H H + k_S S$$

avec S l'altitude de la surface en m, H l'épaisseur de glace en m, k (en m/ann^{-1}), k_H et k_S (en ann^{-1}) des paramètres qui ont été contraints par l'utilisation d'un modèle 3-D thermo-mécanique couplé (Ritz et al., 2001).

1.1.4. Calcul de la chronologie

Une fois les paramètres d'entrée estimés, le champ de vitesse est calculé pour chaque pas de temps, généralement déterminé à 100 ans. Il estime sous forme d'un schéma lagrangien la rétro-trajectoire de chaque particule de glace, depuis son dépôt en surface sous forme de neige, jusqu'à sa position actuelle. L'âge de la particule correspond au moment où celle-ci retourne à la surface de la calotte selon la rétro-trajectoire.

Une méthode alternative permet également d'obtenir l'âge de la glace, en utilisant la fonction d'amincissement $T(z)$ le long du profil vertical, qui est le rapport de l'épaisseur actuelle d'une couche de glace avec son épaisseur initiale en surface. Cette fonction est calculée en intégrant un terme de compression verticale durant la trajectoire de la particule.

Le calcul de l'épaisseur λ de chaque couche annuelle de glace à une profondeur Z en fonction de l'accumulation et de l'histoire mécanique de la couche est décrit via l'équation de Nye (Ritz, 1992):

$$\lambda(Z) = \lambda_0(Z) Am(Z)$$

où λ_0 représente l'épaisseur initiale de la couche lorsqu'elle se trouvait en surface, ce qui correspond à l'accumulation b à l'époque au niveau du site de coordonnée x_0 . Elle s'écrit donc :

$$\lambda_0(Z) = b(x_0(Z), a(Z))$$

avec $a(Z)$ l'âge de la couche. Am représente la fonction d'amincissement, soit la déformation cumulée de la couche au cours de son trajet depuis la surface.

Une fois λ calculé pour toutes les couches annuelles, l'âge associé à une certaine profondeur peut être simplement déduit par un « comptage des couches annuelles », ce qui se représente mathématiquement par l'équation suivante :

$$a(Z) = - \int_0^Z \frac{d\xi}{\lambda(\xi)}$$

Avec $a(Z)$ l'âge correspondant à la profondeur Z (en ans), z la profondeur en m, λ l'épaisseur des couches annuelles à la profondeur considérée en m.

Les deux méthodes de calcul devant mener à un âge identique, il est alors possible en considérant au départ une fonction d'amincissement linéaire comprise entre 0 au fond et 1 en

surface, de calculer une relation âge/profondeur préliminaire, puis d'itérer le calcul d'âge jusqu'à ce que le résultat final converge vers celui obtenu par la première méthode. Cette combinaison permet d'obtenir une reconstruction de la fonction d'amincissement au sein de la colonne de glace.

1.2. Calcul de l'âge du gaz

Compte-tenu du fait que la plupart des marqueurs stratigraphiques dont nous disposons pour contraindre la chronologie d'un forage sont localisés dans la phase gaz de la carotte de glace, il est indispensable d'élaborer une chronologie gaz à partir de la chronologie glace issue du modèle d'écoulement. Afin d'estimer l'évolution du Δ age au cours du temps et d'obtenir une relation âge/profondeur associée au gaz, le modèle d'écoulement a été couplé (Parrenin et al., 2004) à un modèle de densification du névé (Arnaud et al., 2000) qui sera présenté dans la section 2.

1.3. Quelques utilisations du modèle d'écoulement 1-D

La première version de ce modèle d'écoulement 1-D (Parrenin et al., 2001) a été utilisée afin d'améliorer la chronologie GT4 de la carotte de glace de Vostok (Parrenin et al., 2004). Elle a permis de souligner l'importance de l'altitude du socle rocheux ainsi que l'influence des conditions basales en amont du site et de la divergence des flux de glace atteignant le site de forage sur la reconstruction de la fonction d'amincissement.

Cette prise en compte des variations d'altitude a permis par la suite la construction d'échelles d'âge précises pour les carottes de glace forées à Dome F et Dome C. Rappelons à ce sujet que la chronologie EDC3 (Parrenin et al., 2007) issue de cette méthode était considérée comme chronologie de référence pour les carottes antarctiques jusqu'au travail très récent de Lemieux-Dudon et al. (2010).

1.4. Les limites du modèle

La faiblesse majeure de ce modèle est la présence de cinq paramètres mal connus qu'il faut estimer pour pouvoir conduire les simulations. Il s'agit de β , p , α , du taux de glissement et du taux de fonte basale. Ces paramètres sont calculés dans un premier temps en conduisant plusieurs simulations jusqu'à obtenir le meilleur accord possible entre la chronologie modélisée et des marqueurs d'âge indépendants. Dans la majorité des cas des différences persistent néanmoins entre certains marqueurs d'âge et la chronologie.

Une procédure par inversion est insérée dans le modèle afin de calculer directement des âges en accord avec tous les marqueurs chronologiques. Cependant les autres incertitudes liées au caractère simple du modèle (par exemple la non prise en compte des mouvements passés du dôme ou des variations de la relation entre accumulation et isotopes) empêchent d'utiliser tous les marqueurs d'âge, au risque de corréliser l'erreur du modèle avec la densité de

ces marqueurs, plus importante durant certaines périodes que d'autres. Le choix des informations finalement utilisées contient dès lors une part importante de subjectivité.

2. Les modèles de densification

Afin de construire des échelles d'âge associées à la phase gaz des carottes de glace, il est nécessaire d'estimer avec le plus de précision possible le Δ age pour chaque profondeur.

Le modèle de densification couplé au modèle d'écoulement 1-D de Parrenin et al. est celui développé par Arnaud et al. (2000).

Sa version finale améliorée par Goujon et al. (2003) sera utilisée dans ce manuscrit lors de la phase finale du travail de datation, comme outil de contrôle *a posteriori* de la chronologie produite pour la carotte TALDICE.

2.1. Le modèle de densification de Arnaud et al. (2000)

L'originalité de ce modèle est de prendre en compte les différents mécanismes de densification rencontrés en fonction du matériau (neige, névé ou glace), et donc, de la densité, considéré. Ainsi trois stades de densification sont discernés :

- **la densification de la neige** (qui correspond à des densités inférieures à 0,55 g/cm³) : elle est assimilée à un réarrangement structural des grains par glissement. Des mécanismes de transport, comme l'évapo-condensation ou la diffusion de surface, contribuent à arrondir les grains. Ces processus ont été décrits par Alley (1987) pour des profondeurs supérieures à 2 m (où les effets de gradient de température peuvent être négligés) à travers l'équation suivante :

$$\frac{dD}{dt} = \gamma \left(\frac{P}{D^2} \right) \left(1 - \left(\frac{5}{3} \right) D \right)$$

D est la densité relative, t le temps en an, P la pression due à l'accumulation de neige en surface en Bar et γ un terme dépendant de la viscosité des liaisons des grains. La densité maximale au terme de ce processus de densification est appelée D_0 et vaut environ 0,55. D'après Arnaud et al. (2000) elle dépend directement de la température moyenne annuelle de surface via l'équation empirique suivante :

$$D_0 = 0,00226 \times T_s (\text{°C}) + 0,647$$

Sa profondeur se situe par exemple autour de 30 m pour une température moyenne de surface de -57°C, telle qu'observée au site de Vostok.

- **la densification du névé** : elle prend place lorsque les effets de glissement des grains cessent d'être dominants par rapport à la déformation plastique. La pression effective

mesurée au niveau des zones de contact des grains induit une déformation d'abord élastique, puis plastique des grains. La loi utilisée est celle prédite par les travaux de Arzt et al. (1983), d'après les études de frittage conduites sur les céramiques :

$$\frac{dD}{dt} = 5.3A(D^2D_0)^{1/3} \left(\frac{a}{\pi}\right)^{1/2} \left(\frac{P^*}{3}\right)^n$$

Avec

$$P^* = \frac{4\pi P}{aZD} \quad \text{et} \quad A = 7,89 \times 10^3 \exp\left(-\frac{Q}{RT}\right) (\text{MP}^{-3}\text{s}^{-1})$$

Où P^* est la pression effective appliquée à une zone de contact moyenne a , P la pression due à la colonne de glace, Z le nombre de coordination à la densité relative D , Q l'énergie d'activation (60 KJ.mol^{-1} (Pimienta and Duval, 1987)) T la température absolue, et R la constante des gaz parfaits. Ces équations supposent des grains cylindriques et un exposant de la loi d'écoulement n considéré égal à 3.

Comme les variations saisonnières disparaissent aux profondeurs correspondantes, la transformation du névé en glace peut-être considérée comme isotherme. Le nombre de liaisons par grains augmente graduellement. Ces processus se terminent au niveau de la zone dite de close-off (COD), où l'air est définitivement piégé dans des pores cylindriques ou sphériques.

Pour prendre des cas relativement extrêmes pour l'Antarctique, la zone de close-off est respectivement atteinte pour des densités de 0,84 et de 0,825 à Vostok et à Byrd, soit après 2800 ans et 250 ans dans chacun des cas (Arnaud et al., 2000).

- **la densification de la glace bullée** : elle est déterminée par la pression effective créée par la différence de pression due à la colonne de glace et à celle présente dans les bulles d'air. La vitesse de densification diminue alors fortement car ces deux pressions opposées tendent à se compenser. Jusqu'à une densité relative par rapport à la densité de la glace de 0,95 les pores sont considérés cylindriques, puis ils deviennent sphériques pour des densités supérieures (Pimienta and Duval, 1987).

Ces équations de densification sont ensuite appliquées aux conditions de température et d'accumulation spécifiques du site étudié afin de reconstruire les profils de densité et les conditions de densification dans le passé.

Le paramètre principal jouant sur les conditions de piégeage est la température moyenne de surface. Elle influence principalement deux paramètres qui sont le volume des pores dans la glace une fois que l'air est piégé dans les bulles V_c (donc au niveau de la profondeur de close-off), et la densité de la glace pure ρ_{ice} , via les deux équations empiriques suivantes :

$$V_c = 6,95 \times 10^{-4} T_s (\text{K}) - 0,043 (\text{cm}^3 \cdot \text{g}^{-1}) \quad (\text{Martinerie et al., 1994})$$

et $\rho_{ice} = 0,9165 (1 - 1,53 \times 10^{-4} T_s)$

L'estimation de ces paramètres permet alors le calcul de la densité relative au close-off D_c via l'équation suivante :

$$D_c = \frac{1}{V_c \rho_{ice} + 1}$$

Ainsi en estimant la température de surface passée d'après la composition isotopique de la glace à chaque profondeur, le modèle propose un profil de densité à travers toute l'épaisseur de la calotte, qui sera spécifique de chaque condition climatique considérée.

Il estime dans un second temps la densité à laquelle la fermeture des pores est considérée comme complète. La profondeur correspondant à cette densité (COD) varie avec les conditions de surface (voir Figure 6). Sa détermination permet celle du Δ age (en ayant préalablement déterminé la fonction d'amincissement et le taux d'accumulation intégré), ainsi que l'évolution de ce dernier au cours du temps.

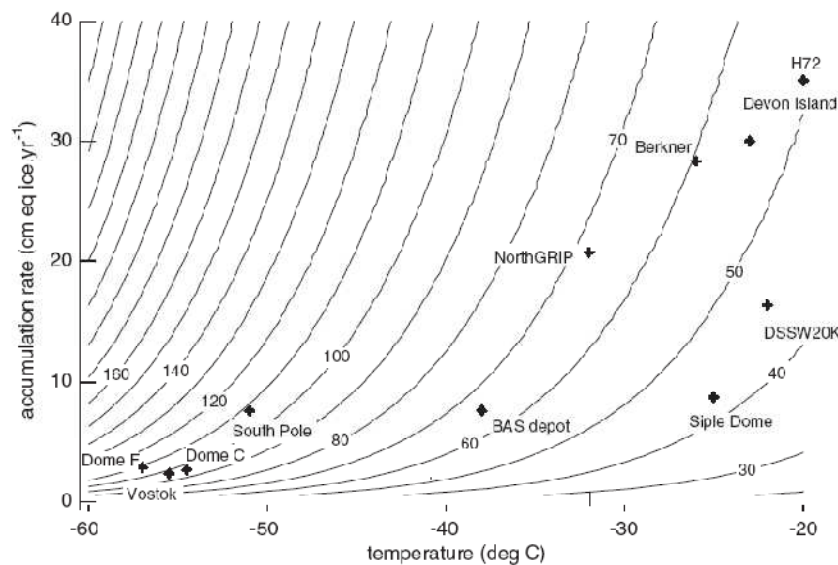


Figure 6: Evolution de la COD en fonction de la température et du taux d'accumulation calculée par le modèle de densification du névé de Arnaud et al. (2000). Les caractéristiques des névés polaires actuels ont été ajoutées (d'après Landais et al., 2006)).

2.2. Le modèle de densification de Goujon et al. (2003)

Le modèle proposé par Goujon et al. (2003) est une combinaison du modèle physique de densification du névé de Arnaud et al. (2000), et d'une version simplifiée du modèle de diffusion de la chaleur dans les calottes de glace de Ritz (1989). Ne prenant pas en compte l'advection horizontale, le modèle n'est valide que pour les zones à faible pente de surface

telles que les dômes. La condition aux limites inférieures du système est donnée par la température à l'interface glace/socle rocheux. Les profils de densité et de température sont calculés pour toute l'épaisseur de la calotte.

La capacité calorifique de l'air étant environ 300 fois inférieure à celle de la glace, on considère que la diffusion de la chaleur dans le névé est uniquement induite par conduction à travers les grains de glace, et non par transport de l'air.

L'équation générale de chaleur pour un milieu continu en déformation s'écrit :

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial \left(K \frac{\partial T}{\partial x} \right)}{\partial x} + \frac{\partial \left(K \frac{\partial T}{\partial y} \right)}{\partial y} + \frac{\partial \left(K \frac{\partial T}{\partial z} \right)}{\partial z} - \rho c \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} \right) + Q,$$

Avec Q la contrainte de chaleur en kJ/mol , K la conductivité thermique en W/m/C , c la chaleur spécifique en J/kg/C , ρ en kg/m^3 la densité et u , v et w les vitesses représentées dans les trois dimensions de l'espace en m/an .

Après plusieurs approximations spécifiques au matériau glace (diffusion horizontale de la chaleur négligeable, contrainte de chaleur et advection horizontale négligeables, chaleur produite par diffusion verticale = celle produite par advection verticale), l'équation est finalement réduite à :

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial \left(K \frac{\partial T}{\partial z} \right)}{\partial z} - \rho c w \frac{\partial T}{\partial z},$$

Avec w la composante verticale de la vitesse.

La vitesse verticale est prescrite d'après une solution analytique proposée par Lliboutry en 1989. Elle est associée en surface au taux d'accumulation en équivalent glace, et elle est considérée comme nulle au niveau du socle rocheux, lorsqu'aucune fonte basale n'existe.

Cette équation implique que la densification et le transfert de chaleur sont deux mécanismes couplés. Par exemple, le taux de densification, et donc la densité locale du névé, dépend de la température locale du névé.

La structure de l'équation en deux termes bien distincts signifie que le transfert de chaleur s'effectue à la fois par diffusion et advection. Le premier terme dépend principalement de la température et de la densité alors que le second ne dépend que du taux d'accumulation, en plus de la température et de la densité. Les sites à forte accumulation seront donc plus sensibles au terme d'advection.

Le modèle a été validé pour les conditions actuelles pour deux sites très différents : Vostok en Antarctique, au taux d'accumulation très faible (2.5 cm ie/an) et GISP2 au

Groenland dont le taux d'accumulation actuel est de 25 cm d'eau/an. Les tests effectués montrent que les variations de température en surface modifient le profil de température sur les premiers 2000 m à Vostok et sur 2600 m à GISP 2, ce dernier étant plus sensible au terme d'advection. Les résultats soulignent également la présence d'un gradient de température à Vostok dans la première centaine de mètres de névé sous conditions climatiques stables, alors que ce gradient est pratiquement nul lorsque les conditions sont stables au Groenland.

En comparaison au modèle de Arnaud et al. (2000), la présence d'un gradient de température à Vostok implique que le bas du névé est plus chaud que la surface, menant à des zones de close-off moins profondes que celles simulées par le modèle sans diffusion de la chaleur (Goujon et al., 2003). A GISP2 au contraire, les résultats des deux modèles sont très similaires durant les périodes stables. Les simulations prévoient néanmoins des COD moins profondes durant les transitions climatiques rapides où un gradient de température apparaît momentanément au sein du névé.

La prise en compte du transfert de chaleur a donc permis une estimation plus précise des zones de close-off et des Δ age, particulièrement durant les périodes d'importants gradients thermiques au sein des névés considérés.

2.3. Validation par mesures des isotopes de l'air

Si ces modèles de densification peuvent être testés sous les conditions actuelles en comparant directement les résultats avec les profils de densité et de température mesurés le long de trous de forage, il n'existe pas de données analogues pour les conditions d'accumulation et de température passées. Les sorties de modèles ne peuvent alors être testées qu'en comparaison avec d'autres méthodes de détermination du Δ age, lorsqu'elles existent.

C'est par exemple le cas pour les carottes de glace groenlandaises lors des changements abrupts de température de surface. Le gradient de température qu'ils induisent dans la colonne de névé provoque la diffusion thermique préférentielle des molécules isotopiquement lourdes au sein de la colonne du névé (Severinghaus et al., 1998), comme nous l'avons décrit dans le cas des variations isotopiques de l'azote moléculaire. Cette migration prend fin lorsque la porosité du névé est trop faible pour permettre à l'air de diffuser (LID). Les mesures des isotopes de l'air le long de la colonne de névé aujourd'hui permettent de déterminer la profondeur exacte de la LID actuelle.

La composition isotopique de l'air des bulles correspond à celle de l'air interstitiel au niveau de la LID passée. On peut donc estimer cette dernière grâce à l'équation barométrique liant composition isotopique et hauteur de la colonne diffuseuse du névé que nous avons présenté dans la section I.1.2.1 du chapitre précédent. Les mesures de $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 et $\delta^{40}\text{Ar}$ réalisées dans les carottes groenlandaises de GRIP (Schwander et al., 1997) et GISP2 (Bender et al., 1994; Severinghaus and Brook, 1999), ainsi que dans la carotte antarctique de Byrd (Sowers et al., 1992) ont témoigné d'un très bon accord entre les estimations de LID issues des profils isotopiques et celles déduites des modèles de densification de névé.

En revanche les mesures réalisées dans les sites d'Antarctique de l'Est, où les températures et les taux d'accumulation sont très faibles, révèlent un épaissement de la zone diffusive durant les augmentations de température (comme les périodes de transition : Figure 7) alors que les modèles prévoient au contraire une diminution de celle-ci (Caillon et al., 2003).

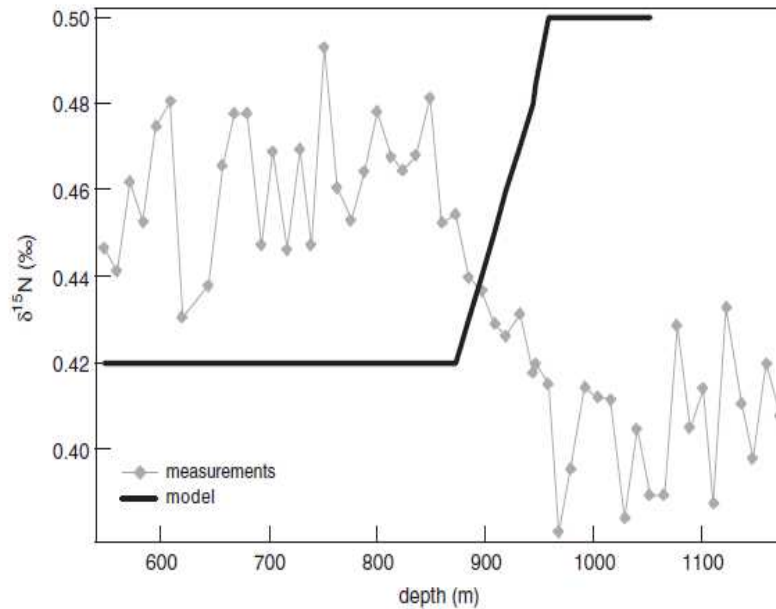


Figure 7 : Evolution du $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 mesuré dans la carotte d'EDML (en gris) et simulé par le modèle de Arnaud et al. (En noir) lors de la dernière transition glaciaire/interglaciaire (d'après Landais et al. 2006)

Les raisons possibles d'un tel désaccord ont été abordées par Landais et al. (2006), via la réalisation de nouvelles mesures isotopiques dans les carottes d'Antarctique de l'Est d'EDML et de Law Dôme, combinées à de nouvelles simulations conduites avec le modèle de Goujon et al. (2003). Les résultats obtenus (voir Figure 7) ont tout d'abord confirmé la robustesse du modèle pour les conditions actuelles, pour des taux d'accumulation variant entre 2.4 et 50 cm ie/an, et des températures situées entre -58 et -20°C .

En revanche ils confirment aussi le désaccord observé entre l'évolution de la LID modélisée durant les variations climatiques rapides et les données isotopiques. Ces différences obtenues durant le DMG pourraient être en partie dues à une surestimation des taux d'accumulation passé par les isotopes de l'eau.

Un autre mécanisme plausible concerne la présence d'une zone convective plus épaisse en condition glaciaire, que le modèle de densification ne peut simuler (Caillon et al., 2003; Dreyfus et al., 2010). Cette dernière hypothèse a été renforcée par des études récentes démontrant que de grosses fractures apparaissent préférentiellement dans les névés antarctiques correspondant à des zones de très faible accumulation ($< 5\text{cm/an}$, comme les zones de mégadunes actuelles), et favorisaient la convection profonde (Severinghaus et al., 2010). Ces conditions devant se rapprocher des propriétés des névés du plateau antarctique en périodes glaciaires, l'apparition de telles fractures favoriserait la présence de zones convectives particulièrement épaisses durant les périodes froides.

2.4.Limites des modèles de densification

Le problème d'estimation du Δ age en Antarctique est une question critique pour l'étude du phasage des variations passées de température et des gaz à effets de serre. Afin d'améliorer la chronologie d'EDC, Louergue et al. (2007) ont mené une étude poussée sur l'estimation du Δ age dans cette carotte, ainsi que dans celle d'EDML à laquelle cette dernière est synchronisée, et pour laquelle le taux d'accumulation plus grand permet une incertitude moins élevée. Ils ont associé l'utilisation de contraintes stratigraphiques entre les deux carottes avec l'évaluation de différents scénarios de densification à l'aide du modèle de Goujon et al. (2003). Les résultats obtenus ont mis en avant une forte incohérence entre la chronologie gaz officielle EDC3 et les contraintes de synchronisation méthane entre EDML et EDC. Il en résulte une surestimation du Δ age à EDC (ou une sous-estimation à EDML).

L'origine de ces incohérences entre chronologie modélisée et observations peut être à la fois située au niveau des paramétrisations des températures de surface et du taux d'accumulation, et/ou dans le calcul d'amincissement, ou enfin dans la représentation des processus de densification dans le modèle. Cette dernière option pourrait concerner la non-prise en compte d'un phénomène physique lors de la densification, comme le suggèrent les désaccords observés entre mesures de $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 et simulations en Antarctique.

Louergue et al. (2007) proposent trois sources d'erreur possibles : 1) une sous-estimation de la densité de surface pendant le glaciaire, liée aux caractéristiques de surface qui peuvent être particulières (mégadunes, surfaces gelées...); 2) une sous-estimation de la vitesse de densification en condition glaciaires ; 3) une surestimation de la densité associée à la zone de close-off en glaciaire, liée à une zone non-diffusive plus épaisse qu'à l'actuel.

L'incertitude théorique associée à la connaissance du Δ age pour des conditions passées climatiquement différentes est d'environ 10% (Arnaud, 1997; Goujon et al., 2003). A ce jour, la physique de la densification du névé n'est pas encore intégrée dans l'approche inverse que nous présentons par la suite. Cette étape future permettra peut-être de réconcilier données et modèles pour le Δ age.

3. Le modèle inverse de datation

La fragilité des modèles d'écoulement réside dans la présence de paramètres mal connus. Afin de résoudre en partie ce problème une première approche inverse a été développée par Parrenin et al. (2004), basée sur une méthode de Monte-Carlo. Cette méthode cependant connaît aussi des restrictions, précisément parce que les modèles d'écoulement considérés sont alors considérés comme parfaits. L'incertitude associée ignore donc la possibilité de mécanismes non pris en compte, tels que le comportement anisotropique de la glace ou les conditions aux limites latérales. Le modèle se montre en conséquence souvent dans l'incapacité de représenter avec exactitude l'écoulement de la glace, et donc de reproduire fidèlement les observations. Par ailleurs les intervalles de confiance associés sont

sous-estimés et les marqueurs d'âge subjectivement choisis (Parrenin et al., 2004), nécessitant par la suite des corrections *a posteriori* de l'échelle d'âge.

Le développement d'une approche inverse rigoureuse adaptée à la prise en compte des observations chronologiques dans les modèles d'écoulement s'est donc révélé nécessaire. La méthode que nous allons présenter ici a été proposée par Lemieux-Dudon et al. (2009). Elle permet entre autres d'obtenir une chronologie optimale sans correction *a posteriori*, et de statistiquement contrôler les valeurs des paramètres mal connus à l'aide de fonctions de corrections. Cette méthode offre une estimation rigoureuse des intervalles de crédibilité de la chronologie obtenue.

3.1.Principe de la méthode

L'objectif de cette méthode est d'identifier les meilleures corrections applicables au taux d'accumulation et à la fonction d'amincissement, qui permettraient d'une part de conserver la physique du modèle d'écoulement, d'autre part d'obtenir le meilleur accord avec toutes les observations chronologiques disponibles. L'approche ne propose donc pas d'améliorer la description de l'écoulement lui-même, mais d'identifier de manière pragmatique les meilleurs ajustements des entités glaciologiques grâce aux contraintes fournies par des données externes.

Ces perturbations sont appelées « fonctions de correction (X) » et elles comprennent toutes les sources d'incertitudes liées au modèle. Afin de les identifier, une approche Bayésienne a été choisie, ainsi que le critère de maximum de ressemblance comme critère optimal, plutôt qu'une méthode de Monte-Carlo. La fonction coût associée à X ($J(X)$) est dérivée du modèle et de la probabilité de conjonction des données, puis optimisée.

Les fonctions de corrections α et β (Attention : grandeurs différentes des α et β décrits page 104 en lien avec les relations liant température, taux d'accumulation et composition isotopique de la glace) respectivement associées au taux d'accumulation (S) et au taux d'amincissement (T) sont définies comme :

$$\alpha(z) = \frac{S^b(z)}{S(z)}$$

$$\beta(z) = \frac{T^b(z)}{T(z)}$$

Avec b indiquant les scénarios de base produits par le modèle simple d'écoulement (*background*), et z la profondeur. Elles sont considérées comme strictement positives. L'erreur statistique associée est décrite avec une fonction de distribution de probabilité (pdf) de type lognormale.

L'équation décrivant l'âge de la glace dans Parrenin et al. (2007) devient alors:

$$X(z) = \int_0^z \frac{D(z') \exp \tilde{\alpha}(z') \exp \tilde{\beta}(z')}{S^b(z') T^b(z')} dz'$$

Avec D la densité relative et $\tilde{\alpha}$ et $\tilde{\beta}$ les composants de contrôle de variable.

Une fois discrétisée la fonction s'écrit :

$$Xp(z_p) = \sum_{i=1}^p \frac{D_i \exp \tilde{\alpha}_i \exp \tilde{\beta}_i}{S_i^b T_i^b} dz_i$$

Avec Xp l'âge de la glace à la $p^{ième}$ profondeur discrète z_p . Elle prend en compte les entités d'écoulement T et S corrigées de la moyenne de leur fonction de correction respectives $\exp \tilde{\alpha}$ et $\exp \tilde{\beta}$.

La fonction coût J est construite sur l'hypothèse qu'il n'y a pas de corrélation d'erreur entre l'ébauche et les observations. Elle est alors constituée de deux termes :

$$J(\vec{x}) = J^{obs}(\vec{x}) + J^b(\vec{x})$$

Le premier terme J^{obs} mesure la distance entre les observations et les prédictions du modèle.

Le second terme J^b mesure la distance entre les corrections de fonction préliminaires et recherchées X et X^b , c'est à dire quantifie la déviation par rapport au scénario dit « *background* ». En supposant qu'il n'y ait pas de corrélation entre les erreurs liées d'un côté à l'amincissement et d'un autre au taux d'accumulation, l'expression de J^b est simplifiée en deux termes représentant chacune des deux entités glaciologiques.

Le terme J^{obs} contient également deux sous termes, respectivement relatifs aux marqueurs d'âge (= mesure permettant d'associer un âge glace à une profondeur donnée), et aux marqueurs de correction, définis comme des données permettant de faire des corrections sur la fonction d'amincissement. Elles sont estimées d'après la comparaison entre $\Delta depth$ observées et modélisées (distance séparant des évènements gaz et glace concomitant).

La fonction coût est optimisée dans une dernière étape avec un minimiseur `m1qn3` développé par Gilbert and Lemarchal (1993), basé sur un algorithme quasi-newtonien.

Cette optimisation permet le calcul d'un intervalle de crédibilité associé à la chronologie optimisée grâce à une matrice de covariance d'erreur postérieure.

Pour résumer, l'utilisation du modèle nécessite en entrée les paramètres suivants :

- Les scénarios d'ébauche issus du modèle d'écoulement, exprimant en fonction de la profondeur :
 - L'âge glace
 - L'âge gaz
 - La fonction d'amincissement
 - Le taux d'accumulation
 - La CODIE (Close of depth expressed in ice equivalent)
 - Le Δ depth
- Des marqueurs d'âge et une incertitude associée à chacun d'eux
- Des marqueurs de corrélation si l'on en a, eux aussi associés à une incertitude
- Une estimation de la matrice de covariance d'erreur (erreur sur le scénario d'ébauche). Elle est composée de trois sous-matrices de corrélation associées à chacune des trois entités : taux d'accumulation, fonction d'amincissement, et CODIE. Afin de les définir, un paramètre de vecteur de variance d'erreur doit être estimé. Par ailleurs ces matrices sont définies comme des distributions gaussiennes qui dépendent d'un paramètre de longueur de corrélation qui doit également être fourni au modèle. Pour le moment le choix des valeurs associées à ces paramètres reste d'ordre statistique et nécessite d'être contrôlé par des études *a posteriori*.

Un atout majeur de cette méthode est qu'elle permet de réaliser des simulations prenant en compte plusieurs sites à la fois. L'objectif est alors de mettre en accord plusieurs échelles d'âge, en prenant la plus précise comme référence, et en corrélant les autres chronologies à cette dernière, via des marqueurs d'âge, et via l'ajout de marqueurs stratigraphiques régionaux ou globaux qui permettent ainsi de croiser les différentes échelles d'âge. Ces derniers sont des événements paléoclimatiques enregistrés à la fois dans toutes les carottes considérées.

La première application de cette méthode a été conduite sur les carottes de NorthGRIP, EDC, EDML et Vostok simultanément (Lemieux-Dudon et al., 2010) dans le but de résoudre les désaccords observés entre les âges gaz d'EDC et d'EDML (Loulergue et al., 2007).

3.2. Application aux sites d'EDC, EDML, Vostok et NorthGRIP

Après que la chronologie EDC3 associée à EDC soit devenue une référence pour les carottes de glace antarctique, d'autres échelles d'âge ont été construites par synchronisation avec EDC3. C'est par exemple le cas de la chronologie EDML1 associée à la carotte d'EDML (Ruth et al., 2007). Pourtant la vérification de l'accord des chronologies EDC3 et EDML1 avec la chronologie absolue GICC05 (Svensson et al., 2008) a mis en avant des discordances entre les enregistrements de méthane de NorthGRIP, EDC et EDML, particulièrement durant

la dernière déglaciation (Lemieux-Dudon et al., 2010). Ces désaccords soulignent la présence d'artéfacts dans les échelles d'âge antarctiques.

Lemieux-Dudon et al. (2010) ont choisi cette problématique comme première application de la méthode inverse, en construisant de nouvelles chronologies cohérentes entre elles, pour les sites de Vostok, EDC, EDML et NorthGRIP, cette dernière étant prise comme référence. La figure 8 illustre que les nouveaux scénarios de datation résolvent les inconsistances de départ.

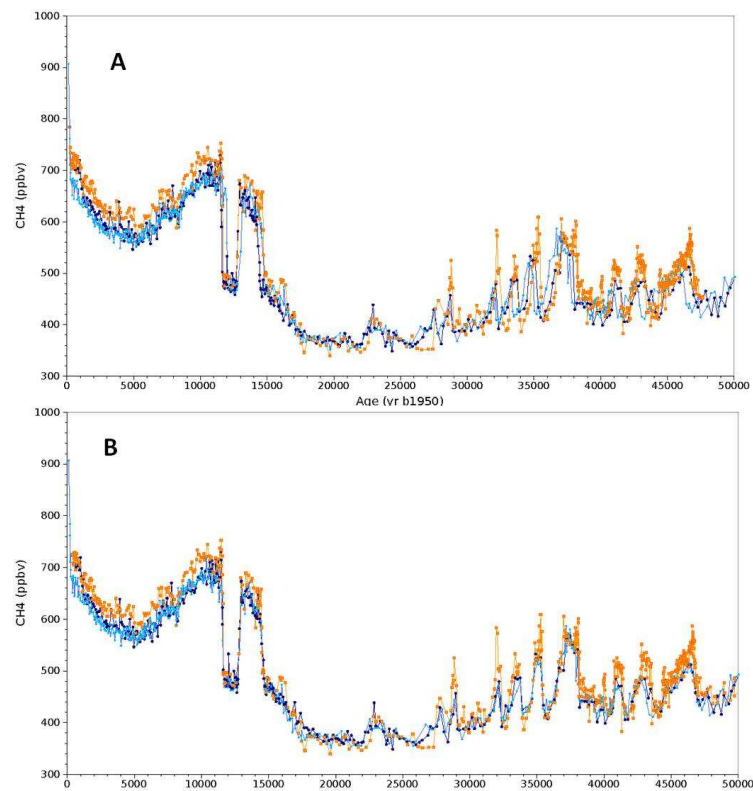


Figure 8 : A : comparaison des profils méthane d'EDC (bleu clair) sur EDC3, EDML sur EDML1 (bleu foncé), et du Groenland (orange) sur la chronologie absolue GICC05 ; B : mêmes profils transférés sur l'échelle d'âge GICC05 via la méthode inverse (d'après Lemieux-Dudon et al. 2010).

Ces résultats encourageants confirment que la méthode peut être appliquée sur plusieurs carottes simultanément, sur de grands intervalles de profondeur, et avec des données chronologiques nombreuses et de types différents.

Les incertitudes associées aux nouvelles chronologies se comportent également comme prévu, c'est-à-dire avec une tendance à l'augmentation avec la profondeur, surimposée de diminutions au voisinage des données. Les reconstructions parallèles des entités glaciologiques associées restent cohérentes avec les phénomènes physiques les décrivant.

La qualité des chronologies calculées par cette méthode dépend de la précision des contraintes chronologiques. Il est donc important de choisir correctement les marqueurs d'âge ainsi que les scénarios d'ébauche, et d'estimer avec attention les incertitudes qui leur sont associées.

Cette méthode promet une évolution future intéressante avec la prise en compte simultanée d'autres archives paléoclimatiques, telles que les carottes marines ou les spéléothèmes.

Chapitre III : Données produites

SOMMAIRE

INTRODUCTION.....	121
I. Enregistrement du méthane dans la carotte de Talos Dome	121
1. Résultats des mesures du méthane à Talos Dome	121
1.1. Mesures effectuées par méthode discrète.....	121
1.2. Mesures effectuées en continu par CFA	126
II. Profils des isotopes de l'eau à TALDICE	127
1. Enregistrement des isotopes de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) dans la glace de Talos Dome	128
2. Les mesures des isotopes de l'hydrogène.....	130
III. La composition isotopique de l'oxygène moléculaire dans l'atmosphère de Talos Dome ($\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$)	131
IV. Résultats du modèle glaciologique 1-D comme scénario de base de la datation	132
1. Choix des paramètres mal connus	133
2. Variations d'altitude :	133
3. Chronologie issue du modèle 1-D : relation âge/profondeur	134
4. Reconstruction des entités glaciologiques associées.....	135
V. Construction de la datation TALDICE-1: TALDICE-1 age scale of the Talos Dome deep ice core, East Antarctica.....	137
VI. Composition isotopique de l'azote moléculaire contenu dans l'air piégé dans la glace ($\delta^{15}\text{N}$).....	170
1. Deux interprétations du $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 durant la déglaciation.....	171
2. Transformation du Δdepth en lock-in-depth (LID)	173
3. Reconstruction de la hauteur de la colonne diffusive: contrainte sur l'épaisseur de la zone convective.....	174
CONCLUSION.....	175

Chapitre III : Données produites

INTRODUCTION

Nous allons dans ce chapitre présenter les résultats obtenus en matière de mesures des différents proxies, ainsi que de sorties des modèles glaciologiques et numériques utilisés. La combinaison des différents outils menant finalement à la datation proprement dite de la carotte de glace sera présentée sous forme d'un article scientifique qui a fait l'objet d'une soumission à la revue *Climate of the Past*.

Après l'élaboration de la datation, des contrôles *a posteriori* de la chronologie ont été réalisés, à travers notamment des simulations effectuées par un modèle de densification du névé, ainsi que par l'analyse des isotopes de l'air piégé dans la glace, centrée sur la composition isotopique de l'oxygène moléculaire ($\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$) et l'azote ($\delta^{15}\text{N}$).

La dernière section de ce chapitre est focalisée sur l'interprétation du signal de $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 durant la déglaciation, en termes de reflet de l'évolution de la différence d'âge entre les phases glace et le gaz à Talos Dome (Δage), ainsi que de l'épaisseur des zones diffusive et convective constituant le névé.

I. Enregistrement du méthane dans la carotte de Talos Dome

1. Résultats des mesures du méthane à Talos Dome

1.1. Mesures effectuées par méthode discrète

Les mesures de méthane dans la carotte de Talos Dome ont été effectuées d'une part à Grenoble en suivant la méthode précédemment décrite, et d'autre part en collaboration avec le laboratoire suisse de l'Institut de Physique de Berne, qui utilise une implémentation légèrement différente. Néanmoins toutes deux sont basées sur le même principe d'une extraction du gaz par méthode de fusion-regel, suivie d'analyses par chromatographie en phase gazeuse (Spahni et al., 2005). Comme nous l'avons souligné précédemment, il existe un

léger biais dans les concentrations finales mesurées entre les résultats des deux laboratoires, estimé à environ 6 ppbv de différence moyenne (Spahni et al., 2005). Les valeurs obtenues à Grenoble ont donc été systématiquement augmenté de 6 ppbv afin que le profil obtenu soit cohérent avec celui mesuré à Bern.

798 échantillons ont été mesurés entre 73 et 1620 m de profondeur, avec une erreur moyenne à 1σ de 8 ppbv environ, comme précisé dans le chapitre II section 1.2. La résolution globale des mesures est de 2 m et s'améliore jusqu'à 50 cm durant les transits rapides de la dernière déglaciation.

Le résumé des résultats des mesures de méthane effectuées à Talos Dome est représenté dans la Figure 1 suivante, en fonction de la profondeur.

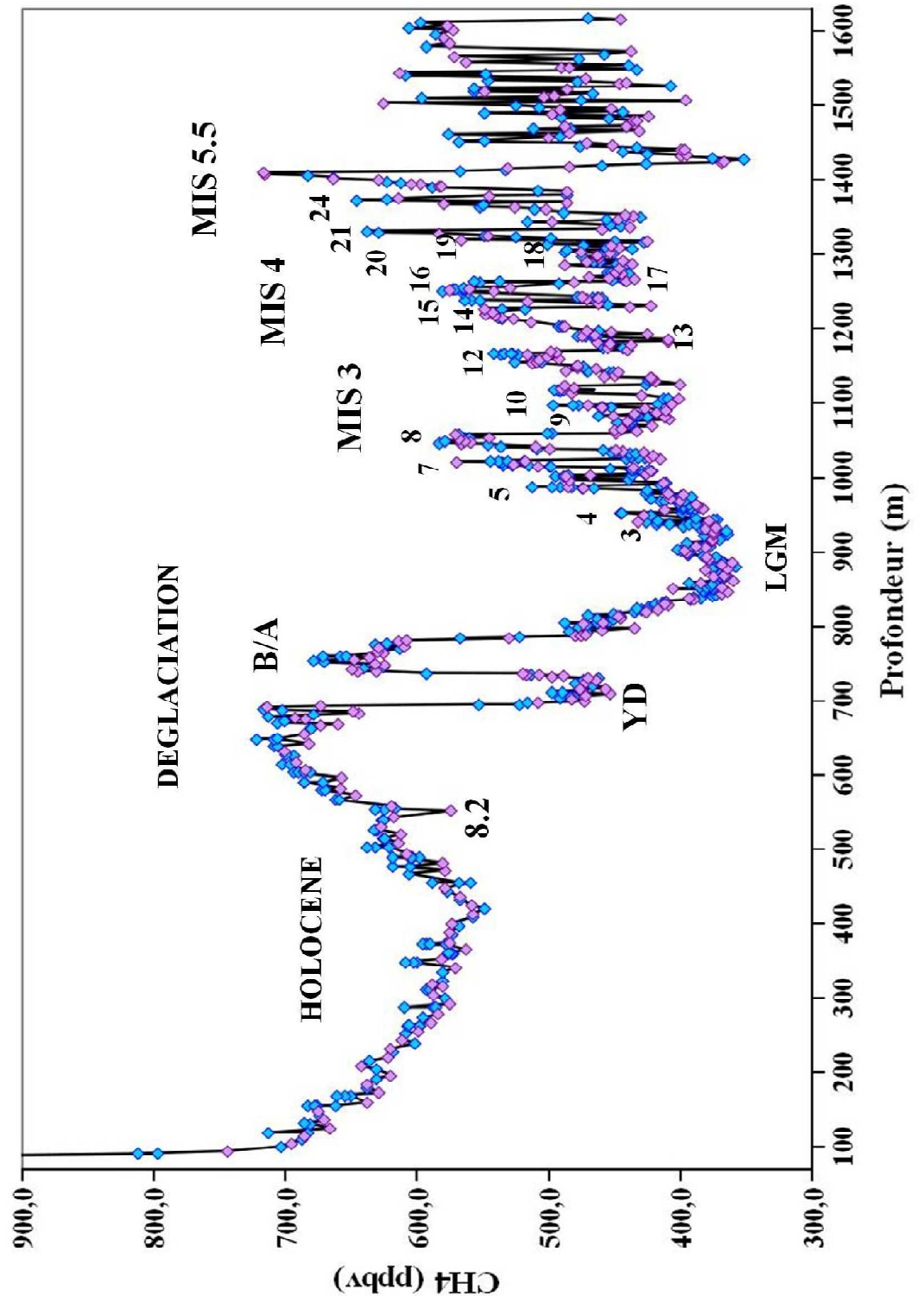


Figure 1: Représentation du profil du méthane mesuré dans la carotte de glace de Talos Dome par les laboratoires de Berne (losanges bleus) et Grenoble (losanges violets), en fonction de la profondeur. Les numéros indiquent les événements de Dansgaard-Oeschger et les événements et périodes climatiques majeurs sont également précisés.

On peut tout d'abord remarquer que l'enregistrement est continu et climatiquement interprétable jusqu'à environ 1440 m de profondeur. On y retrouve l'empreinte du dernier cycle climatique, avec la tendance maintenant bien connue du méthane au cours de la dernière

déglaciation, composée des minima et maxima respectivement du Younger Dryas et du Bolling/Allerod. S'en suit le Dernier Maximum Glaciaire (LGM), faisant à suite une lente diminution du méthane caractéristique de la période glaciaire qui le précède, diminution sur laquelle est surimposée la variabilité rapide associée au stade isotopique marin MIS 3. Elle se caractérise par une forte variabilité atteignant 200 ppbv, illustrant l'occurrence des réchauffements rapides de Dansgaard-Oeschger. On en dénote 25 entre 22 ka et l'entrée en glaciation, tous identifiables dans l'enregistrement méthane de Talos.

L'empreinte du stade interglaciaire précédent (l'Eemien), correspondant à la période MIS5.5, est également présente, caractérisée par des valeurs hautes de la concentration en méthane comparables à celles de l'Holocène, avec un maximum situé autour de 1400 m de profondeur.

En-dessous de cette profondeur, la résolution du signal devient beaucoup plus faible et les cycles climatiques s'en trouvent difficilement identifiables. Afin de mieux observer cette partie de l'enregistrement nous avons représenté dans la figure 2 un zoom du profil du méthane de Talos Dome entre 1350 m de profondeur et le fond de la carotte. Nous avons placé en parallèle l'enregistrement du méthane à EDC en fonction de l'âge gaz EDC3, afin d'essayer d'identifier à Talos Dome les cycles climatiques précédents.

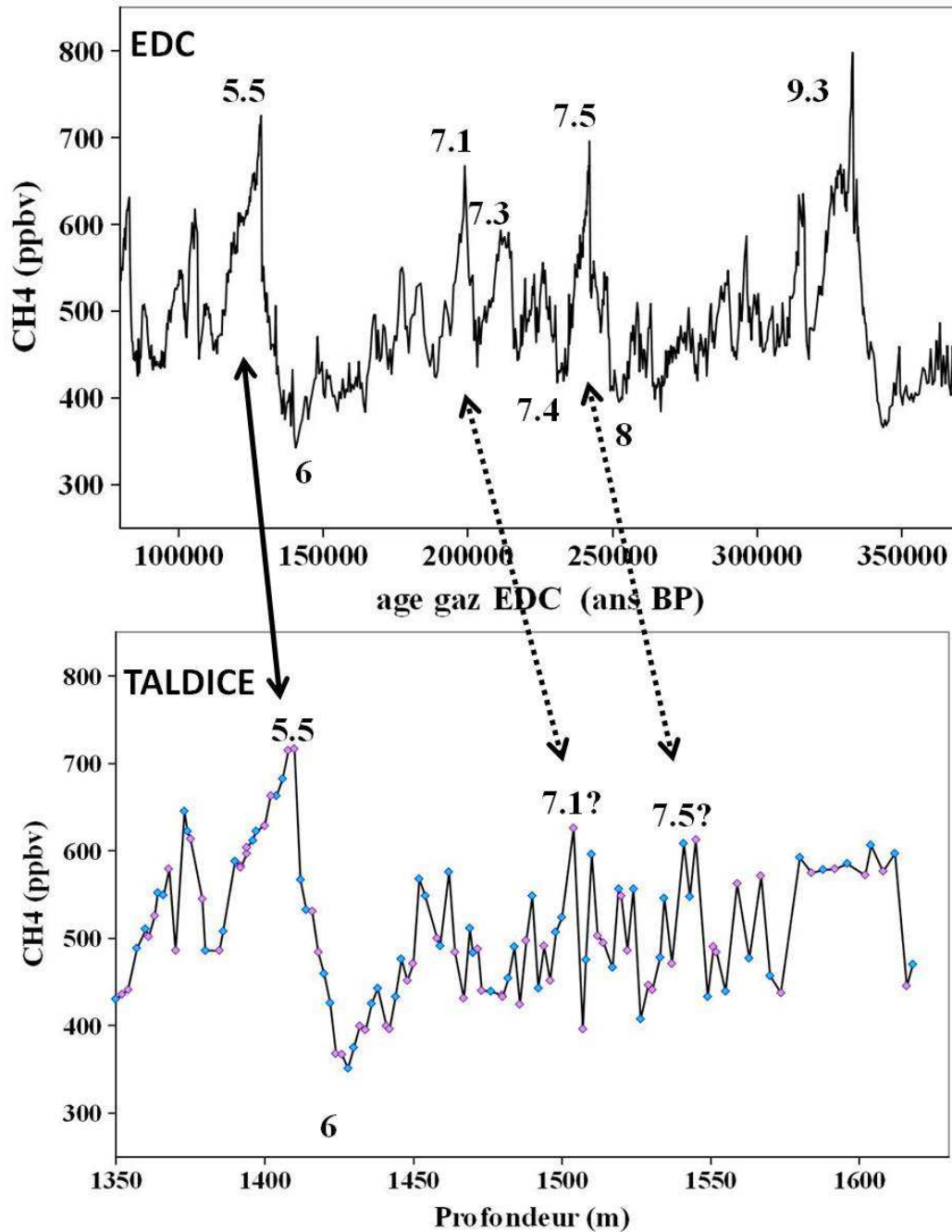


Figure 2: Comparaison des données méthane à TALDICE en fonction de la profondeur (graphique du bas) et du profil méthane à EDC représenté sur l'échelle d'âge gaz d'EDC3 (graphique du haut) pour la période précédant le stade MIS5.5. Les numéros indiquent les différents stades isotopiques marins et les flèches proposent une correspondance possible entre les enregistrements des deux sites.

En dessous de 1440 m de profondeur la résolution des mesures en terme d'âge devient insuffisante pour reconnaître sans faille la tendance du/des cycles climatiques précédents (voir Figure 2). De plus, l'amplitude des variations semble diminuer lorsque l'on s'intéresse à des profondeurs inférieures à 1440 m, ce qui pourrait refléter encore une fois la faible résolution, les maxima de méthane étant très localisés dans le temps comme on peut le constater dans le signal de référence EDC. En dessous de 1580 m le signal montre peu de tendance et devient ininterprétable.

Ainsi la synchronisation du profil de méthane de TALDICE avec celui d'autres sites ne sera réalisable que jusqu'aux profondeurs correspondant à la transition glaciaire – interglaciaire de l'Eémien. D'autres moyens devront être mis en œuvre pour estimer l'âge de la partie plus profonde de la carotte. Néanmoins la bonne qualité du profil méthane jusqu'à la dernière période interglaciaire confirme que la carotte de glace fournit un enregistrement climatique continu couvrant cette période, et qu'elle est ainsi tout à fait adéquate pour l'étude prévue de la variabilité millénaire des derniers 50 ka, problématique principalement traitée dans ce manuscrit.

Par ailleurs, la période de l'Holocène est excellemment documentée à Talos Dome grâce à l'important taux d'accumulation qui prévaut actuellement sur le site, contrairement aux faibles chutes de neige enregistrées aux sites de forages situés à l'intérieur du plateau Antarctique (ex : Vostok : 2.5 cm ie/an). L'analyse des enregistrements climatiques et des différents proxies mesurables dans la carotte durant cette période est un travail prévu pour les années à venir, et qui promet d'apporter d'importantes informations sur l'évolution climatique des zones Antarctiques côtières depuis le début de notre interglaciaire.

1.2.Mesures effectuées en continu par CFA

Une nouvelle méthode de mesure en continu du rapport de mélange du méthane dans les carottes de glace a été développée par Schüpbach et al. (2009). Si la précision de cette méthode s'avère moins bonne que celle des mesures traditionnelles, ces mesures en continu permettent en revanche d'améliorer la résolution en profondeur, et donc la définition des marqueurs stratigraphiques issus des profils de méthane.

Les mesures ont été effectuées par nos collègues suisses entre 667 et 817 m de profondeur, couvrant une large portion de la dernière déglaciation, puis dans les gammes 1132-1249 m, 1255-1275, et enfin 1303-1486 m de profondeur. Les résultats sont représentés dans la figure suivante, superposés aux mesures discrètes précédemment décrites.

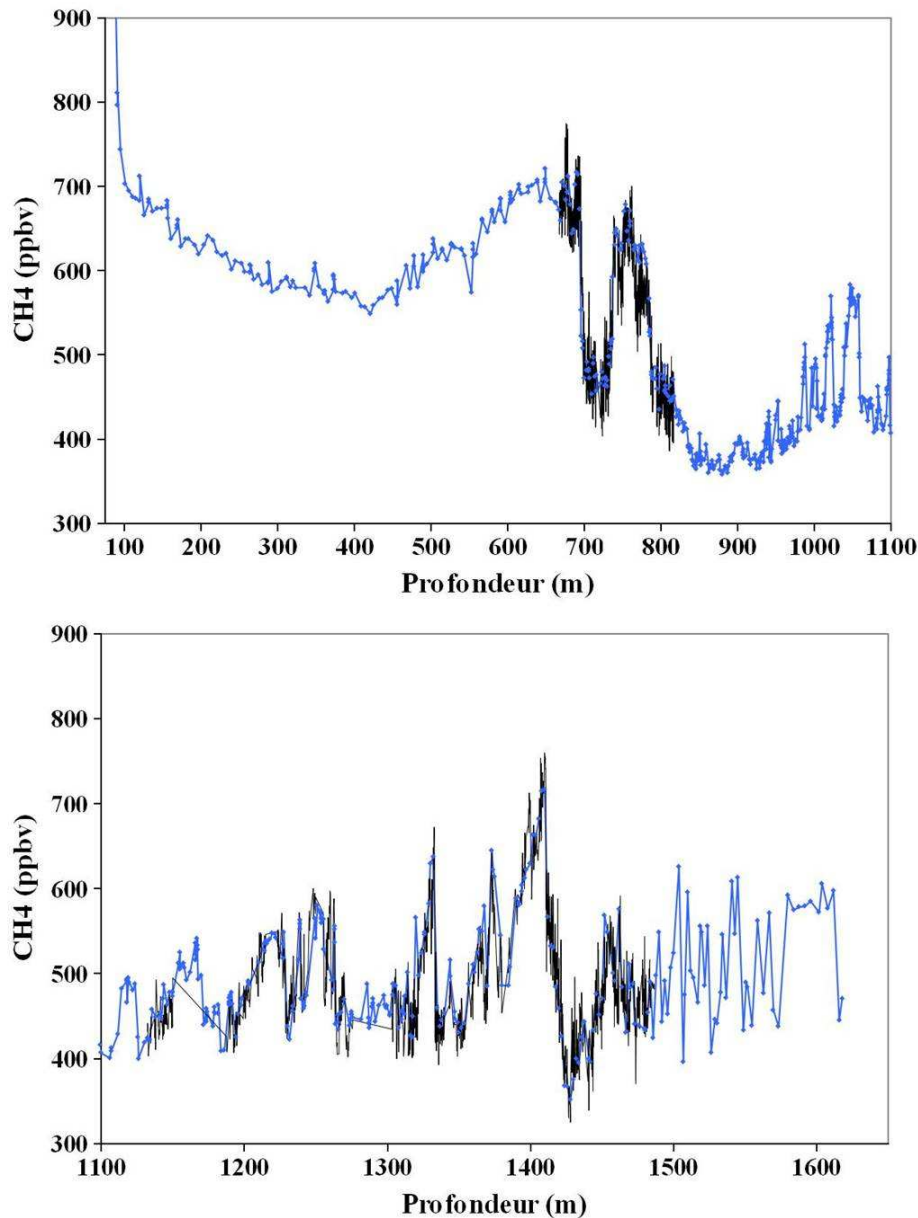


Figure 3: Enregistrement du méthane mesuré dans la carotte de Talos Dome par la méthode discrète traditionnelle (ligne bleue) et par la nouvelle méthode de mesure en flux continu (ligne noire) entre 100 et 1100 m de profondeur en haut, et entre 1100 et 1620 m de profondeur en bas.

Les résultats obtenus confirment clairement les données issues des mesures traditionnelles, une fois calés en valeur absolue (Schupbach et al., 2009).

Etant donnée notre intention d'utiliser le méthane comme outil de datation jusqu'à la dernière inceptation glaciaire, ses données nous seront particulièrement utiles pour une détermination précise des points de calage durant les transitions rapides de la dernière déglaciation.

II. Profils des isotopes de l'eau à TALDICE

La réalisation de mesures des isotopes de l'eau à TALDICE a deux objectifs bien distincts : premièrement, apporter une aide à la construction de l'échelle d'âge de Talos Dome

en synchronisant ce profil isotopique avec celui d'autres carottes de glace, dans la partie profonde du forage où le méthane n'est plus exploitable ; deuxièmement, illustrer l'histoire climatique du site, les isotopes de l'eau dans la glace étant considérés comme proxys directs de la température de surface, permettant l'étude des caractéristiques du climat passé dans la zone de Talos Dome.

Dans ce chapitre les résultats des mesures isotopiques ne seront présentés qu'en termes d'outils pour la datation et indicateurs de la qualité du signal climatique à Talos Dome, le volet interprétation climatique étant développé dans les chapitres suivants. Notre analyse est principalement focalisée sur l'enregistrement des isotopes de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$), mais les mesures des isotopes de l'hydrogène (deutérium) sont également en cours.

1. Enregistrement des isotopes de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) dans la glace de Talos Dome

Les mesures des isotopes de l'eau ont été effectuées par nos collègues au LSCE et à l'Université de Trieste (Italie) sur 1620 échantillons de 1 m de long tout le long de la carotte de glace, en attendant des données plus fines. La technique utilisée est celle décrite dans la section II du chapitre II.

Les résultats des mesures isotopiques en fonction de la profondeur sont représentés dans la Figure 4 suivante.

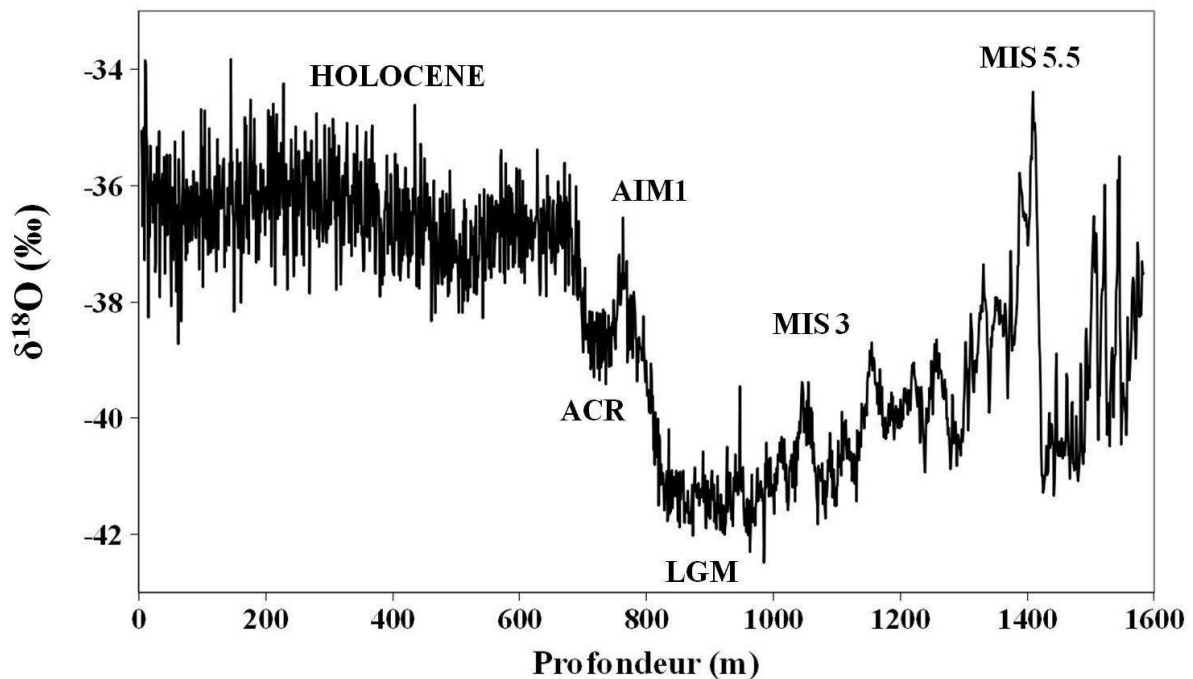


Figure 4: Profil des isotopes de l'eau à Talos Dome ($\delta^{18}\text{O}$) en fonction de la profondeur.

De la même manière que nous l'avons souligné pour le profil méthane, la période de l'Holocène est très bien documentée, précédée de la période de déglaciation et du LGM. Le

dernier interglaciaire apparait aussi clairement vers 1400 m de profondeur avec des valeurs isotopiques dépassant les valeurs de l'Holocène.

Le signal enregistré à des profondeurs plus importantes montre des évènements concentrés en profondeur, ce qui n'est pas surprenant étant donné l'amincissement glaciologique de ces couches profondes qui appauvrit la résolution temporelle des mesures. On parvient néanmoins à y déceler une alternance de périodes de fortes valeurs isotopiques et de faibles valeurs isotopiques, avec des ordres de grandeur typiques de l'amplitude des cycles glaciaires/interglaciaires.

Un zoom sur le profil mesuré en-dessous de 1300 m de profondeur est représenté dans la figure 5.

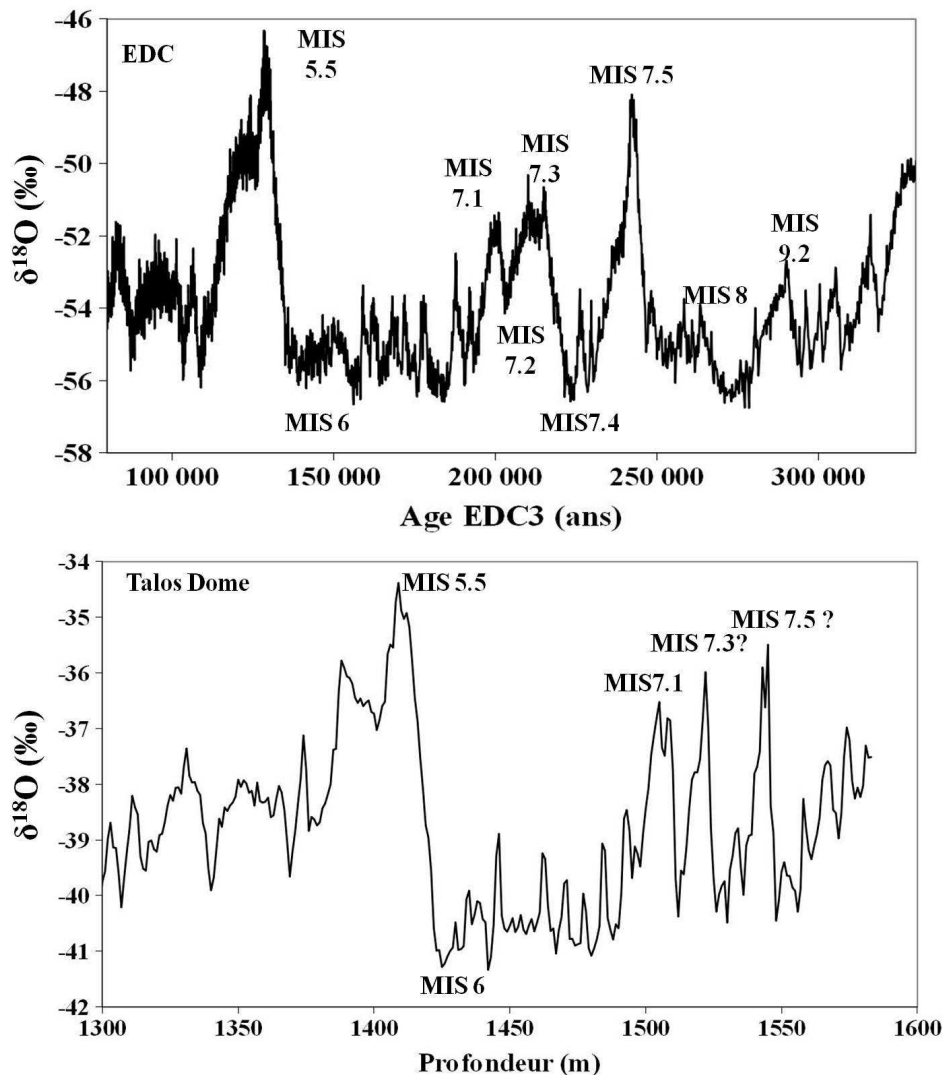


Figure 5 : Comparaison des profils isotopiques de TALDICE (en bas) en fonction de la profondeur, et d'EDC (en haut) en fonction de l'âge EDC3, pour des âges supérieurs à 100 000 ans.

En comparant l'enregistrement isotopique de Talos Dome avec celui d'EDC, on retrouve nettement la même empreinte du cycle climatique précédent. Ainsi une comparaison rapide des profils suggère que la carotte de Talos Dome pourrait contenir l'enregistrement de l'interglaciaire MIS 7.5, daté à environ 250 000 ans.

Cette observation constitue plutôt une heureuse surprise associée au projet TALDICE, qui dévoile que l'âge du forage remonte finalement beaucoup plus loin dans le temps que l'on ne le pensait au départ.

Du point de vue des valeurs absolues, les valeurs isotopiques du $\delta^{18}\text{O}$ mesurées à TALDICE sont comprises entre -33.8‰ et -42.5‰ . À EDC et EDML, les valeurs maximum et minimum enregistrées sur la même période sont respectivement: -46.3‰ et -57.4‰ à EDC et -52.8‰ et -41.7‰ à EDML (Epica Community Members, 2006; Jouzel et al., 2007), soit une amplitude de respectivement 9.5‰ , 11.0‰ et 11.2‰ pour Talos, EDC et EDML. Les valeurs à Talos Dome sont plus élevées que celles aux deux autres sites, reflétant des températures moyennes de surface plus élevées, conséquence de la localisation côtière et de l'altitude plus réduite. L'amplitude des variations est comparable à celle des autres carottes.

Moyennant l'hypothèse que les variations isotopiques de Talos Dome sont synchrones à l'échelle de temps multi-millénaire avec celles d'EDC, nous pouvons synchroniser les deux enregistrements pour les profondeurs supérieures à 1450 m (ou correspondant au dernier interglaciaire), là où le signal méthane n'offre pas suffisamment de résolution.

2. Les mesures des isotopes de l'hydrogène

Les mesures du deutérium contenu dans la glace ont également été réalisées à TALDICE. Cependant à l'heure d'aujourd'hui toutes les données ne sont pas disponibles ou confirmées. Nous avons donc principalement basée notre étude sur l'enregistrement du $\delta^{18}\text{O}$.

Le graphique suivant représente les données deutérium disponibles actuellement, ainsi que la relation entre $\delta^{18}\text{O}$ et δD déduite de ces mesures.

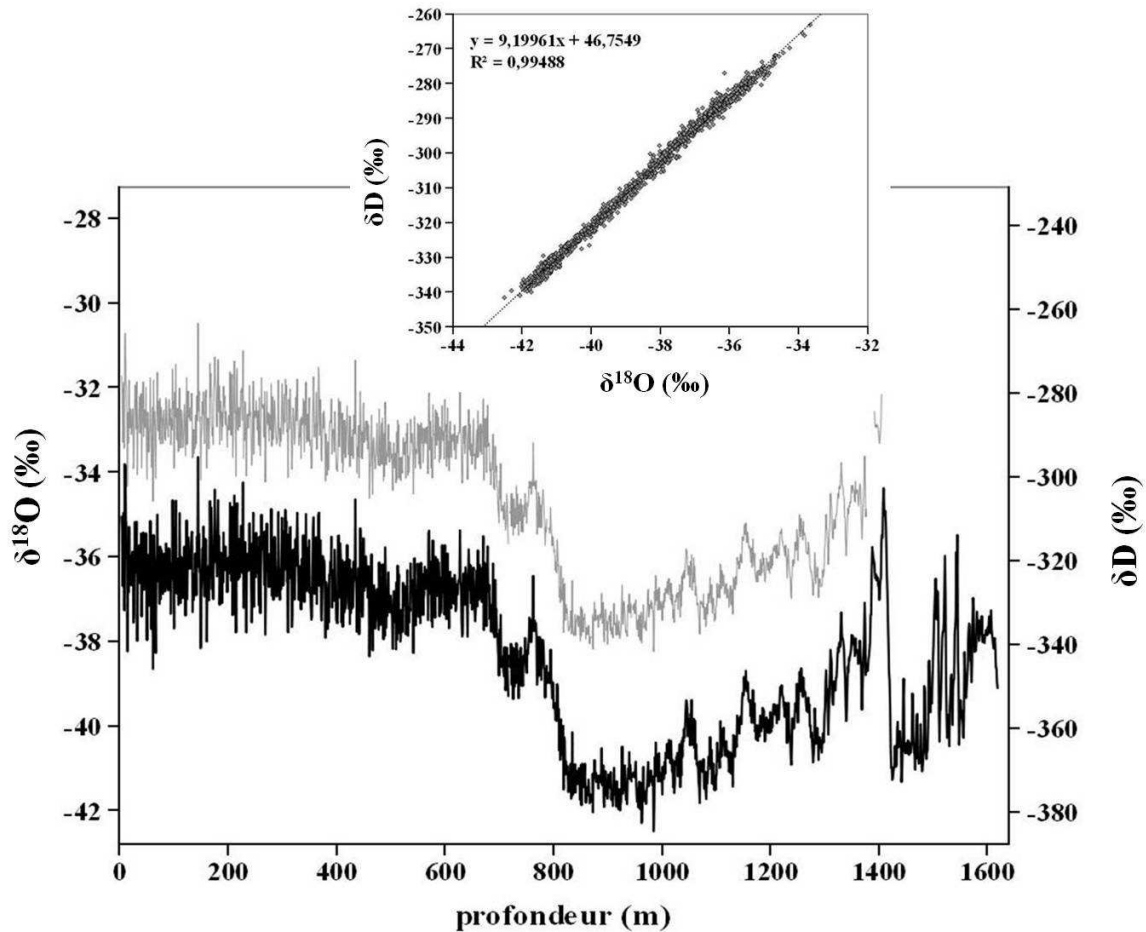


Figure 6: Comparaison des profils des mesures de δD (ligne grise) et de $\delta^{18}O$ (ligne noire) dans la carotte de Talos Dome. Le graphique au-dessus illustre la forte corrélation linéaire prévalant entre les deux compositions isotopiques.

On observe clairement la forte cohérence des profils des deux isotopes de l'eau, avec des tendances similaires tout le long de la carotte. La relation linéaire qui lie les deux jeux de données est extrêmement forte ($R^2=0.994$) et enregistre une pente de 9.2 pour l'ensemble des données. Cette pente est un peu supérieure à celle de 8 généralement suggérée pour les autres sites antarctiques (Stenni et al., 2010), mais reste néanmoins largement cohérente avec les observations moyennes réalisées sur le continent.

III. La composition isotopique de l'oxygène moléculaire dans l'atmosphère de Talos Dome ($\delta^{18}O_{atm}$)

En vue d'effectuer un contrôle *a posteriori* de la datation de la carotte TALDICE, le $\delta^{18}O_{atm}$ a été mesuré dans 145 échantillons entre 583 et 1402 m de profondeur (j'ai pris en charge 104 de ces mesures). La technique de mesure utilisée est celle décrite dans le chapitre précédent (Landais et al., 2003). L'erreur associée aux mesures est de 0,05% ; le pas d'échantillonnage moyen des mesures est de 5.4 m et diminue jusqu'à 3.4 m durant la dernière déglaciation. Les résultats obtenus sont représentés par la figure 7.

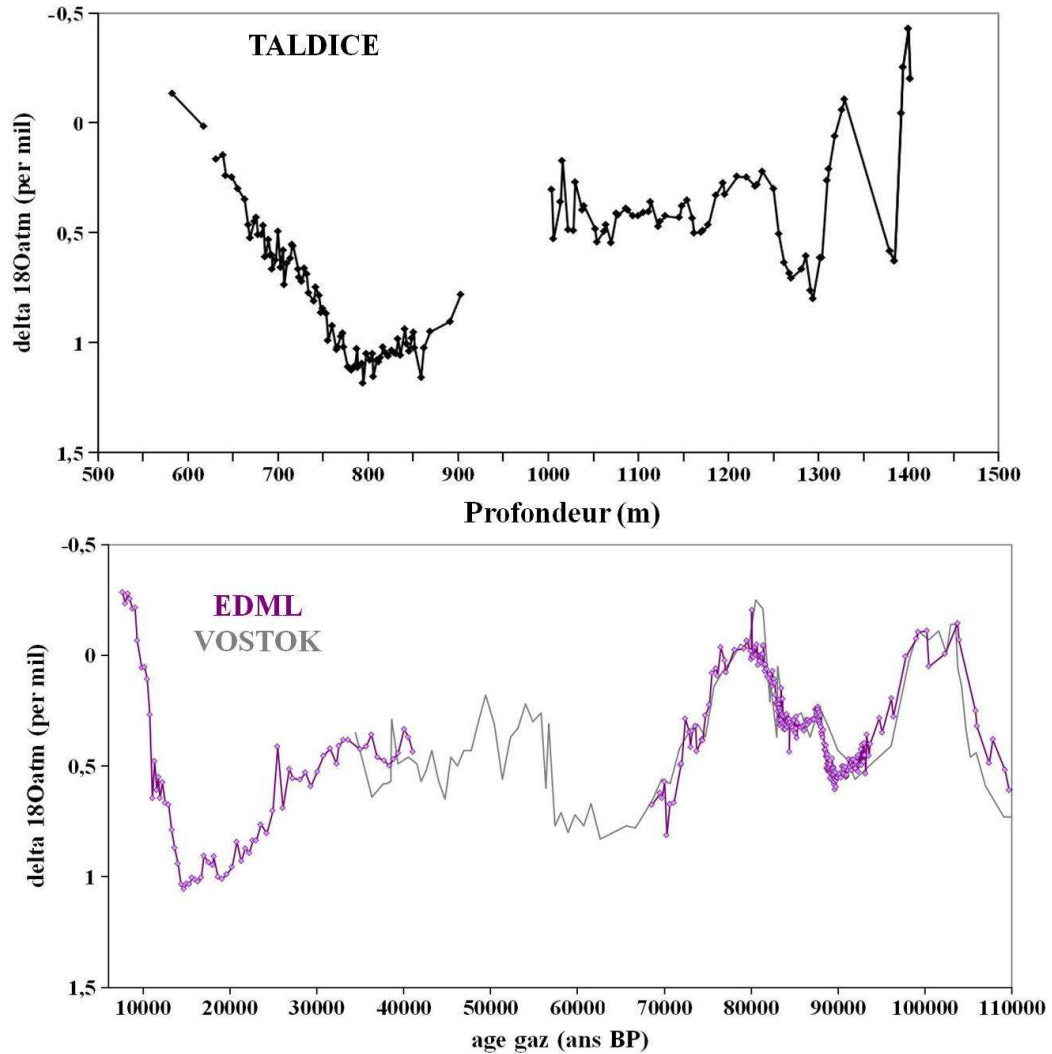


Figure 7: Représentation en fonction de la profondeur des mesures de $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ effectuées sur l'air piégé dans la carotte TALDICE (en haut) et des profils de $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ mesurés à EDML (en violet) et à Vostok en gris), représentés sur les chronologies EDML1 et GT4 respectivement (en bas).

L'ordre de grandeur des valeurs mesurées est en bon accord avec les moyennes habituellement observées, et l'amplitude et la forme des variations similaires à celles enregistrées dans les autres carottes de glace comme Vostok (Petit et al., 1999), EDC (Dreyfus et al., 2010), EDML (Capron et al., 2010) ou NorthGrip (Landais et al., 2007). On peut donc en conclure que le signal mesuré sera tout à fait exploitable en termes de marqueur stratigraphique avec ses homologues extraits d'autres carottes glaciaires.

IV. Résultats du modèle glaciologique 1-D comme scénario de base de la datation

En vue de réaliser une échelle d'âge préliminaire pour la carotte TALDICE, un modèle d'écoulement 1-D de la glace a été utilisé.

Nous allons présenter dans cette partie le choix des paramètres d'entrée nécessaires aux simulations, ainsi que les résultats produits par la simulation considérée comme la plus réaliste avant l'utilisation de la méthode inverse.

1. Choix des paramètres mal connus

Le modèle d'écoulement direct 1-D développé par Parrenin et al. (2007b) contient un certain nombre de paramètres d'entrée qu'il faut estimer au mieux d'après les informations disponibles sur le forage. Certains paramètres peu connus ont été déterminés en effectuant plusieurs simulations du modèle jusqu'à ce qu'un accord convenable avec les marqueurs d'âge indépendants soit observé.

Les estimations finales de ces paramètres sont résumées dans le tableau suivant.

Tableau 1: Paramètres d'entrée du modèle d'écoulement 1-D (Parrenin et al., 2007b)

Paramètre	Signification	Valeur	Références et commentaires
β	Amplitude des variations d'accumulation entre glaciaire/interglaciaire	0,0165	Ajusté comme compromis entre un accord avec les marqueurs d'âge et un accord avec les valeurs actuelles (Frezzotti et al., 2006; Magand et al., 2004)
α	Pente spatiale du thermomètre isotopique actuel	5,04 ‰/°C	(Frezzotti et al., 2004; Magand et al., 2004)
A_0	Taux d'accumulation actuel (cm ie/an)	8 cm ie/an	Ajusté pour obtenir le meilleur accord avec les marqueurs d'âge; 10% plus petit que (Stenni et al., 2002)
T_0	Température de surface actuelle à Talos Dome	-41°C	(Frezzotti et al., 2004)
p	paramètre contrôlant la (non)-linéarité du profil de vitesse verticale de la glace	3	(Parrenin et al., 2007b)
ΔH	Variations d'altitude passées	Tableau 2	Voir paragraphe suivant

2. Variations d'altitude :

La fonction d'amincissement des couches de glace à Talos Dome a pu être affectée par des variations d'altitude passées au niveau du dôme; il est donc important d'estimer et de prendre en compte ces éventuelles variations dans les simulations du modèle d'écoulement, puisque ce dernier en offre la possibilité.

Une étude bibliographique approfondie, couplée à des observations géomorphologiques sur la chaîne des Frontier Mountains située près de la zone de TALDICE suggèrent que les variations majeures du dôme ont eu lieu lors de la dernière déglaciation entre 30 et 7 ka. Elles seraient majoritairement engendrées par des mouvements de la ligne

d'échouage de la glace, en réponse aux variations du niveau des mers engendrées par les changements de température de cette époque. Une revue plus détaillée des données et études qui nous ont permis d'évaluer les variations d'altitude sera présentée dans le point V.3.2 de ce chapitre.

Le tableau 2 résume l'estimation de l'évolution de l'altitude que nous avons finalement prise en compte en entrée du modèle d'écoulement.

Tableau 2 : Estimation des variations d'altitude du dôme de Talos durant les derniers 30 000 ans (chiffres positifs = augmentation de l'altitude).

age (ka)	Changement d'altitude (m)
0	0
7	0±20
10	100±50
12.7	170±50
16	170±20
19	100±50
25	20±50
30	0±50

On remarque que l'évolution prédite est opposée à celle que l'on retrouve aux sites localisés à l'intérieur du plateau Est-Antarctique, où l'altitude était moins importante au DMG, due à l'effet dominant de la réduction du taux d'accumulation en période glaciaire (Ritz et al., 2001).

En raison du manque de données géomorphologiques pour les âges précédents le DMG, ainsi que de la difficulté pour les modèles de calottes de glace de simuler la localisation exacte du site ainsi que l'évolution des dômes périphériques, nous avons fait l'hypothèse que l'altitude du dôme était similaire à aujourd'hui à 30 ka BP, et aurait augmenté progressivement vers un maximum atteint à 16 ka BP.

3. Chronologie issue du modèle 1-D : relation âge/profondeur

Une fois tous les paramètres d'entrée déterminés, une chronologie préliminaire a donc été produite à la fois pour les phases gaz et glace de la carotte. Nous avons représenté dans la figure 8 les relations âge/profondeur associées à ces échelles d'âge et les avons comparées aux points de calage précédemment définis.

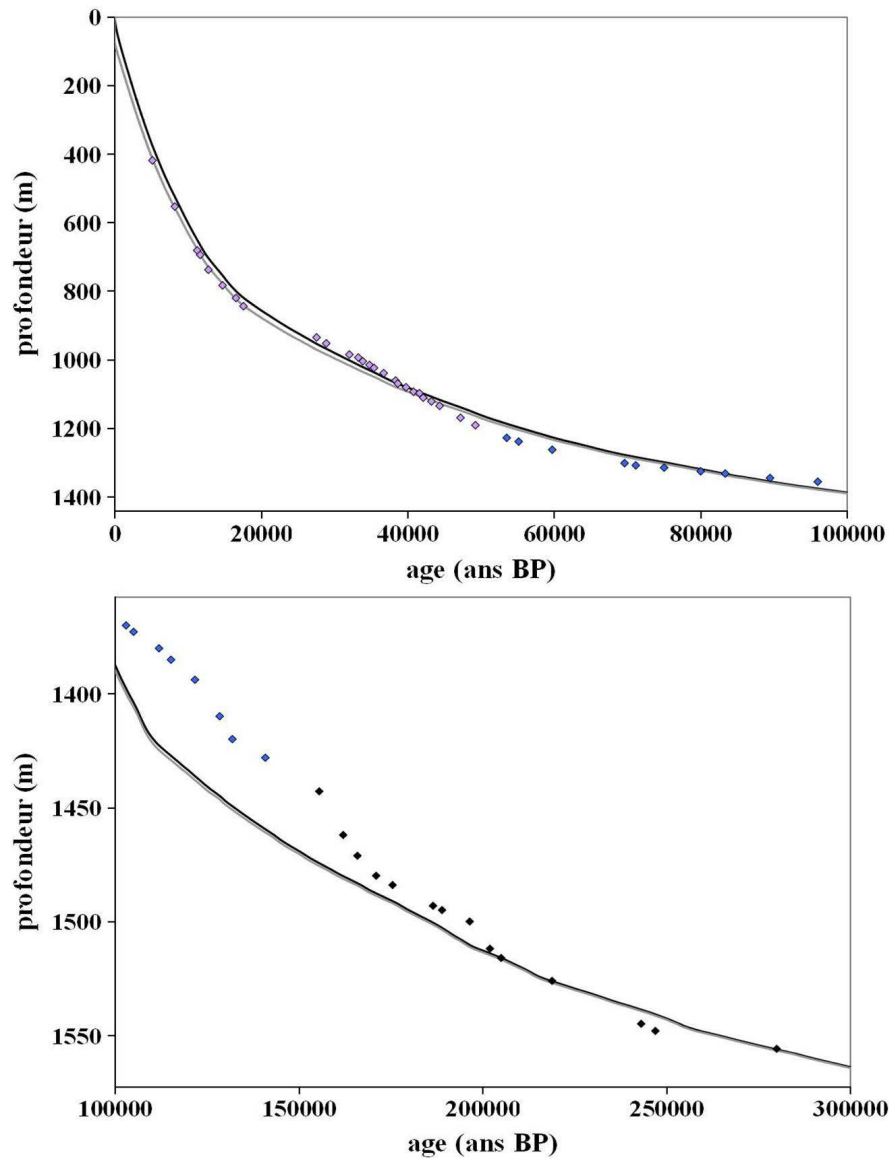


Figure 8: Représentation de la relation âge/profondeur calculée par le modèle direct pour les phases glace (en noir) et gaz (en gris). Les marqueurs d'âges gaz basés sur GICC05 (losanges violets) et EDC3 (losanges bleus), ainsi que les marqueurs d'âge glace (losanges noirs) précédemment définis (section V.2.4 de ce chapitre) sont ajoutés à la figure. Les résultats sont représentés en haut entre 0 et 100 ka BP et en bas entre 100 et 300 ka BP.

La chronologie obtenue est en assez bon accord avec certains marqueurs d'âge. Cependant nombre d'entre eux ne sont pas cohérents avec l'âge produit par le modèle. L'utilisation du modèle glaciologique tend à lisser la relation âge/profondeur, menant à des désaccords de plus de 30 000 ans entre le modèle et certains points de calage au-delà de 140 000 ans.

4. Reconstruction des entités glaciologiques associées

Le modèle d'écoulement produit, parallèlement à la datation, une estimation de l'évolution du taux d'accumulation au cours du temps, en supposant une relation donnée entre

accumulation et composition isotopique de la glace (Parrenin et al., 2007b), ainsi qu'une fonction d'amincissement d'après l'évolution de l'épaisseur des couches de glace annuelles avec la profondeur.

Ces entités glaciologiques sont représentées dans la figure 9 suivante :

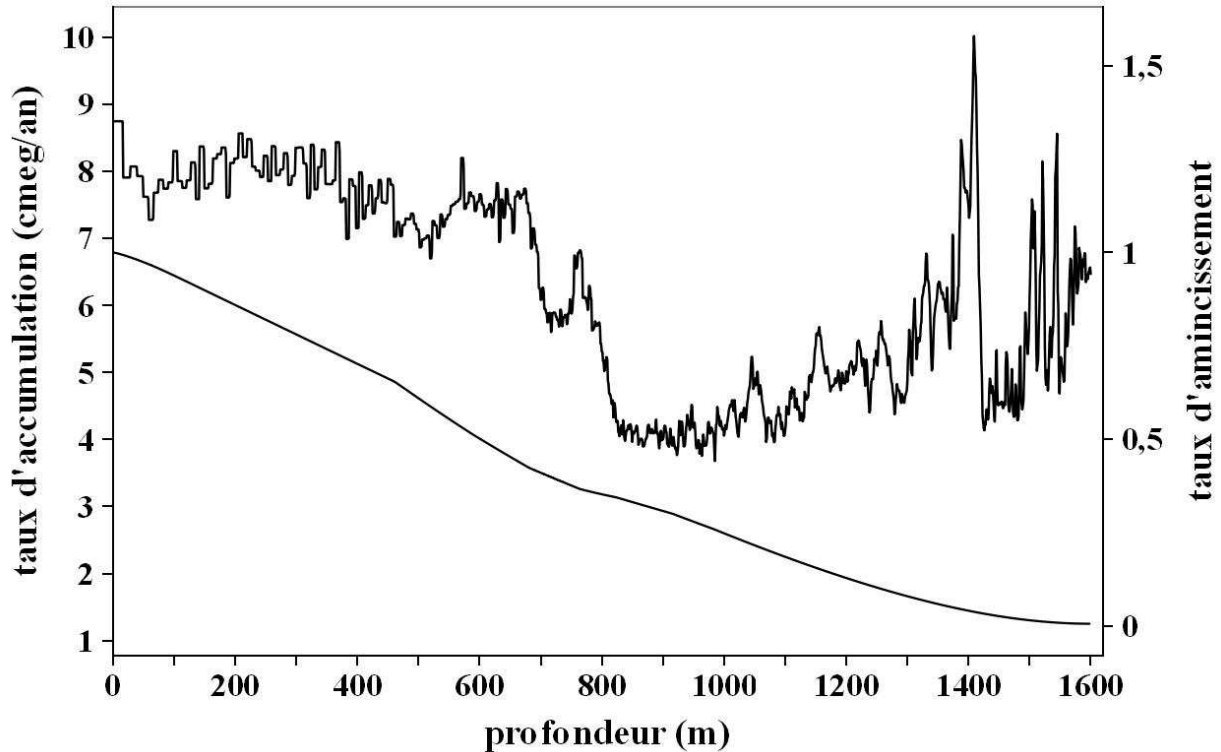


Figure 9: représentation de l'estimation par le modèle d'écoulement direct du taux d'accumulation (ligne du haut) et du taux d'amincissement dans la carotte TALDICE (ligne du bas) en fonction de la profondeur.

La valeur moyenne de l'accumulation durant l'Holocène s'établit autour de 8 cm ie/an ce qui est en très bon accord avec les mesures réalisées récemment dans la zone de Talos Dome. Les valeurs minimales du DMG se situent autour de 4 cm ie/an ce qui reste élevé par rapport aux valeurs faibles enregistrées dans les sites plus continentaux (par exemple EDML : 3 cm ie/an ; EDC : 1.4 cm ie/an (Epica Community Members, 2006); Taylor Dome : accumulation glaciaire considérée comme pratiquement nulle (Steig et al., 1998)). L'amplitude des variations entre valeurs glaciaires et interglaciaires est proche de celle d'EDC en raison du choix du paramètre β .

Le profil de la fonction d'amincissement montre une diminution progressive classique avec la profondeur. Le changement de pente situé entre 500 et 900 m environ exprime la prise en compte des variations d'altitude durant la période de déglaciation, l'augmentation de l'altitude en glaciaire couplée à la diminution du taux d'accumulation induisant un ralentissement de l'évolution de l'amincissement à cette période.

En conclusion le modèle d'écoulement 1-D utilisé permet de fournir une échelle d'âge préliminaire pour le gaz et la glace de la carotte de Talos, ainsi que des reconstructions du taux d'accumulation et du taux d'amincissement basées sur des équations physiques bien

définies (voir chapitre précédent). Cependant le modèle apparaît clairement trop simple pour simuler avec précision la complexité de l'amincissement des couches au cours du temps, menant à des désaccords entre la chronologie proposée et les informations chronologiques indépendantes.

Il est donc nécessaire d'améliorer cette première estimation de l'évolution de l'âge au sein de la carotte, afin d'obtenir une chronologie finale optimale en accord avec toutes les observations. Nous avons effectué ce travail à l'aide de la méthode inverse précédemment décrite, travail présenté dans le point suivant sous forme d'un article.

V. Construction de la datation TALDICE-1: TALDICE-1 age scale of the Talos Dome deep ice core, East Antarctica

TALDICE-1 age scale of the Talos Dome deep ice core, East Antarctica

D. Buiron¹, J. Chappellaz¹, B. Stenni², M. Frezzotti³, M. Baumgartner⁴, E. Capron⁵, A. Landais⁵, B. Lemieux-Dudon⁶, V. Masson-Delmotte⁵, M. Montagnat¹, F. Parrenin¹, A. Schilt⁷

¹ Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (CNRS-Université Joseph Fourier – Grenoble), 38402 Saint Martin d'Hères cedex, France;

² Department of Geosciences, University of Trieste, 34127 Trieste, Italy

³ ENEA, CR Casaccia, 00123, Roma, Italy;

⁴ Climate and Environmental Physics, Physics Institute, University of Bern, Sidlerstrasse 5, CH-3012 Bern, Switzerland

⁵ Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (IPSL/CEA-CNRS-UVSQ UMR 1572), CEA Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette cedex, France

⁶ INRIA- Laboratoire Jean Kuntzmann B.P. 53 38041 Grenoble cedex 9 France

⁷ Oeschger Centre for Climate Change Research, University of Bern, CH-3012 Bern, Switzerland

Abstract

A new deep ice core drilling program, TALDICE, has been successfully handled by a European team at Talos Dome, in the Ross Sea sector of East Antarctica, down to 1620 m depth. Using stratigraphic markers and a new inverse method, we produce the first official chronology of the ice core, called TALDICE-1. We show that it notably improves an *a priori* chronology resulting from a one-dimensional ice flow model. It is in agreement with *a posteriori* controls of the resulting accumulation rate and thinning function along the core. An absolute uncertainty of only 300 yr is obtained over the course of the last deglaciation. This uncertainty remains lower than 600 yr over Marine Isotope Stage 3, back to 50 kyr BP. The phasing of the TALDICE ice core climate record with respect to the central East Antarctic plateau and Greenland records can thus be determined with a precision allowing for a discussion of the mechanisms at work at sub-millennial time scales.

1. Introduction

The sequence of the last deglaciation in Greenland is characterized by the succession of an abrupt warming (onset of Bølling, 14.6 kyr BP) followed by an abrupt cooling (onset of Younger Dryas, 12.9 kyr BP) before a rapid return (11.6 kyr BP) to interglacial conditions (description structure from Johnsen et al.(1992); dates from Rasmussen et al.(2006)). Such millennial scale climate variability is similar to that observed during the last glacial period, and has analogous climatic features in Antarctica. The Antarctic signal consists of a slow warming which precedes the abrupt transition in Greenland by about one to three thousand years. When Greenland temperature abruptly rises, a slow cooling starts in Antarctica (Blunier et al., 1997). Previous investigations of central East Antarctic ice cores have revealed

the same consistent North-South timing and phasing for the sequence of the last deglaciation (Blunier et al., 1998; EPICA Community Members, 2006).

However studies of coastal ice cores in Antarctica have revealed a different pattern in two cases. The Taylor Dome site, situated near the Ross Sea, reveals a more Greenlandic-like evolution during the deglaciation (Steig et al., 1998). The first deglacial warming recorded in the Law Dome ice core situated in the Indian Ocean sector ends before the abrupt warming of the Bølling/Allerød (BA) in Greenland (Morgan et al., 2002). Questions however remain on the origin of such features that could notably be induced by dating errors. Currently there are few other ice cores from Antarctic coastal or near-coastal sites which cover the last 25 kyr (for example Siple Dome (Brook et al., 2005), Byrd (Sowers and Bender, 1995; Blunier et al., 1998) and Epica Dronning Maud Land (EDML) (EPICA Community Members, 2006) ice cores). The ice layers spanning the last deglaciation can be located close to bedrock where accurate dating is challenging. Moreover coastal cores often undergo high variability of snow accumulation due to wind scouring, which can also affect the dating quality. For example the Siple Dome ice core situated west of the Ross Sea has recorded a nearly negligible snow deposition rate around 15 kyr BP, leading to hiatus in the isotopic signal (Brook et al., 2005).

In order to document the regional variability of Antarctic climate, and its time relationship with climatic changes in other regions of the Earth (such as Greenland and the North Atlantic), a new deep ice core (1620 m) has been recovered at 5 km from the summit of the peripheral dome of Talos Dome (159°11'E, 72°49'S, 2315 m a.s.l.) on the eastern edge of the East Antarctic plateau during the field seasons 2004-2008. The international TALDICE (TALos Dome Ice Core) project (<http://www.taldice.org>) conducted by a consortium of five European nations led by Italy, is a contribution to the international project IPICS (International Partnerships in Ice Core Science; <http://www.pages-igbp.org/ipics/index.html>) of the International Polar Year 2007/09. Talos Dome is an ice dome, roughly equally distant (~300 km) to the Southern Indian Ocean and the Ross Sea. Its near-coastal location leads to a current accumulation rate of 8.5 cm ice equivalent per year (cm ie/yr) (Frezzotti et al., 2007; Stenni et al., 2002) i.e. about three to four times higher than on the East Antarctic plateau. It provides decadal time resolution during the last deglaciation period.

In addition to its focus on the last deglaciation (Stenni et al., 2010a), the TALDICE project also intends to investigate the millennial-scale variability of the last glacial period, down to at least 50 kyr BP, and to compare its shape and phasing with respect to other East Antarctic ice core records. Studying the sequence of climatic events between different areas relies on the quality of the ice core chronologies. The main techniques currently available for constructing ice core age scales can be grouped into four categories: (1) layer-counting, a technique which requires annual layer resolution in snow deposition and in trace element measurements (not applicable in most Antarctic sites because the accumulation rates are not sufficient); (2) tuning of ice records to insolation changes (applicable for long (> 100 kyr) records and resulting in large dating uncertainties (several kyr)); (3) matching age markers to other well-dated time series; (4) glaciological models simulating the thinning and flow of snow/ice layers through the ice sheet.

Absolute ages are needed to analyse the links between climate and orbital forcing (e.g. Kawamura et al., 2007), and to depict the sequences of events recorded in different archives. Air trapped within polar ice contains global atmospheric tracers such as CH₄ and δ¹⁸O_{atm} that

display temporal variability between different drilling sites (e.g, Landais et al., 2003). It is thus possible to build a relative dating of different polar ice cores that can provide insights into the timing of climatic events between Greenland and Antarctica and between different sites in Antarctica. A firn core was dated at Talos Dome by using seasonal variations in non-sea-salt sulphate concentrations coupled with the recognition of atomic bomb marker level (1965–1966) and sulphate spikes due to the most important volcanic events in the last 800 years (Stenni et al., 2002). Due to the difficulty of identifying seasonal signals and absence of absolute volcanic chronology before 1000 AD, it is impossible to build an absolute layer-counting age scale for ages older than the last millennium. As a consequence, we chose to build a relative glaciological age scale for Talos Dome. It is based on the absolute GICC05 age scale from Greenland down to 50 kyr (Svensson et al., 2008) and on the EDC3 age scale from Antarctica for older ages (Parrenin et al., 2007a), using both records synchronizations and glaciological modelling.

A new dating method based on inverse techniques has been recently developed (Lemieux-Dudon et al., 2009). It first requires background scenarios for the accumulation rate, the thinning function and the Close-Off-Depth in Ice Equivalent (CODIE) and the difference of depth for a given age between the trapped gas and the ice matrix (Δ depth). The scenarios are provided by simulations (ice flow and snow densification modeling). It is then complemented with chronological data provided by age markers (data enabling the association of time with a specific depth). The efficiency of this method has already been illustrated by improving the consistency between EPICA/Dome C (EDC), EPICA Dronning Maud Land (EDML), and NorthGRIP age scales (Lemieux-Dudon et al., 2010) over the last 50 kyr.

There are three main potential added values from the inverse modeling method: 1) it can provide parallel and consistent dating of several cores, 2) both gas and ice tie points can be used, 3) most importantly it produces a consistent set of Δ age, accumulation rate and thinning function.

We aim here at applying this inverse method to obtain the TALDICE-1 age scale, thus taking benefit mostly from the third added value mentioned above. We provide the background scenario by conducting simulations with a 1-D ice flow model (Parrenin et al., 2004), coupled with a densification model (Arnaud et al., 2000). We define age markers through the use of CH₄ and water isotopic profiles in the TALDICE and other ice cores. In order to match our new age scale to the absolute GICC05 age scale from Greenland (Svensson et al., 2008), most tie points are chosen through the synchronization of the TALDICE and Greenland methane records.

In this paper we first present the tie points (section 2.4) and describe the background scenario (section 3) and the use of the inverse method (section 4). Results and uncertainties are then discussed, including *a posteriori* controls of the resulting TALDICE-1 age scale and of the glaciological entities reconstructed by the model.

2. Data and methods

The quality of the chronology strongly depends on the number, distribution and quality of tie points along the record. The central tool used here to define tie points relies on synchronizing the TALDICE and other ice core CH₄ profiles.

CH₄ measurements have already been used many times for relative dating of ice cores (e.g., Blunier and Brook, 2001; Blunier et al., 1998, 2007; Chappellaz et al., 1997). During abrupt glacial events, CH₄ shows large and abrupt changes with time, usually associated with Greenland temperature changes (Huber et al., 2006). Its atmospheric lifetime of about 10 yr (IPCC, 2001) is larger than the interhemispheric mixing time (~1 yr), thus making its mixing ratio changes of global significance. Similar CH₄ records should thus be obtained in any ice core from either hemisphere. The limits of the CH₄ tie points are (1) the existence of an inter-polar gradient, not always well known, which introduces error in tie point definition when CH₄ changes abruptly (Dällenbach et al., 2000); (2) the smoothing of atmospheric composition changes which can differ from one ice core to another due to different gas trapping conditions (Spahni et al., 2003) ; this may also bias the age at mid-slope of CH₄ changes (Köhler, submitted); (3) the presence of time intervals where CH₄ does not vary significantly, such as Marine Isotopic Stage 2 (MIS 2) (Blunier et al. 2007). Still, CH₄ is particularly useful to date new Antarctic ice cores by matching them with the Greenlandic cores, as the reference CH₄ signal is well-known back to ~110 kyr BP (Brook et al., 1996), and as the Greenland ice cores can be absolutely dated by annual layer counting (Andersen et al., 2006; Rasmussen et al., 2006; Svensson et al., 2008; Vinther et al., 2006).

Below 1428 m of depth in the TALDICE core, corresponding to a gas age of ≈ 141 kyr BP, the resolution of our CH₄ measurements is not sufficient for synchronization purposes. We thus extend the chronology by matching the TALDICE $\delta^{18}\text{O}$ water isotopic profile with the EDC one on the EDC3 age scale (Parrenin et al., 2007a), making the assumption that the main features of climatic variations occurred in phase at both sites. This part of the chronology could be refined at a later date on when more comprehensive gas measurements are available.

Finally *a posteriori* control of the CH₄ tie points have been provided by measurements of the isotopic composition of molecular oxygen contained in the air enclosed in the ice ($\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$).

2.1. Methane measurements

CH₄ has been measured both at Grenoble (LGGE) and Bern laboratories, using two different methods. First, both LGGE and Bern used the same method as for previous ice cores. It consists of a wet extraction method combined with gas chromatographic analyses (Chappellaz et al., 1997; Spahni et al., 2005). The obtained LGGE values are increased by 6 ppbv in order to be in good agreement with Bern values (Spahni et al., 2005).

798 samples have been measured between 73 and 1620 m of depth, with a mean 1σ error of 10 ppbv. The mean depth resolution is 2 m, and varies from 0.5 m during sharp transitions to 12 m in the worst case. Second, part of the record (between 667 and 817 m and between 1132 m and 1487 m of depth) has been measured using a new on-line technique where the gas eluted from a continuous-flow analysis (CFA) system is separated from water with a membrane and then transferred to a gas chromatograph, thus providing ~20 cm depth

resolution, but with a lower precision of the measurements (1σ of 15 to 20 ppbv; Schüpbach et al., 2009).

2.2. Water isotopic measurements

Measurements of the oxygen isotope composition ($\delta^{18}\text{O}$) of water in the TALDICE samples were conducted on discrete samples averaging over a length of 1 m. The $\delta^{18}\text{O}$ measurements were carried out in France (Laboratoire des Sciences du Climat et l'Environnement) and in Italy (University of Trieste and Parma) using the well-known CO_2 water equilibration technique (Epstein et al., 1953). Intercomparisons of reference waters among the involved laboratories were conducted over the analysis period and the same water standard was used in all laboratories. The precision of $\delta^{18}\text{O}$ measurements is $\pm 0.05\%$. The $\delta^{18}\text{O}$ data provided here are the results of at least duplicate measurements of each sample, over a total of 1620 samples.

2.3. Molecular oxygen isotopic measurements ($\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$)

We measured the $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ on 145 TALDICE samples between 583 and 1402 m, using the analytical technique described in (Landais et al., 2003). The mean 1σ precision is 0.025 ‰.

2.4. Synchronization and age marker assignments

Down to 1191 m of depth (≈ 50 kyr BP) we matched the CH_4 profile of TALDICE with the Greenland Composite methane curve published by Blunier et al. (2007) which is based on the absolute layer-counted GICC05 age scale. The GICC05 age scale is considered as the current reference for ice core absolute dating down to about 50 kyr BP (Svensson et al., 2008). It suggests that the Taldice chronology should show a good coherency with absolute ages during this period.

Before 50 kyr BP, the most accurate and detailed CH_4 profile available is that of the EDC ice core (Loulergue et al., 2008). We thus extended the CH_4 synchronization between TALDICE and EDC profiles on the EDC3 age scale between 50 and 141 kyr BP (back to the onset of the penultimate deglaciation), corresponding to the depth range 1228-1428 m in the TALDICE ice core. The shift of the TALDICE matching between the Greenland and EDC CH_4 records takes place at 53.5 kyr BP (tie point corresponding to the Dansgaard/Oeschger #14 warming). A similar method has already been applied at EDML (EPICA Community Members, 2006) by synchronizing EDML and Greenland Composite methane profiles in order to investigate the Greenland-Antarctic timing of events down to 55 kyr BP.

CH_4 synchronization is performed by visual wiggle-matching, the tie points being chosen at mid-slope or maximum or minimum of CH_4 changes depending on the signal shape. For the synchronization exercise between TALDICE and EDC ice cores we consider that each tie point between TALDICE and EDC should bear the same CH_4 mixing ratio (no influence of the inter-polar gradient). Köhler (submitted) suggests that the CH_4 age at mid-slope is shifted

toward older ages by 58% of the width of age distribution of the trapped gases. Applied to EDML and NorthGRIP, this criterion leads to an additional synchronization error of less than 100 yr (Köhler, submitted). TALDICE having a larger accumulation rate than EDML, and thus a smaller width of age distribution, an even smaller synchronization error (about 80 yr) is expected. We do not include it in the following analysis. With this method, 44 age markers have been defined for the gas phase of the TALDICE core (Figure and Table 1 and 2).

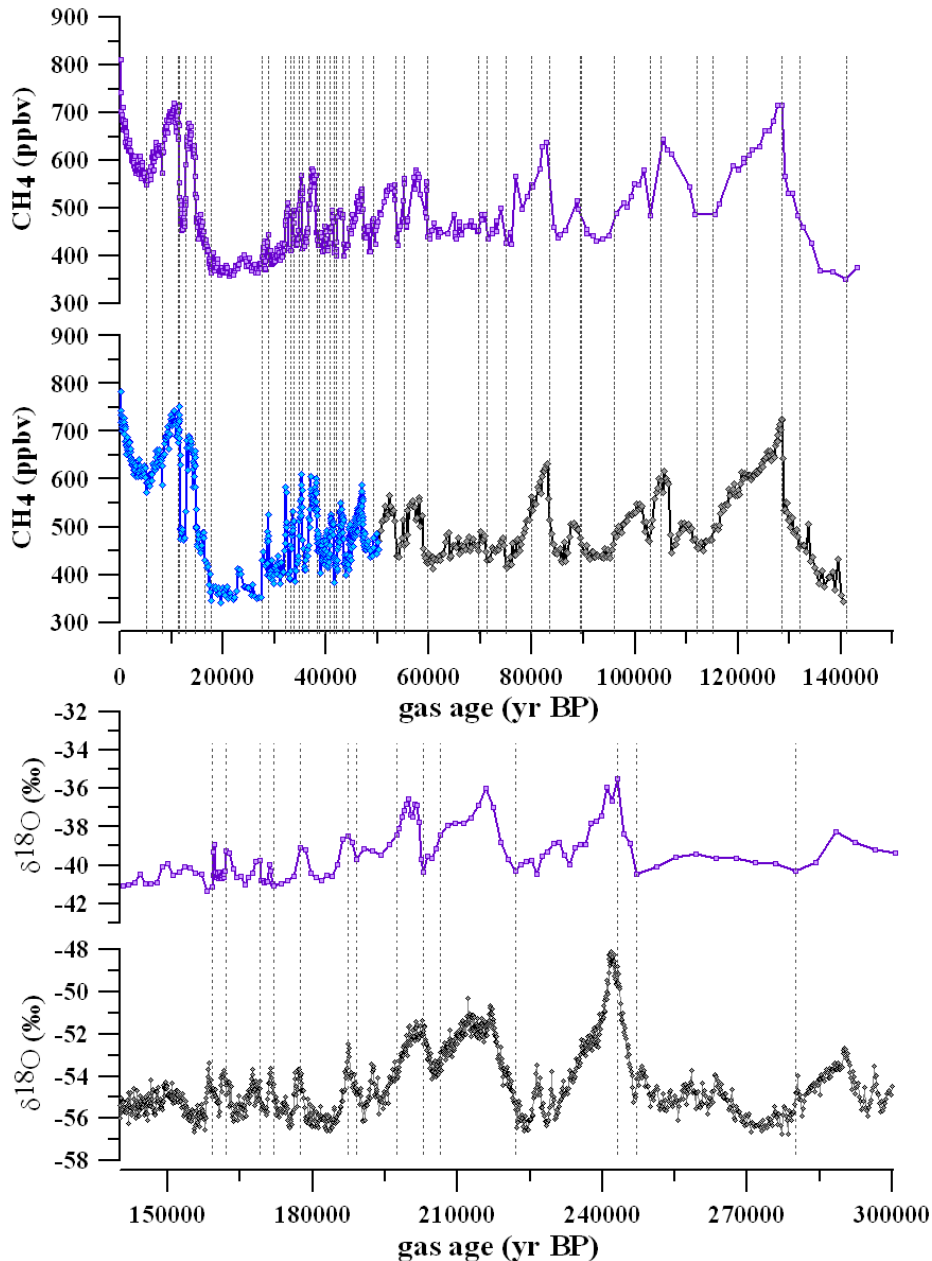


Fig. P1: (A): Synchronization of the TALDICE CH₄ record (purple curve) with the Greenland CH₄ composite on GICC05 age scale (Blunier et al., 2007) (blue curve) back to 53 kyr BP, and with the EDC CH₄ record (grey curve) on EDC3 age scale (Loulergue et al., 2008) for ages older than 53 kyr BP. (B): Synchronization between TALDICE (Stenni et al., 2010b) (purple curve) and EDC (grey curve) ice cores on the EDC3 age scale (EPICA Community Members, 2004) using δ¹⁸O of ice. For both graphs, dashed lines indicate the location of each tie point.

Table P 1: Tie points defined by CH₄ record synchronization between TALDICE and Greenland ice cores on GICC05 age scale

Greenland reference ice core	NorthGRIP depth (m)	TALDICE depth (m)	Gas age (yr BP)	Uncertainty (yr)
GRIP	846.6	420	5200	200
GRIP	1219.2	553	8250	150
GRIP	1470.3	684	11300	200
GRIP	1489.9	695	11650	100
GRIP	1525.2	738	12850	100
GRIP	1604.2	784	14680	100
GRIP	1647.6	820	16550	500
GRIP	1672.8	844	17650	300
GRIP	1861.3	935	27550	300
GRIP	1891.5	953	28900	200
GRIP	1941.0	985	32100	200
GRIP	1962.6	994	33250	200
GRIP	1976.4	1006	33850	200
GRIP	1991.8	1015	34800	200
GRIP	2008.6	1025	35450	200
GRIP	2029.0	1040	36700	200
NGRIP	2072.2	1062	38350	200
GRIP	2076.7	1070	38650	200
NGRIP	2093.2	1082	39800	200
NGRIP	2110.5	1095	40850	200
NGRIP	2126.1	1099	41600	200
NGRIP	2132.5	1111	42100	200
NGRIP	2155.5	1123	43300	200
NGRIP	2169.8	1135	44400	200
GISP	2224.0	1170	47200	200
GRIP	2252.4	1191	49270	400

Table P 2: Tie points defined by CH₄ record synchronization between TALDICE and EDC ice core on the EDC3 age scale

EDC depth (m)	TALDICE depth (m)	Gas age –yr BP)	Uncertainty (yr)
924.9	1228	53500	200
944.5	1239	55150	200
998	1264	59800	1000
1089.1	1302	69600	400
1106.6	1308	71200	1000

1145.3	1316	75000	1000
1197.8	1326	80000	800
1239.0	1333	83400	800
1302.7	1345	89500	500
1369.3	1356	96000	500
1439.6	1370	103000	800
1457.2	1373	105000	1500
1515.4	1380	112000	1000
1544.8	1385	115200	1500
1622.0	1394	121700	2000
1717.3	1410	128500	1000
1763.6	1420	132000	2000
1817.4	1428	141000	2000

We also define 14 tie points between TALDICE and EDC $\delta^{18}\text{O}$ records, at mid-slope or maximum of the sharpest climatic transitions between 1443 and 1556 m in TALDICE, covering the period between 159.2 and 280 kyr BP on the EDC3 time scale (Table 3). This approach assumes synchronous climate changes in Eastern Antarctica on multi-millennial time scales, as suggested by the coherency observed between various ice core records (Watanabe et al., 2003). This assumption is also corroborated by the comparison of TALDICE and EDC in the younger part of cores (Stenni et al., 2010a). Current CH_4 data resolution in the corresponding TALDICE depth range becomes too low to provide good markers with respect to the EDC CH_4 profile. Contrary to the first 44 CH_4 tie points, the additional 14 defined by the $\delta^{18}\text{O}$ records are located in the ice phase.

Table P 3: Tie points defined by water isotopic record synchronization between TALDICE and EDC ice core based on the EDC3 age scale

EDC (m)	depth (m)	TALDICE depth (m)	Associated (yr BP)	age	Uncertainty (yr)
1888.7		1443	159200		2000
1903.1		1462	162000		2000
1938.0		1471	169000		2000
1953.0		1480	172000		2000
1979.0		1484	177500		2000
2022.2		1493	187300		2000
2031.2		1495	189000		2000
2072.0		1500	197500		2000
2105.5		1512	203000		3000
2123.8		1516	206500		3000
2197.1		1526	222000		3000
2299.8		1545	243200		4000
2318.1		1548	247000		4000
2410.4		1558	290000		5000

The uncertainty on the absolute age of each tie point would be obtained by adding the uncertainty of the visual matching between CH₄ or δ¹⁸O records (Tables 1, 2 and 3; manual shift of x-axis of one record until match is lost), and the inherent uncertainty of the GICC05 and EDC3 age scales at the corresponding ages. Here we build TALDICE-1 on a relative scale with respect to GICC05 and EDC3. Therefore the inherent uncertainties of both time scales are irrelevant. The error induced by the interhemispheric CH₄ gradient leads to synchronizations errors reaching up to 50 yr (Dällenbach et al., 2000). The visual matching uncertainty amounts to less than 50 yr during the sharp transitions corresponding to the BA and Younger Dryas (YD) events, taking also into account the analytical uncertainty. On the other hand, the uncertainty amounts to several millennia for the oldest TALDICE ice, the largest portion of it being related with the poor resolution of the available δ¹⁸O profile. Future δ¹⁸O measurements at 5-cm depth resolution will help us to improve this part of the TALDICE time scale.

In total, 58 age markers are now available to constrain the dating scenarios provided by glaciological models, the highest concentration of tie points being during the deglaciation (11 to 18 kyr BP) and during MIS3 (29 to 55 kyr BP) periods.

3. *A priori* scenario

The inverse method (Lemieux-Dudon et al., 2010) used to build the TALDICE-1 age scale requires prior guess for the accumulation rate (expressed in ice equivalent), the thinning function, and the CODIE. The latter is critical as the synchronization of CH₄ records leads to age constraints on the gas chronology. In order to translate the CH₄ time markers into chronological constraints on the ice chronology, we need to estimate past TALDICE close-off depths (COD) where discrete air bubbles are formed, and thus the age difference between the trapped gases and the surrounding ice (Δage). At first order, both parameters depend on the accumulation rate and on surface temperature, determining for any given site at which depth pores become enclosed at the bottom of the firn.

3.1. Prior guess: 1-D ice flow model and snow densification model

In order to calculate a first *a priori* scenario for the three entities, we use the 1-D ice flow model developed by (Parrenin et al., 2007b) which combines ice flow modeling with a firn densification model (Arnaud et al., 2000). It calculates the age of the ice at a given depth with the following equation:

$$age(z) = \int_0^z \frac{1}{T(z')a(z')} dz' \quad (1)$$

where z is depth (m), T is the thinning ratio and a is the initial annual layer thickness (i.e. accumulation rate in ice equivalent), deduced from the isotopic composition of the ice. The required density profile has been measured in the field at Talos Dome.

The ice flow model is then coupled with a firn densification model (Arnaud et al., 2000) which uses the ice age scenario combined with past accumulation rate and temperature scenario deduced from the water isotopic data. The densification model provides past CODIE and Δ age scenarios, enabling to calculate a chronology associated with the gas phase of the ice core.

Past accumulation rates and temperature changes are usually deduced from the deuterium content of the ice (δD). Since the full TALDICE δD record is not available yet, the $\delta^{18}O$ data have been multiplied by 8 (Merlivat, 1978) to build a synthetic δD record. This approximation is based on the assumption that the second order parameter deuterium excess ($d = \delta D - 8 \delta^{18}O$) is negligible, but we must keep in mind that studies (e.g., Vimeux et al. 1999) have shown variations of more than 10 % of d in Antarctica during the last deglaciation period. We finally used the following equations:

$$T = T^0 + \alpha \Delta \delta D_{corr} \quad (2) \quad \text{and} \quad A = A^0 \exp(\beta \Delta \delta D_{smo}) \quad (3)$$

where T^0 and A^0 are the present-day surface temperature ($^{\circ}C$) and accumulation rate (cm ie/yr) at the drilling site. $\Delta \delta D_{corr}$ corresponds to the temporal deviation from the present-day deuterium content, corrected for past variations in the global ocean using the $\delta^{18}O$ record derived from the benthic foraminifera stacks (Lisiecki and Raymo, 2005). The latter is itself corrected for deep-water temperature effects. $\Delta \delta D_{smo}$ is a 50-yr average of $\Delta \delta D_{corr}$ and α represents the slope of the present-day spatial isotopic thermometer. β is a coefficient defining the glacial-interglacial amplitude of accumulation changes.

The model contains several poorly known parameters (namely α , β , a parameter p determining the vertical profile for deformation (Liboutry and Ritz, 1978), and past elevation changes, ΔH) and also requires input information regarding current conditions prevailing at the site (see Table 4). Unknown parameters are determined here by carrying several simulations until the best overall fit with the independent age markers is obtained.

Table P 4: parameters used in the 1-D ice flow model (Parrenin et al., 2007b)

Parameter	Meaning	Value	References and comments
β	Glacial-interglacial amplitude of accumulation rate changes	0,0165	Tuned for best fit of age markers
α	spatial slope of the present-day isotopic thermometer	5,04 ‰/ $^{\circ}C$	(Frezzotti et al., 2004; Magand et al., 2004)
A_0	Present-day accumulation rate	8 cm ie/yr	Tuned for best fit of age markers; 10% lower than (Stenni et al., 2002)
T_0	Present-day surface temperature	-41 $^{\circ}C$	(Frezzotti et al., 2004)

p	parameter controlling the (non)-linearity of the vertical velocity profile of ice	3	(Parrenin et al., 2007b)
ΔH	Past elevation changes	<i>Table 4</i>	See section 3.2

3.2.Elevation changes at Talos Dome

The thinning function at TALDICE could have been affected by past elevation changes at the dome. It is thus important to estimate and take these changes into account in the ice flow simulations. Constraints on past elevation changes, ΔH , in the Talos Dome area are available since the last deglaciation; they are summarized in Table 5.

Table P 5: Estimated elevation changes (positive numbers indicate an increase) in the TALDICE area between 0 and 30 kyr BP. Error bars are estimated from literature descriptions (Stenni et al., 2010)

age (kyr BP)	Elevation change (m)
0	0
7	0 \pm 20
10	100 \pm 50
12.7	170 \pm 50
16	170 \pm 20
19	100 \pm 50
25	20 \pm 50
30	0 \pm 50

Geomorphological studies carried through the Outback Nunataks range and in the Ross Sea sector revealed past glacier tracks, suggesting a maximum ΔH of 170 ± 20 m reached between 19 and 13 kyr BP. Elevation changes during the Last Glacial Maximum (LGM) have been triggered by the progression of the grounding line up to the continental margin in response to the glacial sea level lowering (Anderson et al., 2002). The maximum elevation change is consistent with analyses of moraine deposits in the upper part of Rennick Glacier (Meneghel et al., 1999), a few tens of km east of Talos Dome. It suggests an increase of the glacier thickness by about 200 m during the first part of the last termination.

The increased dome elevation during part of the deglaciation resulted from the increase of accumulation rate. We suggest that the dome started to lower its elevation when the grounding line retreated from its LGM position between 14.3 and 12 kyr BP (Anderson et al., 2002). Mackintosh et al. (2007) measured exposure ages of mountains dipsticks across the Framnes Mountains in Mac Robertson Land in East Antarctica. They concluded to a maximum thickness of the East Antarctic ice sheet around 13 kyr BP. Studies performed in other coastal Antarctic areas at the onset of the Holocene around 10 kyr BP, such as moraine dating in the

Mary Byrd Land region (Ackert et al., 1999), suggest that ΔH was still 100 ± 50 m higher than today. We thus extend these conclusions to the case of Talos Dome as well. Radiochronological measurements on penguin guano, shells and seal skin (Baroni and Hall, 2004) suggest that the retreat of the East Antarctic ice sheet margin reached Terra Nova Bay shortly before 7 kyr BP. Such evolution of the dome elevation in the course of the last deglaciation and the early Holocene contrasts with the ice sheet elevation changes on the East Antarctic plateau, where the altitude was lower during the LGM, due to the dominant effect of reduced glacial accumulation rates (Ritz et al., 2001). Observations of glacial geology and C^{14} dating point out that the Ross Ice Sheet started to grow at Mc Murdo Sound around 30 kyr BP (Baroni C., personal communication., 2010). We thus make the assumption that the present dome elevation is similar to that 30 kyr BP and went through an intermediate maximum around 16 kyr BP.

ΔH at TALDICE is incorporated as input information in the 1-D ice flow model : water isotopic data are corrected for elevation changes before being used to derive past temperature and accumulation rate (with a gradient of 1.3 ‰ / 100 m of elevation change).

3.1. Results obtained with the 1-D ice flow model

The resulting *a priori* chronology appears in good agreement with some age markers, while differences remain with others (Fig 3). The use of a glaciological model tends to smooth the depth-age relationship, leading to disagreements of up to 30 kyr with some of the tie points older than 140 kyr BP.

Due to numerous poorly-defined parameters and the simple description of ice flow, which does not account for the effect of anisotropy on rheology, the 1-D model is not able to describe past migrations of the dome summit or changes of its lateral limits which induce errors in the thinning function scenario. The model also neglects the fact that relationships between accumulation rate, temperature and water isotopic data could have been different in the past (Masson-Delmotte et al., 2006; Stenni et al., 2001).

4. TALDICE-1 age scale based on an inverse method

4.1. Principles

The inverse method used here to improve the glaciological model output is a probabilistic inverse approach based on a Bayesian inference. It attempts to find the best compromise between the *a priori* ice flow model scenario and chronological information from tie points (Lemieux-Dudon et al., 2009). It optimizes the three key glaciological entities that vary in the past: the accumulation rate, the total thinning function, and the CODIE.

The probabilistic combination of uncertainties of the model and of the tie points also enables to estimate confidence intervals on the new dating.

4.2. Input parameters

In addition to the background scenario (based on ice flow and snow densification simulations) a background error covariance matrix, which accounts for the uncertainties on the background dating scenario must be assessed in order to run the inverse method. In this study, we made the following assumptions: i) no error correlation between the accumulation rate and the thinning function, as argued by Parrenin et al. (2007b) who show that the total thinning function is only weakly sensitive to accumulation changes; ii) no error correlation between the accumulation rate and CODIE (the relationship between the CODIE and climatic parameters is complex, non-linear and with opposite effects of temperature and accumulation rate ; e.g., Landais et al., 2006)). The resulting error covariance matrix is therefore a diagonal block with three sub-matrices respectively associated to the three glaciological entities (thinning, accumulation and CODIE). These sub-matrices are fully defined by setting a standard deviation vector and a correlation matrix.

The standard deviation and correlation profiles were chosen of the same order of magnitude as proposed in Lemieux-Dudon et al., (2009;2010). A constant standard deviation with depth (set to 40%) is assessed for the accumulation rate and the CODIE (more precisely to the logarithm of these quantities because errors are assumed to be lognormally distributed). A growing function with depth is chosen for the thinning function (Lemieux-Dudon, 2009, 2010). The correlation profiles are normalized Gaussian functions with a correlation length parameter. The latter parameter is in time unit for the accumulation and CODIE and set to 4000 yr. It is in depth unit for the thinning function and set to 50 m. Further statistical analysis shall be performed to better constrain these parameters, but this is beyond the scope of the paper. A posteriori controls on the background settings can be conducted by testing the new chronology against independent paleoclimatic data (see section 5.1.3).

5. Results and Discussion

5.1.TALDICE ice and gas chronologies and confidence intervals

5.1.1. The new gas and ice age scales

Figure 2 shows the age /depth relationship at TALDICE according to the *a priori* glaciological model and after using the inverse method. They are both compared to age markers, and the confidence interval on the ice chronology calculated by the inverse method is also provided.

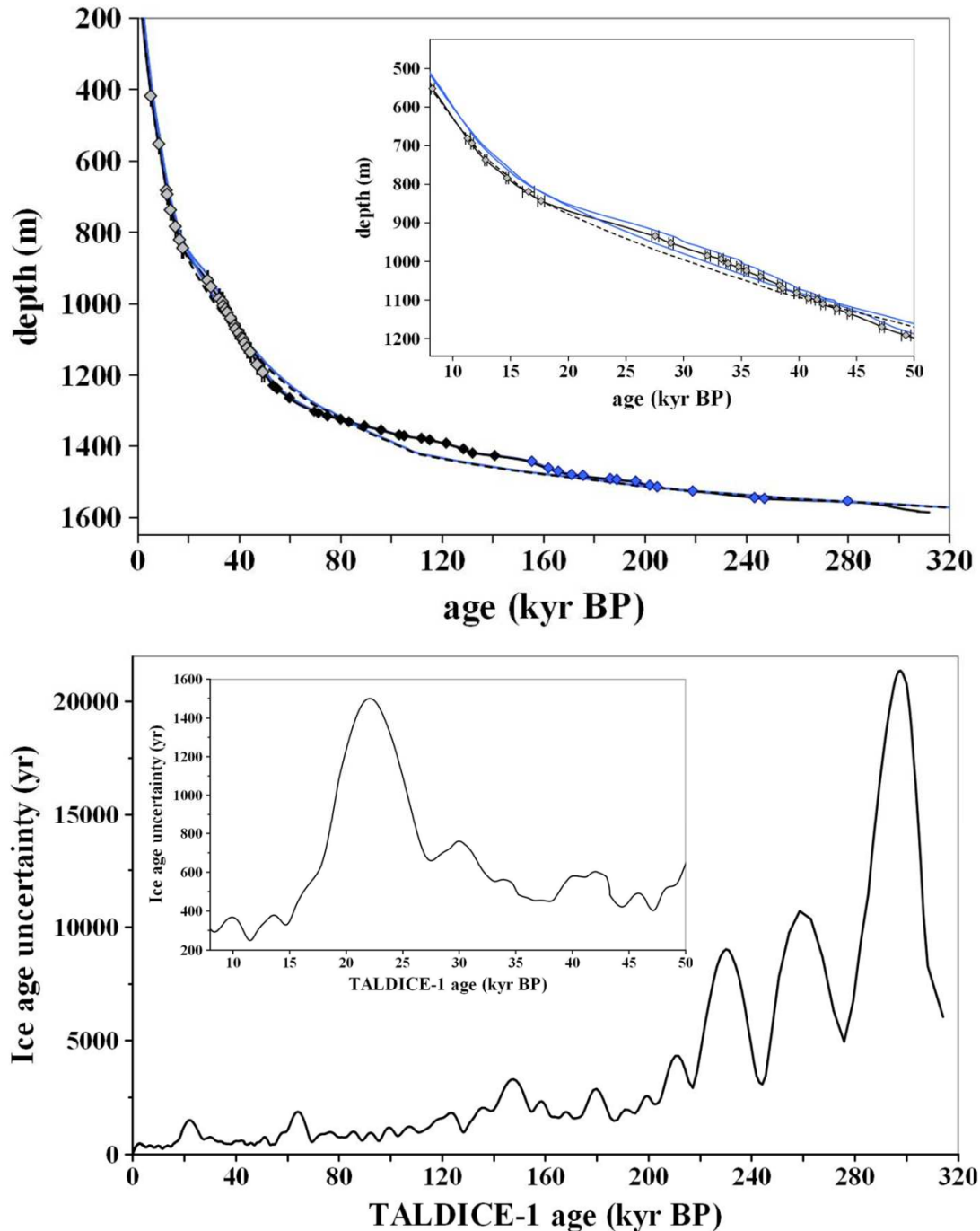


Fig. P2: Top: TALDICE-1 age/depth relationship for the ice (blue lines) and for the gas (black lines), from the *a priori* glaciological model (dashed lines), and after applying the inverse method (continuous lines), with a zoom on the period between 8 and 50 kyr BP; Bottom: uncertainty associated with the chronology deduced from the inverse method and zoomed between 8 and 50 kyr BP.

The TALDICE-1 chronology provides a very good agreement with all age markers. As previously observed (Lemieux-Dudon et al., 2010) the relative chronological uncertainty decreases at the location of age markers and increases during periods where few or no age markers are available. In addition, the uncertainty increases with depth.

The TALDICE-1 age scale provides an uncertainty of ~ 300 yr over the last deglaciation and is lower than 600 yr during the D/O events of MIS 3. The relative uncertainty reaches 2 kyr at

the MIS5.5 onset. By comparison, the uncertainty of the EDC3 and EDML1 time scales (Parrenin et al., 2007a; Ruth et al., 2007) over the last deglaciation, the MIS 3 period and the MIS 5.5 onset are estimated to be 0.4 kyr, 1.5 kyr and 3 kyr, respectively. The relatively small uncertainty in the TALDICE-1 chronology during MIS 3 enables us to investigate in detail the timing of the millennial-scale climatic events throughout the last climatic cycle.

For periods older than the last interglacial MIS5.5, the errors associated with tie points becomes considerably larger than for the younger TALDICE ice, due to the slow water isotopic variations and relatively poor time resolution of the TALDICE $\delta^{18}\text{O}$ record; the chronological uncertainty remains lower than 3 kyr down to 205 kyr BP, and then increase up to ~ 30 kyr yr for the oldest part of the record.

In order to highlight the scientific interest of using the inverse method instead of a simple interpolation between tie points (as often done so far, e.g., Blunier et al., 2007), we show in Figure 3 the annual layer thickness obtained with the inverse method and with the interpolation.

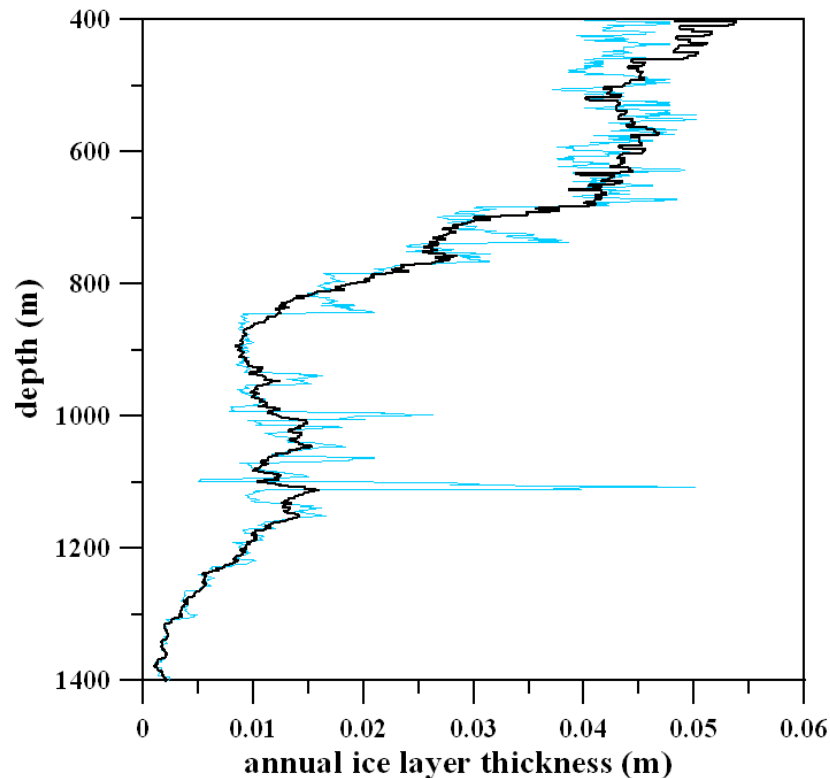


Fig. P3: Evolution with depth of the annual ice layer thickness along the TALDICE core deduced from a simple interpolation of age between gas stratigraphic markers (blue line) and deduced from the inverse method (black line).

The second method generates unrealistic changes of layer thicknesses, due to the abrupt squeezing-stretching required between tie points. In contrary, the inverse method provides a much smoother layer thickness evolution, reflecting the tuning of glaciological parameters using a standard deviation and a correlation length.

3.2.1. Corrections applied to the background scenario

Figure 4 shows the ratio between the accumulation rate, thinning rate and CODIE values deduced from the inverse method and those estimated by the background scenario, focusing on the last 50 kyr where age markers are more frequent.

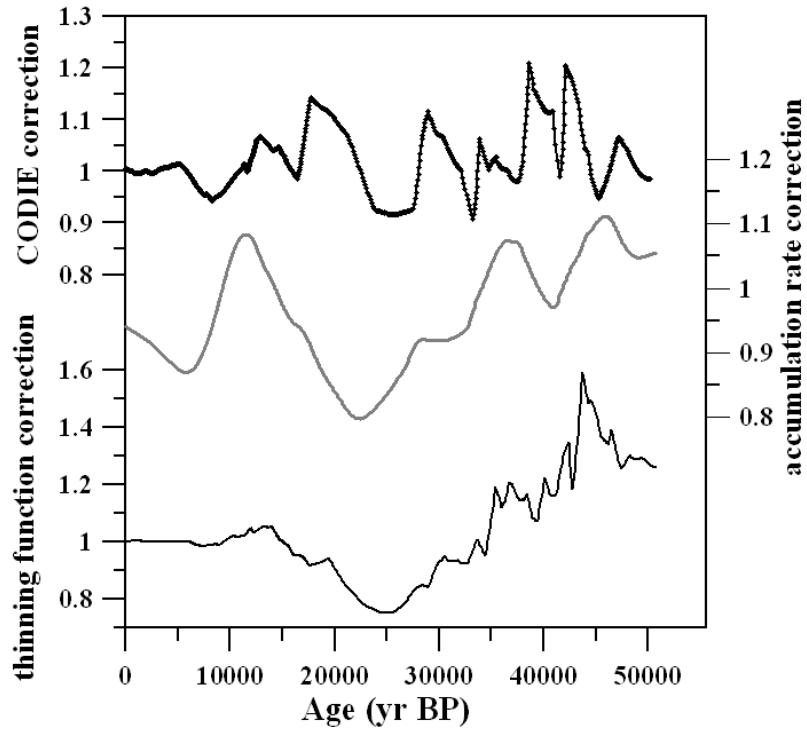


Fig. P4: Ratio between *a posteriori* and *a priori* values of glaciological entities plotted against the TALDICE-1 age scale: From top to bottom: CODIE (black line with symbols) accumulation rate (grey line), and thinning function (black line).

Corrections applied to the accumulation rate usually remain lower than the $\pm 20\%$ error margin usually considered for the accumulation rate deduced from isotopic data (Blunier et al., 2007; Huber et al., 2006). Only during the MIS 2 period the inverse method requires a decrease of 20% compared to the initial accumulation rate.

Corrections applied to the CODIE do not exceed 16%, and are consistent with typical uncertainties associated with modeled and measured close-off depth (Goujon et al., 2003; Landais et al., 2006).

The correction applied to the modeled thinning function remains below 5% for the last 16 kyr. It then increases to about 22% at 25 kyr BP, followed by a decrease and a constant level below 15% until around 40 kyr BP where small successive D/O events occur. These tie points lead to larger changes in the thinning function deduced by the inverse method.

3.1.1. A *posteriori* evaluation of the TALDICE-1 age scale

3.1.1.1. A *posteriori* evaluation with a firn densification model

The CODIE determined with the inverse method can be evaluated *a posteriori* by transforming it into a Δ age and by comparing it with the output of the firm densification model of Goujon et al. (2003). The latter calculates the CODIE and Δ age using the temperature and accumulation rate scenarios from the inverse model. Indeed surface temperature and accumulation rate are known to be the two main parameters controlling firm densification (Schwander et al., 1997).

The Δ age deduced from the CODIE of the inverse method and the one calculated by the firm densification model agree very well all along the core (Figure 5). Δ ages provided by the densification model when we vary accumulation rates from the inversion in a $\pm 20\%$ range fully bracket the inverse model-based Δ age. The mean difference between both gas chronologies amounts to only 16 yr. However, differences reach up to 450 yr over D/O events #9, 10 and 11. This reflects the difficulty to define accurate CH_4 tie points for these small events.

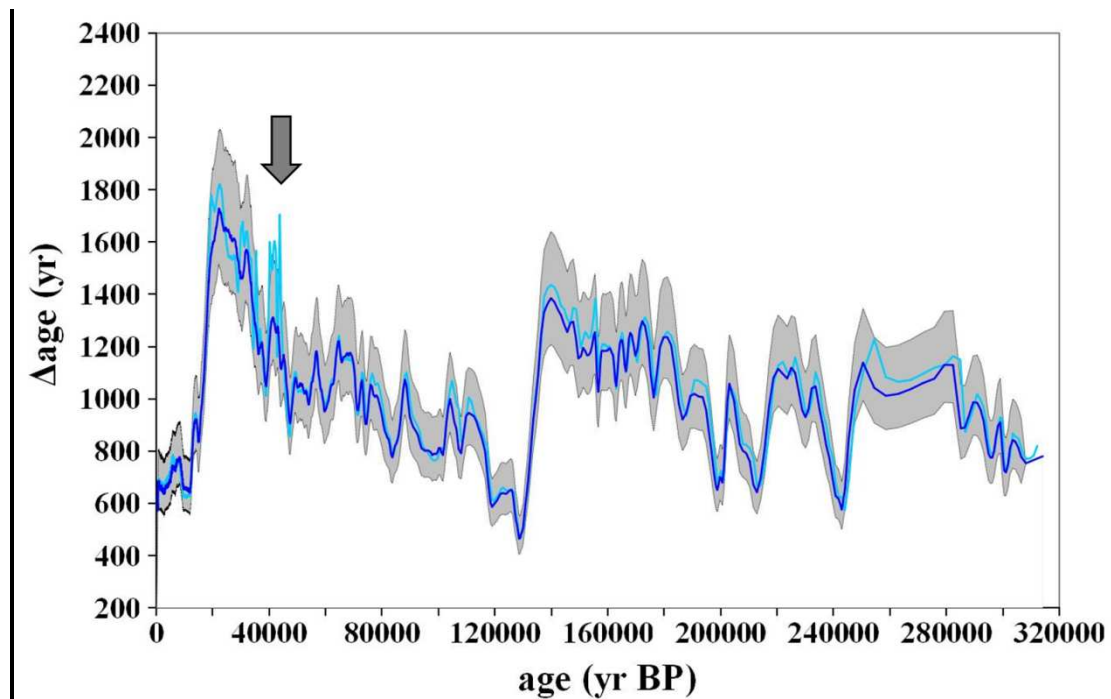


Fig. P5: Δ age evolution on the TALDICE-1 age scale, calculated by the inverse model (light blue line) and by the firm densification model (dark blue line). The grey shade represents the error interval based on accumulation rate uncertainties of $\pm 20\%$. The maximum difference recorded between Δ age estimates from the inverse method and from the firm densification model is pointed by the arrow: it occurs around 40 kyr BP and reaches 400 yr. The difference remains below ± 200 yr for other times.

3.2.1.1.A *a posteriori* evaluation using $\delta^{18}\text{O}$ of molecular oxygen

As in the case of atmospheric CH_4 , the isotopic composition of molecular oxygen in the atmosphere ($\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$) is globally homogeneous and shows changes associated with climate variations (Bender et al., 1994; Sowers et al., 1991). It can thus complement CH_4 tie points, especially during periods of time when the atmospheric CH_4 mixing ratio does not vary much in the atmosphere. Down to 50 kyr BP we choose to compare TALDICE $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ to the EDML

record on the new EDML age scale (Lemieux-Dudon et al., 2010), both chronologies being thus tied to the GICC05 chronology (Figure 6). For older ages, where TALDICE methane is synchronized to the EDC one on the EDC3 chronology, we compare TALDICE and EDML $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ records on the EDML1 age scale which is tied to the EDC3 one (Ruth et al., 2007), and to the Vostok $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ record (Petit et al., 1999) which has been previously put on the EDC3 age scale (Loulergue et al., 2008). New EDML $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ measurements before 80 kyr BP were performed at LSCE with the same analytical method.

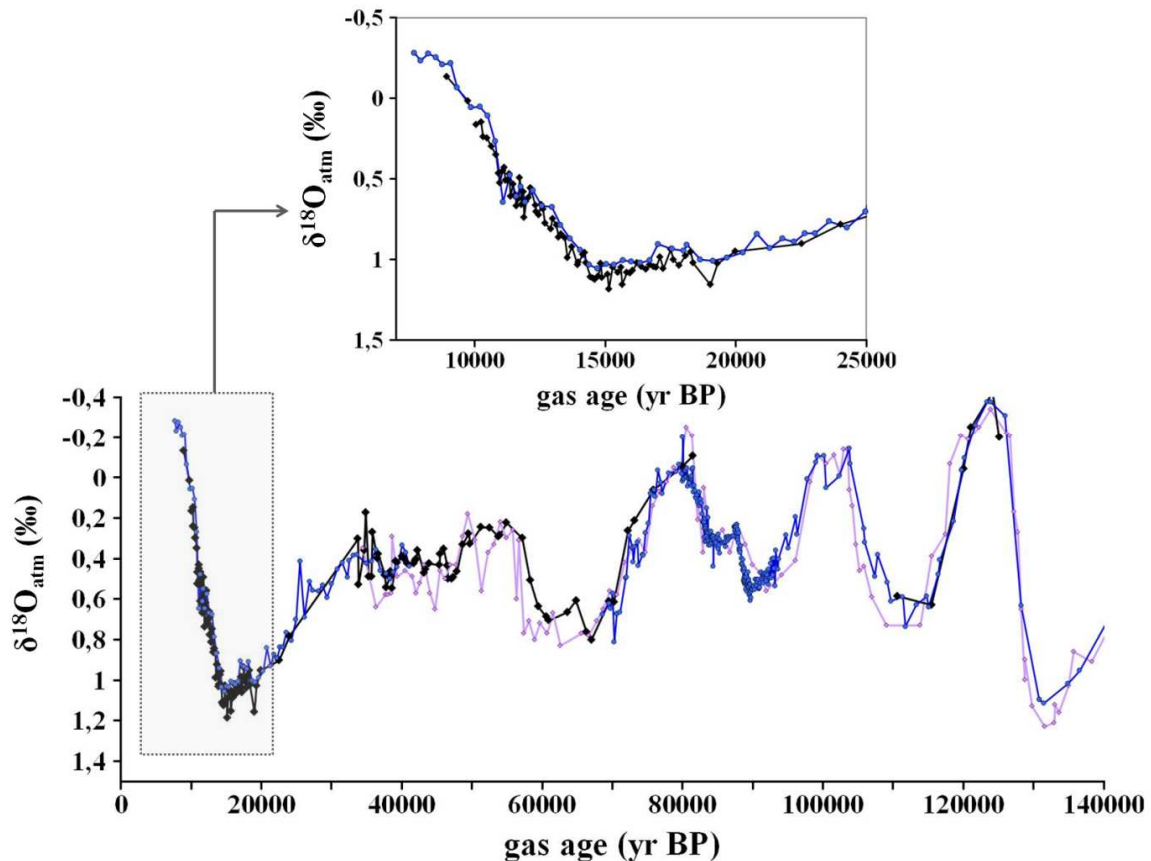


Fig. P6: $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ measured along the TALDICE ice core (black line and symbols) on the TALDICE-1 age scale, compared with its counterparts from EDML (blue line with rounded symbols; Capron et al., 2010) and Vostok (purple line; Petit et al., 1999). Inside frame: zoom on the LGM and the last deglaciation

The three $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ records appear in very good agreement (Fig 6). We particularly focused our measurements on the deglaciation period, where we observe an extremely good fit between EDML and TALDICE records. Those observations strengthen our confidence on the choice of the preliminary age markers.

The few points measured between 60 and 85 kyr BP and after 100 kyr BP enable to catch the sharp $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ transition between 70 and 80 kyr BP, taking place at a time of reduced CH_4 variations. It reasonably confirms that the right stadials and interstadials have been matched together.

3.1. How physically realistic are the glaciological parameters resulting from the inverse model?

3.1.1. Accumulation rate reconstruction

3.1.1.1. Comparison with the water isotopic signal

Overall, the accumulation rate calculated by the inverse method over the full TALDICE time scale is very close to the one deduced from the water isotopes, as can be seen in Figure 7. It gives confidence that the standard relationship expected between the accumulation rate and isotopic data is also valid at Talos Dome on long time scales (Frezzotti et al., 2004, 2007; Magand et al., 2004). Still, a difference of 25% is observed around 23 kyr BP (Fig. 7). The amplitude of the last glacial-interglacial accumulation rate changes thus appears slightly more pronounced with the scenario from the inverse method or, conversely, underestimated with the classical approach. These differences could be partly explained by the fact that the 1-D model is not able to simulate whether relationships between accumulation rate/temperature and isotopic data have been different in the past (Masson-Delmotte et al., 2006; Stenni et al., 2001). This discrepancy occurs in the 18-30 ka interval, at a time when the simple Greenland $\delta^{18}\text{O}$ -accumulation relationship also breaks down (Svensson et al., 2006)

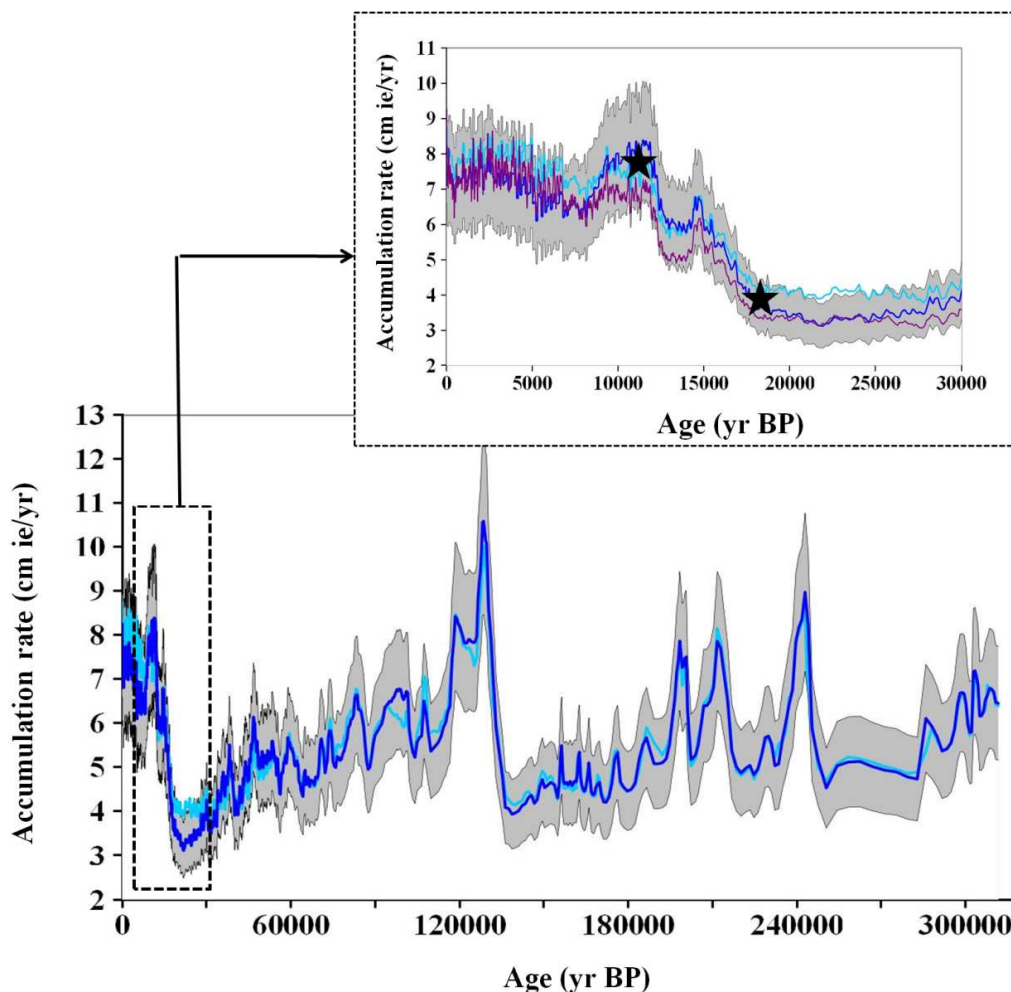


Fig. P7: Accumulation rate history deduced from the water isotopic profile corrected from elevation changes (light blue line) and after adjustment by the inverse method (dark blue line). The grey area represents the error interval for an accumulation rate varying by $\pm 20\%$ around the value deduced from

the inverse method. Inside frame: zoom over the last deglaciation period. We add the ^{10}Be constraints for Holocene and LGM periods (stars); it is set to match the average Early Holocene accumulation rate deduced from the inverse and direct reconstructions, and then shown with the ratio calculated between Holocene and LGM periods as explain in section 5.2.1.2. We also plot the accumulation rate calculated by the traditional isotopic equation for a value of $\beta=0.0198$ (purple line), after having corrected the water isotopic data from elevation changes.

As previously explained, the link between the accumulation rate and the water isotopic signal is represented in the models by the parameter β , which consists of a constant value in the classical approach. However the inverse method requires a β value varying in time, around a mean value of 0.0198 associated with a correlation coefficient $R^2=0.93$ between accumulation rate and deuterium data. We add to the Figure 7 the accumulation rate calculated for a constant $\beta=0.0198$. It seems that the inverse accumulation rate mainly differs from this relationship in the period ranging between the AIM1 and the Early Holocene, showing higher values, whereas it differs from the direct model accumulation rate during LGM low values.

The large accumulation rate decrease during the LGM, and to a lesser extent during MIS 6, could reflect the sensitivity of this coastal site to changes of moisture source due to sea ice extent and presence of an ice sheet in the Ross sea embayment, both possibly affecting snow precipitation linked to cyclonic activity and wind-scouring. Indeed, radar layer studies have shown that the LGM snow accumulation became nearly negligible at Taylor Dome (also in the Ross sea embayment), probably in response to changes in storm tracks (Morse et al., 1998, 2007). Talos Dome is influenced by moisture originating mainly from the Indian (around 50 %) and in a lesser extent from the Pacific/Ross Sea (30%) sectors of the Southern Ocean (Scarchilli et al., 2010). The snowfalls originating from the Pacific Ocean reach Talos Dome after crossing the Ross Sea, where extensive presence of sea ice occurs also during summer time. During the LGM and most of the deglaciation, the presence of the Ross Ice Sheet extending up to the continental margin could have contributed to dry the air masses coming from the Ross Sea area. The same phenomenon could explain the different ratio between accumulation and water isotopes between the LGM and the Holocene.

3.1.1.1.A posteriori control with ^{10}Be data

The cosmogenic isotope Beryllium-10 (^{10}Be) signal in ice cores is influenced by changes in its production, deposition processes and snow accumulation. During a deglaciation, the snow accumulation drastically changes and at first order, ^{10}Be concentration can be used to constrain it. Previous studies have shown that ^{10}Be is mostly dry deposited on the East Antarctic plateau, enabling to directly connect ^{10}Be concentrations in the ice [^{10}Be] with the snow accumulation rate (Delmas, 1992; Raisbeck and Yiou, 1985), adding a constant term for the wet deposition effect.

^{10}Be measurements have been performed on TALDICE ice covering the last deglaciation on the new Accelerator Mass Spectrometer, ASTER, installed at CEREGE. They show a near-doubling of [^{10}Be] in LGM ice compared with the Holocene one, similar to the Vostok Antarctic site (Raisbeck et al., 1992) or to the GISP2 and GRIP Greenland sites

(Finkel and Nishiizumi, 1997; Raisbeck et al., 1992). ^{10}Be concentration and snow accumulation rate are inversely correlated. Calculating the ratios $[\text{}^{10}\text{Be}]_{\text{AIM1}} / [\text{}^{10}\text{Be}]_{\text{Holocene}}$ and $[\text{}^{10}\text{Be}]_{\text{LGM}} / [\text{}^{10}\text{Be}]_{\text{Holocene}}$, we obtain 1.23 and 1.82, respectively. The former is similar to the Holocene/AIM1 ratio of accumulation rate deduced from the inverse method. On the other hand the inverse method provides a Holocene/LGM accumulation rate ratio of 2.20, whereas the ratio deduced from water isotopes is 1.80 (Figure 7). This means that either the more reduced accumulation rate during the LGM deduced from the inverse method is incorrect (i.e., the method gives too much weight to accumulation rate changes relative to thinning function changes) or that parameters other than accumulation rate, such as cosmogenic isotope production, wet versus dry deposition changes and/or, dust and aerosol variations or atmospheric transport, also modulated the TALDICE LGM / Holocene $[\text{}^{10}\text{Be}]$ values. At the moment we have no firm argument favoring either of these possibilities.

3.1.2. Thinning function

Broadly speaking, the *a priori* ice-flow model calculations provide a thinning function in good agreement with the one deduced by the inverse method. However the dome may have moved slightly through time (Urbini et al., 2008), generating a different deformation regime than uniaxial compression over a certain depth range in the ice, and some changes in deformation history between ice layers. Thus local differences between the ice-flow and inverse thinning function can be expected and are indeed observed.

There is no direct proxy to quantify the thinning function with depth. Some physical properties of ice, e.g. the c-axis orientation (fabric) and the crystal size, allow one to qualitatively assess changes in the deformation regime. They could reflect and/or generate changes in the local thinning, in association with changes in ice properties.

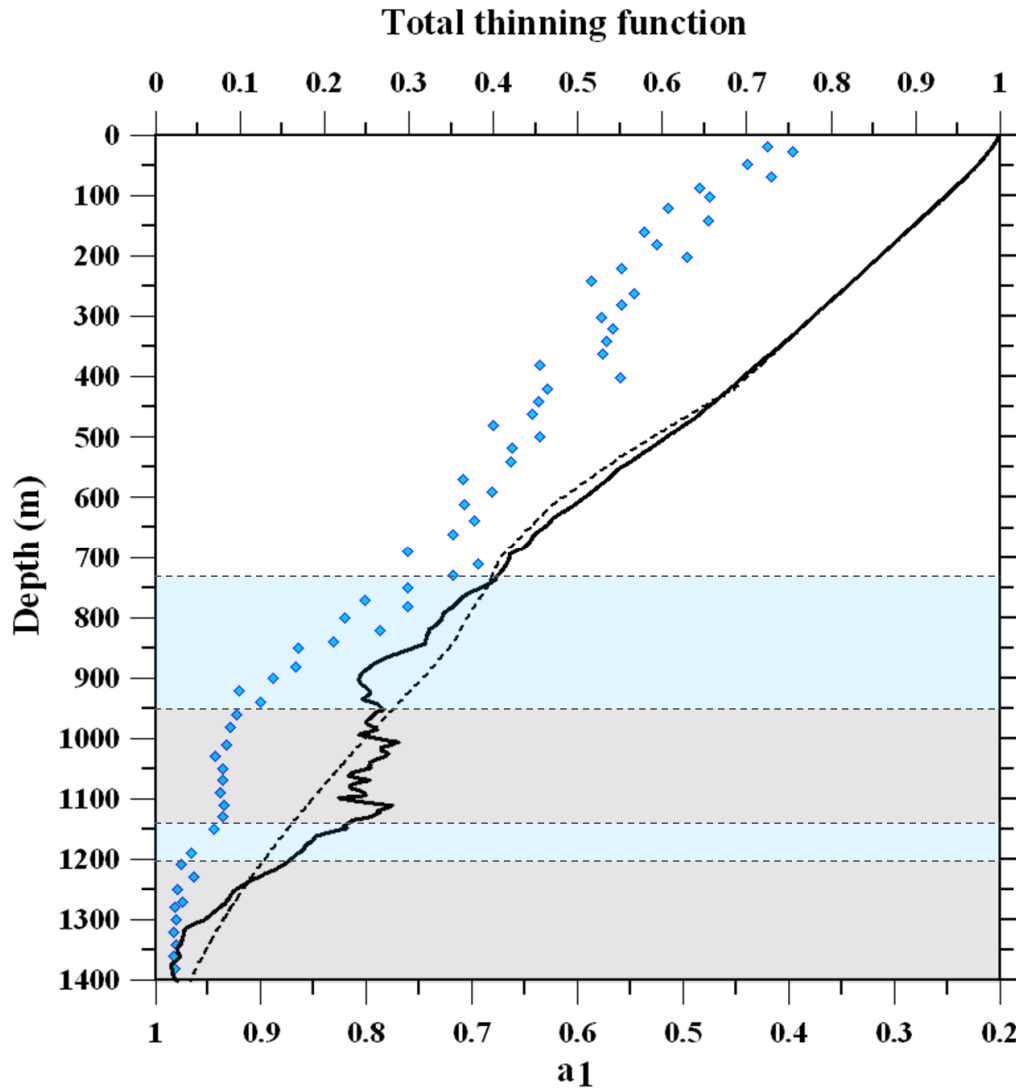


Fig. P8: Comparison of thinning functions deduced from the a priori ice-flow model (black dashed line) and by the inverse model (black continuous line). They are shown together with the eigenvalues a_1 of the second order orientation tensor measured along the TALDICE ice core (blue diamonds). Grey and blue shades underline changes of slope in the fabric evolution.

The c-axis distribution of crystals (the fabric) reflects their orientation and is known to be a consequence of the strain-rate history experienced by ice during transport from the ice sheet surface (Castelnau and Duval, 1994; Durand et al., 2007). C-axes rotate during the deformation towards the main direction of compression and away from the tensional direction (Van der Veen and Whillans, 1994). Consequently, the resulted anisotropy of the ice will affect the flow of ice (Gagliardini and Meyssonier, 2000; Mangeney et al., 1997; Pettit et al., 2007). We can thus qualitatively compare the fabric evolution with the reconstructed thinning function, to look for possibly common patterns.

(Montagnat, n.d.). Thin sections were extracted from the side part of the TALDICE core, vertically. The fabrics (crystal orientations) were obtained using an automatic ice fabric analyzer (Russell-Head and Budd, 2001) which provides c-axis orientation point every 43 μm over the thin section ($80 \times 11 \text{ mm}^2$).

The c-axis orientation data are represented by the orientation tensor $a^{(2)}$ as defined in (Durand et al., 2006). The eigenvalues of this orientation tensor are used to express the evolution of the c-axis orientation with depth (Durand et al., 2006; Montagnat, n.d.). The evolution of the higher eigenvalues $a_1^{(2)}$, expresses the progressive fabric clustering toward the vertical direction. A value of 1 means that all crystal c-axes are vertically oriented and 0.3 would correspond to an isotropic fabric. The $a_1^{(2)}$ evolution with depth is plotted in Figure 8, together with the direct and inverse modeled thinning functions .

Several interesting features show up in the common trends between fabric evolution and the modeled thinning functions:

- Between 750-950 m (11.5-30.3 kyr BP) the fabric evolution shows a change of slope with a clear increase in the rate of fabric clustering. It corresponds to the deglaciation period from MIS 2 to the Early Holocene, encompassing the LGM period. As suggested by Patterson (1991) and Cuffey et al. (2000), the transition between glacial to interglacial ice could be related to a change in ice viscosity. This change in viscosity can result in a positive feedback with glacial ice layer easier to shear, and shear reinforcing the fabric concentration (Durand et al. 2007). The change of slope observed in the fabric evolution thus suggests that the uniaxial compression deformation regime is combined with shearing, making deformation stronger in this layer. This change goes together with a change in the inverse thinning function.
- Between 950-1150 m (40.3-46.6 kyr) fabric data remain relatively constant. This could indicate that those successive layers have followed different deformation histories and thus different trajectories in the ice sheet. This could result from a displacement of the ice dome through time. Besides such high fabric values make ice layers harder to compress in this zone. This observation goes together with the constant thinning rate estimated by the inverse model for this depth interval.
- Between 1150-1200 m (46.6-51.2 kyr) the fabric data show an abrupt slope shift towards higher values. This change of slope appears synchronous with the resumption of the thinning rate evolution which gradually decreases with depth.
- Between 1200-1400 m (51.2-124.8 kyr BP), no more evolution is observed in the fabric concentration that has reached its maximum level, nor in the thinning rate trend that gradually decreases toward an expected minimum in the deeper zone.

In summary the comparison between fabric evolution, inverse thinning function and direct thinning function reveals that depth ranges where the fabric evolution do not follow a regular uniaxial compression regime correspond to depth ranges where the inverse thinning function departs from the direct one. The fabric evolution clearly depicts shear stress in the ice flow along the Talos Dome ice core. A simplified 1-D flow model which only takes into account uniaxial compression strain along the core cannot well represent the impact of such changes of the stress regime on the ice flow ice. On the other hand the inverse model is able to integrate well some of the variations in the deformation conditions and their expected impact on the local layer thinning.

Discussing the exact mechanisms behind the fabric evolution observed along the Talos Dome core is the subject of another paper (Montagnat et al. in prep). This step will provide other constraints to the inverse method to directly integrate changes in ice viscosity and flow conditions in the dating exercise.

4. Conclusion

We have built the first official dating – called TALDICE-1- of the new coastal ice core drilled at Talos Dome in Antarctica. Its quality comes from the use of CH₄ tie points, the implementation of a new inverse method for dating ice cores, and the availability of *a posteriori* information,. Although this chronology will evolve in the future, in particular for periods of time older than 50 kyr BP and during the Holocene, with the addition of new control points and with better constraints on accumulation rate changes and on the thinning of ice layers with depth, it already provides us a solid background dating. It gives confidence in the conclusions raised from this new deep ice core, in terms of phasing between Greenland, the East Antarctic plateau and Talos Dome during the last deglaciation (Stenni et al., 2010a) and during MIS 3.

The TALDICE-1 age scale provides an age uncertainty relative to the GICC05 age scale of about 300 yr for the ice record covering the last deglaciation; this uncertainty remains lower than 600 yr back to 50 kyr BP during the millennial-scale events which occurred during the last glacial period. The resulting gas and ice chronologies are consistent with Δ age estimated by a firn densification model (Goujon et al., 2003), using the input climatic conditions resulting from the inverse method. Such consistency is usually a real challenge for ice core dating (Loulergue et al., 2007) and makes the use of the TALDICE-1 chronology a clear asset for further climatic investigations.

The next steps to improve the TALDICE age scale should include higher resolution records notably over the deepest part of the core (below 1420 m), and the use of the ¹⁰Be peak associated with the Laschamp event at 41.5 kyr BP, which will provide a firm marker of TALDICE Δ age under glacial conditions (Loulergue et al., 2007).

Eventually proxies currently used as *a posteriori* information, like the $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ profile or dust and sulphate contents, could be later directly used as input chronological information in the inverse method, when additional data connected to the ice core age will be available during periods of low methane variations.

Acknowledgments

Talos Dome Ice core Project (TALDICE), a joint European program led by Italy, is funded by national contributions from Italy, France, Germany, Switzerland and the United Kingdom. The main logistical support was provided by PNRA at Talos Dome. We thank the logistic and drilling TALDICE team for their efficiency over each drilling season. Funding support for the dating work was provided by the Institut National des Sciences de l'Univers (INSU) through its program LEFE. We thank Mélanie Baroni from CEREGE for providing data and interpretation of ¹⁰Be, Mirko Severi for providing sulfate data and Barbara Delmonte for

providing dust data. Thanks also to Frédéric Prié and Bénédicte Minster for their help during isotopic measurements at LSCE, Saclay. We are deeply indebted to our late colleague Jean-Marc Barnola for his help concerning the use of the firn densification model. We thank the two anonymous reviewers for their very useful comments and suggestions on the first draft. This is TALDICE publication no xx.

References

- Ackert, R. P., Barclay, D., Borns, H., Calkin, P., Kurz, M., Fastook, J. and Steig, E.: Measurements of Past Ice Sheet Elevations in Interior West Antarctica, *Science*, 286(5438), 276-280, doi:10.1126/science.286.5438.276, 1999.
- Andersen, K. K., Svensson, A., Johnsen, S. J., Rasmussen, S. O., Bigler, M., Röthlisberger, R., Ruth, U., Siggaard-Andersen, M. L., Peder Steffensen, J., Dahl-Jensen, D. and others: The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15–42ka. Part 1: constructing the time scale, *Quaternary Science Reviews*, 25(23-24), 3246–3257, 2006.
- Anderson, J. B., Shipp, S. S., Lowe, A. L., Wellner, J. S. and Mosola, A. B.: The Antarctic Ice Sheet during the Last Glacial Maximum and its subsequent retreat history: a review, *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3), 49–70, 2002.
- Arnaud, L., Barnola, J. and Duval, P.: Physical modeling of the densification of snow/firn and ice in the upper part of polar ice sheets, in *Physics of Ice Core Records*, 285-305, 2000.
- Baroni, C. and Hall, B. L.: A new Holocene relative sea-level curve for Terra Nova Bay, Victoria Land, Antarctica, *J. Quaternary Sci.*, 19(4), 377-396, doi:10.1002/jqs.825, 2004.
- Bender, M., Sowers, T. and Labeyrie, L.: The Dole Effect and its variations during the last 130,000 years as measured in the Vostok Ice Core, *Global Biogeochem. Cycles*, 8(3), PP. 363-376, doi:199410.1029/94GB00724, 1994.
- Blunier, T. and Brook, E. J.: Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period, *Science*, 291(5501), 109-112, 2001.
- Blunier, T., Chappellaz, J., Schwander, J., Dällenbach, A., Stauffer, B., Stocker, T. F., Raynaud, D., Jouzel, J., Clausen, H. B., Hammer, C. U. and Johnsen, S. J.: Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period, *Nature*, 394(6695), 739-743, doi:10.1038/29447, 1998.
- Blunier, T., Schwander, J., Stauffer, B., Stocker, T., Dällenbach, A., Indermühle, A., Tschumi, J., Chappellaz, J., Raynaud, D. and Barnola, J.: Timing of the Antarctic cold reversal and the atmospheric CO₂ increase with respect to the Younger Dryas Event, *Geophys. Res. Lett.*, 24(21), PP. 2683-2686, doi:199710.1029/97GL02658, 1997.

- Blunier, T., Spahni, R., Barnola, J. M., Chappellaz, J., Loulergue, L. and Schwander, J.: Synchronization of ice core records via atmospheric gases, *Climate of the Past Discussions*, 3(1), 365–381, 2007.
- Brook, E. J., White, J. W., Schilla, A. S., Bender, M. L., Barnett, B., Severinghaus, J. P., Taylor, K. C., Alley, R. B. and Steig, E. J.: Timing of millennial-scale climate change at Siple Dome, West Antarctica, during the last glacial period, *Quaternary Science Reviews*, 24(12-13), 1333–1343, 2005.
- Brook, E. J., Sowers, T. and Orchardo, J.: Rapid Variations in Atmospheric Methane Concentration During the Past 110,000 Years, *Science*, 273(5278), 1087-1091, doi:10.1126/science.273.5278.1087, 1996.
- Capron, E., Landais, A., Lemieux-Dudon, B., Schilt, A., Masson-Delmotte, V., Buiron, D., Chappellaz, J., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S. and Leuenberger, M.: Synchronising EDML and NorthGRIP ice cores using $\delta^{18}\text{O}$ of atmospheric oxygen ($\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$) and CH_4 measurements over MIS5 (80–123 kyr), *Quaternary Science Reviews*, 29(1-2), 222-234, doi:10.1016/j.quascirev.2009.07.014, 2010.
- Castelnau and Duval: Simulations of anisotropy and fabric development in polar ices, *Annals of Glaciology*, 20, 277-282, 1994.
- Chappellaz, J., Brook, E., Blunier, T. and Malaizé, B.: CH_4 and $\delta^{18}\text{O}$ of O_2 records from Antarctic and Greenland ice: A clue for stratigraphic disturbance in the bottom part of the Greenland Ice Core, *J. Geophys. Res.*, 102(C12), PP. 26,547-26,557, doi:199710.1029/97JC00164, 1997.
- Dällenbach, A., Blunier, T., Flückiger, J., Stauffer, B., Chappellaz, J. and Raynaud, D.: Changes in the atmospheric CH_4 gradient between Greenland and Antarctica during the Last Glacial and the transition to the Holocene, *Geophys. Res. Lett.*, 27(7), PP. 1005-1008, doi:200010.1029/1999GL010873, 2000.
- Delmas, R. J.: Free tropospheric reservoir of natural sulfate, *Journal of Atmospheric Chemistry*, 14(1), 261-271, doi:10.1007/BF00115238, 1992.
- Durand, G., Gillet-Chaulet, F., Svensson, A., Gagliardini, O., Kipfstuhl, S., Meyssonier, J., Parrenin, F., Duval, P. and Dahl-Jensen, D.: Change in ice rheology during climate variations – implications for ice flow modelling and dating of the EPICA Dome C core, *Clim. Past*, 3(1), 155-167, 2007.
- Durand, G., Gagliardini, O., Thorsteinsson, T., Svensson, A., Kipfstuhl, S. and Dahl-Jensen, D.: Ice microstructure and fabric: an up-to-date approach for measuring textures, *Journal of Glaciology*, 52, 619-630, doi:10.3189/172756506781828377, 2006.

EPICA Community Members: One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica, *Nature*, 444(7116), 195-198, doi:10.1038/nature05301, 2006.

EPICA Community Members, F.: Eight glacial cycles from an Antarctic ice core, *Nature*, 429(6992), 623-628, doi:10.1038/nature02599, 2004.

Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, L. and Urey, H.: Carbonate-water isotopic temperature scale, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 62, 417-425, 1953.

Finkel, R. C. and Nishiizumi, K.: Beryllium 10 concentrations in the Greenland Ice Sheet Project 2 ice core from 3–40 ka, *J. Geophys. Res.*, 102(C12), PP. 26,699-26,706, doi:199710.1029/97JC01282, 1997.

Frezzotti, M., Bitelli, G., de Michelis, P., Deponti, A., Forieri, A., Gandolfi, S., Maggi, V., Mancini, F., Remy, F., Tabacco, I. E. and others: Geophysical survey at Talos Dome, East Antarctica: the search for a new deep-drilling site, *Annals of Glaciology*, 39(1), 423–432, 2004.

Frezzotti, M., Urbini, S., Proposito, M., Scarchilli, C., Gandolfi, S. and others: Spatial and temporal variability of surface mass balance near Talos Dome, East Antarctica, *J. Geophys. Res.*, 112(F2), 1-15, 2007.

Gagliardini, O. and Meyssonier, J.: Simulation of anisotropic ice flow and fabric evolution along the GRIP-GISP2 flowline, central Greenland, *Annals of Glaciology*, 30, 217-223, 2000.

Goujon, C., Barnola, J. and Ritz, C.: Modeling the densification of polar firn including heat diffusion: Application to close-off characteristics and gas isotopic fractionation for Antarctica and Greenland sites, *J. Geophys. Res.*, 108, 18 PP., doi:200310.1029/2002JD003319, 2003.

Huber, C., Leuenberger, M., Spahni, R., Fluckiger, J., Schwander, J., Stocker, T., Johnsen, S., Landais, A. and Jouzel, J.: Isotope calibrated Greenland temperature record over Marine Isotope Stage 3 and its relation to CH₄, *Earth and Planetary Science Letters*, 243(3-4), 504-519, doi:10.1016/j.epsl.2006.01.002, 2006.

IPCC: 'Climate Change 2001 – The Scientific Basis', Contribution of Working Group I to the 3rd assessment of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, , 881, 2001.

Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C. U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B. and steffensen, J. P.: Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core, *Nature*, 359(6393), 311-313, doi:10.1038/359311a0, 1992.

Kawamura, K., Parrenin, F., Lisiecki, L., Uemura, R., Vimeux, F., Severinghaus, J. P., Hutterli, M. A., Nakazawa, T., Aoki, S., Jouzel, J., Raymo, M. E. et al.: Northern Hemisphere

forcing of climatic cycles in Antarctica over the past 360,000 years, *Nature*, 448(7156), 912-916, doi:10.1038/nature06015, 2007.

Landais, A., Barnola, J. M., Kawamura, K., Caillon, N., Delmotte, M., Van Ommen, T., Dreyfus, G., Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Minster, B. and others: Firn-air delta15N in modern polar sites and glacial–interglacial ice: a model-data mismatch during glacial periods in Antarctica?, *Quaternary science reviews*, 25(1-2), 49–62, 2006.

Landais, A., Chappellaz, J., Delmotte, M., Jouzel, J., Blunier, T., Bourg, C., Caillon, N., Cherrier, S., Malaizé, B., Masson-Delmotte, V. and others: A tentative reconstruction of the last interglacial and glacial inception in Greenland based on new gas measurements in the Greenland Ice Core Project (GRIP) ice core, *J. Geophys. Res.*, 108, 4563–4572, 2003.

Lemieux-Dudon, B., Parrenin, F. and Blayo, E.: A probabilistic method to construct a common and optimal chronology for an ice core, *Physics of Ice Core Records*, 2009.

Lemieux-Dudon, B., Blayo, E., Petit, J., Waelbroeck, C., Svensson, A., Ritz, C., Barnola, J., Narcisi, B. M. and Parrenin, F.: Consistent dating for Antarctic and Greenland ice cores, *Quaternary Science Reviews*, 29(1-2), 8-20, doi:10.1016/j.quascirev.2009.11.010, 2010.

Lisiecki, L. E. and Raymo, M.: A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic delta O-18 records (vol 20, art no PA1003, 2005), *Paleoceanography*, 20(2), doi:10.1029/2005PA001164, 2005.

Lliboutry, L. and Ritz, C.: STEADY FLOW OF A NONLINEAR VISCOUS-FLUID (GLEN BODY) AROUND A PERFECTLY SMOOTH SPHERE, *ANNALES DE GEOPHYSIQUE*, 34(2), 133-146, 1978.

Loulergue, L., Parrenin, F., Blunier, T., Barnola, J., Spahni, R., Schilt, A., Raisbeck, G. and Chappellaz, J.: New constraints on the gas age-ice age difference along the EPICA ice cores, 0–50 kyr, *Clim. Past*, 3(3), 527-540, 2007.

Loulergue, L., Schilt, A., Spahni, R., Masson-Delmotte, V., Blunier, T., Lemieux, B., Barnola, J., Raynaud, D., Stocker, T. F. and Chappellaz, J.: Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH₄ over the past 800,000 years, *Nature*, 453(7193), 383-386, doi:10.1038/nature06950, 2008.

Mackintosh, A., White, D., Fink, D., Gore, D. B., Pickard, J. and Fanning, P. C.: Exposure ages from mountain dipsticks in Mac. Robertson Land, East Antarctica, indicate little change in ice-sheet thickness since the Last Glacial Maximum, *Geology*, 35(6), 551, 2007.

Magand, O., Frezzotti, M., Pourchet, M., Stenni, B., Genoni, L. and Fily, M.: Climate variability along latitudinal and longitudinal transects in East Antarctica, *Annals of Glaciology*, 39(1), 351–358, 2004.

Mangoney, A., Califano, F. and Hutter, K.: A numerical study of anisotropic, low Reynolds number, free surface flow for ice sheet modeling, *J. Geophys. Res.*, 102(B10), PP. 22,749-22,764, doi:199710.1029/97JB01697, 1997.

Masson-Delmotte, V., Dreyfus, G., Braconnot, P., Johnsen, S., Jouzel, J., Kageyama, M., Landais, A., Loutre, M. F., Nouet, J., Parrenin, F. and others: Past temperature reconstructions from deep ice cores: relevance for future climate change, *Climate of the Past*, 2, 145–165, 2006.

Meneghel, M., Bondesan, A., Salvatore, M. and Orombelli, G.: A model of the glacial retreat of upper Rennick Glacier, Victoria Land, Antarctica, *Annals of Glaciology*, 29, 225-230, 1999.

Merlivat, L.: Molecular diffusivities of H₂
160, HD160, and H₂
180 in gases, *J. Chem. Phys.*, 69(6), 2864, doi:10.1063/1.436884, 1978.

Montagnat, Broquet, A., Schlitz, P., Buiron, D., Arnaud, L. and Kipfstuhl, S.: Measurement and numerical simulation of fabric evolution along Talos Dome ice core, Antarctica, In prep, n.d.

Morgan, V., Delmotte, M, Van Ommen, T and Jouzel, J: Relative Timing of Deglacial Climate Events in Antarctica and Greenland, *Science*, 297(5588), 1862-1864, doi:10.1126/science.1074257, 2002.

Morse, D. L., Waddington, E. D. and Rasmussen, L. A.: Ice deformation in the vicinity of the ice-core site at Taylor Dome, Antarctica, and a derived accumulation rate history, *Journal of Glaciology*, 53(182), 449–460, 2007.

Morse, D. L., Waddington, E. D. and Steig, E. J.: Ice Age storm trajectories inferred from radar stratigraphy at Taylor Dome, Antarctica, *Geophys. Res. Lett.*, 25(17), 3383-3386, 1998.

Parrenin, F., Barnola, J., Beer, J., Blunier, T., Castellano, E., Chappellaz, J., Dreyfus, G., Fischer, H., Fujita, S., Jouzel, J., Kawamura, K. et al.: The EDC3 chronology for the EPICA Dome C ice core, *Clim. Past*, 3(3), 485-497, 2007a.

Parrenin, F., Dreyfus, G., Durand, G., Fujita, S., Gagliardini, O., Gillet, F., Jouzel, J., Kawamura, K., Lhomme, N., Masson-Delmotte, V. and others: 1-D-ice flow modelling at EPICA Dome C and Dome Fuji, East Antarctica, *Clim Past*, 3, 243–59, 2007b.

Parrenin, F., Remy, F., Ritz, C., Siegert, M. J. and Jouzel, J.: New modeling of the Vostok ice flow line and implication for the glaciological chronology of the Vostok ice core, *J. Geophys. Res.*, 109, 1-14, 2004.

Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M. et al.: Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature*, 399(6735), 429-436, doi:10.1038/20859, 1999.

Pettit, E., Thorsteinsson, T., Jacobson, H. and Waddington, E. D.: The role of crystal fabric in flow near an ice divide, *JOURNAL OF GLACIOLOGY*, 53(181), 277-288, 2007.

Raisbeck, G. M. and Yiou, F.: ¹⁰Be in polar ice and atmospheres, *Annals of Glaciology*, 7, 138-140, 1985.

Raisbeck, G., Yiou, F., Jouzel, J., Petit, J., Barkov, N. and Bard, E.: ¹⁰Be deposition at Vostok, Antarctica, during the last 50,000 years and its relationship to possible cosmogenic production variations during this period, Bard E & Broecker WS eds: *The Last Deglaciation: Absolute and Radiocarbon Chronologies*, NATO ASI series, I, 2, 127-140, 1992.

Rasmussen, S. O., Andersen, K. K., Svensson, A. M., Steffensen, J. P., Vinther, B. M., Clausen, H. B., Siggaard-Andersen, M., Johnsen, S. J., Larsen, L. B., Dahl-Jensen, D., Bigler, M. et al.: A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination, *J. Geophys. Res.*, 111(D6), doi:10.1029/2005JD006079 [online] Available from: http://apps.isiknowledge.com/full_record.do?product=UA&search_mode=GeneralSearch&qid=1&SID=T2m6j8kH@5gaANinL2J&page=1&doc=6&colname=WOS (Accessed 29 July 2010), 2006.

Ritz, C., Rommelaere, V. and Dumas, C.: Modeling the evolution of Antarctic ice sheet over the last 420,000 years: Implications for altitude changes in the Vostok region, *J. Geophys. Res.*, 106(D23), PP. 31,943-31,964, doi:200110.1029/2001JD900232, 2001.

Rusell-Head, D. and Budd, W.: ICE-SHEET FLOW PROPERTIES BORE-HOLE SHEAR DERIVED FROM MEASUREMENTS COMBINED WITH ICE-CORE STUDIES, *JOURNAL OF GLACIOLOGY*, 117-130, 2001.

Ruth, U., Barnola, J. M., Beer, J., Bigler, M., Blunier, T., Castellano, E., Fischer, H., Fundel, F., Huybrechts, P., Kaufmann, P. and others: EDML1": a chronology for the EPICA deep ice core from Dronning Maud Land, Antarctica, over the last 150 000 years, *Clim. Past*, 3, 475–484, 2007.

Scarchilli, C., Frezzotti, M. and Ruti, P. M.: Snow precipitation at four ice core sites in East Antarctica: provenance, seasonality and blocking factors, *Clim Dyn*, doi:10.1007/s00382-010-0946-4 [online] Available from: <http://www.springerlink.com/biblioplanets.gate.inist.fr/content/v535567t62g1175w/> (Accessed 7 December 2010), 2010.

Schüpbach, S., Federer, U., Kaufmann, P. R., Hutterli, M. A., Buiron, D., Blunier, T., Fischer, H. and Stocker, T. F.: A New Method for High-Resolution Methane Measurements on Polar Ice Cores Using Continuous Flow Analysis, *Environ. Sci. Technol.*, 43(14), 5371-5376, doi:10.1021/es9003137, 2009.

Schwander, J., Sowers, T., Barnola, J., Blunier, T., Fuchs, A. and Malaizé, B.: Age scale of the air in the summit ice: Implication for glacial-interglacial temperature change, *J. Geophys. Res.*, 102(D16), PP. 19,483-19,493, doi:199710.1029/97JD01309, 1997.

Sowers, T. and Bender, M.: Climate Records Covering the Last Deglaciation, *Science*, 269(5221), 210-214, doi:10.1126/science.269.5221.210, 1995.

Sowers, T., Bender, M., Raynaud, D., Korotkevich, Y. S. and Orchardo, J.: The $\delta^{18}\text{O}$ of atmospheric O_2 from air inclusions in the Vostok Ice Core: Timing of CO_2 and ice volume changes during the penultimate deglaciation, *Paleoceanography*, 6(6), 679, doi:10.1029/91PA02023, 1991.

Spahni, R., Chappellaz, C., Stocker, T., Loulergue, L., Hausmann, G., Kawamura, K., Flückiger, J., Schwander, J., Raunaud, D., Masson-Delmotte, V. and Jouzel, J.: Atmospheric Methane and Nitrous Oxide of the Late Pleistocene from Antarctic Ice Cores, *Science*, 310(5752), 1317-1321, doi:10.1126/science.1120132, 2005.

Spahni, R., Schwander, J., Flückiger, J., Stauffer, B., Chappellaz, J. and Raynaud, D.: The attenuation of fast atmospheric CH_4 variations recorded in polar ice cores, *Geophys. Res. Lett.*, 30(11), 1571, 2003.

Steig, E. J., Brook, E., White, J. and Sucher, C.: Synchronous Climate Changes in Antarctica and the North Atlantic, *Science*, 282(5386), 92-95, doi:10.1126/science.282.5386.92, 1998.

Stenni, B., Buiron, D., Frezzotti, M. and The Taldice Consortium: Unified Antarctic and Greenland climate seesaw during the last deglaciation, *Nature Geosciences*, submitted, submitted, 2010a.

Stenni, B., Buiron, D., Frezzotti, M., Albani, S., Barbante, C., Bard, E., Barnola, J. M., Baroni, M., Baumgartner, M., Bonazza, M., Capron, E. et al.: Expression of the bipolar seesaw in Antarctic climate records during the last deglaciation, *Nature Geosci*, advance online publication, doi:10.1038/ngeo1026 [online] Available from: <http://dx.doi.org.biblioplanets.gate.inist.fr/10.1038/ngeo1026> (Accessed 7 December 2010), 2010b.

Stenni, B., Masson-Delmotte, V., Johnsen, S., Jouzel, J., Longinelli, A., Monnin, E., Rothlisberger, R. and Selmo, E.: An oceanic cold reversal during the last deglaciation, *Science*, 293(5537), 2074-2077, 2001.

Stenni, B., Proposito, M., Gragnani, R., Flora, O., Jouzel, J., Falourd, S. and Frezzotti, M.: Eight centuries of volcanic signal and climate change at Talos Dome (East Antarctica), *J. Geophys. Res.*, 107(D9), 4076, doi:10.1029/2000JD000317, 2002.

Svensson, A., Andersen, K. K., Bigler, M., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Davies, S. M., Johnsen, S. J., Muscheler, R., Parrenin, F., Rasmussen, S. O. and others: A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology, *Climate of the Past*, 4(1), 47–57, 2008.

Svensson, A., Andersen, K. K., Bigler, M., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Davies, S. M., Johnsen, S. J., Muscheler, R., Rasmussen, S. O. and Röthlisberger, R.: The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15–42ka. Part 2: comparison to other records, *Quaternary Science Reviews*, 25(23-24), 3258-3267, doi:10.1016/j.quascirev.2006.08.003, 2006.

Urbini, S., Frezzotti, M., Gandolfi, S., Vincent, C., Scarchilli, C., Vittuari, L. and Fily, M.: Historical behaviour of Dome C and Talos Dome (East Antarctica) as investigated by snow accumulation and ice velocity measurements, *Global and Planetary Change*, 60(3-4), 576–588, 2008.

Van der Veen, C. and Whillans, I.: Development of fabric in ice, *Cold Regions Science and Technology*, 22(2), 171-195, doi:10.1016/0165-232X(94)90027-2, 1994.

Vinther, B. M., Clausen, H. B., Johnsen, S. J., Rasmussen, S. O., Andersen, K. K., Buchardt, S. L., Dahl-Jensen, D., Seierstad, I. K., Siggaard-Andersen, M., Steffensen, J. P., Svensson, A. et al.: A synchronized dating of three Greenland ice cores throughout the Holocene, *J. Geophys. Res.*, 111(D13), doi:10.1029/2005JD006921 [online] Available from: http://apps.isiknowledge.com/full_record.do?product=UA&search_mode=GeneralSearch&qid=22&SID=P2O@1cGd2HPHMghMpb&page=1&doc=1&colname=WOS (Accessed 17 August 2010), 2006.

Watanabe, O., Jouzel, J., Johnsen, S., Parrenin, F., Shoji, H. and Yoshida, N.: Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles, *Nature*, 422(6931), 509-512, doi:10.1038/nature01525, 2003.

VI. Composition isotopique de l'azote moléculaire contenu dans l'air piégé dans la glace ($\delta^{15}\text{N}$).

Pour des raisons physiques qui demeurent à comprendre, il apparaît empiriquement que la composition isotopique de l'azote moléculaire (de même que celle de l'argon ; Caillon et al., 2003) piégé dans les bulles d'air des carottes de glace constitue un bon proxy du Δdepth (différence de profondeur (en anglais)) entre gaz et glace du même âge, ainsi que de la CODIE, elles même directement reliées au Δage (Goujon et al., 2003; Landais et al., 2006).

Cette section est consacrée à la présentation des mesures de $\delta^{15}\text{N}$ que nous avons réalisées dans la carotte TALDICE, ainsi qu'à leur interprétation liée aux conditions de densification du névé et d'évolution des fractions convectives, diffusives et non-diffusives de ce même névé au cours de la dernière déglaciation.

En l'absence de variation rapide de température en surface, générant de la diffusion thermique pour les isotopes des gaz permanents, les valeurs de $\delta^{15}\text{N}$ mesurées au niveau de la Lock-in-depth (LID) résultent d'un fractionnement gravitationnel dans la zone diffuseuse du névé, marqué par un enrichissement en isotopes lourds au bas de la colonne de névé. Le $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 dans l'air piégé dépend directement de l'épaisseur de la zone diffuseuse à travers l'équation barométrique suivante (Craig et al., 1988; Schwander, 1989; Sowers et al., 1989), déjà détaillée dans le Chapitre I section I. 1.2.1.:

$$\delta^{15}\text{N}_{\text{grav}} = \frac{gz}{RT} \Delta m * 1000 (\text{‰})$$

Où Δm est la différence de masse (kg/mol) entre ^{15}N and ^{14}N , g l'accélération gravitationnelle ($= 9.82 \text{ m. s}^{-2}$), R la constant des gaz parfaits, T la température moyenne du névé et z la hauteur de la colonne diffuseuse en mètres.

Plus la température est basse plus, plus la colonne diffuseuse est épaisse, plus le fractionnement est important. On attend donc une LID plus profonde sous conditions glaciaires, ce qui correspondrait à des valeurs plus élevées du $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 . Si ces hypothèses ont été confirmées par les mesures réalisées dans les carottes de glace groenlandaises (Goujon et al., 2003 ; Landais et al., 2005), les analyses effectuées à EDC, EDML, Vostok et Dôme Fuji révèlent au contraire un appauvrissement en $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 durant les périodes glaciaires.

Bien que les mécanismes à l'origine de cette tendance opposée aux attentes ne soient pas encore totalement compris, les observations variées effectuées en Antarctique ont révélé une forte similarité du comportement du $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 sur tout le continent lors d'une transition glaciaire-interglaciaire. Lors d'un travail dédiée à l'étude de l'enchaînement des variations de température et de CO_2 respectivement lors de la terminaison III dans la carotte de glace de Vostok, Caillon et al., (2003) ont effectué des mesures du $\delta^{40}\text{Ar}$ de l'Ar dans l'air de la carotte afin d'obtenir un signal thermique enregistré dans la phase gaz. De même que les observations que nous venons de mentionner concernant l'évolution du $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 , les résultats révèlent une corrélation positive entre évolution de la température déduite des isotopes de la glace, et

variations du $\delta^{40}\text{Ar}$ de l'Ar. Les auteurs proposent alors que les variations brusques de température en surface influent directement sur la physique de la colonne du névé : ainsi la coïncidence d'une diminution de l'épaisseur de la zone diffusive déduite des mesures de $\delta^{40}\text{Ar}$ par l'équation barométrique, et d'une augmentation de l'épaisseur totale de la colonne de névé calculée par les modèles reflète la disparition de la zone convective et/ou de la zone non-diffusive durant les périodes les plus chaudes, ce qui est en bon accord avec les données actuelles (Severinghaus et al., 2001) (Figure 10).

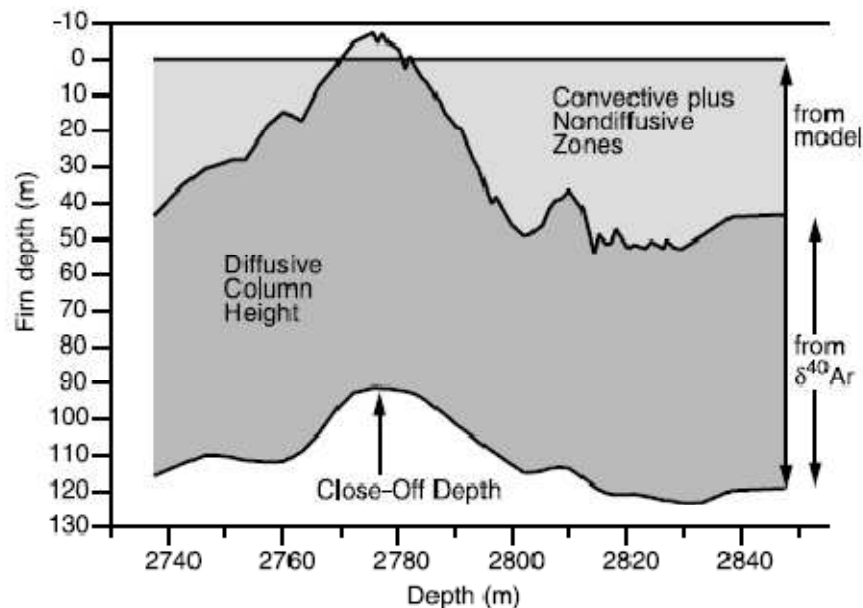


Figure 10: Représentation de l'évolution de la colonne de névé au cours de la transition glaciaire/interglaciaire III à Vostok: l'épaisseur totale de la colonne est déduite du modèle de densification du névé de Aranud et al. (2000) et l'épaisseur de la zone diffusive des valeurs du $\delta^{40}\text{Ar}$ de l'Ar via l'utilisation de l'équation barométrique. (d'après Caillon et al. 2003)

En outre les auteurs suggèrent qu'en période glaciaire, l'influence du climat sur la structure du névé pourrait mener à une amélioration de la ventilation ou à une augmentation de la zone non-diffusive.

1. Deux interprétations du $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 durant la déglaciation

Nous avons mesuré l'évolution du $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 dans la carotte TALDICE couvrant la période de la dernière déglaciation. Nous avons ensuite interprété ce signal selon deux approches : d'une part en considérant, comme pour les travaux pionniers de Caillon et al. (2003), qu'il s'agit d'un signal de température de surface enregistré dans les bulles d'air permettant de déterminer un Δdepth , d'autre part en utilisant la valeur absolue du $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 comme marqueur de l'épaisseur de la zone diffusive dans le passé.

La technique de mesure a été décrite dans le chapitre précédent et issue de Landais et al. (2003). L'erreur associée aux mesures de $\delta^{15}\text{N}$ est de 0.01 ‰. 78 mesures de $\delta^{15}\text{N}$ ont été effectuées entre 583 et 1402 m de profondeur. La résolution moyenne des mesures est de 9.8 m et descend à 4 m durant la déglaciation. Les résultats obtenus sur les premiers 900 m sont

représentés dans la figure suivante, en regard du profil des isotopes de l'eau mesuré dans la glace aux profondeurs équivalentes.

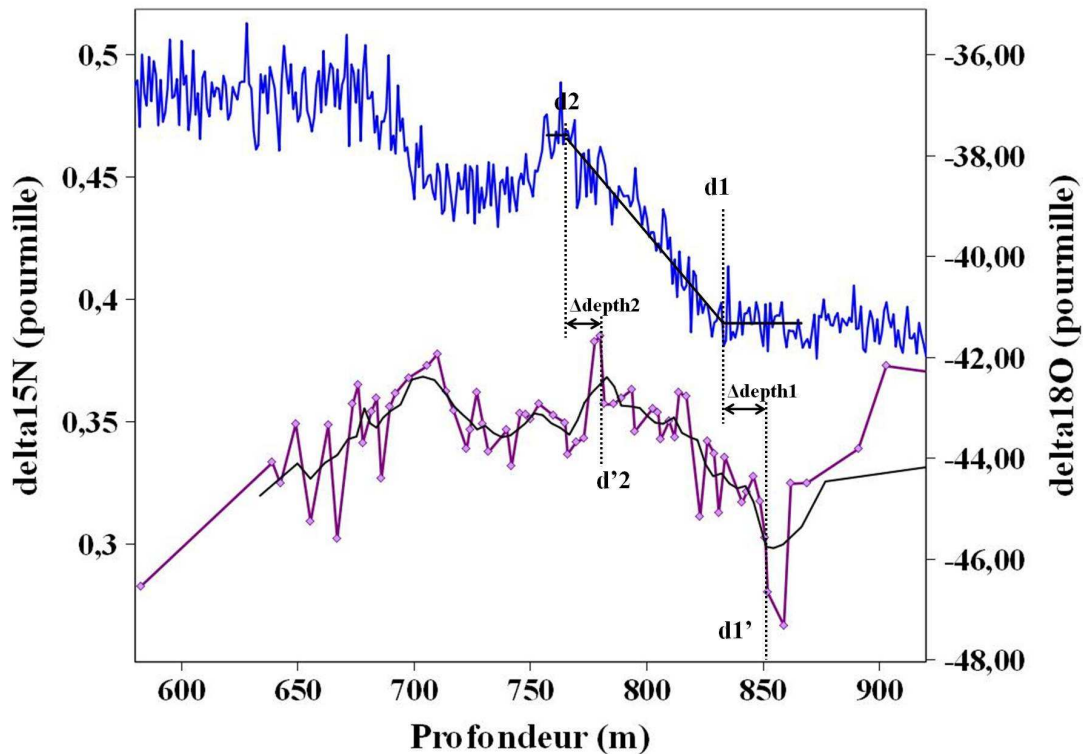


Figure 11: représentation du profil des isotopes de l'eau (ligne bleue) et des mesures de $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 (ligne rose) réalisées sur la carotte TALDICE entre 580 et 910 m de profondeur, correspondant à la dernière transition glaciaire/interglaciaire. Une moyenne glissante est appliquée à l'enregistrement du $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 (courbe noire). Le changement de pente dans le signal des isotopes de l'eau a été calculé avec le logiciel RAMPFIT. La régression linéaire associée est représentée en noir et superposée au signal des isotopes de l'eau.

Malgré la faible résolution des mesures, le signal de $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 obtenu révèle une nette augmentation depuis la valeur minimum de 0,28 ‰ mesurée au DMG (≈ 860 m) et un maximum de 0,37 ‰ enregistré au début de l'Holocène et durant le maximum de l'AIM1 (≈ 720 et 780 m de profondeur, respectivement). La carotte TALDICE révèle donc une tendance glaciaire-interglaciaire de ce signal similaire à celle observée dans les autres carottes du plateau Est-Antarctique.

En supposant que le début de l'augmentation coïncide temporellement avec le début du réchauffement associé à l'augmentation du rapport isotopique de l'eau, nous utilisons le décalage de profondeur observé entre les deux (nommé Δdepth) pour évaluer celui calculé par l'approche inverse.

Dans le signal des isotopes de l'eau, la localisation précise du changement de pente illustrant le réchauffement (d1) a été déterminée grâce au logiciel RAMPFIT (Mudelsee, 2000). Ce dernier utilise une méthode des moindres carrés pour estimer les phases stables initiales et finales du signal, et déterminer précisément les changements de pente. Ce programme fournit aussi une incertitude pour chaque estimation de la profondeur de transition.

Malheureusement l'évolution du $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 n'offre pas de transitions aussi claires que celles des isotopes de l'eau. Notamment le minimum du DMG apparaît très localisé, au contraire de celui des isotopes de l'eau, alors que la fin de l'augmentation du $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 fait plutôt état d'un pic très localisé. Dans les deux cas, il devient impossible d'utiliser efficacement le logiciel RAMPFIT pour déterminer la localisation des changements de pente de manière rigoureuse. Nous avons donc estimé visuellement la profondeur ($d1'$) correspondant à l'initiation supposée du réchauffement dans ce signal. L'incertitude associée est donc plus importante et dépend en premier lieu de la résolution des mesures. Elle en moyenne de 3 m pour la zone considérée.

Le deuxième point de détermination du Δdepth par cette méthode correspond à l'arrêt du réchauffement enregistré lors du maximum de l'AIM1 ($d2$ et $d2'$ respectivement). Là encore, la localisation exacte du changement de pente dans le signal des isotopes de l'azote moléculaire reste quelque peu subjective, avec une résolution moyenne du signal de 2 m.

Les estimations de chaque profondeur et des deux Δdepth ($\Delta\text{depth}1$ et $\Delta\text{depth}2$) associées sont reportées dans le tableau 6 suivant. Elles sont comparées aux valeurs issues de la méthode inverse pour les mêmes profondeurs ($\Delta\text{depth}1_{\text{inv}}$ et $\Delta\text{depth}2_{\text{inv}}$).

Tableau 3: Comparaison de l'estimation des Δdepth d'après les mesures du signal de $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 et d'après la méthode inverse. Toutes les données sont exprimées en mètres

Transition1				Transition2			
d1	d1'	Δdepth_1	$\Delta\text{depth}1_{\text{inv}}$	d2	d2'	$\Delta\text{depth}2$	$\Delta\text{depth}2_{\text{inv}}$
833,5	852±3	18,5	18,7	765,9	780±2	14,1	19,7

Les résultats obtenus révèlent un très bon accord de l'estimation de la $\Delta\text{depth}1$ par les deux méthodes, avec une valeur située entre 18,5 et 18,7 m. Concernant l'estimation de $\Delta\text{depth}2$, un plus grand écart est obtenu entre les deux méthodes, avec une valeur de 14,1 m d'après le profil de $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 et de 19,7 m d'après la méthode inverse. L'importante incertitude associée à la détermination du changement de pente dans les deux signaux, ainsi qu'à la faible résolution des mesures de $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 , révèlent les limites de l'exercice ici. Les valeurs obtenues restent néanmoins grossièrement cohérentes, sans pour autant servir de validation réciproque.

2. Transformation du Δdepth en lock-in-depth (LID)

Une fois les Δdepth s empiriquement estimées, il devient possible de les convertir en profondeur de fermeture des pores ou lock-in-depth (LID). Celle-ci représente l'épaisseur entre la surface et la profondeur où l'air arrête de diffuser. La LID est calculée grâce à l'équation empirique suivante, décrite par Dreyfus et al. (2010):

$$LID = \frac{\Delta depth}{0.7} \times thin$$

Où *thin* est le taux d'amincissement associé à chaque couche.

Nous avons calculé la LID en utilisant à la fois le taux d'amincissement estimé par le modèle direct (*thin1*), et celui estimé par la méthode inverse (*thin2*). Les résultats sont comparés à ceux calculés par un modèle de densification du névé (Goujon et al., 2003) qui prévoit l'évolution de la LID au cours du temps d'après les lois physiques reliant la vitesse de densification, la densité de surface, la température, le taux d'accumulation, et la diffusion de la chaleur. Les paramètres d'entrée utilisés pour les simulations de ce modèle sont l'âge de la glace et le taux d'accumulation à TALDICE déduits de la méthode inverse, ainsi que la température déduite des isotopes de l'eau.

Les résultats sont résumés dans le tableau 4:

Tableau 4: Comparaison des estimations de LID aux profondeurs d1 et d2, d'après l'utilisation du taux d'amincissement déduit du model direct et déduit de la méthode inverse, ainsi que de la LID estimée par le modèle de densification de Goujon et al. (2003) dans les conditions de Talos Dome.

Profondeur	Direct Thin1	Inverse Thin2	LID calculée avec thin1 (m)	LID calculée avec thin2 (m)	LID estimée par le modèle de densification (m)
d1	0,368	0,321	71,8	82,3	81,1
d2	0,365	0,364	77,1	77,3	75,6

Les taux d'amincissement prévus par les modèles directs et inverses associés à la profondeur d2 durant les conditions chaudes de l'AIM1 sont très similaires, induisant une bonne cohérence des valeurs des LID associées, ainsi qu'un bon accord avec celle issue du modèle de densification, les valeurs étant comprises entre 75.6 and 77.3 m.

Au contraire les résultats calculés sous conditions glaciaires montrent une plus grande différence entre les estimations du taux d'amincissement, avec pour conséquence une différence d'épaisseur de 10 m entre les estimations des modèles directs et inverses. La LID déduite du modèle de densification est par contre en très bon accord avec les résultats calculés d'après l'amincissement inverse, avec une épaisseur comprise entre 81.1 and 82.3 m. Ces observations confirment que la méthode inverse a amélioré les reconstructions glaciologiques.

3. Reconstruction de la hauteur de la colonne diffusive: contrainte sur l'épaisseur de la zone convective

Dans une deuxième approche, nous utilisons les valeurs absolues du $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 mesurées aux deux profondeurs étudiées pour déduire grâce à l'équation barométrique précédemment citée la hauteur de la zone de diffusion. Les températures moyennes du névé sont dérivées des isotopes de l'eau, en admettant que la différence entre température de

surface et du névé soit négligeable. Par comparaison entre l'épaisseur de zone diffusive déduite de la valeur absolue du $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 et le Δdepth transformé en LID, on peut évaluer l'existence ou non d'une zone convective au-dessus de la zone diffusive. Les résultats sont représentés dans le tableau 5 suivant.

Tableau 5: résumé de la LID et de l'épaisseur de la zone convective calculées à TALDICE pour deux périodes glaciaire et interglaciaire.

profondeur étudiée	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	T (K)	Z (m)	LID (m)	Zone Convective (=LID-Z) (m)
d1	0.280	223.2	52.9	71.8-82,3	18.9 - 29.4
d2	0.385	230.35	75	75.6-77.3	0.6-2.3

Nous calculons ainsi une colonne diffusive épaisse d'environ 53 m en conditions glaciaires et de 75 m en période chaude. L'épaisseur de la zone convective durant la période de l'AIM1 apparaît négligeable, ce qui est en bon accord avec les observations actuelles montrant des zones convectives quasiment inexistantes sur le plateau antarctique, à l'exception des régions de mégadunes et de Vostok (Sowers 1992; Bender et al., 1994 ; Severinghaus 2004, Landais et al. 2006). En revanche les valeurs de $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 en conditions glaciaires suggèrent la présence d'une zone convective conséquente, que l'on estime entre 18 et 29 m suivant la fonction d'amincissement utilisée. Ces observations confortent les études précédentes menées sur des forages du plateau antarctique (Caillon et al. 2003, Kawamura et al. 2000). Dans le cas de Vostok, l'épaisseur de la zone convective est alors estimée à 40 m durant les périodes froides.

La formation des zones convectives semble étroitement liée au taux d'accumulation. Ainsi Kawamura et al. (2006) et Landais et al. (2006) ont montré que pour des taux d'accumulation supérieurs à 5 cm/an la présence d'une zone convective tend à être négligeable. Ceci explique en partie le bon accord entre mesures de $\delta^{15}\text{N}$ et simulations pour les régions groenlandaises.

CONCLUSION

Les mesures du méthane et des isotopes de l'eau effectuées le long de la carotte de glace de Talos Dome ont permis l'obtention de profils relativement détaillés, témoignant de la bonne qualité de l'enregistrement climatique jusqu'à environ 1550 m de profondeur dans la phase glace, soit un âge d'environ 300 000 ans.

La résolution des mesures de méthane a permis la synchronisation de l'enregistrement avec celui d'autres carottes de glace jusqu'à environ 1440 m de profondeur (correspondant au début de l'Eémien). Pour la partie plus profonde, nous avons choisi de caler l'enregistrement des isotopes de l'eau avec ceux de la carotte d'Epica Dôme C sur la chronologie EDC3, compte-tenu de la résolution insuffisante des mesures de méthane.

Ces synchronisations ont permis l'obtention d'un jeu de 58 marqueurs d'âge, qui a, dans un premier temps, permis de contraindre les simulations d'un modèle d'écoulement de la glace 1-D afin d'obtenir une chronologie préliminaire la plus réaliste possible. Les nombreuses différences néanmoins observées entre marqueurs d'âge et âge modélisé ont finalement conduit à l'utilisation d'une nouvelle méthode de datation inverse, dont le but est d'améliorer ce scénario chronologique afin qu'il soit en parfait accord avec tous les marqueurs stratigraphiques. Cette méthode permet d'aboutir à la reconstruction du taux d'accumulation, du taux d'amincissement et de la CODIE selon des critères glaciologiques rigoureux.

L'incertitude associée à la chronologie TALDICE-1 de la phase glace de la carotte est inférieure à 300 ans durant les transitions rapides de la déglaciation, et inférieure à 600 ans pour la majorité des événements rapides à échelle millénaire enregistrés sur les derniers 50 ka. Elle augmente ensuite pour les âges plus vieux où la détermination des marqueurs d'âge est moins évidente, et où l'erreur associée aux chronologies de référence est également plus importante. Néanmoins la chronologie TALDICE-1 possède une incertitude adéquate à l'étude de la variabilité millénaire glaciaire et des séquences temporelles de la dernière déglaciation, but principal du projet TALDICE.

De nombreux contrôles *a posteriori* ont permis de confirmer la robustesse de l'échelle d'âge finale, notamment durant la dernière déglaciation. Entre autres des simulations ont été réalisées avec un modèle de densification du névé, montrant un bon accord avec les résultats suggérés par la méthode inverse.

Par ailleurs les mesures des isotopes de l'air ont été réalisées. La comparaison du profil de $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ avec ceux d'EDML et de Vostok a mis en avant la cohérence de l'échelle d'âge gaz produite par le modèle. Les mesures de $\delta^{15}\text{N}$ de l'azote moléculaire couvrant la déglaciation ont permis de vérifier la bonne estimation de la Δdepth et de la LID par le modèle inverse pour deux périodes de conditions glaciaire et interglaciaires, en supposant que ce signal isotopique constitue un marqueur des changements de température de surface, enregistré dans la phase gaz.

Ces mesures ont par ailleurs suggéré que l'existence d'une zone convective à Talos Dome est négligeable en période chaude, mais que son épaisseur peut atteindre environ 30 m en période froide, ce qui est en bon accord avec les investigations précédemment menées dans d'autres carottes de glace antarctiques.

Chapitre IV : Enregistrement de la dernière déglaciation à Talos Dome

SOMMAIRE

INTRODUCTION

I.	Généralités et intérêts de l'étude des transitions glaciaire-interglaciaire.....	179
1.	Description de la dernière transition glaciaire-interglaciaire.....	182
2.	La déglaciation au sein du continent Antarctique.....	186
II.	Stratégie d'étude de la déglaciation à Talos Dome.....	187
III.	Evolution climatique de la dernière transition à Talos Dome : The expression of the bipolar climate seesaw around Antarctica during the last deglaciation.....	188
IV.	Le cas de Taylor Dome.....	226
1.	Historique de la chronologie de Taylor Dome au cours des âges.....	226
1.1.	Construction de la chronologie initiale st9810.....	226
1.2.	Travaux postérieurs et critiques de la chronologie initiale.....	228
2.	Nouvelle estimation du Δ age à Taylor Dome.....	230
3.	Météorologie dans la région de Taylor Dome.....	234
	CONCLUSION.....	235

Chapitre IV : Enregistrement de la dernière déglaciation à Talos Dome

INTRODUCTION

Les mesures analytiques de la concentration en méthane et des isotopes des gaz permanents réalisées dans la phase gaz de la carotte de Talos Dome ont été associées à l'utilisation des différents modèles précédemment cités afin de permettre la construction d'une datation précise pour les phases glace et gaz de la carotte de glace. L'objectif central de l'élaboration d'une telle chronologie est de pouvoir représenter le plus justement possible la succession des évènements climatiques au site de forage au cours du temps. Dans cette perspective les mesures des rapports isotopiques de l'oxygène $\delta^{18}\text{O}$ et de l'hydrogène δD de la glace ont été réalisées avec précision le long de la carotte, considérés comme les meilleurs proxies de l'histoire climatique de la température de l'air de surface du site considéré.

La première phase d'exploitation de ce travail, présentée dans ce chapitre, a été consacrée à l'étude du signal climatique à Talos Dome durant la dernière période de transition glaciaire/interglaciaire.

Avant d'en présenter les résultats nous débuterons cette partie par un état de l'art des connaissances actuelles en matière de mécanismes mis en jeu durant la déglaciation, mettant en avant les intérêts multiples d'acquérir une connaissance pointue de cette période. Les résultats obtenus à TALDICE sont traités et discutés sous forme d'un article présenté à la fin du chapitre, focalisant sur le caractère homogène ou non des variations climatiques enregistrées au sein du continent Est-Antarctique.

Une section spécifique sera consacrée au cas particulier de Taylor Dome où nous essayerons de comprendre les raisons du déphasage apparent mis en évidence entre le signal climatique de ce site et ceux caractérisant les autres régions Est-Antarctique.

I. Généralités et intérêts de l'étude des transitions glaciaire-interglaciaire

Les enregistrements climatiques glaciaires et marins du dernier million d'années (Jouzel et al., 2007; Lisiecki and Raymo, 2005) ont révélé la présence d'une cyclicité dans la dynamique climatique terrestre, caractérisée par l'alternance de périodes longues et froides qualifiées de glaciaires, et de phases chaudes et plus courtes dites interglaciaires (Figure 1). Ces dernières surviennent avec une fréquence d'environ 100 000 ans et durent en moyenne 20 000 ans.

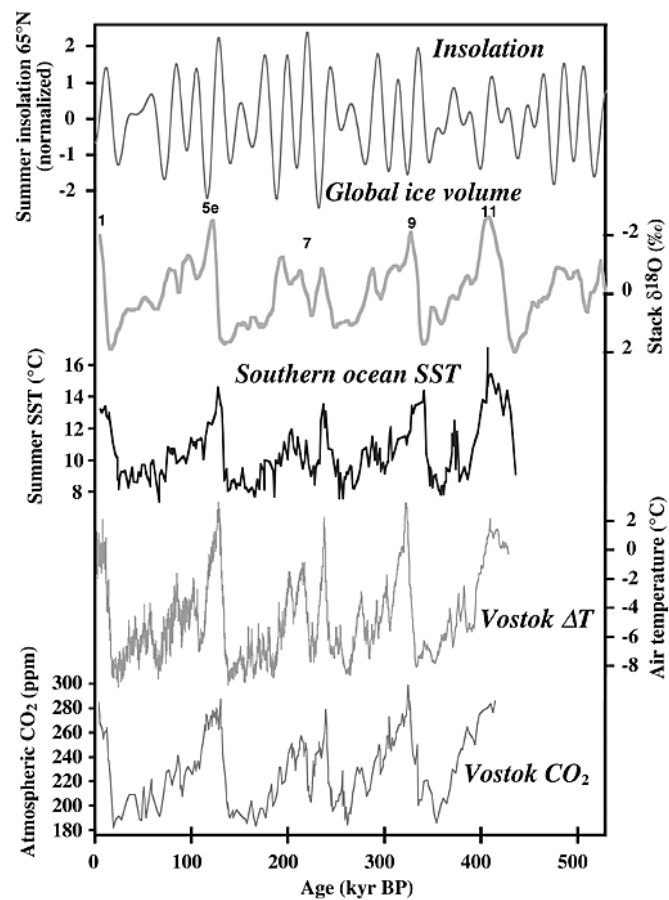


Figure 1: Le climat des quatre derniers cycles climatiques: de haut en bas: variations d'insolation pour le mois de juin, à 60°N, variations du volume des glaces sur les continents mesurée à partir du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques (Bassinot et al., 1994), variations de la température de l'Océan Austral (données DGO), variations de la température à Vostok déduite de la teneur en deutérium (Petit et al., 1999). Sont également portées les fluctuations de CO_2 mesurées dans la carotte de Vostok, qui illustrent les interactions fortes CO_2 -climat (D'après Joussaume et al. 1998).

Chaque transition depuis une période glaciaire vers une période interglaciaire a lieu sur une période de temps particulièrement courte (quelques milliers d'années), avec de larges amplitudes des réchauffements engendrés ($\sim + 20^\circ\text{C}$ au Groenland d'après les études menées autour du forage de GRIP (Johnsen et al., 1995) et $\sim + 8^\circ\text{C}$ à Vostok sur le plateau Est-Antarctique (Jouzel et al., 1989; Petit et al., 1999)).

Les études consacrées à la compréhension des mécanismes responsables de ces transitions brutales proposent soit que des variations saisonnières et latitudinales de l'insolation, engendrées par des fluctuations de l'orbite terrestre, sont à l'origine de ces cycles glaciaire/interglaciaire (Berger and Loutre, 2004), soit que le forçage astronomique serve de pacemaker pour déterminer la séquence de ces cycles, sans en être à l'origine (Hays et al., 1976). Cependant l'intensité des réchauffements implique la contribution de rétroactions climatiques amplifiant le forçage d'insolation, en particulier les rétroactions positives de l'albédo terrestre et de la concentration atmosphérique en gaz à effets de serre (Siegenthaler, 2005; Wolff et al., 2009). Durant la plupart des déglaciations, le réchauffement en Antarctique s'est effectué progressivement durant plusieurs milliers d'années, et fut accompagné d'une augmentation de la teneur en CO₂ atmosphérique (Lüthi et al., 2008; Siegenthaler, 2005) ainsi que d'une diminution de la température des eaux profondes et du volume des glaces (Lisiecki and Raymo, 2005). Les raisons de la fréquence et de l'espacement des interglaciaires observés, ainsi que de la séquence des événements durant les réchauffements majeurs restent toutefois sujettes à débat. Ainsi diverses hypothèses sont aujourd'hui invoquées pour expliquer ce basculement vers des conditions interglaciaires :

Par exemple lors de simulations réalisées à l'aide d'un modèle conceptuel en boîtes, Paillard and Parrenin, 2004 ont montré que l'étendue maximale de la calotte Antarctique résultant de la période du DMG aurait réduit la quantité de sel rejetée dans les océans lors de la formation de la glace de mer, menant à une diminution de la stratification des eaux, et à une libération dans l'atmosphère d'une partie du CO₂ stocké dans les eaux profondes. Le réchauffement global résultant aurait permis d'initier la fonte des calottes glaciaires nordiques, fonte prolongée par la coïncidence avec une période de maximum d'insolation au Nord, et permettant via les rétroactions d'albédo et d'augmentation du niveau marin d'accéder enfin à un état interglaciaire.

Dans une étude plus récente, Wolff et al. (2009) ont effectué une analogie entre les mécanismes régissant les déglaciations et ceux à l'origine des réchauffements de moindre amplitude prenant place lors des périodes glaciaires (cycles DO/AIM). Ils proposent qu'un réchauffement austral soit à l'origine des déglaciations et des fluctuations rapides de température en périodes glaciaires, la différence principale étant que les réchauffements survenus en périodes glaciaires sont systématiquement interrompus par la reprise de l'AMOC, menant à un événement de brusque réchauffement en région atlantique Nord (DO), au contraire des déglaciations durant lesquelles le réchauffement se poursuit sans interruption sur une période de temps plus longue. Cela permet en conséquence une libération plus massive de CO₂ par les océans, permettant de basculer grâce aux rétroactions de l'effet de serre dans les conditions climatiques interglaciaires. Deux hypothèses permettraient en outre d'expliquer l'absence de remise en route de l'AMOC lors de ce réchauffement :

- Que la calotte glaciaire nordique et la glace de mer environnante aient atteint un volume seuil durant le DMG empêchant la possibilité d'un événement de Dansgaard-Oeschger dans cette région.
- Que l'étendue maximale de la glace de mer autour de l'Antarctique supposée au DMG empêche que la remise en route de l'AMOC s'effectue aussi rapidement que lors des fluctuations en période glaciaire, la fonte des glaces australes nécessitant

alors plus de temps. Ce retard permettrait au réchauffement austral d'atteindre un seuil engendrant un basculement irréversible vers les conditions interglaciaires.

Concernant la déglaciation la plus récente, la température du Groenland a peu changé durant la première phase de réchauffement antarctique (North GRIP Project members, 2004), pour ensuite atteindre brutalement des valeurs interglaciaires (durant le B/A) environ 3500 ans après le début du réchauffement antarctique. Durant les autres déglaciations (Figure 2), si l'on considère les variations rapides de méthane comme un proxy des changements de température au Groenland (Louergue et al., 2008), la fin du réchauffement Antarctique a coïncidé systématiquement avec un brusque réchauffement au Nord (Figure 2).

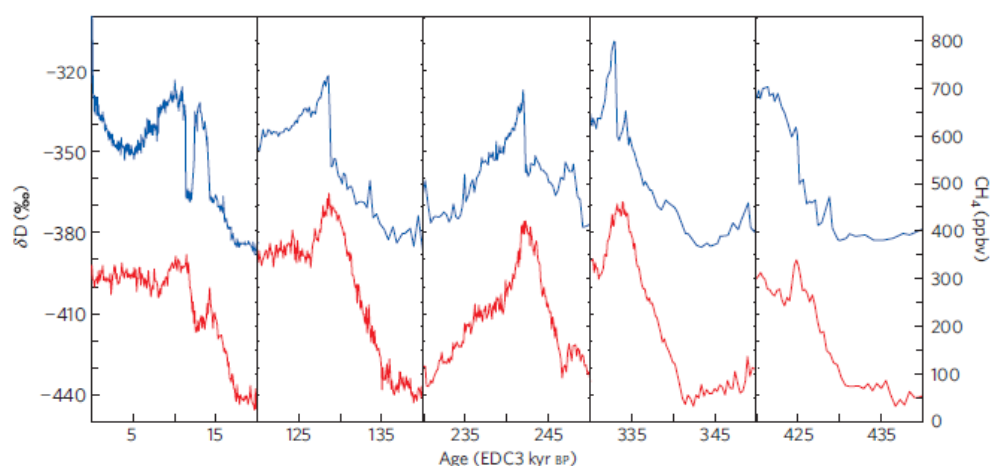


Figure 2: représentations des 5 dernières déglaciations enregistrées dans le rapport isotopique de l'hydrogène (en rouge) et dans le méthane (en bleu) en Antarctique à Dôme C : aux incertitudes du Δ age près, l'augmentation très brusque en méthane correspond à la fin du réchauffement en Antarctique (d'après (Wolff et al., 2009))

Il apparait aujourd'hui encore incertain si le phénomène déclenchant les déglaciations se situe préférentiellement dans un des hémisphères ou si des couplages ont été nécessaires pour engendrer de tels basculements (Barker et al., 2009a).

Dans un travail récent, Kawamura et al., 2007 ont néanmoins tenté d'apporter des réponses à ces interrogations en construisant pour les carottes de glace de Vostok et de Dôme Fuji une échelle d'âge par calage orbital, basée sur l'enregistrement dans l'air de la glace du rapport O_2/N_2 (voir point II. 1.2 du chapitre I). La relation de phase observée lors des derniers 360 ka entre variations climatiques enregistrées dans les glaces et insolation suggère que les variations climatiques australes surviennent avec un retard de quelques milliers d'années par rapport aux fluctuations de l'insolation nordique. En particulier, l'augmentation australe de température et de CO_2 enregistrée lors des 4 dernières déglaciations prend place durant la phase d'élévation de l'insolation estivale de l'Hémisphère Nord. En d'autres termes, ces résultats supportent la théorie de Milankovich suggérant que les cycles glaciaires-interglaciaires soient gouvernés par les changements de l'insolation estivale en hémisphère boréal.

1. Description de la dernière transition glaciaire-interglaciaire

La transition climatique qui s'est effectuée entre les conditions glaciaires du DMG il y a environ 21 ka, et les conditions interglaciaires de l'Holocène actuel, a été le sujet de nombreuses investigations déployées au travers de proxies climatiques divers. Cette période est donc aujourd'hui abondamment documentée, et ce à haute résolution, que ce soit dans des enregistrements terrestres, marins ou glaciaires (Barker et al., 2009b; Chappellaz et al., 1993; Genty et al., 2006b; Skinner, 2004).

D'un point de vue géographique, la transition se caractérise par des disparités de tendance et de vitesse entre différentes régions. La comparaison des données climatiques issues de carottes de glace originaires des deux hémisphères a notamment révélé que la déglaciation s'est caractérisée par une succession d'évènements climatiques en antiphasse entre les deux hémisphères (Blunier et al., 1997; Monnin, 2001). Des enregistrements marins et terrestres (spéléothèmes) sont depuis venus confirmer le caractère hémisphérique de l'enchaînement des étapes constituant cette transition (Broecker, 1998; Genty et al., 2006a; Shackleton et al., 2000; Wang et al., 2001).

Afin de décrire au mieux ces différentes phases, succinctement citées lors du chapitre Introduction, nous proposons de nous appuyer sur les résultats issus de l'analyse des isotopes de l'eau (Jouzel et al., 2007) et des gaz à effets de serre CO₂ (Monnin, 2001) et CH₄ (Louergue et al., 2008) effectuée dans la carotte de glace d'EDC, et illustrés dans la Figure 3.

Les échelles d'âge glace et gaz sur lesquelles sont représentés les signaux sont les nouvelles échelles proposées par (Lemieux-Dudon et al., 2010) que nous avons précédemment décrit. La figure comporte également l'enregistrement isotopique extrait de la carotte de NGRIP au Groenland (North GRIP Project members, 2004), représenté sur la chronologie GICC05, dans le but d'observer les fluctuations d'un proxy direct de la température des hautes latitudes de l'Hémisphère Nord.

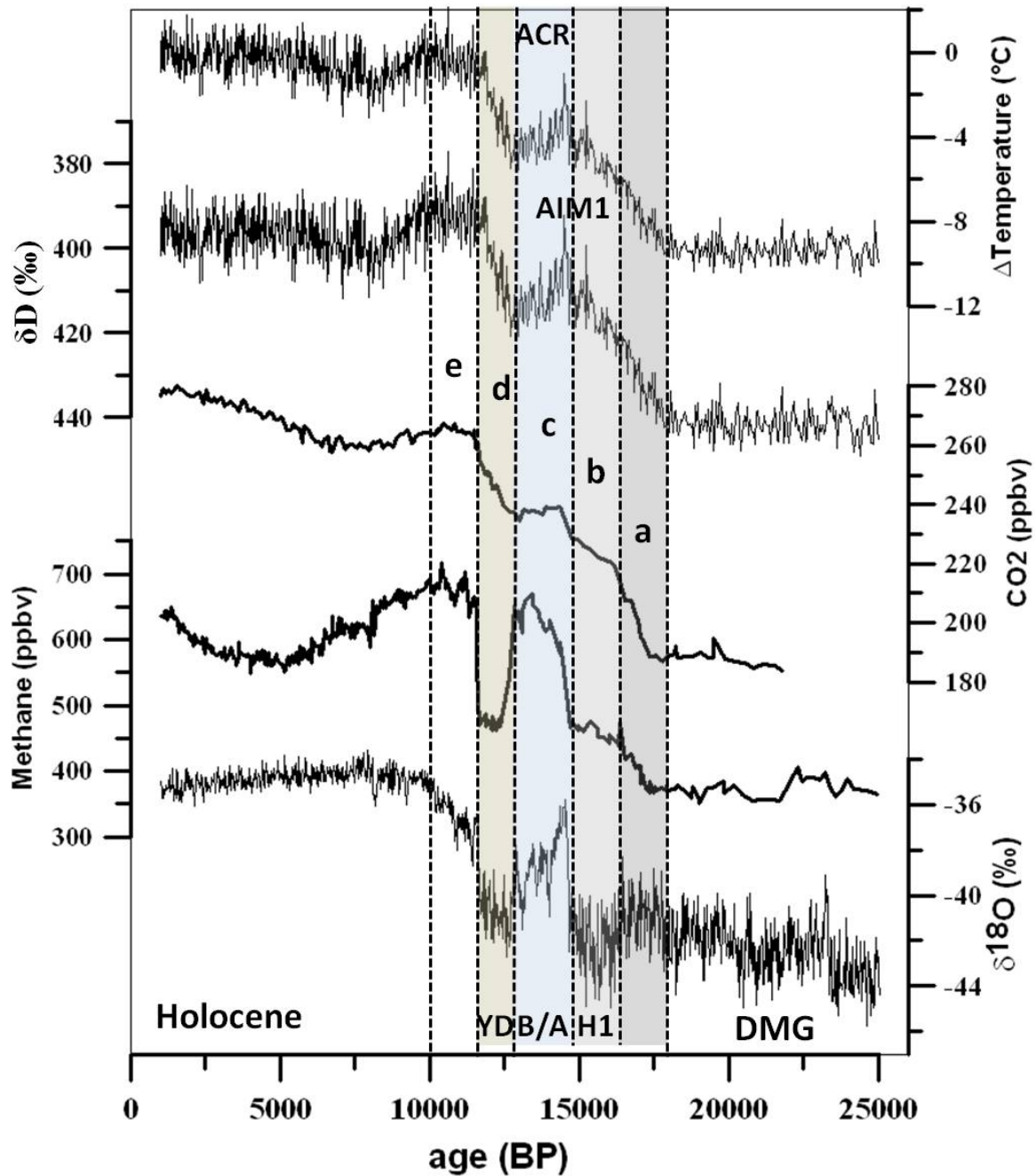


Figure 3: de haut en bas : représentation des signaux de température, du δD , CO_2 , et CH_4 mesurés dans la carotte de EDC en Antarctique, et de $\delta^{18}O$ mesuré dans le carotte de glace de NorthGRIP au Groenland entre 1 et 25 ka BP. Les évènements majeurs sont indiqués. Les lettres minuscules ainsi que les plages de couleurs représentent les différentes phases de la déglaciation.

La représentation de ces signaux sur une échelle d'âge commune permet de discerner la succession de 4 périodes, chacune caractérisée par une évolution climatique bien spécifique (Jouzel et al., 2001; Monnin, 2001):

- Au début de la déglaciation la température antarctique augmente d'une façon importante à partir d'environ 18 ka BP alors que les teneurs en CO_2 et CH_4 n'enregistrent que des variations lentes. Cette période peut être subdivisée en deux intervalles distincts **a** et **b** (en gris foncé et clair respectivement), le premier (entre ~ 18 et 16 ka BP) montrant des augmentations de gaz à effet de serre légèrement plus

rapides que le second (situé entre 16 et 14.6 ka BP). Ce second intervalle correspond à une période particulièrement froide au Nord dite événement d'Heinrich 1, initiée par un épisode de débâcle d'icebergs dans les mers nordiques (nous reviendrons dans le chapitre suivant sur la définition des événements d'Heinrich).

- La seconde phase **c** (en bleu) débute lorsque les températures australes atteignent un maximum (défini comme AIM1) daté à 14.65 ka par Rasmussen et al. (2006). Une brusque augmentation est alors enregistrée dans les profils de teneur en méthane et de température groenlandaise, suivie d'un plateau. Elle est accompagnée d'une transition rapide en CO₂ suivit d'un plateau, ainsi que d'une relative stabilisation, voir diminution, des températures en Antarctique. L'intervalle chaud alors observé dans l'hémisphère Nord est appelé Bolling/Allerod (B/A) et l'intervalle froid correspondant en zone australe l'« Antarctic Cold Reversal » (ACR) (Jouzel et al., 1995).
- La troisième étape **d** (en kaki) se caractérise par d'un côté une chute brutale des températures boréales à partir de 12.9 ka BP (Rasmussen et al., 2006) menant à l'intervalle froid du Younger Dryas (YD) en Atlantique Nord, et d'un autre côté par la reprise du réchauffement austral, accompagné d'une augmentation progressive de la teneur en CO₂, et ce jusqu'à atteindre les valeurs interglaciaires typiques de l'Holocène.
- Une dernière phase **e** peut être définie, qui correspond au début de l'Holocène, durant laquelle les températures en Antarctique ont déjà atteint leur niveau interglaciaire, alors que le réchauffement a brusquement repris en Atlantique Nord vers 11.5 ka BP, atteignant lui aussi un optimum vers 10 ka BP.

La succession de ces différentes étapes souligne la présence d'une antiphase entre les variations climatiques aux deux pôles. Ainsi l'Antarctique commence à se réchauffer alors que la température nordique varie peu. Lorsque le premier maximum de température est atteint en Antarctique, le Groenland réagit par un réchauffement très brusque. Durant ce réchauffement l'Antarctique tend à se refroidir. Enfin lorsque le Groenland se refroidit brutalement, l'Antarctique recommence à se réchauffer de façon significative. Ce processus a été observé à travers différents enregistrements climatiques et défini comme phénomène de « **bascule bipolaire** » (Stocker and Johnsen, 2003).

Le concept de bascule bipolaire a été initialement utilisé pour décrire la séquence des événements rapides à échelles millénaires survenus lors de la dernière période glaciaire (Stocker, 1998); il a ensuite été étendu à la succession d'événements caractérisant la dernière déglaciation que nous venons de décrire (Stocker and Johnsen, 2003).

Ce modèle conceptuel suggère un fort couplage interhémisphérique à la fois océanique et atmosphérique, dont le mécanisme de base requiert une réorganisation de la Circulation Océanique Atlantique Méridionale (AMOC). Cette hypothèse est supportée par d'autres scientifiques (Broecker, 1998; Dansgaard et al., 1993) qui suggèrent que les changements de

circulation océanique sont responsables des événements abruptes observés au Groenland et dans différentes archives paléoclimatiques.

La circulation thermohaline en Atlantique transporte en effet une quantité substantielle de chaleur qui contribue à réguler la température de cette région (Ganachaud and Wunsch, 2000). Une diminution rapide de cette circulation induit un refroidissement de l'océan et de l'atmosphère aux moyennes et hautes latitudes nord. D'après cette hypothèse un refroidissement rapide au Nord devrait produire un réchauffement au Sud par accumulation de la chaleur qui n'est plus exportée vers le Nord. C'est le mécanisme basique gouvernant le concept de bascule bipolaire, et il va dans le sens d'une relation d'antiphase entre les deux hémisphères (Broecker, 1998; Stocker, 1998).

Par la suite le modèle classique a été couplé à un réservoir de chaleur austral dont le rôle serait d'atténuer le signal climatique abrupt venant du Nord et de l'intégrer dans le temps (Figure 4).

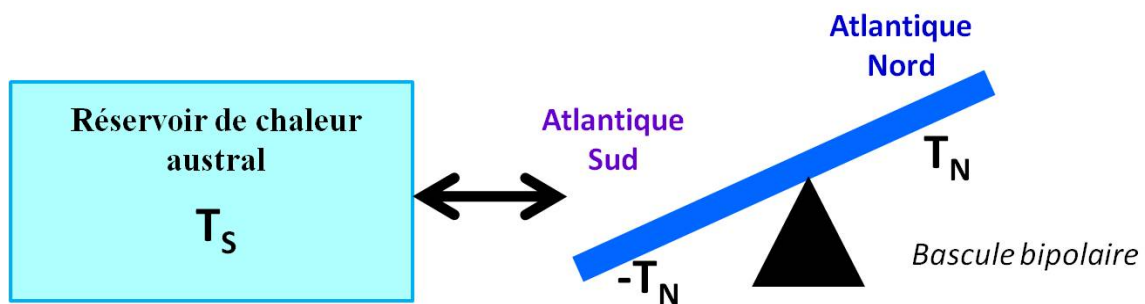


Figure 4: Schéma représentatif du concept de bascule bipolaire : (d'après Stocker et al. 2003)

La transmission océanique du signal vers le Sud est supposée s'effectuer le long des côtes continentales jusqu'au Sud de l'Atlantique Sud. Dans un second temps la propagation dans l'Océan Austral est ralentie par l'absence de bordures latérales pour supporter les ondes de transmission, et par la présence du courant Antarctique Circumpolaire (ACC) qui représente une barrière thermique et dynamique entre moyennes et hautes latitudes Sud (Schmittner et al., 2003). La propagation du signal d'une diminution de l'AMOC semble donc s'effectuer majoritairement par un décalage vers le Sud de la Zone de Convergence InterTropicale (ITCZ) et de la ceintures des vents d'ouest de l'hémisphère Sud (Lamy et al., 2007; Timmermann et al., 2005).

Cette théorie a été confirmée par de multiples travaux :

Ainsi les données produites par l'analyse d'une carotte sédimentaire forée au large du Portugal (Shackleton et al., 2000) ont permis de confirmer les mécanismes océaniques mis en jeu : en effet dans cette région les eaux profondes sont d'origine australe et enregistrent bien la variabilité de température observée en zone australe, alors que les conditions de surface sont influencées par le climat de l'Atlantique Nord et capturent effectivement la séquence spécifique des événements observée dans les carottes groenlandaises.

Parallèlement des mesures du rapport $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$, proxy de l'intensité de l'AMOC, ont été réalisées dans une carotte sédimentaire forée en Atlantique Nord Subtropical (McManus et al., 2004). Elles révèlent que durant les intervalles froids H1 et YD, la circulation méridionale était très réduite, voir inexistante (Figure 5), et qu'à la suite de ces intervalles, le rapport $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ indiquait des accélérations rapides de l'AMOC, synchrones avec les deux réchauffements principaux de la déglaciation.

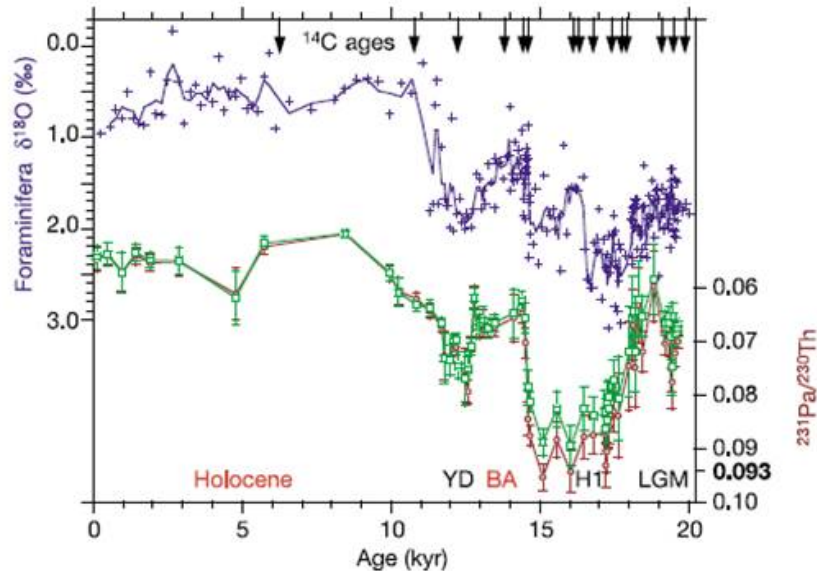


Figure 5: Représentation des profils des isotopes de l'oxygène (en bleu) et du rapport $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ (en vert et rouge) mesuré dans la carotte sédimentaire OCE326-GGC5 (33°42'N, 57°35'W) pour les derniers 20 ka BP. Les intervalles climatiques majeurs sont précisés. Les flèches indiquent des points de contrôle d'âge ^{14}C (d'après McManus et al. 2004).

Ces résultats confirment l'importance des variations de l'intensité de l'AMOC durant les changements climatiques rapides. Le ralentissement de l'AMOC qui coïncide avec l'élévation de la température antarctique et du taux de CO_2 atmosphérique durant l'évènement extrême H1 a finalement été considéré comme un facteur déclencheur possible de l'initiation de la dernière terminaison en hémisphère Sud.

2. La déglaciation au sein du continent Antarctique

La comparaison des enregistrements de la dernière déglaciation issus de multiples carottes de glace forées en Antarctique a généralement dépeint une homogénéité de la séquence des évènements au sein du plateau Est-Antarctique (EPICA Community Members, 2006, 2004; Steig, 2006).

Cependant des forages glaciaires conduits au niveau de régions périphériques du plateau Est-Antarctique suggèrent un enchainement des évènements légèrement différent comparé à celui du centre du plateau.

Ainsi, la région de Taylor Dome, située sur le pourtour de la Mer de Ross à proximité des Vallées Sèches, semble avoir subi des variations climatiques plus en phase avec le Groenland (Figure 2) qu'avec l'Hémisphère Sud (Steig et al., 1998).

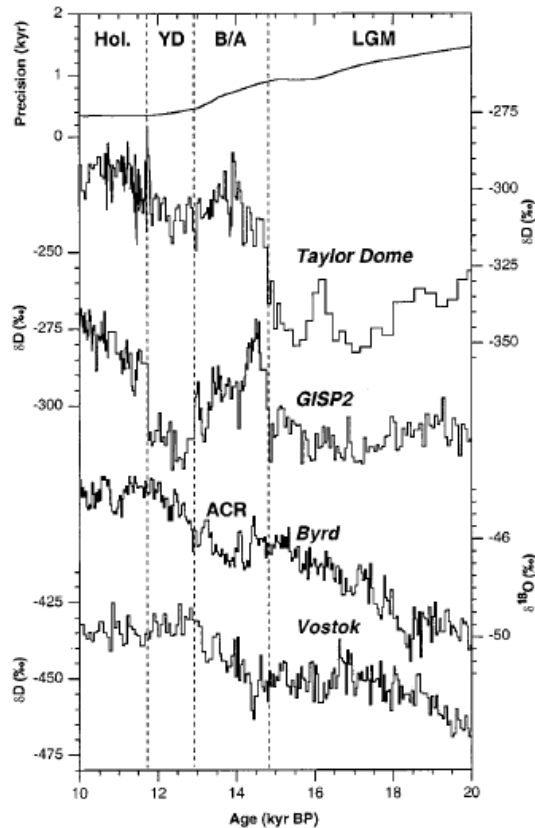


Figure 6: De bas en haut: comparaison de l'enregistrement isotopique de la déglaciation dans les carottes de glace Taylor Dome, Gisp2, Byrd et Vostok (d'après Steig et al. 1998)

De même le site de Law Dôme, petite calotte de glace localisée en bordure du secteur océanique indien de l'Antarctique de l'Est, où le taux d'accumulation moyen annuel est particulier élevé (0.68 m ie/an), suggère un début d'ACR en avance par comparaison à celui des sites du plateau (Morgan et al., 2002).

Le forage de Talos Dome peut apporter des éléments supplémentaires quant à la possibilité que de tels décalages soient généralisables à l'ensemble des sites côtiers du plateau Est-Antarctique.

La localisation du site sur un dôme que l'on pense avoir été plutôt stable dans le passé, lui confère un écoulement glaciologique compréhensible et modélisable (Frezzotti et al., 2004), ainsi qu'une continuité des enregistrements, permettant l'élaboration d'une datation précise (Buiron et al. soumis).

II. Stratégie d'étude de la déglaciation à Talos Dome

Dans l'optique de quantifier l'évolution climatique à Talos Dome lors de la déglaciation, et d'observer sa relation de phase avec le climat du Groenland, ainsi qu'avec celui d'autres carottes du continent Antarctique, la condition nécessaire porte sur l'établissement d'échelles de temps comparables entre elles.

Dans un premier temps nous avons comparé l'évolution isotopique de TALDICE avec celle des carottes antarctiques d'EDC et d'EDML précédemment décrites. Les raisons de ce choix sont multiples. Les mesures isotopiques ont été réalisées à haute résolution et en continu. Les conditions d'écoulement y sont bien renseignées, EDC se trouvant au sommet d'un dôme de glace alors qu'EDML se situe sur le flanc d'un dôme, subissant l'écoulement de la glace qui se trouve en amont du site. Elles sont localisées dans deux secteurs océaniques différents. Des analyses de rétro-trajectoires de masses d'air suggèrent que le site d'EDC est principalement influencé par des précipitations originaires du secteur Indien de l'Océan Austral (Delaygue et al., 2000) alors que la zone d'EDML est balayée principalement par des masses d'air originaires du secteur Atlantique (Reijmer et al., 2002). Talos Dome subit pour sa part à la fois une participation des masses d'air issues des secteurs Indien et Pacifique de l'Océan Austral (Scarchilli et al., 2010). La comparaison des trois sites doit ainsi permettre une visualisation des évolutions climatiques enregistrées par les différents bassins océaniques de l'Océan Austral.

Les chronologies initiales d'EDC et EDML, respectivement EDC3 (Parrenin et al., 2007) et EDML1 (Ruth et al., 2007) ont été récemment revisitées par B. Lemieux en utilisant la méthode de datation inverse précédemment décrite. Concernant les derniers 50 ka ces chronologies s'appuient désormais sur une synchronisation à l'échelle d'âge absolue GICC05 (Lemieux-Dudon et al., 2010). Celle-ci constituant également notre référentiel pour Talos Dome jusqu'à 50 ka BP, la confrontation des enregistrements isotopiques de Talos Dome, EDC et EDML pour l'Antarctique, et de NGRIP pour le Groenland, autorise donc une quantification précise de la séquence des évènements entre ces différents sites.

Afin d'enrichir la comparaison aux autres enregistrements disponibles, les profils isotopiques des sites antarctiques de Law Dôme, Byrd, Taylor Dome et Dôme F ont été également ajoutés à la figure comparative, représentés dans leur cas sur leur propre échelle d'âge indépendante. Si la succession temporelle des évènements est alors difficilement quantifiable entre TALDICE et ces sites supplémentaires, car entachée des erreurs de datation relative, la comparaison des tendances dans chaque signal reste néanmoins possible et pertinente.

III. Evolution climatique de la dernière transition à Talos Dome : The expression of the bipolar climate seesaw around Antarctica during the last deglaciation

Le travail présenté dans cet article répond à l'un des objectifs principal de la thèse : la comparaison de la séquence des évènements climatiques lors de la dernière déglaciation entre la carotte de Talos Dome et les autres enregistrements disponibles en région Antarctique, notamment focalisée sur la comparaison avec les séquences climatiques révélées dans les carottes de glace situées sur le plateau Est-Antarctique (EDML et EDC).

Ma contribution à ce travail comprend principalement la construction de l'échelle d'âge TADLICE-1 présentée dans le chapitre 3 sections IV., qui constitue la base requise pour une description précise de l'enchaînement des événements en différents sites. Des contrôles *a posteriori* de l'âge final, focalisés sur cette période, ont été rendu possibles en réalisant des simulations avec un modèle de densification du névé (Goujon et al., 2003), ainsi que grâce à la disponibilité d'observations chronologiques indépendantes.

J'ai décrit les étapes de la construction de la chronologie TALDCIE-1 dans la partie annexe du papier, en y détaillant également les différents contrôles *a posteriori*, ainsi que l'estimation de l'incertitude associée à l'âge final de la glace entre 8 et 25 ka BP.

La représentation du profil isotopique de TALDICE sur cette nouvelle échelle nous a tout d'abord permis d'observer l'homogénéité de la tendance générale du signal avec celle des autres carottes de glace EDML et EDC, permettant de conclure à la validité du mécanisme de bascule bipolaire en ce site périphérique du plateau.

Par la suite, l'étude détaillée des profils isotopiques a mis en avant des spécificités régionales du signal entre secteurs océaniques austraux indo/Pacifique et Atlantique.

Finalement la précision des échelles d'âges considérées a fourni un outil clef lors de l'étude de l'enchaînement des événements entre les deux hémisphères, confirmant la synchronicité du début du refroidissement de la période l'ACR et de l'initiation au Nord du réchauffement relatif à la période du Bolling/Allerod suggéré par Lemieux-Dudon et al., (2010).

Expression of the bipolar see-saw in Antarctic climate records during the last deglaciation

B. Stenni¹, D. Buiron², M. Frezzotti^{3*}, S. Albani⁴, C. Barbante⁵, E. Bard⁶, J. M. Barnola^{2†}, M. Baroni⁶, M. Baumgartner⁷, M. Bonazza¹, E. Capron⁸, E. Castellano⁹, J. Chappellaz², B. Delmonte⁴, S. Falourd⁸, L. Genoni¹, P. Iacumin¹⁰, J. Jouzel⁸, S. Kipfstuhl¹¹, A. Landais⁸, B. Lemieux-Dudon², V. Maggi⁴, V. Masson-Delmotte⁸, C. Mazzola⁴, B. Minster⁸, M. Montagnat², R. Mulvaney¹², B. Narcisi³, H. Oerter¹¹, F. Parrenin², J. R. Petit², C. Ritz², C. Scarchilli³, A. Schilt⁷, S. Schüpbach⁷, J. Schwander⁷, E. Selmo¹⁰, M. Severi⁹, T. F. Stocker⁷ and R. Udisti⁹

Ice-core records of climate from Greenland and Antarctica show asynchronous temperature variations on millennial timescales during the last glacial period¹. The warming during the transition from glacial to interglacial conditions was markedly different between the hemispheres, a pattern attributed to the thermal bipolar see-saw². However, a record from the Ross Sea sector of East Antarctica has been suggested to be synchronous with Northern Hemisphere climate change³. Here we present a temperature record from the Talos Dome ice core, also located in the Ross Sea sector. We compare our record with ice-core analyses from Greenland, based on methane synchronization⁴, and find clearly asynchronous temperature changes during the deglaciation. We also find distinct differences in Antarctic records, pointing to differences in the climate evolution of the Indo-Pacific and Atlantic sectors of Antarctica. In the Atlantic sector, we find that the rate of warming slowed between 16,000 and 14,500 years ago, parallel with the deceleration of the rise in atmospheric carbon dioxide concentrations and with a slight cooling over Greenland. In addition, our chronology supports the hypothesis that the cooling of the Antarctic Cold Reversal is synchronous with the Bølling-Allerød warming in the northern hemisphere 14,700 years ago⁵.

The period from about 8 to 25 kyr before present (BP) includes the climate transition from the last glacial to the Holocene. As documented from polar ice cores and other climate archives, the pattern of climate changes throughout this transition is different between Antarctica and the surrounding Southern Ocean and the Northern Hemisphere. The steady Antarctic deglacial warming reaches a first maximum (Antarctic Isotopic Maximum AIM1; ref. 1) followed by an interruption towards cooler conditions during the Antarctic Cold Reversal (ACR). Conversely, Greenland records show two rapid-warming phases at the onset of the Dansgaard-Oeschger-1 (DO1) event (Bølling-Allerød interstadial, B/A) and the

Holocene, separated by the Younger Dryas (YD) cold event^{5,6}. This different sequence of events in the two hemispheres was related to the thermal bipolar see-saw^{1,2}.

A prerequisite for studying the sequence and possible links between climate events in Greenland and Antarctica is the determination of their relative timing with sufficient accuracy⁷. For sites located on the East Antarctic Plateau (EAP), high-resolution CH₄ records⁴ have been used to place the European Project for Ice Coring in Antarctica (EPICA) Dronning Maud Land (EDML), and by extension the EPICA-Dome C (EDC) and Vostok, Antarctic ice cores⁸, on the layer-counted Greenland Ice Core Chronology 2005 (GICC05; see Supplementary Information). Although ice cores from the EAP show a coherent picture^{1,9,10}, coastal ice cores are expected to be influenced by regional signals related to the surrounding ocean. So far, few ice cores from peripheral sites^{3,11} cover the last deglaciation. Critical for these coastal sequences is the relative depth of the last deglaciation with respect to bedrock, where ice thinning and deformation can perturb the stratigraphy. Furthermore, the extremely high variability of strong wind scouring can induce accumulation hiatuses.

The end of AIM1 as deduced from EAP ice cores is in phase with the first rapid temperature change in Greenland⁵ (14.7 kyr BP). This synchronicity supports the thermal bipolar see-saw conceptual model², but is in apparent contradiction with the timing of climate change shown by the Taylor Dome (TYD) ice core in the Ross Sea sector³. The timing of the stable isotope record from this coastal ice core seemed more similar to Greenland rather to Antarctic cores, with a first warming ending abruptly at ~14 kyr BP (ref. 3), although this dating was already questioned¹². Another coastal ice core, Law Dome (LD, East Antarctica), conversely, ends the first warming at ~15 kyr BP, suggesting that the ACR does not follow the abrupt warming of DO1 (ref. 11). However, in this critical time interval, questions regarding the integrity of the timescale (TYD) and abrupt

¹Department of Geosciences, University of Trieste, 34127 Trieste, Italy, ²Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement (CNRS-Université Joseph Fourier - Grenoble), 38402 Saint Martin d'Hères cedex, France, ³ENEA, CR Casaccia, 00123, Roma, Italy, ⁴Environmental Sciences Department, University of Milano Bicocca, 20126 Milano, Italy, ⁵Department of Environmental Sciences, University Cà Foscari of Venice, and IDPA-CNR, 30123 Venezia, Italy, ⁶CEREGE, UMR 6635 CNRS, IRD, University Aix-Marseille, Collège de France, Europôle de l'Arbois, BP80, 13545 Aix-en-Provence cedex 4, France, ⁷Climate and Environmental Physics, Physics Institute, University of Bern, 3012 Bern, Switzerland, ⁸Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (IPSL/CEA-CNRS-UVSQ UMR 8212), CEA Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette cedex, France, ⁹Department of Chemistry, University of Firenze, 50019 Sesto Fiorentino, Italy, ¹⁰Department of Earth Sciences, University of Parma, 43100 Parma, Italy, ¹¹Alfred-Wegener-Institute for Polar and Marine Research, 27568 Bremerhaven, Germany, ¹²British Antarctic Survey, NERC, Cambridge, CB3 0ET, UK. [†]Deceased. *e-mail: massimo.frezzotti@enea.it.

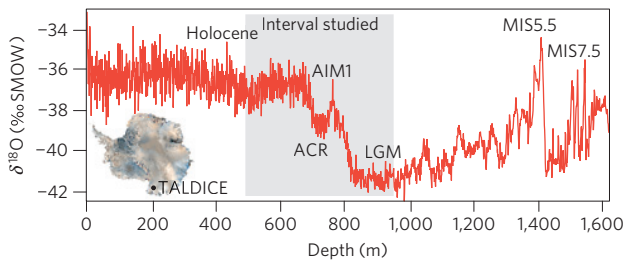


Figure 1 | The TALDICE stable isotope profile ($\delta^{18}\text{O}$) versus depth. The interval studied (8–25 kyr BP) is marked with grey shading. MIS 5.5, 7.5, LGM, AIM1 and ACR are indicated. The satellite image of Antarctica shows the location of the TALDICE ice core.

reduction in accumulation and thus limited time resolution (LD) render some earlier conclusions questionable.

Here we investigate a new 1,620-m-deep ice core drilled at Talos Dome (TLD) in the framework of the Talos Dome Ice Core (TALDICE) project (www.taldice.org). TLD is a peripheral dome of East Antarctica, located in the Ross Sea sector (Fig. 1). The moisture sources for TLD are mainly located in the Pacific and Indian sectors of the Southern Ocean (see Supplementary Information). The whole TALDICE ice core provides a palaeoclimate record covering the past 250 kyr back to Marine Isotope Stage (MIS) 7.5 (Fig. 1). The TALDICE oxygen-isotope ($\delta^{18}\text{O}$, a proxy of local temperature) record is presented here for the entire core (Fig. 1) and for the time window between 8 and 25 kyr BP (Fig. 2). TALDICE enables decadal-scale resolution during the last deglaciation owing to its relatively high accumulation rate ($80 \text{ kg m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$). In this work, the TALDICE-1 chronology (see Supplementary Information) has been set up using a new inverse method⁸, generating an optimal compromise between an a priori scenario set up from a glaciological model and chronological information from different time markers. CH_4 data are used to synchronize⁴ TALDICE to the North Greenland Ice Core Project (NGRIP) ice core on the GICC05 age scale (see Supplementary Information), providing a relative synchronization error less than 100 yr for the sharp CH_4 transitions. TALDICE is the first coastal site with glaciological characteristics enabling accurate dating during the entire last deglaciation, which starts at around 800 m depth ($\sim 50\%$ of the total ice thickness; see Supplementary Information). The resulting chronological uncertainty is ± 300 yr between 8 and 15 kyr, ± 500 yr back to 17.5 kyr and up to ± 1.5 kyr during the glacial period.

The pattern of $\delta^{18}\text{O}$ during deglaciation is similar at TALDICE and EDC (Fig. 2), despite their different geographical positions and moisture sources (see Supplementary Information). The transition starts synchronously at 18.2 ± 0.7 kyr BP in TALDICE, EDML, EDC and Dome Fuji (DF) records (Figs 2 and 3), a few kiloyears before the Antarctic ice-sheet margin retreat¹³. Warming appears coeval with the ages reported for mid-latitude glacier retreat from both hemispheres¹⁴ and the rapid sea-level rise at 19 kyr BP (ref. 13). The first part of deglaciation culminates in the AIM1 event at 14.7 ± 0.3 kyr BP, followed by the ACR cooling (Fig. 2) until 12.7 ± 0.3 kyr BP, and by the final warming towards the onset of Holocene. The ACR cooling appears with weaker $\delta^{18}\text{O}$ amplitude in TALDICE than in EDC.

TALDICE confirms that the TYD chronology³ is almost certainly incorrect¹² and enables us to refute that the deglacial history in the Ross Sea area was synchronous with the Northern Hemisphere (Figs 2 and 3).

During the Last Glacial Maximum (LGM) and the deglaciation, the comparison of $\delta^{18}\text{O}$ records around Antarctica highlights regional features. Earlier studies revealed a smoother shape of glacial AIM events at EDML compared with EDC (ref. 15) as well as an identification of AIM2 at EDML–DF (refs 1,9) but not

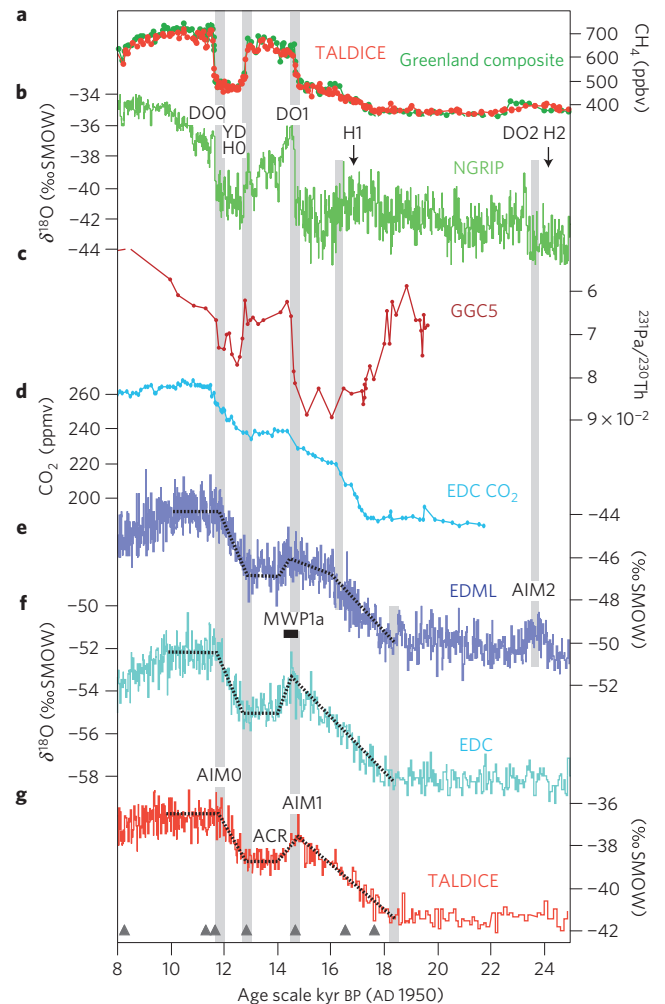


Figure 2 | Compilation of palaeoclimatic records from ice and marine cores to depict the bipolar sequence of events during the last termination. **a**, CH_4 records of Greenland composite⁴ and TALDICE (this study); **b**, $\delta^{18}\text{O}$ record from NGRIP (ref. 6); **c**, $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ record of marine core GGC5, from Bermuda rise in the deep western subtropical Atlantic, taken as a proxy for Atlantic meridional overturning circulation strength¹⁹; **d**, CO_2 from EDC (ref. 18); **e**, $\delta^{18}\text{O}$ record from EDML (ref. 1); **f**, $\delta^{18}\text{O}$ record from EDC (ref. 10); **g**, $\delta^{18}\text{O}$ record from TALDICE (this study). EDML, EDC and TALDICE are synchronized on the GICC05 timescale using a new inverse method. GGC5 data are shown on their own radiocarbon timescale. The dotted lines correspond to the ramps obtained with the Rampfit and Breakfit software. The YD and DO interstadials are indicated^{5,6}. The black horizontal bar corresponds to MWP1a (ref. 22); the arrows represent the ages of Heinrich layers 1 and 2. The triangles indicate synchronization CH_4 tie points. The grey vertical bars correspond to the AIM2 event, the start of the deglaciation (18.2 ± 0.7 kyr BP), the slowing of the warming at EDML (16.0 ± 0.2 kyr BP), the AIM1 event (14.7 ± 0.3 kyr BP), the end of the ACR (12.7 ± 0.3) and the AIM0 (11.9 ± 0.3) event as inferred from $\delta^{18}\text{O}$ ice-core records (this study).

at EDC. The lack of an AIM2 signal in the Indo-Pacific sector is confirmed by the TALDICE data (Fig. 2). A specific deglacial pattern is observed in EDML–DF ice cores compared with EDC–TALDICE. These two last cores show a ~ 3.5 kyr warming at an almost constant rate (1 and $1.3\% \delta^{18}\text{O} \text{ kyr}^{-1}$, respectively) peaking in AIM1, whereas EDML–DF depict a reduced warming rate (about $0.5\% \delta^{18}\text{O} \text{ kyr}^{-1}$) between 16.0 ± 0.2 kyr BP and AIM1 (Figs 2 and 3). This slowdown of the warming can be also depicted from EDC–TALDICE records but is negligible with respect to EDML–DF.

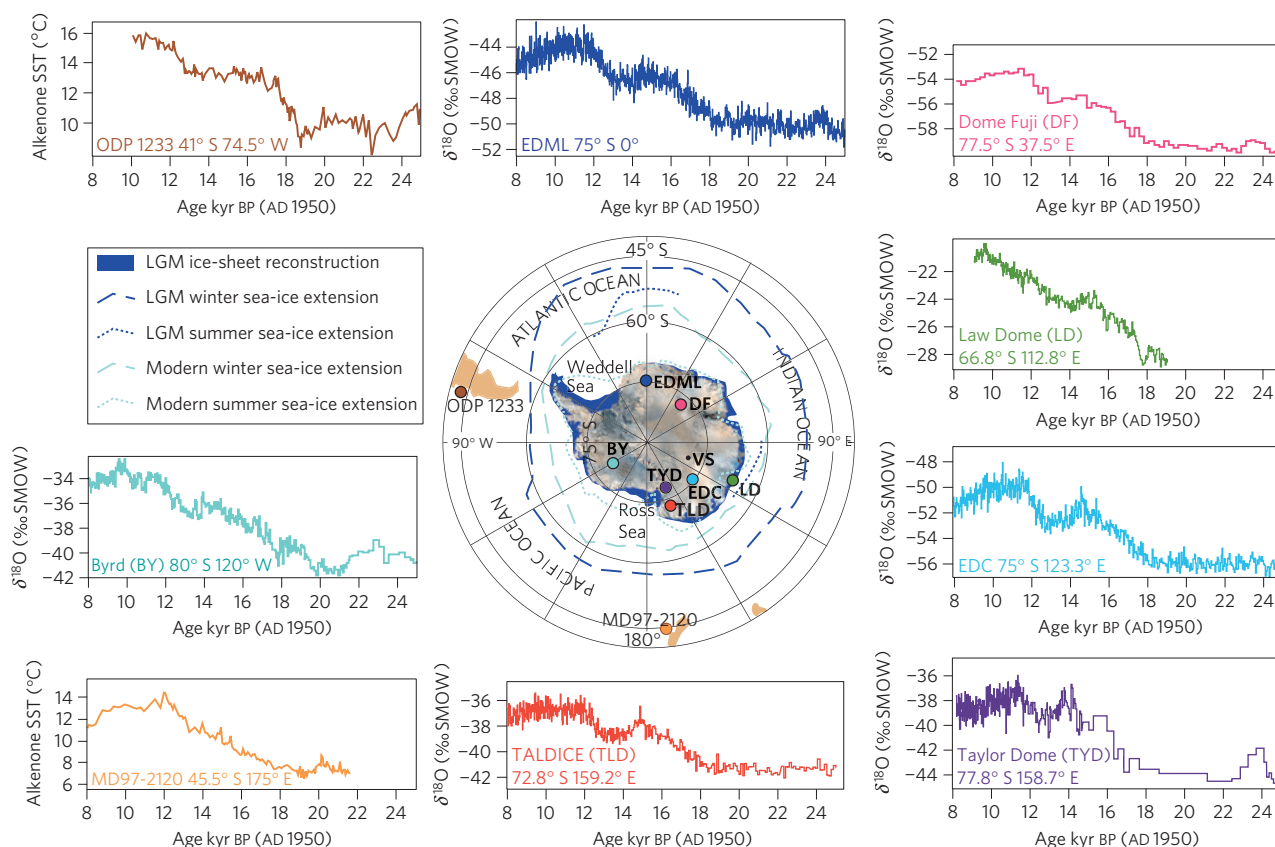


Figure 3 | Compilation of Southern Hemisphere palaeoclimatic records from ice and marine-sediment cores during the last deglaciation. From top left in clockwise order, alkenone-SST record from ODP 1233 (ref. 16); $\delta^{18}\text{O}$ record from EDML (ref. 1), DF (ref. 9), LD (ref. 11), EDC (ref. 10), TYD (ref. 3) and TALDICE (this study); alkenone-SST record from MD97-2120 (ref. 17); $\delta^{18}\text{O}$ record from MD97-2120 (ref. 17). EDML, EDC and TALDICE are synchronized on the GICC05 timescale using a new inverse method. DF, LD, TYD and Byrd data are shown on their own timescale. ODP 1233 data are shown on its timescale¹⁶ and MD97-2120 on the timescale developed by ref. 29. The map also shows, with circles, the locations of the ice cores of the Antarctic Ice Sheet and sediment cores in the Southern Ocean cited in the text (VS: Vostok). In blue, a sketch of the LGM ice-sheet reconstruction. The blue and light-blue lines show LGM and modern winter (dashed lines) and summer (dotted lines) sea-ice extension³⁰, respectively.

Albeit hampered by the lack of coherent age scales, the comparison of the deglaciation $\delta^{18}\text{O}$ records obtained on various ice cores (Fig. 3) reveals regional site-specific patterns in terms of warming rates and magnitudes. A change in the rate of warming around 16.7 kyr BP is also observed in an alkenone-sea surface temperature (SST) record at the ODP 1233 site near the Chilean coast¹⁶, although no further slope changes corresponding to AIM1 or ACR are shown. Conversely, the alkenone-SST record from a marine core (MD97-2120) collected in the Southwest Pacific¹⁷ shows an uninterrupted deglacial warming comparable to EDC–TALDICE records (Fig. 3). Therefore, both marine and ice core sequences depict a different rate of warming in the South Atlantic/South Pacific compared with the Indo/South Pacific, starting around 16 kyr BP. The warming slowdown at EDML–DF is synchronous with the deceleration of the CO_2 rise¹⁸, with the unusually high $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ ratio in abyssal North Atlantic sediments interpreted as a weaker Atlantic meridional overturning circulation strength¹⁹, with minimum $\delta^{18}\text{O}$ values at NGRIP (Fig. 2) and with distinct change in the strength of the Asian monsoon²⁰. Specific changes in the Atlantic sector linked with atmospheric circulation (westerly wind position), winter sea-ice extension and Antarctic Bottom Water formation may be involved in the parallel deceleration of the CO_2 rise. Although it is not clearly imprinted in the Atlantic sector (EDML–DF), the culmination of AIM1 is clearly visible in the Indian Ocean sector dated at 14.7 ± 0.3 kyr BP on the TALDICE-1 chronology, 14.5 ± 0.2 kyr BP on the new EDC age scale⁸ (Fig. 2). Between 16.0 kyr BP and AIM1, different trends of

moisture-source temperatures are derived from deuterium-excess data¹⁵ at EDML and EDC. Different shifts in moisture sources are probably linked to reorganization of atmospheric circulation at basin scale. A southward displacement of westerly winds has recently been reported²¹ during Northern Hemisphere stadials. The different rates of warming between 16.0 kyr BP and AIM1, observed at EDML–DF and EDC–TALDICE, suggest a different expression of the bipolar see-saw in the two regions. The underlying mechanisms will be investigated in future through new observations and modelling studies.

The onset of ACR in TALDICE and EDC chronologies corresponds to the DO1 onset (14.7 kyr BP) in the NGRIP ice core⁵ and with the minimum Δ age chronology at LD (ref. 11). The ACR onset also corresponds to the timing of the exceptionally large Melt Water Pulse 1a (MWP1a) inferred from relative sea-level records. MWP1a occurred at around 14.6 kyr BP with a global sea-level rise between 10 and 20 m in a few centuries²². Observational data and modelling studies indicate that Antarctica contributed partly to MWP1a (ref. 13). Our new synchronized isotopic records suggest that the ACR could be a response to MWP1a, which in turn may partially originate from Antarctica after a prolonged deglacial warming. EDML and TALDICE are located close to the most important areas of Antarctic deepwater formation. A massive freshwater release in the high-latitude Southern Ocean is expected to shut down convection, reduce southward heat transport and increase sea ice and associated albedo feedbacks, inducing high-latitude Southern Ocean cooling²³. This effect is still

a subject of debate between modelling groups^{7,24}, which reinforces the importance of palaeoclimate records as targets of numerical simulations. Our data support the hypothesis that the DO1 (B/A) is due to a sudden Atlantic meridional overturning circulation recovery from the Heinrich 1 event⁷ and by a decrease in Antarctic Bottom Water formation in competitive see-saw behaviour with North Atlantic Deep Water²⁵.

There is now growing evidence that the end of the YD in the North shows the same characteristics of a typical abrupt DO warming event (DO0), associated with the early Antarctic Holocene optimum (AIM0) in a thermal bipolar see-saw pattern²⁶. The ACR–AIM0 transition starts synchronously at 12.7–12.9 kyr BP in TALDICE–EDC–EDML (see Supplementary Information), synchronously with the precisely dated glacier retreat in New Zealand²⁷, demonstrating a coherent picture for the end of deglaciation between mid- and high latitudes of the Southern Hemisphere. The weaker $\delta^{18}\text{O}$ amplitude of ACR and AIM0 at TALDICE, compared with other EAP ice cores (Fig. 2), can be explained with local elevation and air-mass-trajectory changes (see Supplementary Information).

Located in the Ross Sea sector, TLD is the most remote ice-core site from the North Atlantic ‘centre of action’, and still clearly shows a thermal bipolar see-saw behaviour during the last deglaciation. This paper highlights the distinct regional climate fingerprint between the Indo-Pacific and the Atlantic sectors between 16.0 kyr BP and AIM1. Understanding and simulating the bipolar and peri-Antarctic sequences and patterns of events and their interplay with the carbon cycle are critical challenges for earth and climate system modelling, although many gaps remain in the description of the past regional Antarctic climate variability.

Received 19 August 2010; accepted 3 November 2010;
published online 5 December 2010

References

1. EPICA Community Members. One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. *Nature* **444**, 195–198 (2006).
2. Stocker, T. F. & Johnsen, S. J. A minimum thermodynamic model for the bipolar seesaw. *Paleoceanography* **18**, 1087 (2003).
3. Steig, E. J. *et al.* Synchronous climate changes in Antarctica and the North Atlantic. *Science* **282**, 92–95 (1998).
4. Blunier, T. *et al.* Synchronization of ice core records via atmospheric gases. *Clim. Past* **3**, 325–330 (2007).
5. Steffensen, J. P. *et al.* High-resolution Greenland ice core data show abrupt climate change happens in few years. *Science* **321**, 680–684 (2008).
6. North Greenland Ice Core Project Members. High resolution climate record of the northern hemisphere reaching into the last interglacial period. *Nature* **431**, 147–151 (2004).
7. Liu, Z. *et al.* Transient simulation of last deglaciation with a new mechanism for Bolling–Allerød warming. *Science* **325**, 310–314 (2009).
8. Lemieux-Dudon, B. *et al.* Consistent dating for Antarctic and Greenland ice cores. *Quat. Sci. Rev.* **29**, 8–20 (2010).
9. Watanabe, O. *et al.* Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles. *Nature* **422**, 509–512 (2003).
10. Jouzel, J. *et al.* Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years. *Science* **317**, 793–796 (2007).
11. Morgan, V. *et al.* Relative timing of deglacial climate events in Antarctica and Greenland. *Science* **297**, 1862–1864 (2002).
12. Mulvaney, R. *et al.* The transition from the last glacial period in inland and near-coastal Antarctica. *Geophys. Res. Lett.* **27**, 2673–2676 (2000).
13. Clark, P. U. *et al.* The Last Glacial Maximum. *Science* **325**, 710–714 (2009).
14. Schaefer, J. M. *et al.* Near-synchronous interhemispheric termination of the Last Glacial Maximum in mid-latitudes. *Science* **312**, 1510–1513 (2006).
15. Stenni, B. *et al.* The deuterium excess records of EPICA Dome C and Dronning Maud Land ice cores (East Antarctica). *Quat. Sci. Rev.* **29**, 146–159 (2010).
16. Lamy, F. *et al.* Modulation of the bipolar seesaw in the Southeast Pacific during Termination 1. *Earth Planet. Sci. Lett.* **259**, 400–413 (2007).
17. Pahnke, K. & Sachs, J. P. Sea surface temperatures of southern midlatitudes 0–160 kyr B.P. *Paleoceanography* **21**, PA2003 (2006).
18. Monnin, E. *et al.* Atmospheric CO₂ concentrations over the last glacial termination. *Science* **291**, 112–114 (2001).
19. McManus, J. F., Francois, R., Gherardi, J.-M., Keigwin, L. & Brown-Leger, S. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature* **428**, 834–837 (2004).
20. Broecker, W. S. *et al.* Putting the Younger Dryas cold event into context. *Quat. Sci. Rev.* **29**, 1078–1081 (2010).
21. Denton, G. H. *et al.* The last glacial termination. *Science* **328**, 1652–1656 (2010).
22. Deschamps, P. *et al.* Synchronicity of Meltwater Pulse 1A and the Bolling onset: New evidence from the IODP ‘Tahiti Sea-Level’ expedition. *Geophys. Res. Abstr.* **11**, EGU2009-10233 (2009).
23. Weaver, A. J., Saenko, O. A., Clark, P. U. & Mitrovica, J. X. Meltwater Pulse 1A from Antarctica as a trigger of the Bolling–Allerød warm interval. *Science* **299**, 1709–1713 (2003).
24. Knorr, G. & Lohmann, G. Southern Ocean origin for the resumption of Atlantic thermohaline circulation during deglaciation. *Nature* **424**, 532–536 (2003).
25. Pahnke, K., Goldstein, S. L. & Hemming, S. R. Abrupt changes in Antarctic intermediate water circulation over the past 25,000 years. *Nature Geosci.* **1**, 870–874 (2008).
26. Masson-Delmotte, V. *et al.* Abrupt change of Antarctic moisture origin at the end of Termination II. *Proc. Natl Acad. Sci. USA* **107**, 12091–12094 (2010).
27. Kaplan, M. R. *et al.* Glacier retreat in New Zealand during the Younger Dryas stadial. *Nature* **467**, 194–197 (2010).
28. Blunier, T. & Brook, E. J. Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. *Science* **291**, 109–112 (2001).
29. Rose, K. A. *et al.* Upper-ocean-to-atmosphere radiocarbon offsets imply fast deglacial carbon dioxide release. *Nature* **466**, 1093–1097 (2010).
30. Gersonde, R., Crosta, X., Abelmann, A. & Armand, L. Sea-surface temperature and sea ice distribution of the Southern Ocean at the EPILOG Last Glacial Maximum—a circum-Antarctic view based on siliceous microfossil records. *Quat. Sci. Rev.* **24**, 869–896 (2005).

Acknowledgements

We thank the logistic and drilling TALDICE team. We thank M. Mudelsee for discussion regarding the use of the Rampfit software (www.mudelsee.com). The Talos Dome Ice Core Project (TALDICE), a joint European programme led by Italy, is funded by national contributions from Italy, France, Germany, Switzerland and the United Kingdom. The main logistical support was provided by Programma Nazionale di Ricerche in Antartide (PNRA) at Talos Dome. This is TALDICE publication no 9. A file containing the new ice core $\delta^{18}\text{O}$ record from TALDICE can be downloaded from the website of the World Data Center for Paleoclimatology (www.ncdc.noaa.gov/paleo) and from the TALDICE website (www.taldice.org).

Author contributions

B.S., D.B., M. Baumgartner, M. Bonazza, S.F., L.G., V.M.-D., B.M., A.S., S.S. and E.S. contributed to new TALDICE $\delta^{18}\text{O}$ and CH₄ measurements. D.B., S.A., E.B., M. Baroni, E. Capron, E. Castellano, B.D., A.L., B.L.-D., C.M., M.M., B.N., F.P., J.R.P., C.R., M.S. and R.U. contributed to measurements and modelling used for TALDICE dating and ice flow description. B.S. and M.F. prepared the figures and wrote most of the manuscript with the main contributions of D.B., J.C., B.D., V.M.-D., J.J., B.L.-D., B.N., J.R.P. and T.F.S. All authors worked on the comparison of the different records and their interpretations.

Additional information

The authors declare no competing financial interests. Supplementary information accompanies this paper on www.nature.com/naturegeoscience. Reprints and permissions information is available online at <http://npg.nature.com/reprintsandpermissions>. Correspondence and requests for materials should be addressed to M.F.

1.0 MATERIALS AND METHODS

1.1 Coring site

TD is a peripheral dome of East Antarctica, located in the Ross Sea sector about 250 km from the Southern Ocean, 550 km north of Taylor Dome and 1100 km east of EDC. The TALDICE coring site (159°11'E 72°49'S; 2315 m a.s.l.; annual mean temperature -41°C) is located near the dome summit¹ and is characterised by a snow accumulation rate of 80 mm water equivalent per year (average 2004-1259 AD).

1.2 Stable isotope measurements

Measurements of the oxygen isotope composition ($\delta^{18}\text{O}$) of TALDICE samples were conducted on continuous samples with a length resolution of 1 m. The $\delta^{18}\text{O}$ measurements were carried out in France (Laboratoire des Sciences du Climat et l'Environnement) and Italy (University of Trieste and Parma) using the well-known CO_2 water equilibration technique². Intercomparisons of reference waters among the involved laboratories were conducted over the analysis period and the same water standard was used in both laboratories. The precision of $\delta^{18}\text{O}$ measurements is $\pm 0.07\text{‰}$. Most of the $\delta^{18}\text{O}$ data provided here are the results of at least duplicate measurements of 1620 samples.

1.3 Methane measurements

Methane measurements on the TALDICE ice core have been performed on 250 samples by both Bern and Grenoble laboratories, in the depth range 540 to 960 m,

covering the period between 8 and 28 kyr BP (Fig. S1). We used the same analytical technique as for other ice cores, i.e. a wet extraction method combined to gas chromatography (e.g. ref 3). The mean depth resolution is 2.9 m and improves to 0.5 m during abrupt transitions, with a 2σ precision of 20 ppbv. We systematically add 6 ppbv to the mixing ratio obtained at LGGE, to be in good agreement with Bern values⁴. Additional data have been obtained at Bern, using a new continuous flow method⁵ for depths ranging between 667 and 817 m (Fig. S1). Although less precise and on a floating mixing ratio scale, these data enhance the time resolution and improve the uncertainty on the exact depth location of the main CH₄ transitions used as chronological markers.

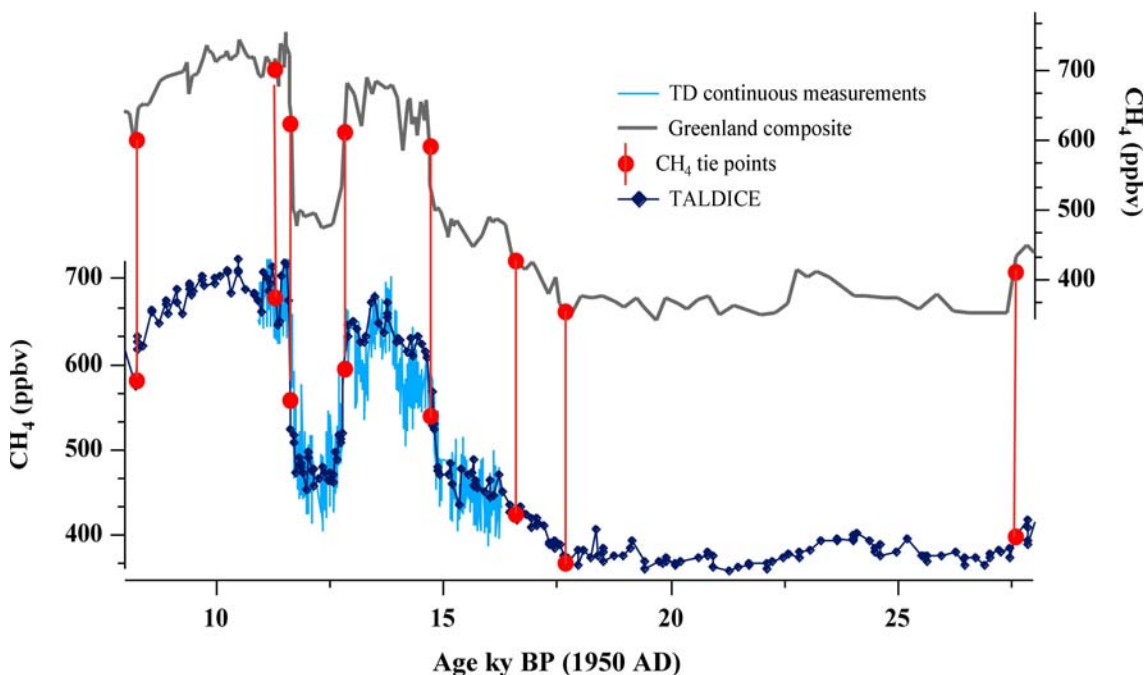


Figure S1. Synchronization of the TALDICE (this study) and Greenland composite⁶ CH₄ records on the GICC05 age scale^{7,8}.

1.4 Dust measurements

Insoluble mineral dust concentration and size distribution was measured on discrete samples along the TALDICE ice core in Milano-Bicocca (DISAT, Italy) and in Grenoble (LGGE-CNRS, France). The analytical protocol and measurement technique is the same adopted in former Antarctic ice core dust studies from Vostok⁹ and EDC¹⁰, and was described in (ref. 11).

After analytical inter-calibration, some 20-cm long “cut-A” ice sections were decontaminated and analyzed at LGGE by using a Coulter Counter Multisizer IIe© device, while some 25-cm long “dust strip” ice sections were decontaminated and measured at DISAT with a Beckman Coulter III device. Therefore, for the depth interval between 670 and 820 m depth, a total of 258 samples have been analyzed on the TALDICE ice core.

2.0 PRESENT-DAY ORIGIN OF SNOW PRECIPITATION

Snow precipitation data of the East Antarctic Ice Sheet (90°-180° E) are analyzed combining a Lagrangian model (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) output and the European Re-Analysis ERA40 (from 1980 to 2000 AD) reanalysis data obtained from the European Centre for Medium Range Forecast¹². Analyses of 20 years data suggest that Talos Dome (TD) is influenced by moisture originating mainly from the Indian and secondarily from Pacific sectors of the Southern Ocean (Fig. S2). Snow precipitation originating from Indian Ocean falls mainly during winter (70%), whereas the snowfalls originating from Pacific Ocean/Ross Sea are more homogeneously distributed during the year (50% winter, 50% summer). The snowfalls

originating from the Pacific Ocean are arriving at TD mainly crossing the Ross Sea, where extensive presence of sea ice occurs also during summer. Longer and cooler distillation pathways of these air mass trajectories are expected to produce more negative $\delta^{18}\text{O}$ precipitation values at TD compared to the ones originating from the Indian Ocean¹³⁻¹⁵. During the Last Glacial Maximum (LGM) and most of the deglaciation, due to the presence of the Ross Ice Sheet extended up to the continental margin, the precipitation from the Pacific sector *via* Ross Sea was drastically reduced with relatively increase of precipitation percentage coming from Indian Ocean¹².

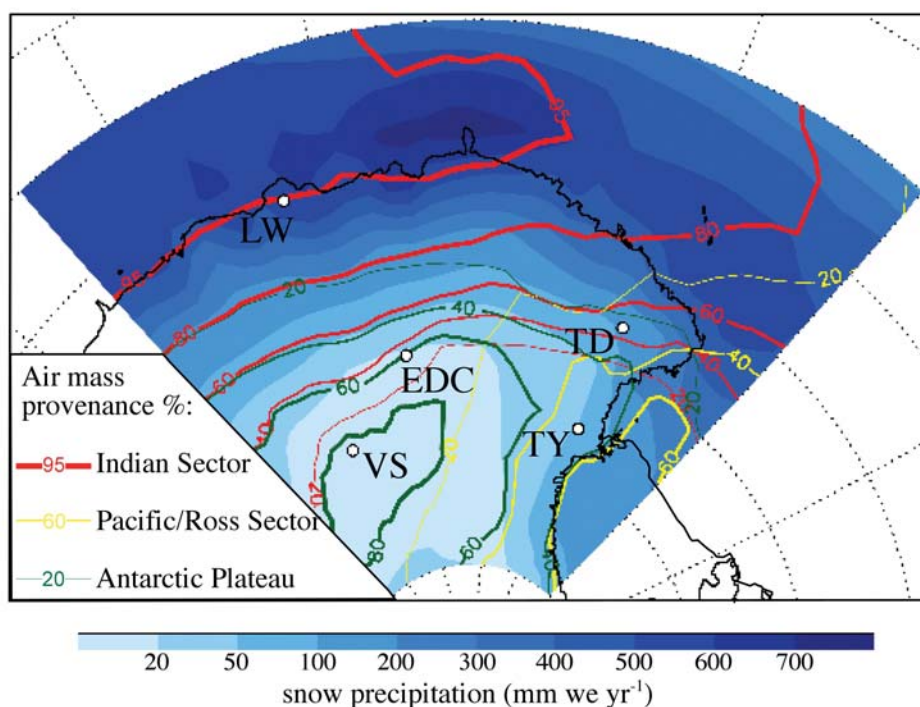


Figure S2. Five days air mass back-trajectories related to snow precipitation (in mm water equivalent per year). Annual snow precipitation on blue scale colour. Red, orange and green contour lines denote % of precipitation provenance area. EDC: EPICA Dome C; LW: Law Dome; VS: Vostok; TD: Talos Dome; TY: Taylor Dome.

3.0 METHODOLOGY FOR CHRONOLOGY BUILDING

TALDICE-1 chronology has been built using a new dating method developed by Lemieux-Dudon (ref. 16), which uses a probabilistic approach based on inverse techniques. The inverse method generates an optimal compromise between an *a priori* scenario setup from a glaciological model and the chronological information coming from synchronization of methane⁶ on the GICC05 age scale^{7,8}.

The free parameters optimized in the inverse method are: the thinning rate of annual layers, the close-off depth, and the accumulation rate. The close off depth and the age difference between gas and surrounding ice (Δ age) are also evaluated *a posteriori* using a firn densification model. Dust concentration data and volcanic sulphate peaks for the deglaciation provide an additional *a posteriori* control for the relative chronologies of TALDICE and EDC.

3.1 Glaciological model

The synchronization of CH₄ records leads to age constraints on the gas chronology. In order to translate the CH₄ time markers into chronological constraints on the ice chronology, one needs to estimate past TALDICE close-off depths (COD) leading to the trapping of air bubbles, and thus the age difference between the trapped gases and the surrounding ice. At first order, both parameters depend on the accumulation rate and on surface temperature at the site when pores get enclosed.

In order to build a continuous age scale for both the ice and gas phases, we use glaciological modelling constrained by the age markers. An *a priori* scenario is first produced with the 1D ice flow model developed by (ref. 17). The required model inputs

of past accumulation rate and temperature changes are deduced from the hydrogen isotopic content of the ice (δD) through the following relationships:

$$T = T^0 + \alpha \Delta \delta D_{\text{corr}} \quad \text{and} \quad A = A^0 \exp(\beta \Delta \delta D_{\text{sno}})$$

where T^0 and A^0 are the current surface temperature ($^{\circ}\text{C}$) and accumulation rate (cm of ice equivalent per year) at the drilling site, $\Delta \delta D_{\text{corr}}$ corresponds to the temporal deviation to the present-day hydrogen isotopic content of precipitation at the site, corrected for past $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ variations¹⁷, using the $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ record¹⁸, derived from the marine sediment benthic stacks of (ref. 19) corrected for deep-water temperature effects. $\Delta \delta D_{\text{sno}}$ is a 50-yr average of $\Delta \delta D_{\text{corr}}$ and α represents the spatial slope of the present-day isotopic thermometer. β is an adjusted coefficient that determines the glacial-interglacial amplitude of accumulation changes. Since the full TALDICE δD record is not available yet, the $\delta^{18}\text{O}$ data have been multiplied by 8 and used in the above equations. A slope value of 7.75 has been obtained for the $\delta^{18}\text{O} - \delta D$ relationship from the entire dataset reported in a recent compilation of Antarctic surface snow isotopic composition¹⁵.

The *a priori* gas age is calculated by combining the ice chronology calculated as above together with a firn densification model²⁰ that estimates past values of Δage using the same accumulation and temperature scenarios as above.

A first reasonable fit between the modelled age scale and the age markers is obtained from the direct model with the following parameters:

$\beta = 0.0165$. This value is similar to the ones observed for the present-day climate in the TD area^{14,21}.

$\alpha = 5.04\text{‰}/^{\circ}\text{C}$ for δD obtained from the TD area^{14,22}.

$p = 3$ is a parameter in the model for the vertical profile of deformation¹⁷.

$A^0 = 8$ cm of ice equivalent per year (cm ie/yr) is reconstructed by the model; this value is 10% lower than the snow accumulation rate found at TD over the last 8 centuries^{21,23}.

$T^0 = -41$ °C¹.

3.1.1 Elevation changes at Talos Dome

Geomorphological studies suggest that Talos Dome area started to grow during LGM 170 ± 20 m between 19 and 13 kyr BP (see Table S1). The elevation changes have been estimated using geomorphological observations in the Talos Dome drainage area and analogous situation in the Ross Sea sector. Elevation changes derive from both glacial dynamic effects during LGM and from climate changes during deglaciation. The former is related to an advance of the grounded ice sheet up to the continental margin during the sea level drop occurring at LGM²⁴⁻²⁷. The latter is related to a doubling of accumulation rate linked to atmospheric warming and sea ice reduction during deglaciation. Analogously, the thinning of the dome started after the retreat of the grounding line from LGM position occurring from 14.3 to 12 kyr BP. At Siple Dome thinning occurred between 15 and 10 kyr BP²⁸. At the onset of the Holocene we could suppose, in analogy with similar conditions in other Antarctic coastal areas^{29,30}, that we still have 100 ± 50 m higher elevations than today. Final ice unloading from Terra Nova Bay region took place shortly before 7 kyr BP³¹. By contrast, the ice cover in the central part of east Antarctica was thinner during LGM than today due to lower accumulation rates³². Considering the present-day $\delta^{18}\text{O}$ /elevation slope for this area¹⁴, much of the isotopic difference between TALDICE and EDC during early Holocene can be attributed to elevation change effects. An additional factor could be the change of Talos

Dome moisture origin after the opening of the Ross Sea as a consequence of the grounding line retreat around 14 kyr BP.

Table S1. Elevation changes estimated in the TALDICE area between 0 and 30 kyr BP.

age (kyr)	Elevation change (m)	Ice core depth (m)	References used for estimations
0	0	0	
7	0±20	469	30, 31
10	100±50	600	30
12.7	170±50	708	27, 29, 33
16	170±20	790	24, 30, 33, 34,
19	100±50	836	27
25	20±50	897	24
30	0±50	945	Baroni C. (personal communication 2009)

Elevation change data, summarized in Table S1, are applied as a forcing field to the direct ice flow model in order to evaluate the elevation change effect on the thinning function and the accumulation rate (Fig. S3).

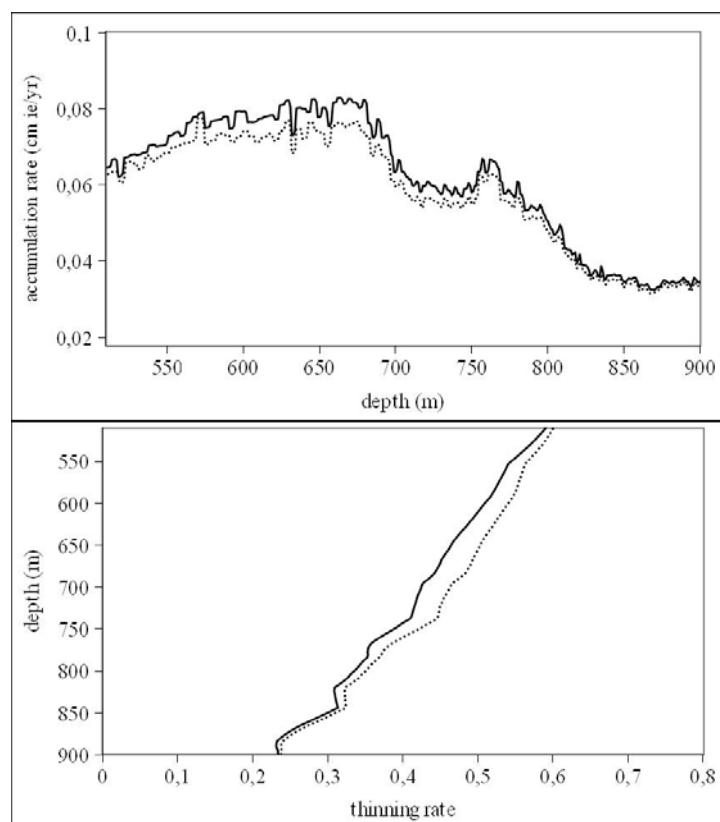


Figure S3. Accumulation rate (cm ie/yr) and thinning function calculated by the direct model, taking into account (full lines) or not (dotted lines) the elevation changes.

3.2 Synchronizations and tie points assignments

In order to build an age scale for the TALDICE ice core we match the Talos Dome CH₄ record with its Greenland counterpart. The best Greenland CH₄ record available so far (best time resolution and best age scale) is the composite methane record of (ref. 6), putting together GRIP, NGRIP and GISP2 CH₄ data. The time scale for this composite is the layer counted NGRIP time scale GICC05^{7,8}.

Eight age markers have been assigned along the core between 8 and 28 kyr BP (Fig. S1; Table S2). Their location and uncertainty are defined by visual wiggle matching. They are chosen at middle slope or maximum or minimum of CH₄ changes, depending on the signal shape.

Table S2. List of the CH₄ tie points

Greenland composite depth in the NGRIP core (m)	Talos Dome depth (m)	GICC05 gas age (year Before 1950)	Age uncertainty (year)
1219.2	553	8250	150
1470.3	684	11,300	200
1489.8	695	11,650	100
1525.2	738	12,850	100
1604.2	784	14,680	100
1647.6	820	16,550	500
1672.8	844	17,650	300
1861.3	935	27,550	300

We estimate the uncertainty (Table S2) on the absolute age of each tie point by adding those of the visual matching of CH₄ records and of the GICC05 age scale at the corresponding ages⁶. The first source of uncertainty amounts to less than 50 yr during sharp transitions corresponding to the Bølling-Allerød (B/A) and Younger Dryas (YD) events, taking also into account the analytical uncertainty and the range of possible CH₄ inter-polar difference³.

3.3 Inverse method

The resulting *a priori* chronology already appears in good agreement with some age markers, while differences remain with some others (Fig. S4), pointing out the

quality of the *a priori* model, and the smooth glaciological conditions at the TALDICE ice core. In order to improve the fit with all age markers, we use the new inverse method developed by (ref. 16), which produces a compromise between the *a priori* modelled glaciological scenario and chronological information given by the stratigraphic markers. The accumulation rate, the thinning function and the close-off depth (COD) calculated by the direct model are optimized in order to obtain a final age scale agreeing with all the age markers. The method also provides an estimate of the confidence interval on the new dating, from the probabilistic combination of uncertainties of the models and of observations.

The ice age uncertainty (Fig. S4) is ± 300 yr between 11 and 15 kyr BP (deglaciation) but increases to ± 500 yr at 17.5 kyr BP and to ± 1.5 kyr around 22.5 kyr BP, where tie points are more difficult to define due to the reduced amplitude of CH_4 variations during LGM.

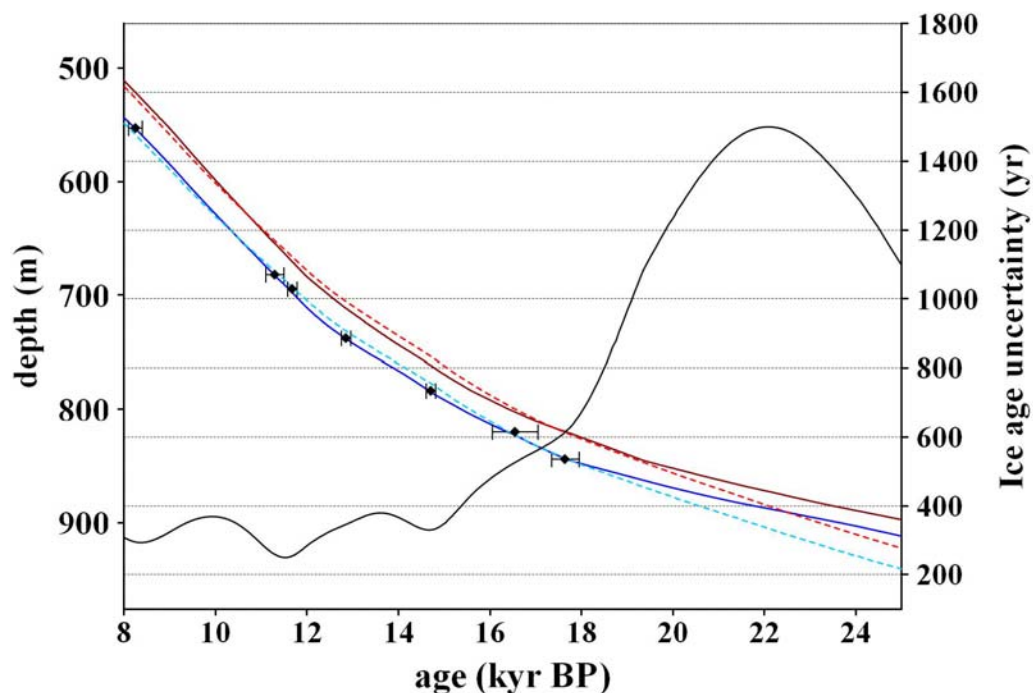


Figure S4. *Age/depth relationship of TALDICE ice core deduced from the glaciological modelling. Red and blue dashed lines represent ice and gas age calculated by the direct model; brown and dark blue lines represent the ice and gas age estimated by the inverse method. The black line is the ice age uncertainty estimated by the inverse method. Black diamonds are the CH₄ age markers and error bars are gas age uncertainty.*

4.0 A POSTERIORI EVALUATION OF THE INVERSE MODEL OUTPUTS

The inverse method provides new scenarios for the thinning function, the accumulation rate, and the Δ age. The comparison of these parameters with their counterparts deduced from the direct model illustrates the corrections introduced by the inverse method.

4.1 Thinning function

The direct model gives already a thinning function, which is in agreement with the one obtained from the inverse method between 14 and 16 kyr BP (Fig. S5). The inverse method mostly affects the part earlier than 16 kyr BP: the thinning function is lowered, compared to the thinning function of the direct model, and reaches a minimum of about 30% at 850 m. This depth corresponds to the depth of maximum dust concentrations.

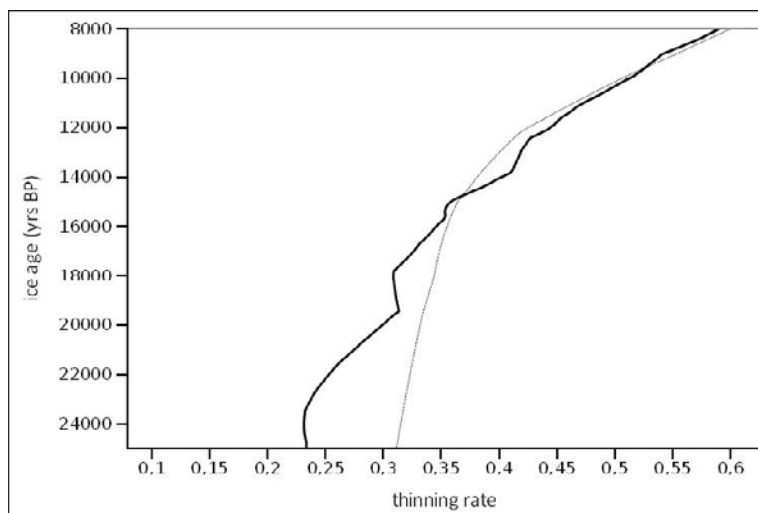


Figure S5. Representation of the thinning function simulated at TALDICE, according to the direct model (grey line) and after the inverse adjustment (black line).

There is no direct proxy for quantifying the thinning function with depth. Some physical properties of ice, e.g. the C-axis orientation and the size of the crystal grain, allow one to qualitatively assess if annual layers have been “abnormally” thinned or not at a given depth. At TALDICE, a reduction in the crystal size is observed between 800 and 900 m, suggesting a pinning effect associated with the corresponding dust concentration increase during LGM, similar to observations on the EDC ice core³⁵. A decrease in crystal size implies that more deformation is localized in this depth range, thus increasing the thinning. This is qualitatively in agreement with the inverse model output.

4.2 Accumulation rate

The accumulation rate calculated by the inverse method for the period of interest is close to the one deduced from the water isotopes, with a maximum difference of 23%

around 23 kyr BP (Fig. S6). The amplitude of glacial-interglacial accumulation rate changes appears slightly more pronounced with the solution from the inverse method.

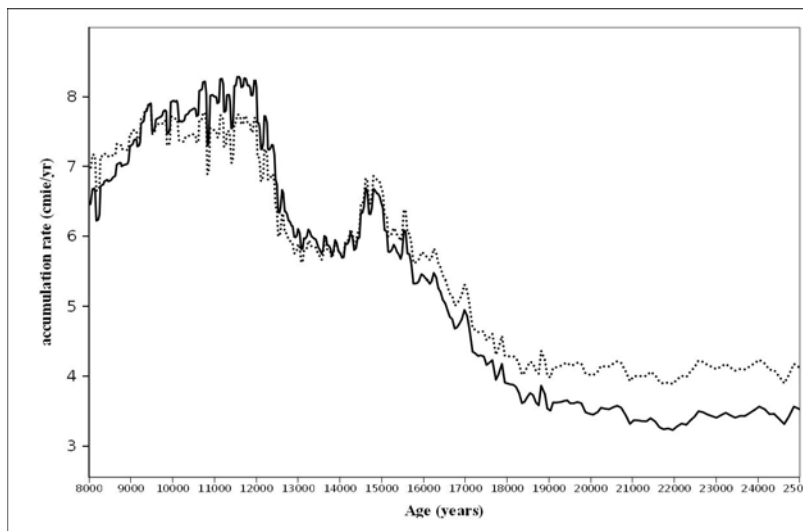


Figure S6. Estimation of the accumulation rate (cm ie/yr) according to the $\delta^{18}\text{O}$ of ice in the direct model (dotted line) and after the inverse adjustment (full line).

The Beryllium 10 (^{10}Be), a cosmogenic isotope, is another proxy that can provide information on snow accumulation rate. ^{10}Be measurements have been performed in the TALDICE ice core during the deglaciation. The samples have been prepared according to the procedure described by (ref. 36) and analysed on the new Accelerator Mass Spectrometer recently installed at CEREGE (Aix-en-Provence, France).

Concentration of ^{10}Be in the ice ($[^{10}\text{Be}]$) is inversely proportional to the accumulation rate assuming that the dry deposition is constant and dominant, a realistic assumption over the last glacial cycle for many sites located at polar latitudes³⁷⁻³⁹. As expected $[^{10}\text{Be}]$ data and accumulation rate estimated at TALDICE show an inverse correlation across the Antarctica^{40,41}. Consequently any ratio of $[^{10}\text{Be}]$ values between

two different periods should give an estimate of corresponding inverse ratio calculated with the accumulation rate values (provided the cosmogenic production is similar, but see more below).

We thus calculate $[^{10}\text{Be}]_{\text{AIM1}} / [^{10}\text{Be}]_{\text{Holocene}}$ and $[^{10}\text{Be}]_{\text{LGM}} / [^{10}\text{Be}]_{\text{Holocene}}$ ratios, and compare them with their corresponding inverse ratios in the accumulation rate previously estimated. It appears that the AIM1/Holocene ratio $[^{10}\text{Be}]$ concentration and the Holocene/AIM1 ratios for snow accumulation, respectively, are very similar (≈ 1.2). Likewise, the $[^{10}\text{Be}]_{\text{LGM}} / [^{10}\text{Be}]_{\text{Holocene}}$ ratio is equal to 1.8 ± 0.3 and is consistent with the Holocene/LGM ratio for accumulation deduced from water isotopes or the inverse method that are equals to 1.8 and 2.2, respectively. The different methods used to estimate the accumulation rate between 8 and 15 kyr BP are in accordance.

These results based on the use of ^{10}Be data are only a rough approximation because changes in the geomagnetic field affect the ^{10}Be production and changes in the wet versus dry contribution influence the ^{10}Be deposition. The wet and dry deposition contributions were evaluated from the Taylor Dome ice core⁴² which is located in the Ross Sea sector like Talos Dome. Both sites also have similar accumulation rates, $6.5 \text{ g cm}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ and $8 \text{ g cm}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, for Taylor Dome⁴² and Talos Dome, respectively. At Taylor Dome, the wet deposition is estimated to be $(5 \pm 5) \times 10^3 \text{ at g}^{-1}$ (refs. 42, 43). During the Holocene, the ^{10}Be concentration is approximately equal to $25 \times 10^3 \text{ at g}^{-1}$ (ref. 43). As a result the contribution of wet deposition at Taylor Dome is estimated to be 20% relative to the Holocene ^{10}Be concentration. At Talos Dome, the wet deposition is estimated to be $(4 \pm 3) \times 10^3 \text{ at g}^{-1}$ and the mean ^{10}Be concentration during the Holocene is $20 \times 10^3 \text{ at g}^{-1}$, as a result the wet contribution is ca. 20%, a value in accordance with the Taylor Dome one. The relative contribution of wet deposition was probably lower during the

LGM compared to the Holocene but the variation cannot be larger than a 20% decrease, approximately, equivalent to the absence of wet deposition.

In addition to changes in wet deposition, the geomagnetic field exhibited a two-fold increase from the LGM to the Holocene (ref. 44 and references therein). This increase caused a decrease in ^{10}Be production on the order of 30% at the equator⁴⁵. At polar latitudes the value was lower than 30% because of the shape of the Earth magnetic field⁴⁵ and because of incomplete mixing of ^{10}Be in the atmosphere (see discussion in Delaygue and Bard⁴⁶ and references therein). In any case, the change in ^{10}Be production should somehow affect the ^{10}Be concentration measured in the Talos Dome ice core.

The variations of the wet deposition and of ^{10}Be production due to geomagnetic field changes are on the same order of magnitude but act in opposite directions. As a first approximation, it is thus reasonable to use the ^{10}Be total concentrations in order to provide, *a posteriori*, a semi-quantitative test on the accumulation rate determined by independent techniques. We will refine these calculations in a future publication describing the Talos Dome ^{10}Be profile.

4.3 Δ age

The corrections on the Δ age remain $< 10\%$ for ages younger than 18.5 kyr BP. For older ages, the maximum correction is reached at 19.5 kyr BP with a 19% larger Δ age according to the inverse method.

4.4 *Firn densification*

In a first step the ice flow model uses a firn densification model to provide a gas age chronology and a COD estimation. But in a second step the inverse method removes these accumulation rate, COD, and ice and gas chronological scenario in order to be in agreement with the age markers, without taking into account any physical mechanism of snow densification. In order to verify that the combination of the accumulation rate and ice chronology reconstructed by the inverse model are in agreement with our knowledge of the physics of gas trapping and generate realistic Δ age, COD and gas age, we carried out simulations with a firn densification model⁴⁷, using the input parameters provided by the inverse model. The obtained gas age is very close to the one expected by the synchronization of the CH₄ records. The small difference between them has been reduced in an additional step by slightly tuning the inverse method scenario until the densification model used in direct mode provides a gas age as close as possible to the time markers in the gas phase. The resulting difference between the ice chronology of the corresponding scenario and the original inverse one amounts to less than 100 yr before 17 kyr BP, thus strengthening our confidence on the modelled age scale and on our dating approach. The resulting Δ age is thus also in very good agreement with the one deduced from the inverse method (Fig. S7).

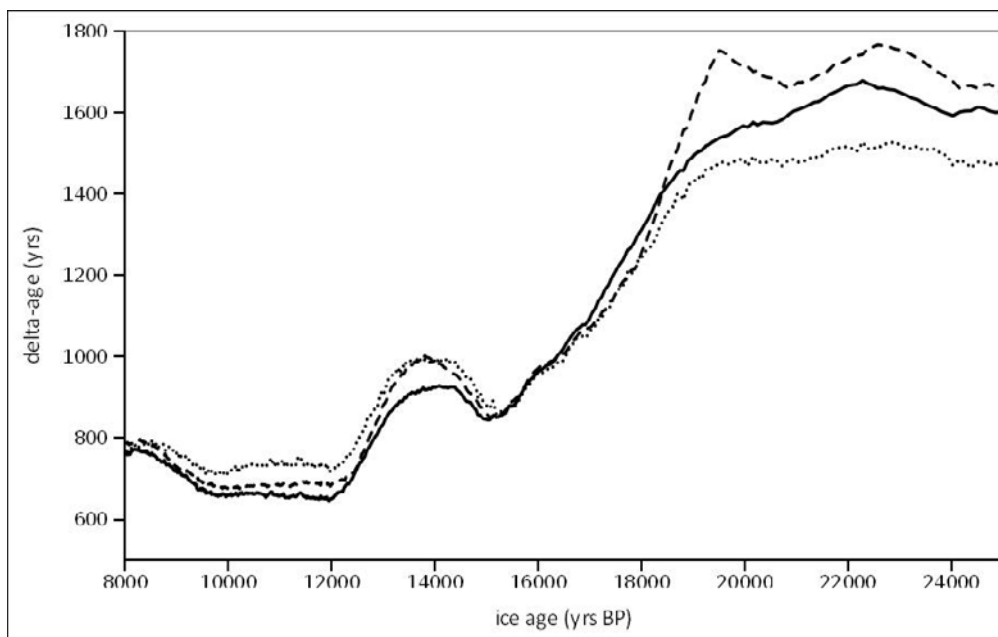


Figure S7. Estimation of the Δ age at TALDICE from the direct model (dotted line), the inverse method (dashed line), and by the firn densification model (full line)⁴⁷.

4.5 *A posteriori* control of relative dating

The dust content, the sulfate peaks and the $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ records have been used in order to provide an *a posteriori* control of the TALDICE and EPICA relative datings.

The dust concentration record from TALDICE (Fig. S8) shows the well-known decrease from high LGM to low Holocene values, similar to dust records from other ice cores on the East Antarctic Plateau (EAP)¹¹. In the TALDICE ice core, the dust concentration decrease related to the deglaciation is very sharp and reaches minimum levels at around 765 m depth, almost in correspondence with the culmination of AIM 1 as shown in figure S8b. The same feature can be observed in the EDC ice core (Fig. S8a), where the end of the dust decrease, associated to the climatic transition, is located around 421 m depth. The end of the dust decrease during Termination I is believed to be

synchronous among ice cores located on the EAP, which receive dust mostly from South America during glacial periods⁴⁸.

Therefore, this level provides a useful stratigraphic marker for an *a posteriori* control of relative dating. According to the new chronology for EDC¹⁶ the age of this level is 14.7 ± 0.2 kyr BP, while in our new age scale for the TALDICE ice core the age of this level is 14.8 ± 0.3 kyr BP.

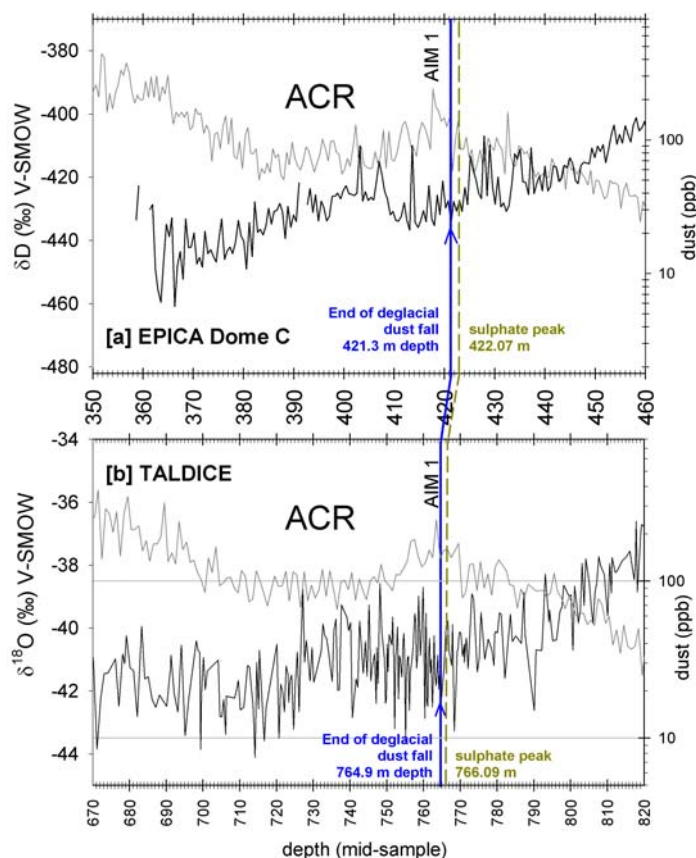


Figure S8. Stratigraphic records of stable isotopes and dust from EDC and TALDICE ice cores during the Antarctic Isotope Maximum (AIM) 1 and the Antarctic Cold Reversal (ACR) events, with indication of two (dust and volcanic sulfate) stratigraphic markers. [a] EDC δD ⁴⁹ and dust⁵⁰ records over the 350-460 m depth interval, including the AIM 1 and the ACR. [b] TALDICE $\delta^{18}O$ and dust (this work) records over the 670-

820 m depth interval. The blue line defines the end of the deglacial dust fall in both cores, characterized by a relative minimum preceding the ACR dust increase. The dashed yellow line defines the stratigraphic position of a common volcanic sulfate peak (see below).

An additional element for an *a posteriori* check of the relative chronologies for TALDICE and EDC is provided by the presence of three synchronous volcanic events identified from sulfate peaks near the dust relative minimum (Fig. S9). According to the method of (ref. 51) these volcanic events allow the establishment of a peak-to-peak correlation and hence a relative depth-to-depth relationship between the cores, against which the TALDICE and EDC chronologies can be tested. The presence of a volcanic sulfate peak in the TALDICE ice core at 766.09 m depth and in the EDC ice core at 422.07 m depth (Fig. S8), dated 14.9 ± 0.3 kyr BP and 14.7 ± 0.2 kyr BP respectively, strengthens the chronological intra-correlation established between these two ice cores.

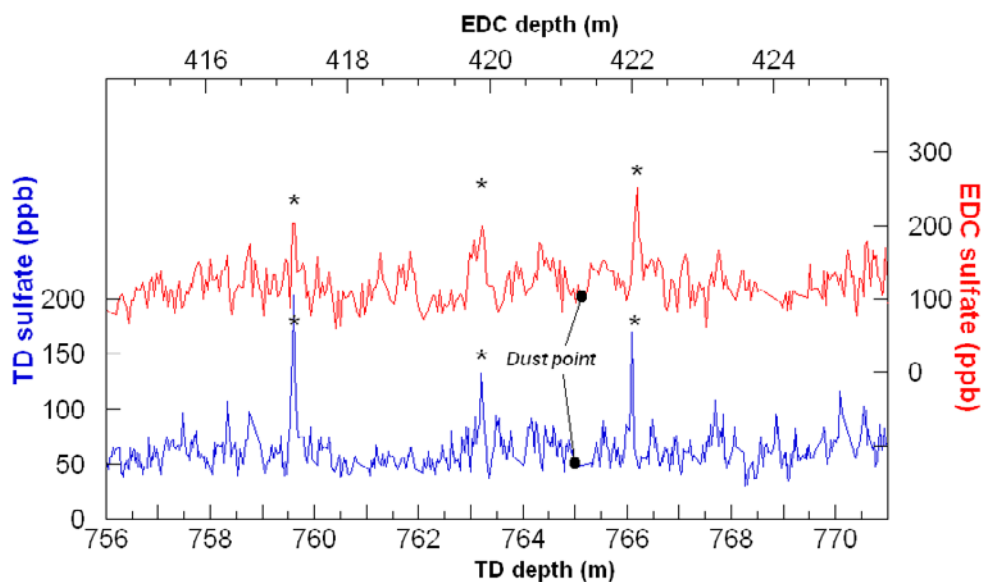


Figure S9. Sulfate peaks identified in the TALDICE (blue line) and EDC (red line) ice cores in the depth interval near the dust relative minimum.

A final method is available for an *a posteriori* control of the quality of our gas tie points: the $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ signal measured in TALDICE air bubbles⁵²⁻⁵⁴. Measurements have been performed at LSCE on 39 samples between 632 and 862 m, using the analytical technique described in (ref. 55). The mean 2σ precision is 0.05 ‰. In Figure S10, we show the $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ of TALDICE on the TALDICE-1 gas age scale, and we compare it to the EDML $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ record on the new EDML age scale¹⁶. EDML measurements have been performed at LSCE. Both records appear in very good agreement.

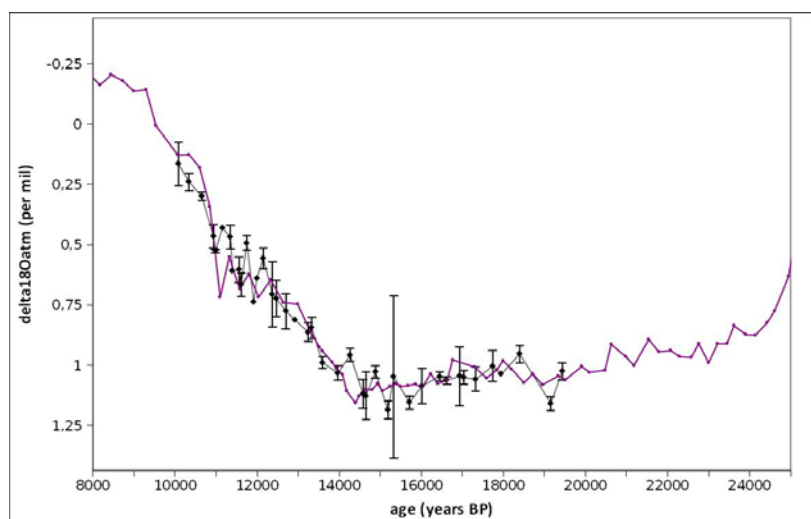


Figure S10. EDML (purple line) and TALDICE (black line) $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ profiles respectively represented on the new EDML age scale developed by¹⁶ and TALDICE-1 gas age scales, both tuned on GICC05^{7,8}.

5.0 ICE CORE GLACIOLOGICAL CHARACTERISTICS

Table S3. Glaciological characteristics (ice thickness, snow accumulation and Δage) of different Antarctic ice cores during deglaciation.

Ice Core	Total ice thickness (m)	Ice depth at 9 kyr (m)	Ice depth at 19 kyr (m)	Snow acc. at 9 kyr (cm yr ⁻¹ ice eq.)	Snow acc. at 19 kyr (cm yr ⁻¹ ice eq.)	Δage at 9 kyr (years)	Δage at 15 kyr (years)	Δage at 19 kyr (years)
TALDICE	1795	550	838	7.1	3.5	780	920	1595
Law Dome ^{56, 57}	1200	1105	1134	38.2	5.0	~100	~400	~800
Taylor Dome ^{43, 58}	554	319	378	~5.0	~0	~1500	~1200	~3000
EDC ¹⁶	3270	285	483	2.7	1.4	2455	3080	4000
EDML ¹⁶	2774	565	917	5.7	3.0	1025	1218	1848
Byrd ⁵⁹	2164	867	1290	11.2	8.1	289	384	495

6.0 TALDICE versus TAYLOR DOME age scales

The Taylor Dome chronology was developed by correlating CH₄ and δ¹⁸O_{atm} with the GISP2 record and deriving the accumulation rate history from the concentration of ¹⁰Be⁴³. Later (Ref 61) corrected the interval from 14.6 to 25 kyr BP, matching the isotopic records of Taylor Dome and Vostok assuming simultaneous climatic changes. The Taylor Dome chronology could be affected by an underestimation of Δage due to very low or nil snow accumulation rate due to wind scouring⁵⁸ affecting the firnification process. TALDICE supports the hypothesis previously suggested⁶² that Antarctic behaved as single unit during the transition.

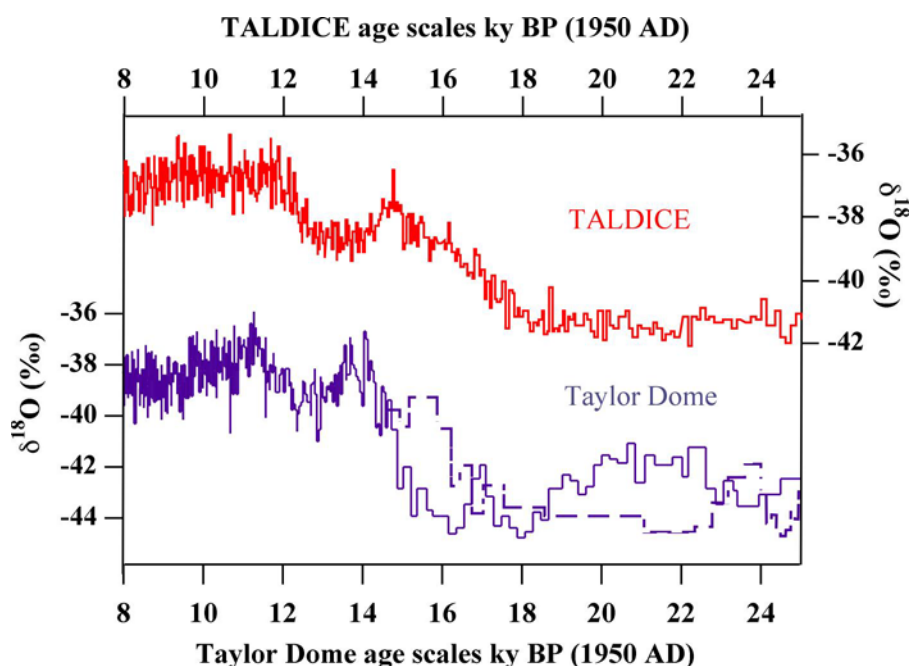


Figure S11. The $\delta^{18}\text{O}$ records from TALDICE (this work) ice core, reported on the GICC05 age scale, and Taylor Dome ice core, reported on its original (solid line⁴³) and on a modified timescale (dashed line⁶¹).

7.0 RAMPFIT AND BREAKFIT FUNCTION REGRESSION TOOLS

In order to quantify in an objective way the timings of the climatic transitions of the different Antarctic ice core records two specific tools, Rampfit⁶² and Breakfit⁶³, were used. Here, we used Rampfit to estimate the timings of climate transitions during the last deglaciation from the EDC, EDML and TALDICE isotopic records (Fig. S12). To achieve this task all three records have been resampled to 50 years, which is the best common time resolution available for the data sets. Rampfit, needing a series of data shaped like a ramp, was suitable to determine the end of the LGM, the end of the ACR, and the AIM0 inception in all three records. On the contrary, the AIM1 event was very poorly detectable by Rampfit both at EDC and TALDICE, because of its shape. For this

purpose we have used another regression tool called Breakfit⁶³. The main difference between the two is that Rampfit uses a continuous function, segmented in three parts, linearly connected between t1 and t2 (transition end/start points), while Breakfit uses another continuous function consisting of two linear parts connected at a specific t2 which is a singular point where the slope of the data series changes. The Breakfit tool is necessary when the data series show fast transition, like AIM1. All transition starting points and terminations, along with standard deviation values, are synthesized in Table S4. All ice core data statistics were carried out using the same parameters and the same number of seed generator (147) for the bootstrap resampling (n=200) in order to obtain comparable results.

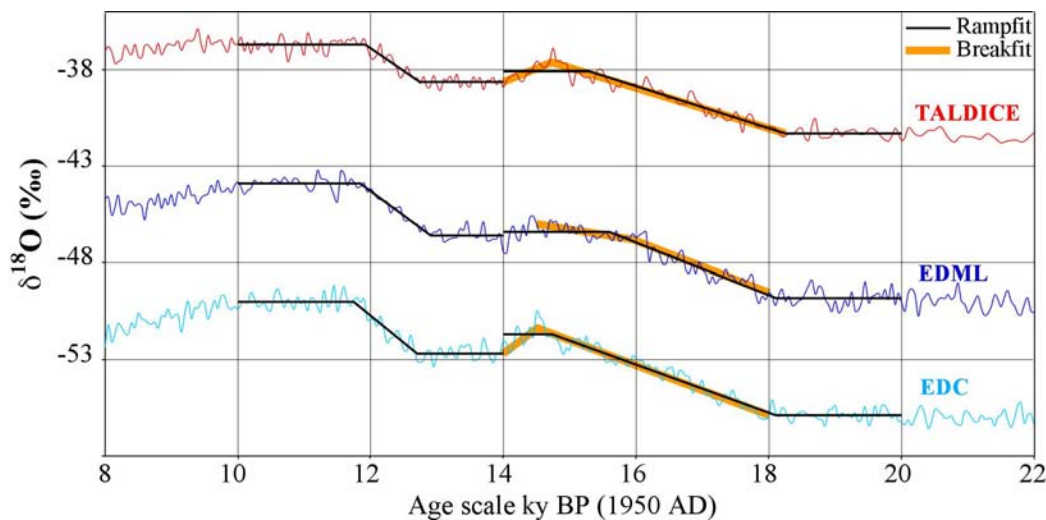


Figure S12. 50 yr-resampled $\delta^{18}O$ data from TALDICE, EDC and EDML ice cores with the yellow bold and black thin lines representing the Rampfit⁶² and Breakfit⁶³ functions, respectively.

Table S4. Starting and ending points of transitions, their isotopic values and their standard deviation at TD, EDC and EDML using the Rampfit/Breakfit tools.

		t1 (kyr)	x1 ($\delta^{18}\text{O}$)	t2 (kyr)	x2 ($\delta^{18}\text{O}$)
TD	ACR Ramp(+)	11.92±0.10	-36.71±0.05	12.7±0.08	-38.64±0.05
	LGM Ramp(+)	15.3±0.11	-38.09±0.09	18.2±0.07	-41.31±0.04
	AIM1(*)			14.7±0.17	-37.63±0.16
EDC	ACR Ramp(+)	11.75±0.07	-50.02±0.06	12.7±0.07	-52.69±0.07
	LGM Ramp(+)	14.7±0.13	-51.69±0.15	18.1±0.08	-55.89±0.05
	AIM1(*)			14.5±0.17	-51.37±0.16
EDML	ACR Ramp(+)	11.84±0.04	-43.91±0.05	12.90±0.05	-46.61±0.07
	LGM Ramp(+)	15.60±0.09	-46.42±0.08	18.11±0.09	-49.83±0.07
	Break-point(*)			16.00±0.18	-46.82±0.18

(+): Rampfit transition results

(*): Breakfit transition results

References

1. Frezzotti, M. *et al.* Geophysical survey at Talos Dome (East Antarctica): the search for a new deep-drilling site. *Ann. Glaciol.* **39**, 423-432 (2004).
2. Epstein, S. & Mayeda, T. K. Variations of ^{18}O of waters from natural sources. *Geochim. Cosmochim. Acta* **4**, 213-224 (1953).
3. Chappellaz, J. *et al.* Changes in the atmospheric CH_4 gradient between Greenland and Antarctica during the Holocene *J. Geophys. Res.* **102**, 15987-15997 (1997).

4. Spahni, R. *et al.* Atmospheric methane and nitrous oxide of the late pleistocene from Antarctic ice cores. *Science* **310**, 1317-1321 (2005).
5. Schüpbach, S. *et al.* A new method for high resolution methane measurements on polar ice cores using Continuous Flow Analysis. *Environmental Science & Technology*, **43**, 5371-5376 (2009).
6. Blunier, T. *et al.* Synchronization of ice core records via atmospheric gases *Clim. Past* **3**, 325-330 (2007).
7. Andersen, K. K., *et al.* The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15–42 kyr. Part 1: Constructing the time scale, *Quat. Sci. Rev.*, **25**, 3246–3257 (2006).
8. Rasmussen, S. O., *et al.* A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination, *J. Geophys. Res.*, **111**, D06102, doi:10.1029/2005JD006079, (2006).
9. Petit, J. R. *et al.* Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* **399**, 429-436 (1999).
10. Delmonte, B. *et al.* Aeolian dust in East Antarctica (EPICA-Dome C and Vostok): provenance during glacial ages over the last 800 kyr. *Geophys. Res. Lett.* **35**, L07703 (2008).
11. Delmonte, B., Petit, J. R. & Maggi, V. Glacial to Holocene implications of the new 27,000 year dust record from the EPICA Dome C (East Antarctica). *Clim. Dyn.* **18**, 647-660 (2002).
12. Scarchilli, C., Frezzotti, M. & Ruti, P. Snow precipitation at the Talos Dome core site in East Antarctica: Provenance, seasonality and blocking factors (submitted) *Clim. Dyn.*
13. Helsen, M. M., van de Wal, R. S. W. & van den Broeke, M. R. The isotopic

- composition of present-day Antarctic snow in a Lagrangian atmospheric simulation. *J. Clim.* **20**, 739-756 (2007).
- 14 Magand, O. *et al.* Climate variability along latitudinal and longitudinal transects in East Antarctica. *Ann. Glaciol.* **39**, 351-358 (2004).
 - 15 Masson-Delmotte, V. *et al.* A review of Antarctic surface snow isotopic composition: observations, atmospheric circulation and isotopic modelling. *J. Clim.* **21**, 3359-3387 (2008).
 - 16 Lemieux-Dudon, B. *et al.* Consistent dating for Antarctic and Greenland ice cores. *Quat. Sci. Rev.* **29**, 8-20 (2010).
 - 17 Parrenin, F. *et al.* 1-D-ice flow modelling at EPICA Dome C and Dome Fuji, East Antarctica. *Clim. Past* **3**, 243-259 (2007).
 - 18 Bintanja, R., van de Wal, R. S. W. & Oerlemans, J. Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years. *Nature* **437**, 125-128 (2005).
 - 19 Lisiecki, L. E. & Raymo, M. E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography* **20**, PA1003 (2005).
 - 20 Arnaud, L., Barnola, J.-M. & Duval, P. Physical modelling of the densification of snow/firn and ice in the upper part of polar ice sheets in *Physics of Ice Core Records*, T. Hondoh, Ed. (Hokkaido Univ. Press, Sapporo, 2000), pp. 285-305.
 - 21 Frezzotti, M., Urbini, S., Proposito, M., Sarchilli, C. & Gandolfi, S. Spatial and temporal variability of surface mass balance near Talos Dome, East Antarctica. *J. Geophys. Res.*, **112**, FO2032 (2007).
 - 22 Stenni, B. *et al.* Snow accumulation rates in northern Victoria Land, Antarctica, by firn-core analysis. *J. Glaciol.* **46** (155), 541-552 (2000).

23. Stenni, B. *et al.* Eight centuries of volcanic signal and climate change at Talos Dome (East Antarctica). *J. Geophys. Res.* **107**, 10.1029/2000JD000317 (2002).
24. Orombelli, G., Baroni, C. & Denton, G. H. Late Cenozoic glacial history of the Terra Nova Bay region, northern Victoria Land, Antarctica. *Geogr. Fis. Din. Quat.* **13**, 139-163 (1990).
25. Conway, H., Hall, B. L., Denton, G. H., Gades, A. M. & Waddington, E. D. Past and future grounding-line retreat of the West Antarctic Ice Sheet. *Science* **286**, 280-283 (1999).
26. Denton, G. H. & Hughes, T. J. Reconstruction of the Ross ice drainage system, Antarctica, at the last glacial maximum *Geogr. Ann. Ser. A-Phys. Geogr.* **82**, 143-166 (2000).
27. Anderson, J. B., Shipp, S. S., Lowe, A. L., Wellner, J. S. & Mosola A. B. The Antarctic Ice Sheet during the Last Glacial Maximum and its subsequent retreat history: a review. *Quat. Sci. Rev.* **21**, 49-70 (2002).
28. Price, S. F., Conway, H. & Waddington, E. D. Evidence for late Pleistocene thinning of Siple Dome, West Antarctica *J. Geophys. Res.* **112**, F03021, doi:10.1029/2006JF000725 (2007).
29. Mackintosh, A. *et al.*, Exposure ages from mountain dipsticks in Mac. Robertson Land, East Antarctica, indicate little change in ice-sheet thickness since the Last Glacial Maximum *Geology* **35**, 551-554 (2007).
30. Ackert, R. P. *et al.*, Measurements of Past Ice Sheet Elevations in Interior West Antarctica. *Science* **286**, 276-280 (1999).
31. Baroni, C. & Hall, B. L. A new Holocene relative sea-level curve for Terra Nova Bay, Victoria Land, Antarctica. *J. Quat. Sci.* **19**, 377-396 (2004).

32. Ritz, C., Rommelaere, V. & Dumas, C. Modelling the evolution of Antarctic ice sheet over the last 420, 000 years- Implications for altitude changes in the Vostok region *J. Geophys. Res.* **106**, 31943-31964 (2001).
33. Hall, B.L. & Denton, G.H. Extent and chronology of the Ross Sea ice sheet and the Wilson Piedmont Glacier along the Scott Coast at and since the last glacial maximum. *Geogr. Ann. Ser. A-Phys. Geogr.*, **82**, 337-363 (2000).
34. Meneghel, M., Bondesan, A., Salvatore, M.C. & Orombelli, G. A model of the glacial retreat of upper Rennick Glacier, Victoria Land, Antarctica. *Ann. Glaciol.* **29**, 225-230 (1999).
35. Durand, G. *et al.*, Change of the ice rheology with climatic transitions—implication on ice flow modelling and dating of the EPICA Dome C core. *Clim. Past* **3**, 155-167 (2007).
36. Raisbeck, G. M., Yiou, F., Cattani, O. & Jouzel, J. ^{10}Be evidence for the Matuyama-Brunhes geomagnetic reversal in the EPICA Dome C ice core. *Nature* **444**, 82-84 (2006).
37. Raisbeck, G. M. *et al.* The Last Deglaciation: Absolute and Radiocarbon Chronologies *NATO ASI Series I* **2**, 127-139 (1992).
38. Bard, E., Raisbeck, G. M., Yiou, F. & Jouzel, J. Solar modulation of cosmogenic nuclide production over the last millennium: comparison between ^{14}C and ^{10}Be records. *Earth Planet. Sci. Lett.* **150**, 453-462 (1997).
39. Finkel, R. C. & Nishiizumi, K. *J.* Beryllium 10 concentrations in the Greenland Ice Sheet Project 2 ice core from 3–40 ka. *J. Geophys. Res.* **102**, 26699-26706 (1997).

40. Raisbeck, G. M. & Yiou, F. ^{10}Be in polar ice and atmospheres. *Ann. Glaciol.* **7**, 138-140 (1985).
41. Delmas, R. J. Free tropospheric reservoir of natural sulfate. *J. Atmos. Chem.* **14**, 261-271 (1992).
42. Steig, E., *et al.* Wisconsinian and Holocene climate history from an ice core at Taylor Dome, Western Ross embayment, Antarctica. *Geogr. Ann. Ser. A-Phys. Geogr.*, **82**, 213-235 (2000).
43. Steig, E. J. *et al.* Synchronous climate changes in Antarctica and the North Atlantic. *Science* **282**, 92-95 (1998).
44. Bard, E. Geochemical and geophysical implications of the Radiocarbon calibration. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **62**, 2025-2038 (1998).
45. Masarik, J. and Beer, J., 2009. An updated simulation of particle fluxes and cosmogenic nuclide production in the Earth's atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **114**, D11103, doi:10.1029/2008JD010557.
46. Delaygue, G. and Bard, E. An Antarctic view of Beryllium-10 and solar activity for the past millenium. *Clim. Dyn.*, DOI 10.1007/s00382-010-0795-1 (2010).
47. Goujon, C., Barnola, J.-M. & Ritz, C. Modelling the densification of polar firn including heat diffusion: application to close-off characteristics and gas isotopic fractionation for Antarctica and Greenland sites. *J. Geophys. Res.* **108**, 4792 (2003).
48. Delmonte, B. *et al.* Geographic provenance of aeolian dust in East Antarctica during Pleistocene glaciations: preliminary results from Talos Dome and comparison with East Antarctic and new Andean ice core data. *Quat. Sci. Rev.* **29**, 256-264 (2010).

- 49 Jouzel, J. *et al.* Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years. *Science* **317**, 793-796 (2007).
- 50 Lambert, F. *et al.* Dust-climate couplings over the past 800,000 years from the EPICA Dome C ice core. *Nature*, **452**, 616-619 (2008).
- 51 Severi, M. *et al.* Synchronisation of the EDML and EDC ice cores for the last 52 kyr by volcanic signature matching. *Clim. Past* **3**, 367-374 (2007).
- 52 Bender, M. *et al.* Climate correlations between Greenland and Antarctica during the past 100,000 years. *Nature* **372**, 663-666 (1994).
- 53 Sowers, T. & Bender, M. Climate records covering the last deglaciation. *Science* **269**, 210–214 (1995).
- 54 Sowers, T., Bender, M., Raynaud, D., Korotkevich, Y. S. & Orchardo, J. The $\delta^{18}\text{O}$ of atmospheric O_2 from air inclusions in the Vostok Ice Core: Timing of CO_2 and ice volume changes during the penultimate deglaciation. *Paleoceanography* **6**, 679–696 (1991).
- 55 Landais, A. *et al.* A tentative reconstruction of the last interglacial and glacial inception in Greenland based on new gas measurements in the Greenland Ice Core Project (GRIP) ice core. *J. Geophys. Res.* **108**, 4563 (2003).
56. Morgan, V. *et al.* Relative timing of deglacial climate events in Antarctica and Greenland. *Science* **297**, 1862-1864 (2002).
57. Van Ommen, T.D., Morgan, V. & Curran, M. A. J. Deglacial and Holocene changes in accumulation at Law Dome, east Antarctica. *Ann. Glaciol.*, **39**, 359-365 (2004).

58. Morse, D. L., Waddington, E. D. & Rasmussen, L. A. Ice deformation in the vicinity of the ice-core site at Taylor Dome, Antarctica, and a derived accumulation rate history. *J. Glaciol.*, **53**, 449-460 (2007).
59. Blunier, T. & Brook, E. J. Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. *Science* **291**, 109-112 (2001).
60. Grootes, P. M. *et al.* The Taylor Dome Antarctic $\delta^{18}\text{O}$ record and globally synchronous changes in climate. *Quat. Res.*, **56**, 289-298 (2001).
61. Mulvaney, R. *et al.* The transition from the last glacial period in inland and near-coastal Antarctica. *Geophys. Res. Lett.* **27**, 2673-2676 (2000).
62. Mudelsee, M. Ramp function regression: a tool for quantifying climate transitions. *Comput. Geosci.* **26**, 293-307 (2000).
63. Mudelsee, M. Break function regression. A tool for quantifying trend changes in climate time series. *Eur. Phys. J. Special Topics* **174**, 49-63 (2009).

IV. Le cas de Taylor Dome

L'enregistrement climatique du site côtier de Taylor Dome situé en bordure de la mer de Ross (voir Figure 4) a révélé au cours de la dernière déglaciation une séquence d'évènements pratiquement en phase avec celle observée au Groenland, et opposée à celle relevée dans les signaux climatiques des sites du plateau Antarctique de l'Est (Steig et al., 1998). Par la suite plusieurs études sont venues remettre en cause ces conclusions.

Nous présentons ici un état de l'art des études menées sur ce sujet et de leurs conclusions respectives. Nous vérifions ensuite par notre propre méthode si le déphasage observé entre les signaux climatiques de Taylor Dome et des autres sites antarctiques pourrait être causé par des erreurs dans l'estimation de l'échelle d'âge de Taylor Dome par (Brook et al., 2000; Steig et al., 1998), et dans ce cas de quantifier cette erreur.

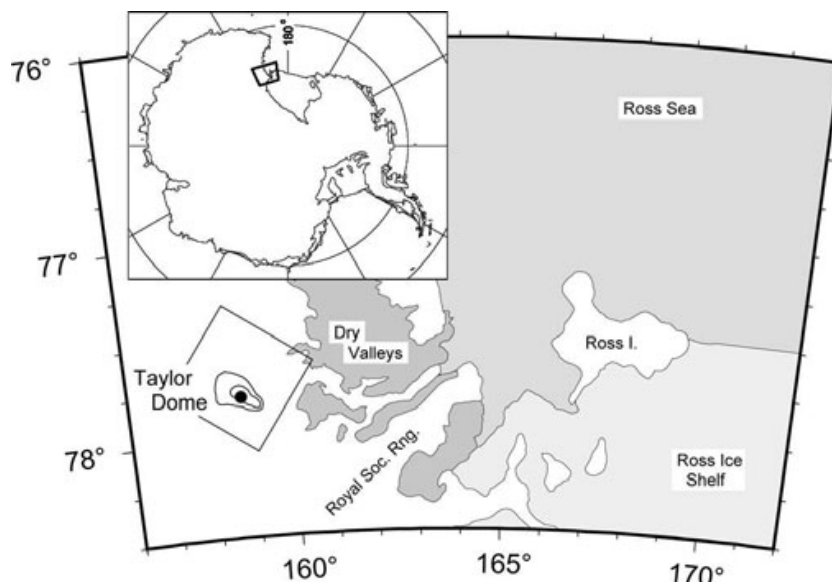


Figure 1: Carte de l'Antarctique montrant la localisation du site de Taylor Dome par rapport à la plate-forme flottante de Ross et aux Vallées Sèches de la région de Mc Murdo. Le point représente la zone exacte de forage (d'après Steig et al. 2000).

1. Historique de la chronologie de Taylor Dome au cours des âges...

1.1. Construction de la chronologie initiale st9810

La première chronologie construite pour l'étude de l'évolution climatique à Taylor Dome durant la dernière déglaciation a été développée par (Steig et al., 1998). Il s'agit d'une chronologie relative basée sur la synchronisation des profils de méthane et de $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ mesurés dans les carottes de Taylor Dome et GISP2 au Groenland (Brook et al., 2000). L'erreur associée à l'exercice de calage se situe dans une gamme de 500 à 1500 ans entre 15 et 20 ka respectivement.

La chronologie gaz ainsi obtenue est ensuite transférée à la phase glace via l'estimation du Δage par un modèle de densification du névé (Herron and Langway, 1980). L'évolution de la température est déduite des mesures de δD par la méthode du thermomètre isotopique. Il est difficile d'en faire de même pour l'accumulation car à Taylor Dome les précipitations sont principalement générées par des systèmes cycloniques locaux (Morse et al., 1998).

L'évolution passée du taux d'accumulation, nécessaire au calcul du Δage , a donc été calculée à partir de l'exploitation des mesures de la concentration en ^{10}Be dans la carotte de glace, en considérant constant le flux de dépôt sec dans le temps, et en estimant le flux de dépôt humide à 5 ± 5 atomes/cm².an (Steig et al., 2000). Cette méthode est corroborée par de nombreuses observations : dans la plupart des sites antarctiques, l'accumulation de neige et la concentration en ^{10}Be montrent une forte anti-corrélation spatiale (Raisbeck and Yiou, 1985) ; par ailleurs de très bonnes corrélations sont observées entre la concentration en ^{10}Be et celle des espèces ioniques telles que le sulfate (Alley et al., 1995). Des mesures de $\delta^{15}\text{N}$ réalisées dans l'air de la carotte de Taylor Dome ont permis également une première estimation de la COD et du Δage (Steig et al., 1998).

Les valeurs de Δage calculées par le modèle de densification en intégrant respectivement les deux méthodes disponibles pour le calcul du taux d'accumulation (δD et ^{10}Be), ainsi que l'estimation du Δage par l'exploitation des mesures de $\delta^{15}\text{N}$ diffèrent de moins de 300 ans durant le YD et le début de l'Holocène, de moins de 600 ans à 14,6 ka, puis l'incertitude augmente à environ 750 ans entre 15 et 20 ka (voir Figure 8).

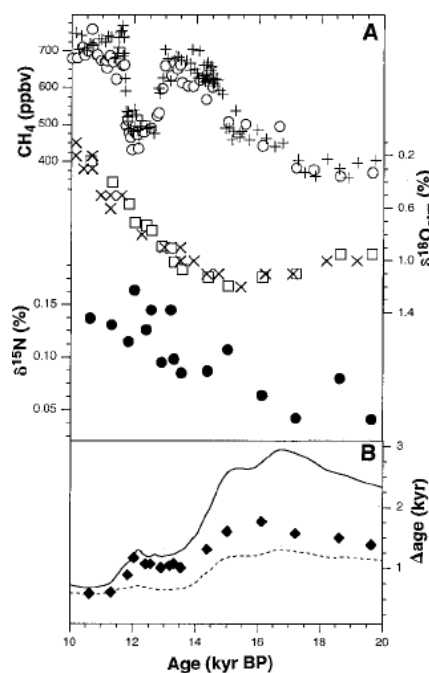


Figure 2: Construction de la chronologie pour la carotte de Taylor Dome d'après la synchronisation des profils méthane (courbe du haut) de Taylor (rond) et GISP2 (croix), des mesures du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ à Taylor (carré) et à GISP2 (croix), des mesures de $\delta^{15}\text{N}$ à Taylor (ronds noirs). Le Δage est estimé dans l'encadré du bas d'après les données de ^{10}Be (ligne noire), de δD (pointillés) et d'après les contraintes minimum du $\delta^{15}\text{N}$ (losanges noirs) (d'après Steig et al. 1998).

La représentation du profil isotopique de la glace sur cette échelle d'âge nommée st9810 a révélé entre autre que le réchauffement drastique qui marque la fin du DMG était en retard à Taylor Dome d'environ 3000 ans par rapport au réchauffement plus graduel observé à Vostok et aux autres sites continentaux. En d'autres termes, il pourrait être synchrone avec celui observé au Groenland, à 1000 ans près.

1.2. Travaux postérieurs et critiques de la chronologie initiale

Des résultats aussi surprenants ont poussé les scientifiques à vérifier la robustesse de la chronologie, entraînant plusieurs critiques de cette dernière (Indermühle et al., 1999; Morse et al., 2007; Mulvaney et al., 2000a).

L'enregistrement du calcium contenu dans la glace de Taylor Dome a été utilisé comme outil de datation, en se basant sur l'hypothèse que le calcium contenu dans la phase aérosol de l'atmosphère a une origine commune pour l'ensemble du plateau Est-Antarctique (Petit et al., 1990), et que par analogie, les variations de concentration enregistrées dans les carottes de glace doivent être synchrones pour tous les sites de forage considérés. L'enregistrement de Ca de Taylor Dome a de ce fait été synchronisé à celui issu de la carotte d'EDC. Les résultats ont permis de démontrer que le réchauffement principal de la dernière déglaciation était en réalité plus lent que suggéré précédemment, et similaire à celui des sites du plateau Antarctique (Mulvaney et al., 2000b). La chronologie initiale serait de ce fait biaisée dans la section 14.5-17.5 ka BP, cette dernière nécessitant d'être étendue d'au moins 2000 ans. Un tel étirement, nécessitant une augmentation du Δ age de quelques centaines d'années, aurait pour conséquence des épaisseurs de couches annuelles extrêmement faibles, ne pouvant être expliquées que par des taux d'accumulation extrêmement bas.

Des mesures radar ont permis de dériver des taux d'accumulation passés d'après les mesures d'épaisseur des couches et de modélisation du trajet des particules (Morse et al., 2007). Comparé aux premières estimations issues des données de ^{10}Be , ces nouveaux résultats suggèrent d'importantes périodes d'ablation de neige au cours du DMG et autour de 50 ka BP, probablement engendrées par des mécanismes de soufflage par le vent, qui remobilisent les espèces traces en même temps qu'une fraction de l'accumulation de neige. La Figure 9 suivante illustre ces conclusions en représentant notamment la nouvelle relation âge/profondeur déduite de ces travaux.

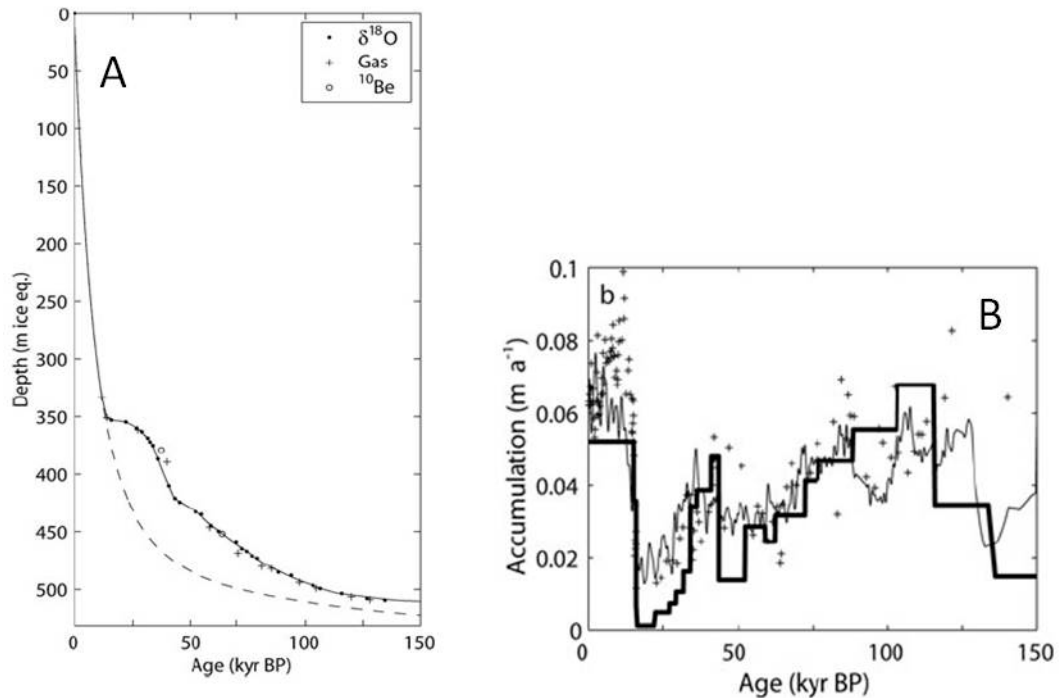


Figure 3: A : relation âge/profondeur à Taylor Dome calculée en considérant les conditions actuelles comme stables dans le passé (courbe pointillée), et intégrant les variations du taux d'accumulation issues des mesures géophysiques de (Morse et al., 2007) (ligne pleine); B : calcul du taux d'accumulation à Taylor Dome durant le dernier cycle glaciaire d'après les données ^{10}Be (croix), sulfate (ligne noire), et issu d'une combinaison d'un modèle de dynamique de la glace (Morse et al., 2007) et des considérations de (Grootes et al., 2001)(ligne noire épaisse).

Afin de discuter l'évolution climatique à Taylor Dome lors de la dernière période glaciaire, (Grootes et al., 2001) considèrent valide la chronologie st9810 de Steig et al., (1998) jusqu'à 14.5 ka BP, puis supposent pour les âges plus anciens que les changements climatiques majeurs étaient simultanés à Taylor Dome et à Vostok, en corrélant les deux enregistrements isotopiques au niveau des mi-pentes des variations isotopiques majeures sur la chronologie GT4 de Vostok. La plus grande différence observée avec st9810 se situe comme prévu entre 25 et 14.580 ka BP et est également en accord avec le calage des enregistrements de calcium.

Cette chronologie tend à produire un réchauffement graduel en début de déglaciation, en meilleur accord avec les sites du plateau Antarctique. Toutefois vers 16 kyr BP, l'augmentation abrupte du $\delta^{18}\text{O}$ persiste, ce qui suggère qu'elle refléterait une vraie structure climatique (Grootes et al., 2001). Il en est de même pour le refroidissement qui suit, associé à l'ACR, qui se produit en retard par rapport aux carottes du plateau Antarctique mais en phase avec le refroidissement du Groenland qui initie la période du YD (Steig et al., 1998). Pourtant cette section de l'enregistrement ne semble pas affectée par le calage forcé des profils de calcium entre Taylor Dome et Dôme C.

Les hypothèses proposées pour expliquer une telle tendance impliquent un décalage des régions source de l'humidité et des masses d'air arrivant sur le site depuis des régions plus locales, sensibles aux conditions climatiques marines.

En résumé deux interprétations s'affrontent : d'une part celle d'un phasage apparent entre variations climatiques à Taylor Dome et au Groenland résultant d'une large surestimation du taux d'accumulation en période glaciaire à Taylor Dome, et de la non prise en compte de phénomènes de remobilisation de la neige par le vent ; d'autre part une vraie signification de ce phasage qui pourrait être expliqué par des changements de l'origine des masses d'air alimentant le site de Taylor Dome.

2. Nouvelle estimation du Δ age à Taylor Dome

Nous avons tout d'abord quantifié l'erreur associée au Δ age de Taylor Dome, en calant l'enregistrement méthane de Taylor Dome avec celui du Groenland, mais cette fois-ci basé sur la nouvelle chronologie absolue GICC05. En effet la chronologie GICC05 associée à la carotte de glace groenlandaise de NGRIP montre une différence de 10 à 30% avec l'échelle d'âge de GISP2 (échelle de référence pour Steig et al., 1998) durant la période de déglaciation (Rasmussen et al., 2006).

Nous avons défini des points de calage au niveau des transitions climatiques majeures des deux profils, et quantifié la différence d'âge obtenue par rapport au calage initial (voir Figure 10).

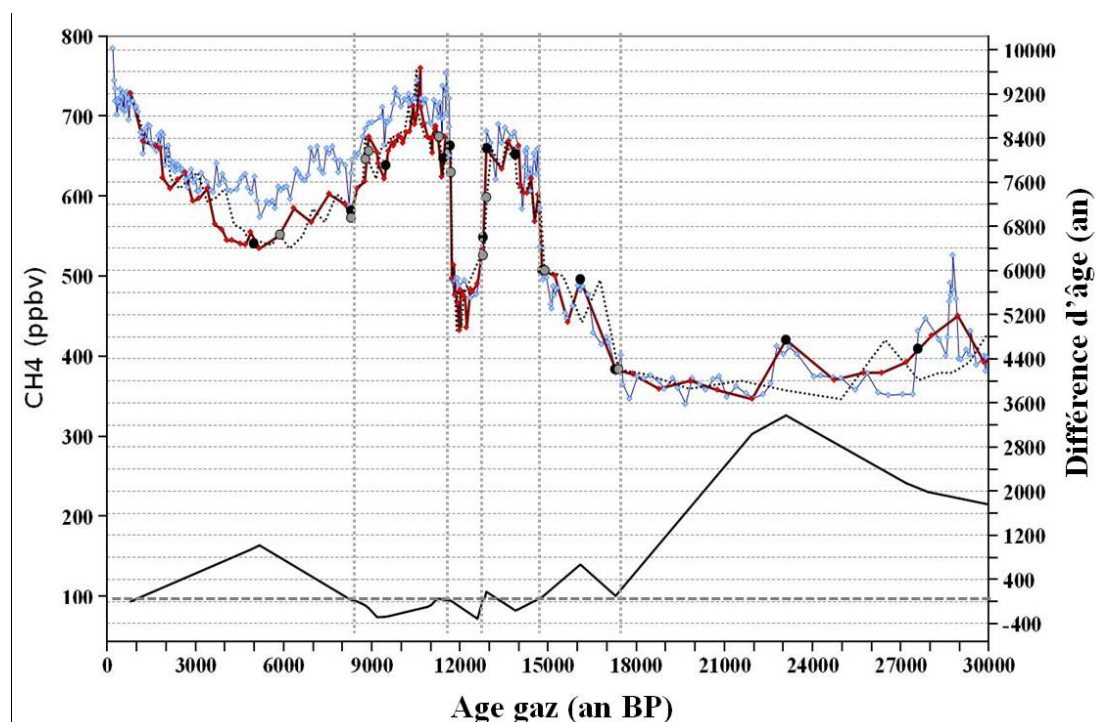


Figure 4: Synchronisation des profils méthane de Taylor Dome (en rouge) et du Groenland (en bleu) sur GICC05. Les nouveaux points de calages sont représentés par des cercles noirs et les anciens par des cercles gris. La ligne du bas représente la différence d'âge calculée entre les chronologies GICC05 et de GISP2 sur cette période. Les lignes verticales soulignent les transitions où la différence d'âge obtenue est négligeable.

On observe que cette différence reste inférieure à 350 ans entre 10 et 18 ka BP, et est négligeable durant les transitions rapides correspondant au réchauffement du B/A, au

refroidissement du YD, à la transition vers l'Holocène, ainsi que durant l'évènement 8.2 ka (Figure 10). Les faibles améliorations apportées confirment que l'estimation de l'âge du gaz par Brook et al., (2000) n'est pas à l'origine du déphasage observé à Taylor Dome.

Ainsi si l'origine de l'écart observé lors du réchauffement glaciaire entre Taylor Dome et les autres sites antarctiques est d'ordre chronologique, l'erreur doit être située dans la détermination de l'âge glace, et donc dans la justesse de l'estimation du Δ age. En faisant l'hypothèse que les variations climatiques devraient être en phase à Taylor Dome et aux autres sites de l'Antarctique de l'Est, nous avons calculé approximativement la valeur du Δ age nécessaire à Taylor Dome pour aboutir à une synchronisation à la fois des signaux isotopiques (phase glace) et des signaux méthane (phase gaz). Nous avons choisi 4 points de calage pour les isotopes de l'eau, comme illustrés dans la Figure 11.

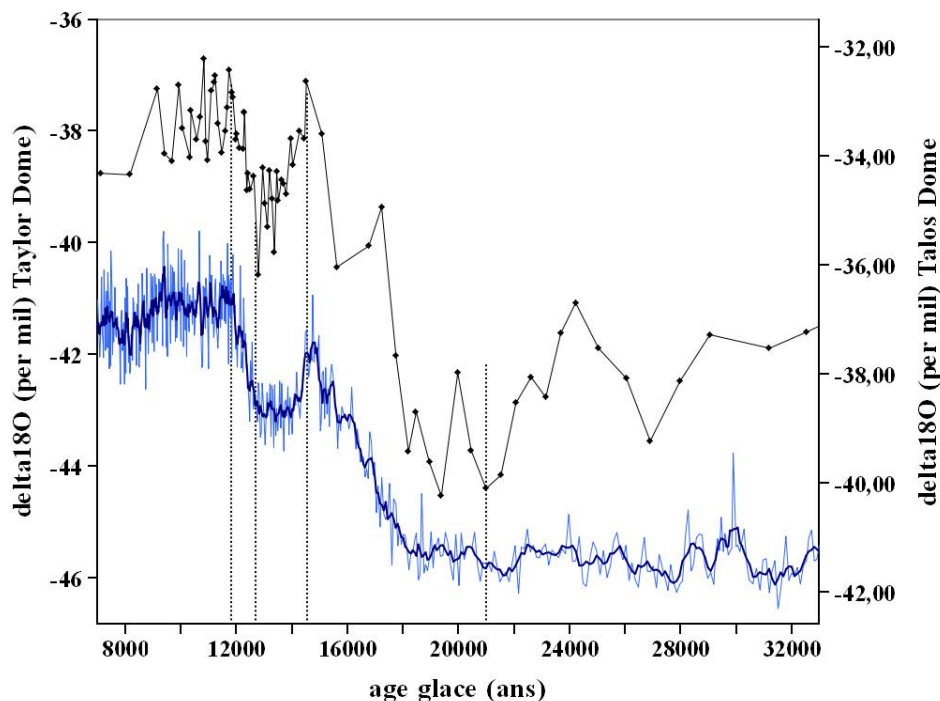


Figure 5 : synchronisation des profils isotopiques de Talos Dome (en bleu) et Taylor Dome (en noir) (même courbe que page 194). Les lignes pointillées indiquent les points de calage.

Les caractéristiques des points de calage ainsi que l'erreur de synchronisation, estimée visuellement pour chacun d'entre eux, sont résumées dans le tableau suivant :

Tableau 1: Résumé des caractéristiques des points de calage définis entre les enregistrements isotopiques de Talos et Taylor Dome lors de la dernière transition glaciaire/interglaciaire.

Profondeur Talos Dôme (m)	Profondeur Taylor Dôme (m)	Age TALDICE-1 (ans BP)	Incertitude de synchronisation (ans)
675,7	353	11 800	300
706,9	360	12 700	200
757,4	371	14 550	200
862	377	21 000	500

En interpolant linéairement l'âge glace obtenu aux profondeurs intermédiaires nous avons estimé un nouveau Δ age sur toute la séquence de la déglaciation de Taylor Dome.

L'erreur associée à notre calcul combine :

- a- l'incertitude associée à la détermination de l'âge gaz à Taylor Dome, produite par (Brook et al., 2000) d'après l'exercice de synchronisation des profils méthane.
- b- L'incertitude liée à la synchronisation des deux profils isotopiques de Taylor et Talos Dome que nous venons de calculer (Tableau 1).
- c- L'incertitude sur l'âge glace à Talos Dome d'après la chronologie TALDICE-1 (Buiron et al. Soumis).

Un résumé de ces valeurs est proposé dans le tableau 2 suivant. L'incertitude caractérisant la valeur finale du Δ age est calculée comme la moyenne quadratique de ces différentes erreurs, et ce pour chacun des quatre points de calage.

Tableau 2: résumé des incertitudes rentrant en compte dans le calcul de l'incertitude finale associée à l'estimation du Δ age de Taylor Dome.

Age TADLICE-1 (ans BP)	Incertitude sur l'âge gaz de Taylor Dôme (ans)	Incertitude sur l'âge glace de Talos Dôme (ans)	Incertitude de la synchronisation isotopique (ans)	Incertitude finale sur le Δ age à Taylor Dôme (ans)
11800	100	260	300	410
12 700	100	330	200	400
14 550	100	330	200	400
21 000	1000	1430	500	1810

La Figure 12 représente les nouvelles valeurs calculées, comparées aux estimations de (Steig et al., 1998), ainsi que l'écart entre les deux.

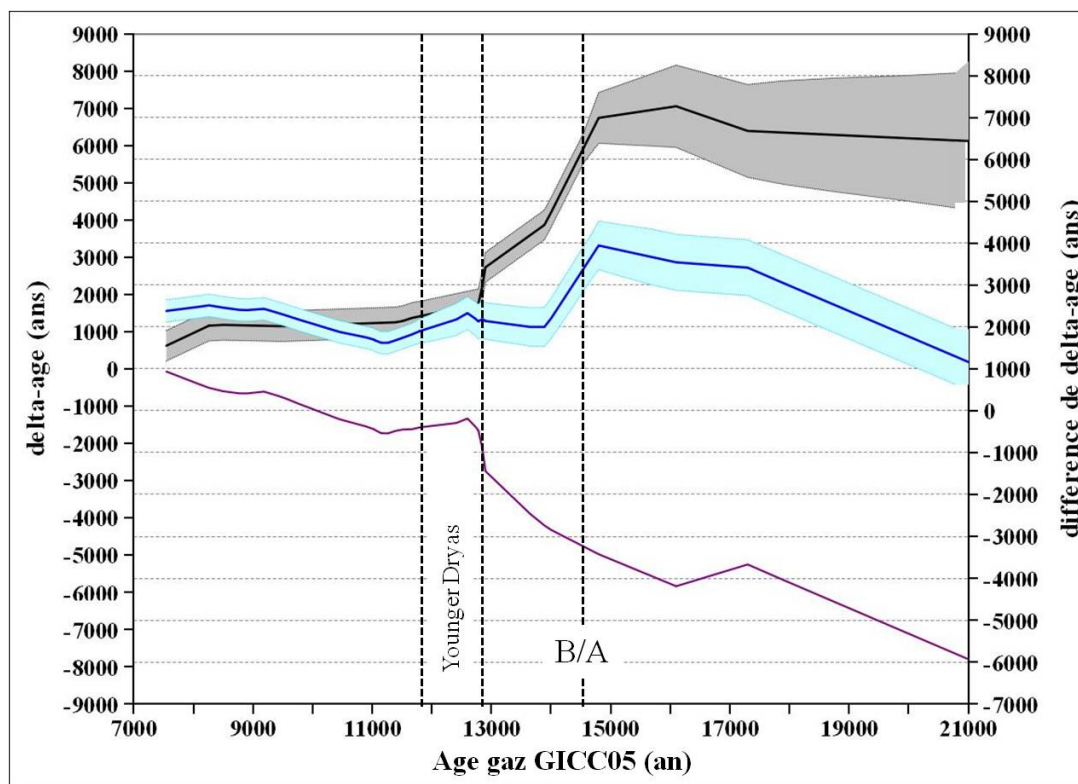


Figure 6: Représentation du Δ age initial de Taylor Dome (en bleu) avec l'erreur associée calculée par (Steig et al., 1998), comparé à notre nouveau calcul associé à une enveloppe d'incertitude (en gris). La différence entre les deux versions est illustrée par la courbe violette.

La différence calculée entre le Δ age « officiel » et celui que nous avons estimé reste inférieure à 500 ans entre environ 7 et 12.8 kyr BP, puis elle augmente jusqu'à dépasser 3 000 ans autour de 14.5 kyr BP, âge correspondant à la transition du Bolling/Allerod.

Une différence de Δ age de 1440 ans apparaît nécessaire pour mettre en phase le début du refroidissement correspondant à l'ACR et celui de Taylor Dome, initialement observé en phase avec le début du YD au Groenland. C'est un écart considérable étant donné les faibles incertitudes associées (environ 400 ans). La valeur du Δ age nécessaire pour obtenir une augmentation synchrone des valeurs isotopiques à 14,6 ka se chiffre à 7000 ± 400 ans. Cet ordre de grandeur n'est généralement atteint qu'au niveau des sites du plateau Antarctique central durant les conditions glaciaires, où le taux d'accumulation est extrêmement réduit (ex : estimation du Δ age à Vostok en conditions glaciaires > 6750 ans pour un taux d'accumulation de $1.25 \text{ g/cm}^2\text{an}$ et une température de surface estimée à -67°C ; d'après (Arnaud et al., 2000)).

Rappelons que le Δ age est gouverné par la vitesse des processus de densification, eux-mêmes dépendant directement de la température et du taux d'accumulation de neige en surface de la calotte (Schwander et al., 1989). A priori, la position côtière du site de forage, qui lui confère aujourd'hui une température moyenne de -37°C (Grootes et al., 1994), ne permettait pas en période glaciaire d'atteindre des températures aussi basses que celles estimées pour des sites continentaux comme Vostok. Avec une diminution de 10°C de la température de surface (Jouzel et al., 1989), la température minimale moyenne atteinte au

DMG avoisinerait - 47°C, ce qui n'est pas suffisamment bas pour engendrer des processus de densification assez lents pour produire un tel Δ age (Arnaud, 1997). La valeur considérable proposée suggère donc préférentiellement que le taux d'accumulation de neige en surface ait été extrêmement faible, voir négatif par moment (régime d'ablation), au cours de la période comprise entre 14.5 kyr et le DMG à Taylor Dome. Ces observations sont en bon accord avec certaines des études précédemment décrites qui se rejoignent pour proposer un taux d'accumulation glaciaire beaucoup plus réduit qu'estimé par Steig et al. (1998), particulièrement dû aux effets de remobilisation de la neige par le vent.

L'implication d'une telle diminution sur l'estimation d'accumulation déterminée d'après les données de ^{10}Be suggère d'une part une réduction quasiment à néant des processus de dépôts humides, et d'autre part nécessiterait une diminution également du flux de dépôt sec estimé constant par Steig et al. (1998). Cependant les études préliminaires qui ont permis l'estimation de cette valeur constante sont robustes et de tels changements ne semblent pas justifiables sous les conditions présentes (Raisbeck and Yiou, 1985; Steig et al., 2000, 1998). En outre Morse et al. (2007) ont constaté que les taux d'accumulation dérivés indépendamment de traceurs géochimiques, tels que les données de ^{10}Be , de sodium non-marin, et de sulfate, étaient très cohérents pour cette période, et que les concentrations observées dans la neige apparaissaient comparativement faibles étant donné la prédominance attendue d'un dépôt sec constant. Ils suggèrent finalement que ces signatures soient expliquées par des effets post-dépôt de remobilisation des espèces par le vent ne pouvant être pris en compte dans les modèles d'écoulement ou de densification du névé.

En résumé, nous confirmons la possibilité que le réchauffement depuis le glaciaire ait eu lieu à Taylor Dome en phase avec l'Antarctique de l'Est, sous la condition que le Δ age associé soit supérieur à 6000 ans pour les âges plus anciens que 14,6 ka BP, ce qui revient à considérer un taux d'accumulation comparable à ceux qui ont prévalu durant les périodes glaciaires au niveau des sites continentaux du plateau tels que Vostok ou Dôme C, et ce pour la période située entre le DMG et 14,6 ka c'est à dire avant la retraite de la ligne d'échouage de la calotte glaciaire hors de la mer de Ross (Anderson et al., 2002). Le point suivant est de ce fait consacré aux aspects météorologiques associés à ce phénomène.

3. Météorologie dans la région de Taylor Dome

Dans nos conditions interglaciaires actuelles, le site de Taylor Dome reçoit la plupart de ses précipitations depuis des systèmes cycloniques centrés sur la mer de Ross avoisinante (Morse et al., 1998). C'est une région sensible aux conditions océaniques locales.

Cependant, l'extension de la circulation circumpolaire couplée à l'avancée de la glace de mer en mer de Ross durant les périodes glaciaires (Mayewski et al., 1996) peut avoir réduit l'activité cyclonique de la mer de Ross, et par analogie l'influence marine à Taylor Dome (Morse et al., 1998). Ces mécanismes impliqueraient alors une forte diminution des précipitations neigeuses à Taylor Dome (Steig et al., 2000), ainsi qu'un changement dans leur distribution spatiale : les études des isochrones repérées dans les couches de sub-surface autour du site de forage montrent ainsi qu'un renversement du gradient d'accumulation semble s'être opéré entre l'Holocène et le DMG, la neige se déposant au DMG

préférentiellement au Nord du secteur de Taylor Dome, contrairement à ce qui est observé aujourd'hui (Morse et al., 1998). Par analogie les précipitations glaciaires devaient donc arriver préférentiellement par le Nord. Ce décalage des trajectoires des masses d'air peut être interprété comme une réponse à des variations des conditions glaciologiques et climatiques dans la baie de Ross, liées à l'avancée et à l'augmentation d'altitude de la calotte glaciaire au DMG (Anderson et al., 2002).

Afin d'expliquer le possible synchronisme des fluctuations climatiques entre les régions de l'Atlantique Nord et de Taylor Dome, Steig et al. (1998) proposent que des changements dans la température de surface de l'océan puissent avoir joué un rôle sur les conditions d'accumulation à Taylor Dome : la similarité des enregistrements du $\delta^{18}\text{O}$ entre Taylor Dome et GISP2 pourrait refléter un degré variable du transport de chaleur à Taylor Dome, induit par des variations dans l'intensité de formation de la NADW dans l'hémisphère Nord, celle-ci étant plus importante durant les interstades (Lehman and Keigwin, 1992). Des phénomènes de remontées de la masse d'Eau Profonde CircumPolaire (CPDW en anglais) sont effectivement observés en certaines zones du pourtour de l'Antarctique lors des périodes où l'intensité de la NADW est importante (Broecker and Denton, 1989). Ces mécanismes induisent des réchauffements régionaux accompagnés de fonte de glace de mer (Steig et al., 1998) qui pourraient expliquer que certains sites côtiers austraux, tels que Taylor Dome, soient connectés aux fluctuations des conditions océaniques constatées au Groenland.

La conclusion principale de ces hypothèses est l'observation d'expressions régionales des changements de transport de chaleur océanique. Ces observations sont renforcées par les résultats obtenus par des modèles de circulation générale océan-atmosphère qui, parallèlement au phénomène de bascule bipolaire, montrent des variations de température en antiphasse autour de l'Antarctique, principalement observées entre secteurs pacifique et indien (Manabe and Stouffer, 2000; Schiller et al., 1997). Nous discuterons plus longuement de ces régionalismes dans le chapitre suivant consacré à l'étude du climat de la dernière période glaciaire.

CONCLUSION

L'extension de l'étude de la dernière période de déglaciation au niveau du site périphérique de Talos Dome a d'abord mis en évidence le caractère homogène du concept de bascule bipolaire au sein du continent Est-Antarctique, observé à TALDICE malgré sa localisation en bordure de plateau. Cette conclusion va à l'encontre des récentes observations menées à Law Dome (voir p. 194 du manuscrit) et Taylor Dome, et converge plutôt dans le sens d'une réponse globale de l'Antarctique face aux perturbations de la Circulation Océanique Atlantique Méridionale (AMOC) engendrées dans les mers Nordiques.

Nos investigations ont également mis en avant la présence de différences significatives entre les pentes temporelles des profils isotopiques des carottes de glace situées face à des secteurs différents de l'Océan Austral. On remarque notamment que le maximum de température relevé en Antarctique lors de l'AIM1 est caractérisé par une forme différente à EDC/TALDICE, régions sous influence océanique indienne, en comparaison à EDML où les

masses d'air proviennent majoritairement du secteur atlantique de l'Océan Austral, et où cet événement apparaît moins marqué que dans les autres carottes. De même le taux de réchauffement durant la première partie de la déglaciation diminue à EDML à partir de 16.3 ka ce qui n'est pas le cas à TALDICE et EDC. Ces divergences pourraient refléter une réponse à un déplacement hétérogène des vents d'ouest et du couvert de glace de mer entre les différents bassins océaniques antarctiques, engendrant des spécificités régionales de la signature isotopique typique de la déglaciation au niveau de différents sites de forage.

De telles observations renforcent l'hypothèse que les tendances isotopiques originales observées aux sites côtiers de Taylor Dome et Law Dome soient effectivement l'empreinte d'une variabilité climatique très locale autour de ces zones, du moment qu'aucune contradiction purement glaciologique ne vienne la mettre en doute.

Concernant le site de Taylor Dome toutefois, plusieurs travaux annexes réalisés en aval des premiers résultats proposés par (Steig et al., 1998), dont une étude effectuée durant cette thèse sur la validité de la chronologie de la carotte, ont conjointement soulevé la forte probabilité que la séquence temporelle des événements proposée initialement ait été en réalité sujette à des artefacts chronologiques, induits par une surestimation initiale du taux d'accumulation de neige durant le DMG.

Chapitre V : La variabilité rapide de la dernière période glaciaire à Talos Dome

SOMMAIRE

INTRODUCTION.....	238
I. Variabilité climatique au cours de la dernière période glaciaire.....	239
1. Événements rapides dans l'hémisphère Nord	239
2. Signature climatique dans l'hémisphère Sud et bascule bipolaire	242
2.1. Notion d' « Antarctic Isotope Maximum » (AIM).....	243
2.2. Spécificités régionales de la variabilité climatique en Antarctique	244
II. Stratégie d'étude de la carotte TALDICE durant la période MIS3.....	247
1. Présentation du modèle IPSL-CM4.....	247
2. Les couplages entre composantes	249
3. Exemple d'utilisation sous conditions glaciaires	250
3.1. Description des simulations	250
3.2. Simulations et résultats.....	252
4. Le modèle IPSL CM4 dans le cas de notre étude	256
III. A 50,000-year climatic record from the new coastal TALDICE ice core: consequences on millennial-scale variability features through the Antarctic continent	258
IV. Un premier regard sur la variabilité climatique à Talos Dome durant les périodes MIS 4 et MIS 5	298
CONCLUSION.....	301

Chapitre V : La variabilité rapide de la dernière période glaciaire à Talos Dome

INTRODUCTION

Les reconstructions paléoclimatiques de la température terrestre moyenne issues de différentes archives ont mis en avant une forte variabilité climatique à échelle millénaire lors des périodes glaciaires précédentes, que l'on ne retrouve pas durant les interglaciaires (Voelker, 2002). Cette instabilité du climat global durant les périodes froides trouverait son origine dans une réorganisation de la circulation océanique lors des entrées en glaciation, ainsi que dans le comportement non linéaire de la débâcle des grandes calottes de glaces polaires en conditions de glaciation, résultant de l'augmentation de leur volume moyen (Broecker and Hemming, 2001; MacAyeal, 1993).

Une succession d'évènements climatiques rapides et de grande amplitude a été observée durant toute la période MIS 3, avec une antiphase marquée entre les deux hémisphères, qui rappelle celle précédemment observée lors des différentes phases de la déglaciation (Blunier and Brook, 2001a). La bascule bipolaire apparaît ainsi être un phénomène prévalant en période glaciaire, et applicable à des variations de température de moindre amplitude et de plus courte durée que celles observées lors des déglaciations.

Afin d'enrichir la documentation sur l'expression de cette variabilité climatique rapide en période glaciaire dans la zone australe, et notamment l'expression régionale des signaux autour du continent antarctique, nous étendons ici l'analyse climatique de la carotte TALDICE aux derniers 50 000 ans, en comparant la tendance climatique observée au niveau du site avec celle enregistrée dans d'autres carottes de glace du plateau de l'Antarctique de l'Est.

Dans ce chapitre nous rappellerons tout d'abord les caractéristiques des évènements climatiques rapides qui ont affecté la dernière période glaciaire dans les deux hémisphères. Puis nous expliquerons l'intérêt de leur étude, ainsi que la stratégie utilisée à Talos Dome pour les caractériser et mieux comprendre les mécanismes qui les gouvernent. Les résultats de

ces travaux seront présentés sous forme d'un article en cours de finalisation, leur exploitation faisant notamment intervenir l'utilisation d'un modèle climatique couplé océan-atmosphère (IPSL-CM4), ainsi qu'une analyse préliminaire des enregistrements d'excès en deutérium ainsi que de sodium mesurés dans la carotte de glace.

I. Variabilité climatique au cours de la dernière période glaciaire

1. Événements rapides dans l'hémisphère Nord

Les premières indications de variations rapides du climat durant la dernière période glaciaire ont été révélées par l'étude des carottes de glace groenlandaises par Dansgaard et al. (1993) et Johnsen et al. (1992) qui ont cru d'abord à une variabilité uniquement régionale. Par la suite des carottages réalisés dans les sédiments marins dans l'Atlantique Nord sont venus confirmer le caractère climatique hémisphérique de ces fluctuations de températures (Heinrich, 1988). Ces travaux ont en effet mis en avant la présence de couches sédimentaires contenant des débris continentaux transportés par les icebergs (comme illustré dans la Figure 1), avec une fréquence d'environ 5 à 10 ka. L'importance des débris relevés dans ces couches (appelées couches de Heinrich) laisse supposer une quantité inhabituelle d'icebergs atteignant le bord est de l'océan atlantique, ce qui correspondrait à des périodes de débâcle des deux calottes polaires fennoscandienne et laurentidienne.

La cyclicité observée de ces débâcles s'expliquerait par des avancées rapides de ces deux calottes, liées au couplage accumulation de neige en surface/dynamique d'écoulement ; une fois une valeur seuil atteinte, ce couplage conduirait la base de la calotte au point de fusion, engendrant un glissement rapide de la glace et un fort vêlage d'icebergs (MacAyeal, 1993).

Les mécanismes exacts à l'origine de ces débâcles restent néanmoins toujours sujets à débat aujourd'hui.

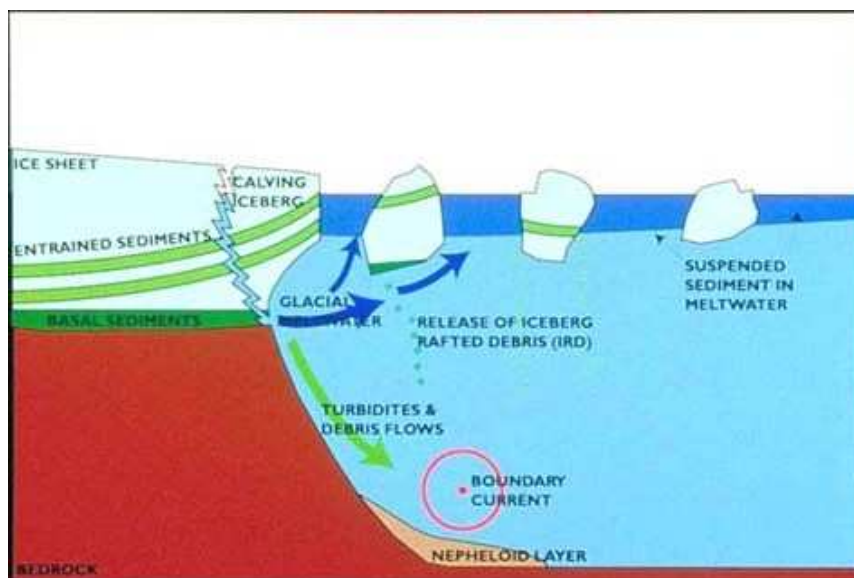


Figure 1: Illustration des mécanismes de transport et dépôt des sédiments continentaux sur le fond océanique associés aux évènements de Heinrich.

L'analyse de plusieurs carottes glaciaires groenlandaises et sédimentaires atlantiques a mis en évidence que ces périodes de débâcle, ou **évènements d'Heinrich**, correspondaient à des périodes de conditions climatiques particulièrement froides dans l'océan atlantique nord et son pourtour (Bond et al., 1992; Mayewski et al., 1994).

Il a par la suite été suggéré que l'important apport d'eau douce engendré par la fonte des nombreux icebergs aurait eu pour conséquence au cours de chacun de ces évènements une hausse de 10 à 35 m du niveau marin (Shackleton et al., 2000), ainsi qu'une anomalie négative de la salinité des eaux de surface. Leur densité s'en trouvant réduite, le mélange vertical des eaux s'est affaibli, réduisant la formation des eaux profondes nord-atlantique (ou North Atlantic Deep Water ; NADW) (Maslin et al., 1995; Rahmstorf, 2010). Cet affaiblissement de la circulation thermohaline a pour effet de diminuer le drainage des eaux chaudes vers le nord de l'océan atlantique nord (Manabe and Stouffer, 2000), ce qui engendre un refroidissement moyen de l'Hémisphère Nord durant plusieurs décennies.

Intercalés entre ces périodes particulièrement froides, les archives glaciaires et marines ont également révélé la présence d'autres évènements climatiques rapides, caractérisés cette fois-ci par des brusques réchauffements, pouvant atteindre jusqu'à +16°C en quelques décennies (Schwander et al., 1997; Severinghaus and Brook, 1999), suivis quelques siècles plus tard par un retour progressif aux conditions glaciaires initiales (illustrés dans la Figure 2).

Ces oscillations très marquées dans l'océan atlantique nord ont été nommées **évènements de Dansgaard-Oeschger (DO)** (Bond et al., 1993; Dansgaard et al., 1993). On en dénombre 25 durant la dernière période glaciaire, entre 24 et 123 ka, espacés de 500 à 2000 ans suivant les cas (Alley et al., 2001), et enregistrés dans la majorité des archives climatiques de l'Hémisphère nord, ce qui souligne l'étendue hémisphérique de ces variations de température (Chappellaz et al., 1993).

V-Enregistrement de la dernière période glaciaire à Talos Dome

On remarque en outre que chaque DO a été précédé d'une période particulièrement froide, correspondant probablement à une débâcle d'icebergs (Bond et al., 1993; Paillard, 1995). Les DO qui succèdent à un événement de type Heinrich se sont révélés particulièrement marqués, tant en durée qu'en amplitude. L'explication de ce phénomène d'après des simulations réalisées à l'aide de modèles couplés du climat serait liée au temps nécessaire pour diluer entièrement l'anomalie d'eau douce engendrée par l'importante débâcle d'icebergs (Paillard, 1995; Timmermann et al., 2003).

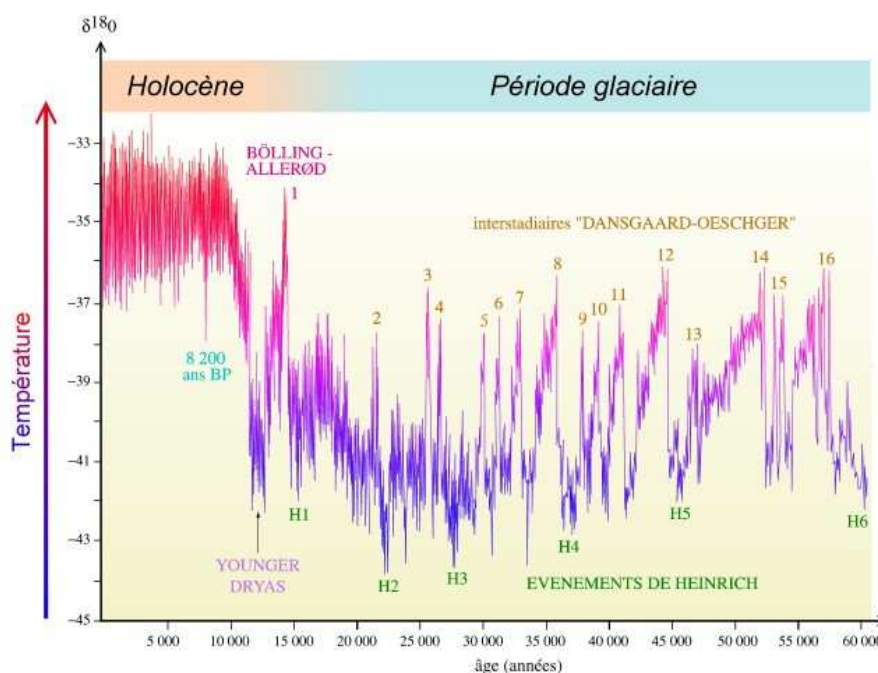


Figure 2: Enregistrement des oscillations de Dansgaard-Oeschger et des événements de Heinrich dans la composition isotopique des glaces du Groenland au cours des derniers 60 000 ans (d'après Grousset al. 2001).

Les mécanismes responsables de ces réchauffements brutaux impliqueraient un couplage avec la réponse climatique de l'hémisphère sud suite à la période froide qui les précède (Knutti et al., 2004; Rahmstorf, 2002; Timmermann et al., 2005). Le rétablissement soudain de la circulation thermohaline (THC), précédemment affaiblie par de grands flux d'eau douce, draine de nouveau des eaux chaudes dans les mers nordiques, ce qui réchauffe alors ces régions boréales via la transmission de l'anomalie par la circulation atmosphérique (Paillard, 1995; Timmermann et al., 2003). La hausse brutale des températures engendrerait alors une fonte progressive des glaces environnantes, d'où un apport d'eau douce dans l'Océan Atlantique qui réduirait de nouveau l'intensité de la circulation atlantique méridionale (ou Atlantic Meridional Oceanic Circulation ; AMOC), et rétablirait l'océan et l'atmosphère dans des conditions glaciaires moyennes.

Néanmoins la compréhension globale de ces cycles Dansgaard-Oeschger/période froide demeure incomplète, notamment en ce qui concerne l'influence que peuvent avoir chacun des deux mécanismes sur la génération de l'autre, ainsi que sur les processus exacts permettant l'occurrence d'un événement de Dansgaard-Oeschger lorsqu'il n'est pas précédé d'un événement de type Heinrich.

2. Signature climatique dans l'hémisphère Sud et bascule bipolaire

Les études de différentes carottes de glace forées en Antarctique ont mis en évidence que lors des stades froids de l'hémisphère Nord, l'hémisphère Sud enregistrait au contraire un léger réchauffement (Blunier and Brook, 2001a; EPICA Community Members, 2006). Un DO se déclenchait au nord lorsque la température de l'hémisphère Sud atteignait un maximum et commençait à diminuer de nouveau (voir Figure 3). On retrouve en d'autres termes le concept de bascule bipolaire (Stocker and Johnsen, 2003), déjà observé entre les différentes phases de la dernière déglaciation, et décrit dans le chapitre précédent.

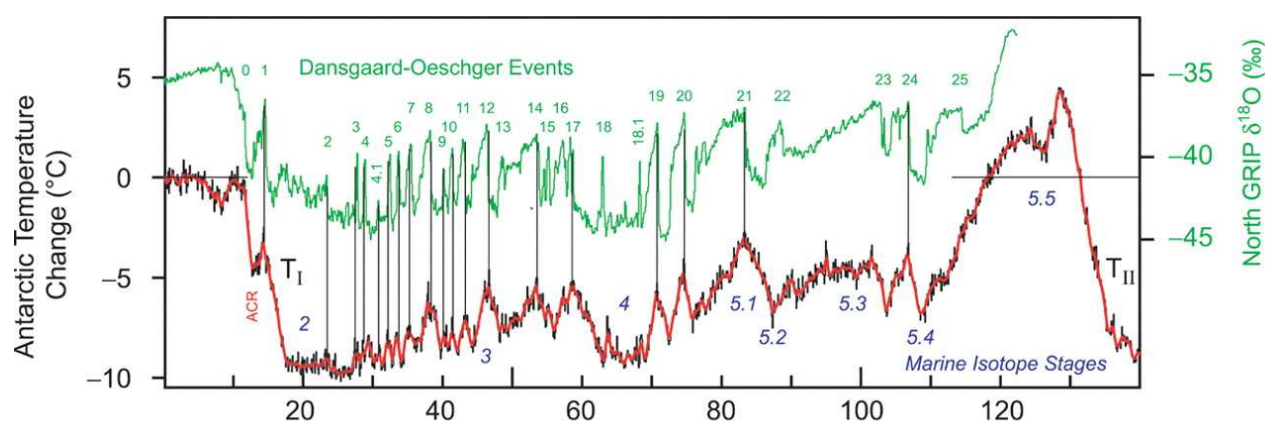


Figure 3: Représentation des isotopes de l'eau dans la carotte groenlandaise de NorthGRIP (ligne verte) et de la température antarctique issue des données de la carotte d'EDC (ligne rouge) pour les derniers 140 ka. Les événements de Dansgaard-Oeschger sont numérotés en vert et les stades isotopiques marins en bleu (d'après Jouzel et al. 2007).

Ce mécanisme est principalement régi par la compétition dans les fonds marins entre l'intensité des eaux profondes originaires des mers nordiques (NADW) et celles provenant d'Antarctique (AABW). Lorsque la formation de NADW diminue pendant les périodes de débâcle, la formation des eaux profondes australes se renforce, notamment au niveau des mers de Weddell et de Ross (et vice versa) (Elliot et al., 2002). Il résulte de ces mécanismes des anomalies atmosphériques et océaniques que nous détaillerons à la fin de ce chapitre, induisant notamment un décalage vers le sud de la Zone de Convergence Intertropicale et des vents d'ouest associés (Swingedouw et al., 2009; Timmermann et al., 2005). Le drainage des eaux chaudes de surface vers les régions australes est ainsi intensifié, menant à une augmentation des températures moyennes dans ces régions. La diminution de l'étendue de la glace de mer et de l'albédo océanique qui s'ensuit autour du continent antarctique contribuent partiellement à amplifier ce signal de réchauffement (Knutti et al., 2004; Schmittner et al., 2003).

De la même manière que pour l'océan atlantique nord, le réchauffement austral va entraîner une augmentation de la fonte des glaces au niveau du pourtour antarctique, induisant une stratification des eaux et un ralentissement de la formation des eaux profondes, ce qui mène au retour progressif des températures vers les conditions glaciaires initiales. L'analyse des débris déposés par les icebergs (IRD) à l'est de l'Océan Austral révèle de fortes

concentrations entre 20 et 74 ka (Kanfoush et al., 2000), suggérant des instabilités de la calotte antarctique lors de ces événements de réchauffement austral.

2.1. Notion d' « Antarctic Isotope Maximum » (AIM)

Les travaux effectués sur les carottes de glace antarctiques de Vostok et Byrd (Blunier and Brook, 2001b), et plus récemment d'EDC et EDML (EPICA Community Members, 2006; Stenni et al., 2010b) ont révélé que toutes les périodes froides précédant un DO au nord sont sans exception accompagnées d'une augmentation de température au sud, atteignant un maximum appelé Antarctic Isotope Maximum (AIM) (Figure 4). En outre les signaux isotopiques propres à ces différents forages présentent une certaine homogénéité du phasage et de la tendance de ces événements à travers tout le continent, suite aux perturbations engendrées depuis l'hémisphère Nord. Les AIM les plus importants, tant en durée qu'en amplitude, sont associés à la survenue d'événements de Heinrich en Atlantique Nord.

Ces diverses observations suggèrent que l'océan austral se comporte comme un grand réservoir de chaleur lors de telles oscillations, et que l'importance du réchauffement austral dépend de la quantité d'eau douce injectée dans l'Atlantique Nord : plus elle est importante, plus le réchauffement austral le sera également (Blunier and Brook, 2001a; EPICA Community Members, 2006; Stenni et al., 2010b).

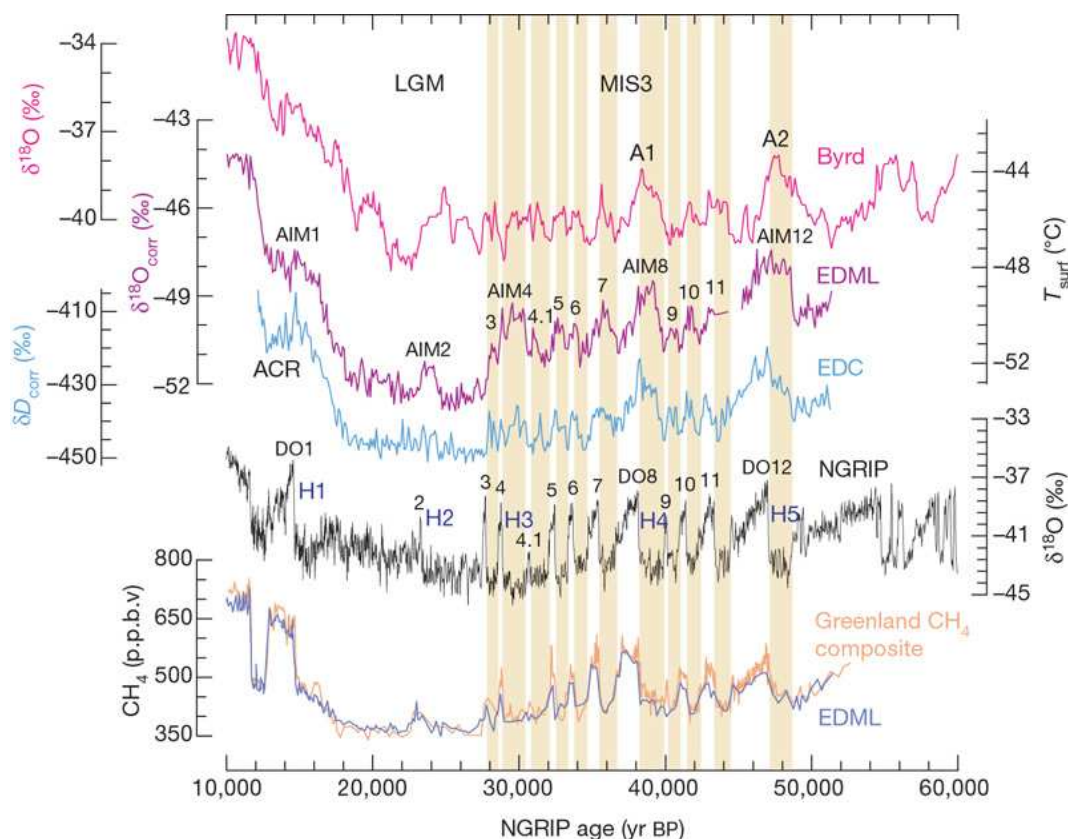


Figure 4: De haut en bas, représentation des profils isotopiques des carottes de glace de Byrd (en rose), EDML (en violet), EDC (en bleu), NorthGRIP (en noir), et des enregistrements du méthane à EDML (en bleu) et au Groenland (en orange), au cours des 60 000 dernières années (d'après Epica Community Members 2006).

Ce mécanisme trouve son expression dans l'amplitude thermique associée à chaque AIM, calculée d'après le signal isotopique de la carotte d'EDML (voir Figure 5).

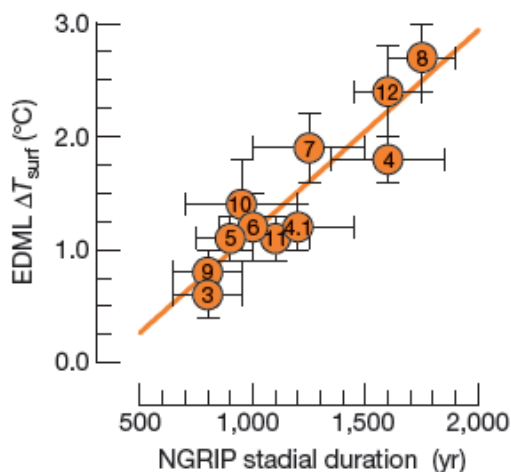


Figure 5: Corrélation linéaire obtenue entre l'amplitude thermique correspondant à chaque AIM enregistré à EDML durant la période MIS3, et la durée du stade froid précédant en Atlantique Nord, calculée d'après les données isotopiques de la carotte de NorthGRIP (d'après Epica Community Members 2006).

Une forte relation de proportionnalité est ainsi observée entre l'amplitude des réchauffements austraux et la durée des stades froids précédant au nord (EPICA Community Members, 2006), ce qui supporte l'idée que la quantité de chaleur accumulée en région australe reflète l'importance de la réduction de la circulation thermohaline engendrée dans l'océan atlantique nord.

L'extension récente de ce travail aux AIM plus anciens (datés entre 50 et 120 000 ans BP) révèle la persistance de ces caractéristiques pour les variations millénaires survenues dès la dernière entrée en glaciation, exception faite pour l'AIM 21 qui montre un réchauffement particulièrement faible au vue de la longue durée de l'évènement DO correspondant (Capron et al., 2010).

2.2. Spécificités régionales de la variabilité climatique en Antarctique

Si le phasage et l'amplitude des AIM sont apparus relativement homogènes dans les carottes de glace antarctiques, certains contrastes apparaissent dans la structure de ces évènements (Stenni et al., 2010b). Ainsi, l'enregistrement isotopique de la carotte d'EDC suggère une phase initiale de réchauffement graduel, suivie d'un refroidissement lent, aboutissant à une forme triangulaire de la séquence climatique. Au contraire à EDML, la phase de réchauffement initial apparaît plus rapide, suivie d'une phase à température relativement constante, avant de terminer par le lent refroidissement vers les conditions glaciaires ; il en résulte des évènements de forme plutôt en créneau (voir Figure 6) et une ressemblance plus marquée avec la structure observée dans l'hémisphère Nord.

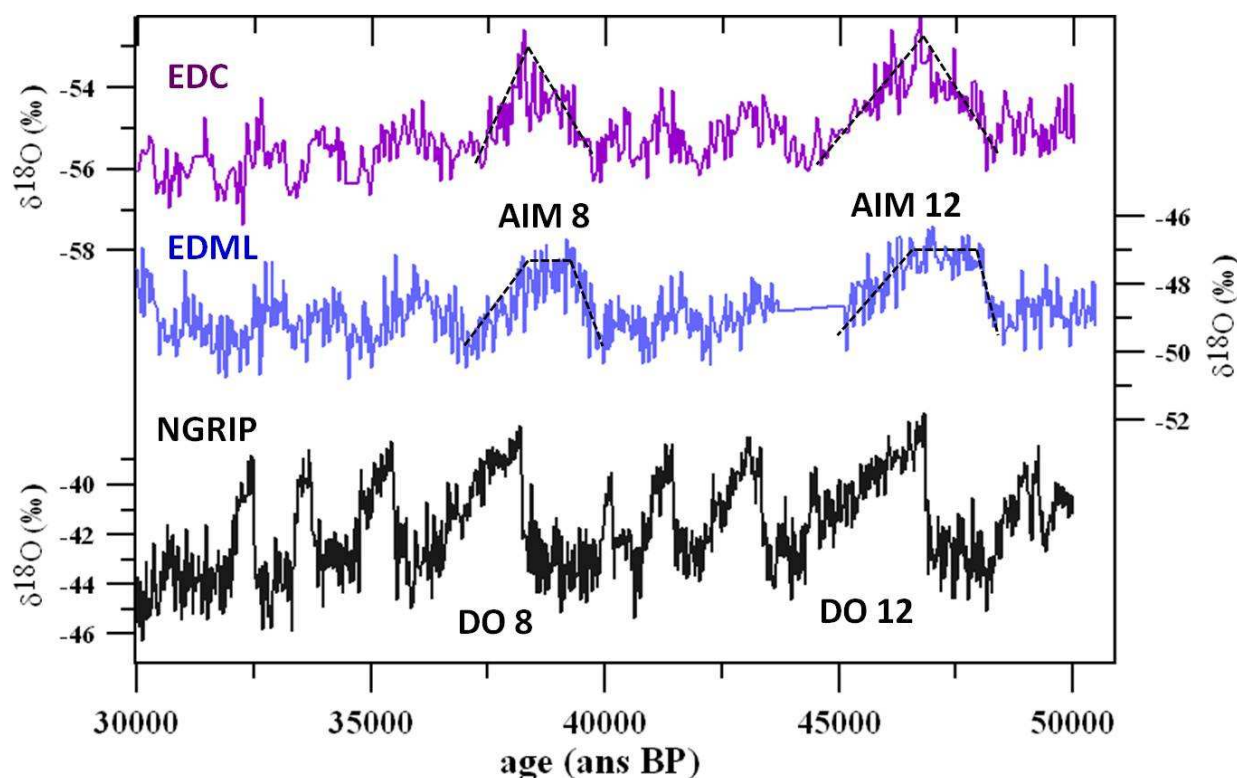


Figure 6: Comparaison des profils isotopiques d'EDC (en violet), EDML (en bleu) et NorthGRIP (en noir) entre 30 et 50 ka BP. Les pointillés soulignent les différences de forme des deux principaux AIM 8 et 12 entre les deux carottes antarctiques.

Ces hétérogénéités peuvent être interprétées comme des comportements régionaux, témoins des évolutions climatiques spécifiques aux secteurs océaniques associés aux sites de forages considérés (Noone and Simmonds, 2004; Stenni et al., 2010b). En d'autres termes, compte-tenu de l'origine préférentielle des masses d'air alimentant les différents sites en précipitation neigeuse, la tendance constatée au site d'EDML devrait être corrélée au climat prévalent dans le secteur atlantique/mer de Weddell de l'océan austral, alors que le signal issu de la carotte d'EDC est supposé répondre aux changements de température survenus dans le secteur indien de l'océan austral (Delaygue et al., 2000; Reijmer et al., 2002).

La tendance plus abrupte des réchauffements mise en avant dans la carotte d'EDML suggère ainsi que le secteur atlantique ait réagi plus rapidement aux perturbations initiées dans l'océan atlantique nord que le secteur indien (Fischer et al., 2007; Stenni et al., 2010b).

Les hypothèses proposées pour justifier une réaction plus rapide du secteur atlantique mettent en jeu d'une part la position géographique de la zone, au plus proche des courants de surface et profonds de l'océan atlantique nord, et d'autre part une sensibilité plus marquée du couvert de glace de mer en mer de Weddell, qui pourrait amplifier les variations de température dans ce secteur (EPICA Community Members, 2006; Stenni et al., 2010b; Stuut et al., 2004b).

Des spécificités régionales de l'enregistrement isotopique des AIM en Antarctique ont également été mises en avant au site de Taylor Dome.

V-Enregistrement de la dernière période glaciaire à Talos Dome

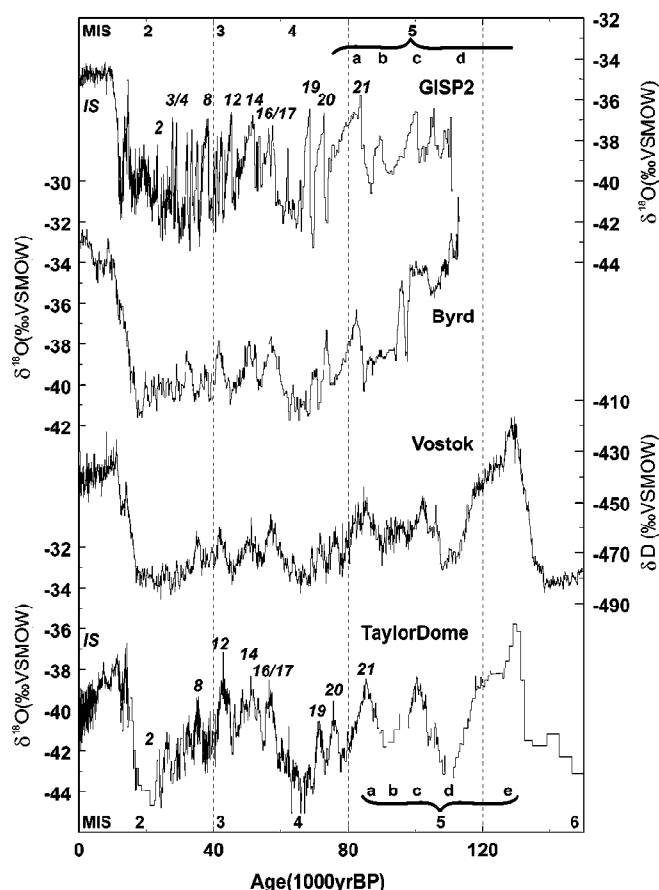


Figure 7: De haut en bas : Comparaison des profils isotopiques de GISP2, Byrd, Vostok et Taylor Dome enregistrés au cours des derniers 140 000 ans. Les AIM majeurs sont indiqués ainsi que les stades isotopiques marins. Cette figure reflète la différence d'amplitude isotopique des événements rapides entre Taylor Dome et les autres carottes (d'après Grootes et al. 2001).

La séquence climatique lors de la dernière période glaciaire apparaît en phase entre Taylor Dome et les sites du plateau antarctique de l'est et en accord avec le concept de bascule bipolaire (Grootes et al., 2001). Cependant l'amplitude des AIM se révèle plus importante, et la tendance multi-millénaire de la variabilité montre une ressemblance plus marquée avec celle du Groenland, comme le montre la Figure 7 (Grootes et al., 2001).

Ces caractéristiques reflèteraient le caractère côtier du site, avec une importante contribution de l'évaporation locale comme source de précipitations pendant les périodes chaudes, contrairement aux autres sites plus continentaux dont les sources d'humidité se situent à des latitudes plus basses. Il en résulterait des trajectoires de masses d'air précipitantes plus courtes, et donc une signature isotopique moins appauvrie pendant les phases chaudes des AIM. L'amplitude des variations entre stades et interstades serait ainsi amplifiée à Taylor Dome en fonction de l'importance relative des sources locales dans la composition isotopique finale (Grootes et al., 2001; Steig et al., 1998).

En résumé des spécificités régionales en Antarctique semblent se superposer aux variations de température hémisphériques engendrées par les fluctuations de l'intensité de l'AMOC durant les périodes glaciaires.

L'étude du profil isotopique de Talos Dome au cours de ces événements climatiques de la dernière période glaciaire nous permet d'étendre cette étude des spécificités régionales, témoignant des mécanismes en jeu.

II. Stratégie d'étude de la carotte TALDICE durant la période MIS3

Nous avons étendu le travail réalisé sur TALDICE lors de la dernière transition aux 50 000 dernières années.

Notre intention est de confronter les enregistrements isotopiques de Talos Dome, EDML et EDC durant cette période de forte instabilité climatique, afin d'observer la succession précise des événements, ainsi que les éventuelles caractéristiques régionales de Talos Dome qui contrasteraient avec celles des deux autres sites.

L'évaluation de mécanismes potentiellement responsables des spécificités du site sera menée à travers l'exploration des signaux d'excès en deutérium, déduit de la composition isotopique de la glace, et de la concentration en sodium non-marin ($nssNa^+$), signaux mesurés dans la glace des trois carottes.

Afin de comprendre d'un point de vue plus global le comportement du système climatique terrestre lors des fluctuations climatiques rapides DO/AM, et l'empreinte spécifique à TALDICE, nous avons conduit une exploitation préliminaire d'une série de simulations réalisées avec le modèle couplé océan-atmosphère IPSL-CM4 (Marti et al., 2005).

Je vais dans un premier temps présenter plus en détail le fonctionnement de ce modèle, ainsi qu'un exemple des possibilités d'exploitation des mécanismes climatiques qu'il offre, avant de décrire les observations et mécanismes que nous avons pu explorer à partir de la carotte de la TALDICE grâce à ces différents outils.

1. Présentation du modèle IPSL-CM4

Afin de modéliser les interactions complexes entre les différents sous-systèmes du système climatique, les modèles de climat incorporent désormais plusieurs composantes que sont l'océan, l'atmosphère, la glace de mer, la biosphère continentale, les calottes de glace, et parfois le cycle du carbone et la chimie atmosphérique. Pour certaines applications, ils peuvent fonctionner en mode « traceur », permettant d'étudier par exemple les isotopes de l'eau dans différents compartiments ou encore des traceurs océaniques.

Le modèle IPSL CM4 est un modèle de circulation générale couplé atmosphère-océan. Sa version standard a notamment été utilisée pour réaliser les projections climatiques utilisées par le GIEC dans son rapport de 2007. Il a été construit pour permettre des simulations dans le passé, le présent, et le futur. Il couple 4 composantes du système terrestre:

V-Enregistrement de la dernière période glaciaire à Talos Dome

- **LMDZ** pour la dynamique atmosphérique et physique (Hourdin et al., 2006)
- **ORCHIDEE** pour la surface continentale (Krinner et al., 2005)
- **OPA** pour la dynamique océanique (Madec et al., 1997)
- **LIM** pour la dynamique de la glace de mer et la thermodynamique (Fichefet and Maqueda, 1997)

Le modèle LMDZ est un modèle de circulation atmosphérique générale. Sa résolution spatiale est de $96 \times 71 \times 19$ en longitude \times latitude \times altitude. La grille horizontale est régulière alors que les niveaux verticaux (19 au total) sont plus nombreux près de la surface. Pour les latitudes supérieures à 60° cependant, un filtre longitudinal a été ajouté afin de limiter la résolution effective à celle appliquée à 60° .

Le pas de temps de la grille temporelle est de 2h pour le schéma de radiation, 30 min pour la physique, 6 min ou 3 min pour la dynamique.

Le schéma de radiation comprend une partie solaire et une partie infrarouge. Les mécanismes de condensation différentient les nuages convectifs des nuages non-convectifs, et les nuages sont représentés par une fonction de distribution de probabilité lognormale.

Les effets orographiques sont également pris en compte.

4 types de surface en interaction avec l'atmosphère sont traités distinctement :

- Les océans,
- Les continents
- la glace de mer
- les glaciers et calottes de glace.

Chaque type de surface a un jeu de paramètres associés propre (albédo, rugosité, température, humidité, étendue..). De plus, au sein de chaque point de grille, la diffusion verticale est calculée indépendamment pour chaque type de surface, et les tendances résultantes sont moyennées en fonction de leur pourcentage d'occupation dans le point de grille.

Un modèle d'interface a également été introduit dans le but de déconnecter facilement les différents processus atmosphériques (voir section 2.1). La couche limite est forcée par les flux de surface, eux-mêmes calculés indépendamment en prenant en compte la sensibilité de la turbulence par rapport à la température.

Le modèle de surface continentale ORCHIDEE est divisé en trois modules dédiés à l'hydrologie, au cycle du carbone et à la végétation. Dans la version du modèle qui nous intéresse, seul le module hydrologique (SECHIBA) est activé. Il décrit les processus à courte échelle de temps (quelques minutes) d'échanges d'énergie et d'eau entre l'atmosphère et la biosphère, dont le principal est la photosynthèse. Il inclut un schéma de routine qui combine l'écoulement horizontal de l'eau dans les rivières avec les processus verticaux.

V-Enregistrement de la dernière période glaciaire à Talos Dome

La composante océanique du modèle, OPA, est un modèle aux équations primitives à la fois dédié à l'étude de la circulation océanique globale et régionale. La configuration utilisée ici est nommée ORCA 2. La grille horizontale est irrégulière de 142×189 points. La résolution latitudinale est raffinée dans certaines zones clefs, à par exemple 1° au niveau de l'équateur et en mer Méditerranée et 2° dans la zone de l'Atlantique Nord. Une particularité de la grille concerne la manière de traiter les coordonnées géographiques au niveau du pôle nord : une grille tripolaire est utilisée, basée sur un maillage de type Mercator de 2° , qui permet d'avoir deux pôles au Nord, au-dessus du Canada et de la Sibérie. Le domaine vertical va de la surface à 5000 m de profondeur. Il comprend 31 niveaux dont 10 dans les 100 premiers mètres sous la surface de l'eau.

Le coefficient de moment de viscosité « Eddy » dépend de la position géographique considérée: il est choisi à $40000 \text{ m}^2/\text{s}$, excepté au niveau de l'équateur où il est réduit à $2000 \text{ m}^2/\text{s}$. La paramétrisation de la couche limite diffusive du fond de type Beckman est appliquée le long des pentes continentales (Beckman, 1998).

Le modèle de glace de mer LIM (Louvain-La-Neuve sea Ice Model) est un modèle thermodynamique-dynamique spécifiquement dédié aux études climatiques. Il utilise la même grille qu'OPA.

Le stockage de chaleur sensible et la conduction de chaleur verticale dans la neige et la glace sont déterminés par un modèle à 3 couches (une de neige, deux de glace). Une conductivité thermique effective est calculée en admettant que les épaisseurs de neige et de glace sont uniformément distribuées entre 0 et deux fois leur valeur moyenne au-dessus de la portion de la grille couverte de glace.

Le stockage de la chaleur latente à l'intérieur de la glace résultant du piégeage des radiations à courtes longueur d'ondes est également pris en compte.

L'albédo de la surface est paramétrisé comme une fonction de la température de surface et de l'épaisseur de neige et de glace. Les croissances et diminutions verticales et latérales de glace sont obtenues par un pronostic de bilan d'énergie à la fois aux limites basales et de surface du couvert de neige-glace. La loi viscoplastique proposée par Hibler (1979) est utilisée pour calculer la force interne de la glace, cette dernière étant considérée comme une fonction de l'épaisseur de glace et de la compaction.

2. Les couplages entre composantes

Le couplage entre l'atmosphère et les différents types de surface est réalisé par l'intermédiaire d'un modèle d'interface. Il est caractérisé par la distinction des 4 types de surface océan, continent, glace de mer, surface continentale englacée, pour lesquels les calculs de flux turbulent de surface et de température de surface sont effectués indépendamment. Dans un second temps les flux sont envoyés à chaque sous-modèle correspondant, puis la somme pondérée de chacun est calculée afin de fournir à l'atmosphère un signal combiné moyen. Il en est de même pour le calcul des flux radiatifs qui est effectué dans l'atmosphère de façon

spécifique suivant le type de surface considéré, avant d'être redistribué de façon globale et conservative.

Concernant le couplage atmosphère/océan/glace de mer, pour la plupart des champs échangés, le modèle de glace de mer agit comme interface entre atmosphère et océan.

Parmi les champs envoyés par l'atmosphère se trouve la dérivée des flux de chaleur turbulent au-dessus de la glace en fonction de la température. La température à la surface de la glace de mer est calculée en appliquant la loi des corps noirs à la dérivée des flux solaires à longue longueur d'onde reçus, et en y ajoutant la contribution des flux turbulents calculés par LMDZ. Le coupleur utilisé est **OASIS** (Valcke, 2006).

Les modèles LMDZ et ORCHIDEE tournent sur une grille régulière latitude/longitude alors qu'OPA et LIM tournent sur une grille étirée. Les champs de vecteurs (force du vent) sont interpolés depuis l'atmosphère à l'océan par un schéma bicubique. Les champs scalaires (flux de chaleur et d'eau, température, fraction de glace de mer et albédos) sont interpolés en utilisant une réorganisation conservative au premier et second ordre, afin de conserver les budgets d'énergie et d'eau du modèle couplé, quelque soit le type de grille considérée (Jones, 1999).

La bathymétrie océanique et les lignes côtières sont dérivées du fichier de bathymétrie à 2 min de résolution du NGDC (National Geophysical Data Center). Il a été couplé aux données BEDMAP pour les latitudes antarctiques supérieures à 72°S.

Lorsque de la neige est accumulée par exemple sur les glaciers, le niveau marin diminue en conséquence. Dans la nature, si le climat est stable, la dynamique des calottes de glace compense la diminution du niveau marin par des processus de libération d'icebergs dans l'océan. Cet effet est pris en compte dans le modèle en admettant que la masse de neige maximale locale acceptée sur la surface terrestre/glacée est de 3000 kg/m². Au-dessus de cette limite, un vêlage d'iceberg est envoyé à l'océan. Au nord il peut atteindre une limite sud de 40°N, comme cela a été observé durant les événements de Heinrich. Toujours en accord avec ces événements, le flux d'icebergs n'est dirigé que vers les océans atlantique et arctique. En revanche, l'altitude et le volume des différentes calottes n'évoluent pas.

Au sein de l'océan plusieurs « mers » sont distinguées. Le bilan hydrologique global est à l'équilibre sur l'océan moyen, ce qui n'est pas vrai pour chaque zone individuelle.

3. Exemple d'utilisation sous conditions glaciaires

3.1. Description des simulations

Lors d'un travail précédent, Kageyama et al. (2009) ont réalisé des simulations sous conditions glaciaires à l'aide de ce modèle, en forçant l'intensité de l'AMOC par la modulation des flux d'eau douce dans l'océan atlantique nord.

V-Enregistrement de la dernière période glaciaire à Talos Dome

Les conditions climatiques imposées au modèle pour le DMG sont décrites par le protocole PMIP2 (Braconnot et al. 2007). Elles comportent notamment :

- Les reconstructions des calottes polaires, provenant du travail ICE-5G (Peltier, 2004), où la baisse du niveau marin est effectivement prise en compte.
- L'estimation des concentrations des principaux gaz à effet de serre pendant le DMG respectivement pour le CO₂, le CH₄ et le N₂O à : 185 ppm, 350 ppb et 200 ppb, d'après (Monnin et al., 2001; Dallenbach et al., 2000; Fluckiger et al., 1999).
- Les paramètres orbitaux sont ceux calculés à 21 ka BP par Berger (1978).
- L'effet des poussières atmosphériques n'est pas pris en compte ; le changement de salinité de l'océan non plus.
- La routine « rivière » a été adaptée pour les conditions DMG par Alkama et al. (2007) et la distribution de la végétation est conservée identique à l'actuel.

Selon ces conditions la neige s'accumule sur les calottes polaires, et cette accumulation est compensée par des vêlages d'icebergs.

Ces simulations optimisées pour la période du DMG ne sont bien sûr pas optimales pour les conditions qui nous intéressent, puisque la période glaciaire MIS 3 subissait des conditions de froid moins extrêmes (Berger and Loutre, 2004). Les paramètres orbitaux terrestres ne sont pas identiques pour les deux périodes, comme l'indique la Figure 8 (Van Meerbeek et al., 2009).

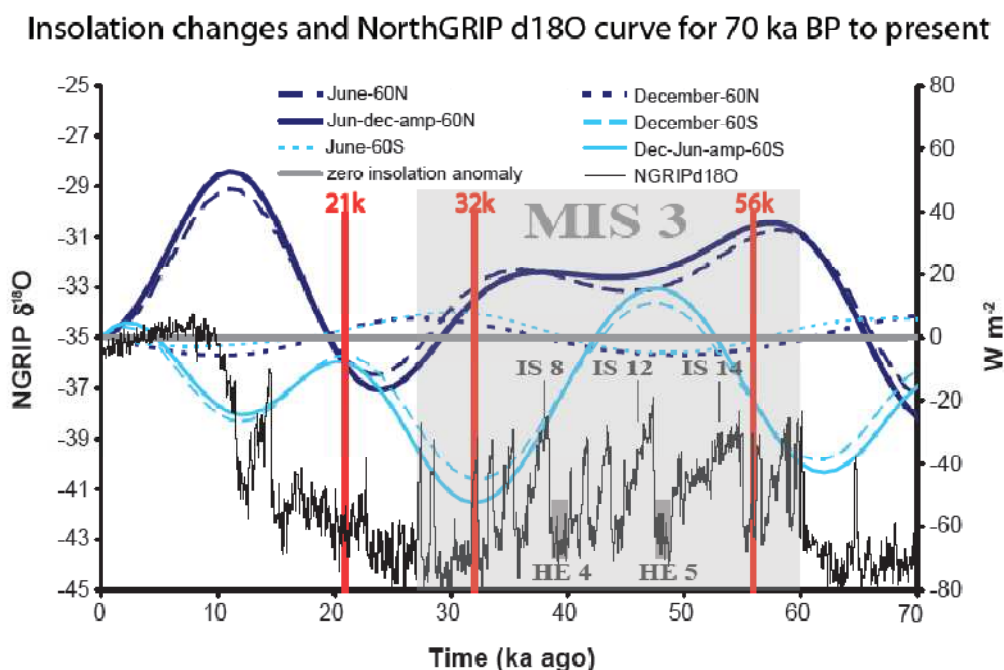


Figure 8 : représentation du profil isotopique de la carotte de NorthGRIP (en noir: NorthGRIP Members, 2004) entre 0 to 70 ka BP sur l'échelle d'âge ss09sea. La période MIS 3 est ombrée en gris. Les interstades DO 8, DO 12 et DO 14, et les évènements de Heinrich HE4 et HE 5 sont indiqués. Les anomalies d'insolation estivales (tirets) et hivernales (pointillés) par rapport à l'actuel à 60°N (bleu foncé) et 60°S

(bleu clair) sont surimposées. Les simulations réalisées par Van Meerbeeck et al., 2009 se réfèrent aux conditions orbitales marquées en rouge (d'après Van Meerbeeck et al., 2009)

Une étude poussée sur le sujet a été réalisée par Van Meerbeeck et al. (2009) qui a montré une différence moyenne de 2°C entre les simulations réalisées sous conditions DMG et MIS3 (stade et interstade). Ils notent en outre une augmentation de la saisonnalité de l'Hémisphère Nord induite par la différence de conditions d'insolation entre les deux époques (Figure 8).

Ces différences seront un élément-clé à garder en tête comme limite de la cohérence entre les résultats des simulations utilisées ici et nos observations sur MIS 3.

3.2. Simulations et résultats

Les simulations fournies par M. Kageyama que nous avons exploitées lors de ce travail (communication personnelle) font varier l'intensité de l'AMOC (d'un état « off » à un état « on »), de manière similaire aux variations subies lors des événements de Heinrich, par l'application de flux d'eau douce plus ou moins importants dans l'océan atlantique nord. L'analyse de Kageyama et al. (2009) s'est focalisée sur la transmission de l'anomalie climatique entre les hémisphères nord et sud alors que nous nous intéresserons essentiellement à la réponse climatique dans la région australe.

Trois simulations ont été réalisées en appliquant différents flux d'eau douce à l'océan arctique (voir Figure 9). L'intensité de l'AMOC correspondante est alors comprise entre 18 (LGMa) et 15 Sverdrup ($1\text{Sv} = 10^6\text{m}^3/\text{s} \approx$ débit de toutes les eaux continentales renvoyées à l'océan) (LGMb) lors de son mode « actif » (interstade), et diminue fortement de 15 à 2 Sv (LGMc) pour atteindre le mode « passif » (stade), tout comme lors d'un événement de Heinrich.

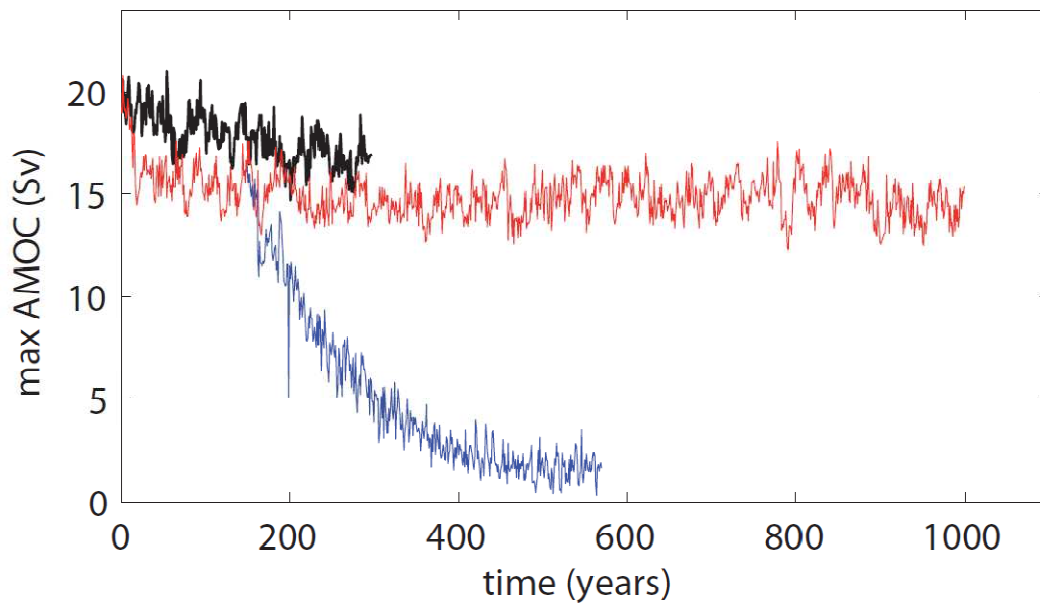


Figure 9: Illustration de la variation de l'intensité de l'AMOC obtenue lors des trois simulations du modèle IPSL-CM4 sous conditions glaciaires par Kageyama et al. (2009). La courbe noire correspond à une intensité de l'AMOC de 18 Sv et la courbe rouge de 15 Sv. La courbe bleue représente la chute de l'AMOC de 15 à 2 Sv.

Les simulations soulignent un déplacement et une diminution des régions de formation de NADW (voir Figure 10) lorsque l'AMOC passe en mode « passif », ce qui suggère que la formation d'eau profonde en Arctique joue un rôle important dans le transport d'eau interhémisphérique. Dans les conditions LGMc, la formation de NADW est pratiquement arrêtée, avec une cessation différée entre les différents sites de convection en fonction du temps.

V-Enregistrement de la dernière période glaciaire à Talos Dome

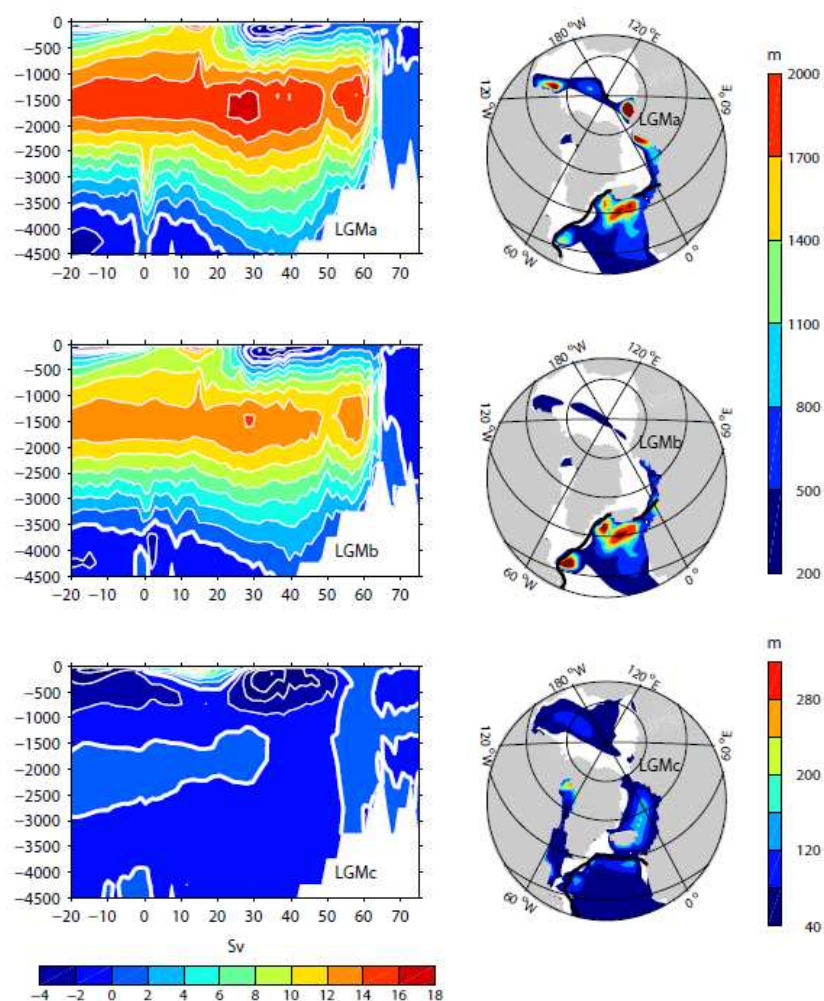


Figure 10: Fonction du courant atlantique méridional (à gauche, en Sverdrup) et maximum de profondeur de couche de mélange atteint durant les mois d'hiver (Février à Avril) (à droite, en mètres) pour les simulations LGMa (en haut), LGMb (au milieu), LGMc (en bas) (d'après Kageyama et al. 2009)

La chute de l'AMOC se traduit également par un important affaiblissement du transport de chaleur océanique méridional. Le transport de chaleur méridional atmosphérique au contraire se renforce (il s'agit de l'effet de compensation de Bjerknes : Shaffrey and Sutton (2006)) mais la compensation n'est pas totale.

En conséquence l'océan atlantique nord est plus froid lorsque l'AMOC est faible.

Les conséquences visualisables de cette anomalie, engendrées par les ajustements climatiques globaux de surface en réponse à l'atténuation de l'AMOC, sont nombreuses:

- Refroidissement des continents de l'hémisphère nord dû à des changements dans les ondes stationnaires (anomalie cyclonique)
- refroidissement au-dessus du Pacifique sud-est et à l'est de la péninsule antarctique.
- Au contraire réchauffement de l'océan atlantique sud, ce qui constitue avec le refroidissement de l'océan atlantique nord la réponse classique de **bascule bipolaire**.
- Réchauffement également des sections indienne et pacifique ouest de l'océan austral alors que l'est de l'océan pacifique se refroidit.

V-Enregistrement de la dernière période glaciaire à Talos Dome

- Diminution des précipitations des moyennes latitudes d'environ 20%
- Diminution des précipitations en Amérique Centrale
- Affaiblissement des moussons indienne et africaine
- Enfin et surtout : décalage vers le sud de la Zone de Convergence InterTropicale (ITCZ) et de la cellule de Hadley au-dessus de l'océan atlantique tropical de 10°N à 10°S, en accord avec les prédictions de Stouffer et al. (2006).

En résumé, une forte réduction de 15 à 2 Sv de l'AMOC implique un réarrangement global du système climatique et de la moyenne des températures annuelles. Qui plus est, la réponse thermique n'est clairement pas linéaire avec l'intensité de l'AMOC.

En général ces simulations sont en très bon accord avec les observations (Blunier et al., 1998; Denton et al., 2005; EPICA Community Members, 2006; Genty et al., 2006; Grimm and Natori, 2006; Peterson et al., 2000; Wang et al., 2008).

En revanche si la bascule bipolaire apparaît bien dans ces simulations, le réchauffement de l'Antarctique semble relativement peu marqué par comparaison aux données, alors même que l'océan austral se réchauffe. Les causes exactes de cette discordance nécessiteront d'autres simulations, hors du cadre de cette thèse.

Un autre intérêt des sorties du modèle concerne l'étude du phasage de la réponse climatique à la chute de l'AMOC en différentes régions du globe. Il apparaît clairement que celui-ci diffère en fonction de la région considérée :

- Les premières réponses apparaissent rapidement (quelques décennies) en Atlantique Nord et au-dessus des tropiques et moyennes latitudes nord, à la fois dans les circulations océaniques et atmosphériques, ainsi que sur les côtes arctiques, et se propagent ensuite en Eurasie. Ainsi à 17°N le transport global de chaleur a subi la moitié de sa réduction au bout de 60 ans alors que l'AMOC est réduite de 30 %.
- Réponse plus lente (ordre du siècle) au-dessus de l'Amérique du Nord
- Réponse de la mousson indienne dénotée au bout de 120 ans
- L'océan atlantique sud réagit au bout de 200 ans environ quand l'AMOC n'est plus qu'à 5 Sv, ce qui suggère que la bascule bipolaire est longue à se mettre en place, ou qu'elle nécessite des changements importants de l'AMOC.
- Un ajustement de l'océan atlantique tropical en accord avec les nouvelles conditions de températures et précipitations prend place au bout de 200 ans environ. En général les changements de précipitations sont en phase avec les variations de température, conséquence des mécanismes de réduction de l'évaporation.
- Le décalage de l'ITCZ est observé au bout de 200 ans.

Ces simulations ont fait l'objet d'une étude plus poussée par Swingedouw et al. (2009). Ils ont pu mettre en avant l'étroit couplage entre les réponses climatiques que nous venons de décrire et des éléments du système tels que l'étendue de la glace de mer, l'albédo, le forçage radiatif, ou encore la salinité des océans.

V-Enregistrement de la dernière période glaciaire à Talos Dome

L'étude des mécanismes relatifs au déplacement vers le sud de l'ITCZ pendant la chute de l'AMOC révèle que le refroidissement au Nord de l'équateur se propage en quelques années vers l'équateur par l'interaction des vents, de l'évaporation, et de la température de surface des océans (Sea Surface Temperature ; SST). L'approfondissement de la zone de mélange des eaux dans les tropiques suite à la diminution de l'AMOC excite les ondes de Kelvin et induit un réchauffement au Sud.

L'augmentation du gradient Nord-Sud de température ainsi engendrée décale l'ITCZ au sud de l'océan atlantique. Les effets se font ensuite ressentir dans le Pacifique par transmission de l'anomalie de SST et par l'action des vents à travers l'Amérique Centrale. Une conséquence essentielle de ce décalage de l'ITCZ porte sur la diminution des précipitations au bout de 250 ans au nord de l'équateur et une augmentation de celles-ci au sud. Au nord la circulation anticyclonique anormale qui renforce les vents et l'évaporation subtropicale augmente le refroidissement atmosphérique et des SST. En revanche on ne note pas de décalage dans le Pacifique Sud.

4. Le modèle IPSL CM4 dans le cas de notre étude

Afin d'améliorer notre compréhension des mécanismes mis en jeu lors événements DO/AIM lors de la dernière période glaciaire, capables d'expliquer les disparités régionales que nous avons mis en avant grâce aux données antarctiques, nous avons exploité les simulations du modèle IPSL-CM4 en nous focalisant sur la réponse climatique de la zone australe, ce qui n'avait pas encore été réalisé jusqu'à présent. Nous nous sommes intéressés aux sorties de ces simulations en terme de structures spatio-temporelles de la température de surface, de l'océan, de l'étendue de glace de mer, des précipitations, de l'intensité des vents.... Il s'agissait de discerner d'éventuelles réponses régionales sur le pourtour antarctique pouvant être mises en liens avec les signaux isotopiques des carottes de glace que nous avons précédemment présentés.

La Figure 11 indique la position des sites EDML, EDC, TALDICE et Taylor Dome, ainsi que les zones supposées – d'après les rétro-trajectoires de masse d'air pour les épisodes précipitants – être les régions sources d'humidité actuelles pour chacun des sites, pour les saisons hivernale (H) et estivale (E) respectivement (Masson-Delmotte et al.,submitted; Sodemann and Stohl, 2009).

V-Enregistrement de la dernière période glaciaire à Talos Dome

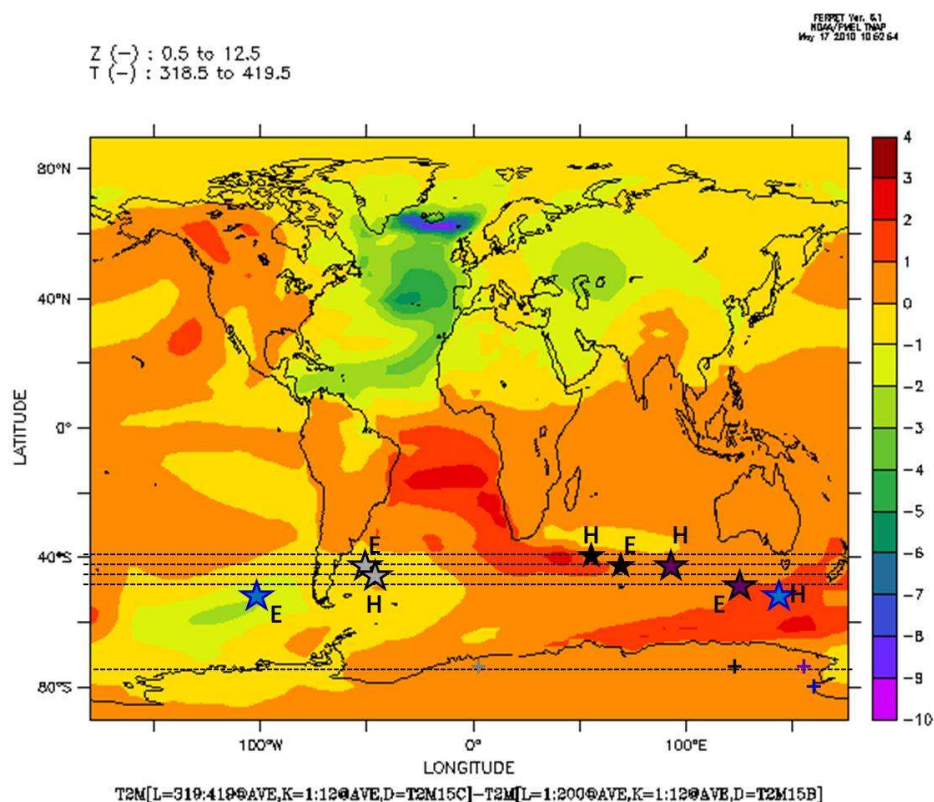


Figure 11: localisation des sites de forages (croix) et principales régions sources d'humidité pour chacun de ces sites (étoiles): Talos Dome (en violet), Taylor Dome (en bleu), EDC (en noir) et EDML (en gris)

Le décalage vers l'ouest des régions sources de précipitation des sites proches de la mer de Ross en été (Scarchilli et al., submitted; Sodemann and Stohl, 2009) pourrait refléter la configuration topographique autour de la mer de Ross et la cyclogenèse se développant dans son secteur libre de glace de mer, avec un transport de l'humidité provenant alors du secteur pacifique pour Taylor Dome (Masson et al., soumis).

Les simulations suivantes nous ont été fournies par M. Kageyama du LSCE (communication personnelle, Figure 12) :

HLGM15B: simulation DMG standard

HLGM15C: simulation DMG débutant avec l'année 150 de HLGM15B, et subissant un flux d'eau douce additionnel de 0.1 Sv apporté en Atlantique Nord : chute de l'AMOC

HLGM15CB: poursuite de HLGM15C (débuté avec l'année 400 de HLGM15C) sans aucune perturbation par la suite.

HLGM15CB2: poursuite de HLGM15C en appliquant un flux de sel additionnel équivalent à une mobilisation de 0.1Sv d'eau douce en Atlantique Nord afin de simuler une reprise de l'AMOC.

HLGM15CB3: idem que HLGM15CB2 mais avec un flux de sel additionnel équivalent à une mobilisation de 0.5 Sv au lieu de 0.1Sv d'eau douce: la reprise de l'AMOC est plus rapide.

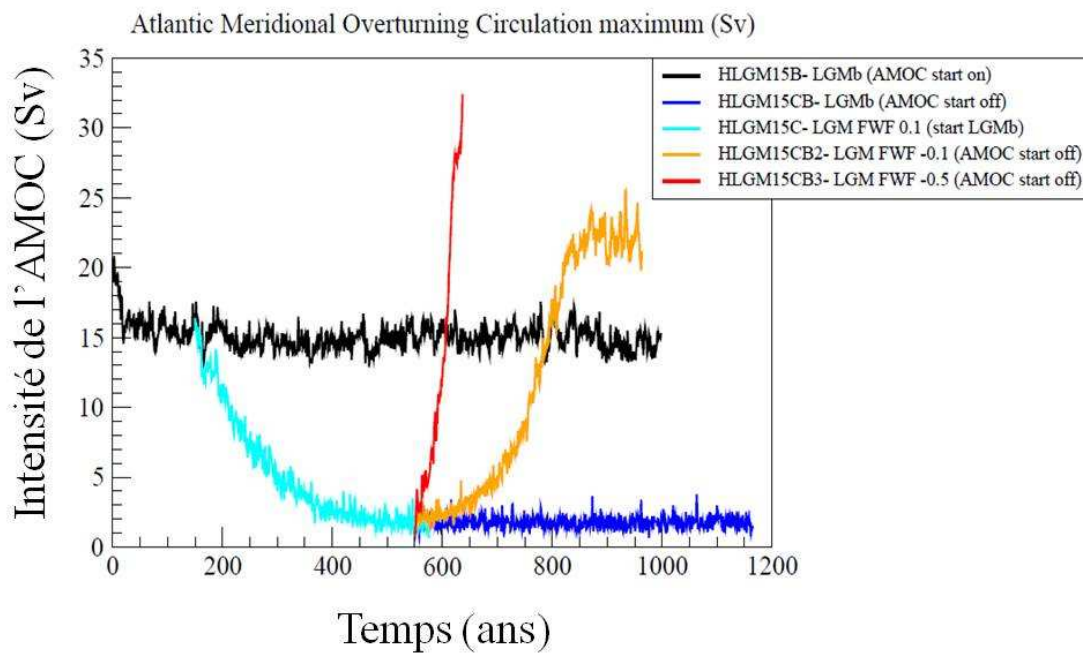


Figure 12: schéma représentant l'évolution de l'AMOC (en Sverdrup) pour les différentes simulations conduites avec le modèle IPSL-CM4 sous conditions glaciaires pour cette étude.

Au cours de cette thèse nous avons exploité en priorité les résultats des simulations **HLGM15B** (DMG standard) et **HLGM15C** (chute de l'AMOC), permettant l'analyse des mécanismes mis en jeu lors d'évènements de type Heinrich. Il serait cependant intéressant dans le futur d'étendre ce travail aux autres simulations afin d'observer 1) les mécanismes mis en jeu lors au contraire d'un retour à une AMOC de forte intensité, et 2) l'influence de l'importance des flux d'eau douce apportés au départ sur les différentes réponses climatiques engendrées en région australe.

III. A 50,000-year climatic record from the new coastal TALDICE ice core: consequences on millennial-scale variability features through the Antarctic continent

A 50,000-year climatic record from the TALDICE ice core: consequences on millennial-scale variability features through the Antarctic continent

D. Buiron¹, J. Chappellaz¹, M. Baumgartner², E. Capron³, M. Frezzotti⁴, M. Kageyama³, A. Landais³, B. Lemieux-Dudon⁵, V. Masson-Delmotte³, F. Parrenin¹, A. Schilt⁶, M. Severi⁷, B. Stenni⁸, D. Swingedouw³

¹ Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE, CNRS and University of Grenoble I), 38400 Saint Martin d'Hères, France;

² Climate and Environmental Physics, Physics Institute, University of Bern, Sidlerstrasse 5, CH-3012 Bern, Switzerland

³ Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (IPSL/CEA-CNRS-UVSQ), CE Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex, France

⁴ ENEA, CR Casaccia, 00123, Roma, Italy;

⁵ INRIA- Laboratoire Jean Kuntzmann B.P. 53 38000 Grenoble, France

⁶ Oeschger Centre for Climate Change Research, University of Bern, CH-3012 Bern, Switzerland

⁷ Department of Chemistry, University of Firenze, 50019 Sesto Fiorentino, Italy

⁸ Department of Geosciences, University of Trieste, 34127 Trieste, Italy

1. Introduction

During the last glacial period, global climate underwent strong millennial-scale fluctuations. Paleoclimatic archives reveal that the Northern Hemisphere experienced several abrupt warming phases known as Dansgaard-Oeschger (DO) events, characterized by shifts of up to 16 °C occurring within a few decades in Greenland (Dansgaard et al., 1993). The largest were preceded by massive iceberg discharges from the Northern Hemisphere ice sheets (so-called Heinrich events) weakening the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) by adding large amounts of fresh water at the surface of the ocean (Elliot et al., 2002; Ganopolski and Rahmstorf, 2001; Vidal et al., 1997). It affected the heat distribution between North and South Atlantic, leading to a cooling of the North Atlantic region and a warming of the South Atlantic, which then propagated through the whole Southern Hemisphere. In contrast to the abruptness of the DO variations in Greenland, temperature changes over Antarctica were more gradual and less ample, and out of phase with their northern counterparts (Blunier and Brook, 2001a). Each gradual southern warming starts at the onset of a cold northern stadial period, and each abrupt DO event onset in the North corresponds to an Antarctic Isotope Maximum event (AIM) in the South (Broecker, 1998 ; Grootes et al., 2001 ; EPICA Community Members, 2006). This out-of-phase relationship between the two poles has led to the concept of “bipolar seesaw” (Broecker, 1998; Knutti et al., 2004; Stocker and Johnsen, 2003), where the Austral ocean acts as a heat reservoir affected by the AMOC strength.

Detailed comparisons of these climatic features have been performed between the two EPICA ice cores of Dronning Maud Land (EDML) and Dome C (EDC), respectively facing

the Atlantic and Indian sectors of the Southern Ocean. While both ice cores show the same general timing of millennial-scale variability, the trend of their isotopic signal during major AIM events differs. AIM events recorded at EDC are characterized by triangular shapes while those recorded at EDML bear a step pattern with sharper initial warming phases. This suggests that the Atlantic Sector of the Southern Ocean could respond more rapidly to Northern perturbations than the Indian one (EPICA Community Members, 2006; Stenni et al., 2010b).

Investigations of the Taylor Dome ice core drilled in the Ross Sea sector, near the Dry Valleys area, also reveal different patterns of millennial-scale variability compared to the Antarctic plateau, with larger amplitudes of isotopic variations during most AIM events (Grotes et al., 2001; Steig et al., 1998). Therefore regional differences appear around Antarctica as various responses to AMOC changes. Here, we investigate the regional pattern of Antarctic response to millennial climate changes with a new East Antarctic ice core drilled at Talos Dome (so-called TALDICE). TALDICE is situated on a peripheral dome on the edge of the East Antarctic plateau in the Victoria Land region, near the Ross Sea (Frezzotti et al., 2004). It lies 290 km from the Indian Southern Ocean and 250 km from the Ross Sea (Figure P1).

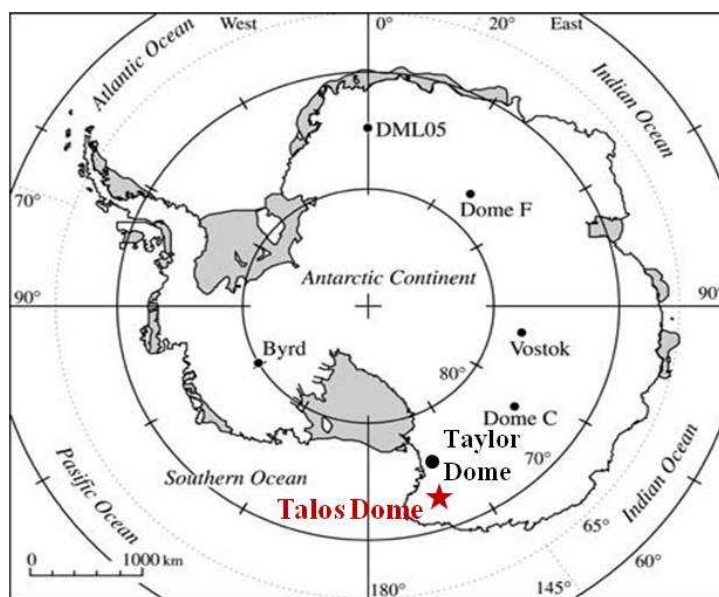


Figure P1: Location of the deep ice core drilling sites in the Antarctic continent, including Talos Dome and Taylor Dome.

The TALDICE drilling has reached a depth of 1620 m in 2007 and provides a continuous climatic record back to at least 300 000 yr BP (Buiron et al., submitted). Back-trajectories analyses suggest that the site is mostly fed today by air masses from both the Indian and the Pacific sectors of the Southern Ocean. This unusual intermediate location, still on the East Antarctic plateau but influenced by marine conditions, suggests that regional climatic variations that could have affected the nearby oceanic sector should be recorded in the isotopic signal of the ice core. Moreover the site shares the “Indian” moisture source of EDC area (Delaygue et al., 2000), so that one may expect similarities between both climatic histories.

A first investigation of the isotopic signal at TALDICE has been recently performed, focusing on the last deglaciation period (Stenni et al., 2010a). It reveals first that TALDICE shows similar deglaciation pattern and timing as the East Antarctic Plateau, extending the bipolar seesaw effect to this coastal site. Isotopic features recorded at TALDICE share more similarities with EDC than with the EDML record, emphasising the possibility of a common influence of the Indian sector on both Antarctic regions.

In this paper we extend the comparison between EDC, EDML and TALDICE climatic signals over Marine Isotope Stage (MIS) 3 with a focus on ages between 20 and 50 kyr BP. After evaluating the timing of TALDICE climatic events with respect to EDC and EDML, we discuss the regional features of the AIM events, using chemistry and deuterium-excess records as well as simulations performed with a global climate model including prescribed freshwater release in the North Atlantic region.

2. Material and method

2.1. Ice core age scales

For TALDICE, we use the TALDICE-1 age scale built by Buiron et al. (submitted). Between 20 and 50 kyr, it relies on the synchronization of the TALDICE methane profile with the Greenland composite one of Blunier et al. (2007), itself on the absolute GICC05 age scale (Svensson et al., 2008). 18 age markers have been defined by wiggle-matching, chosen at the CH₄ mid-slope or maximum or minimum depending on the signal shape, with an associated age uncertainty of ± 200 yr for sharp transitions of major DO events.

We use a new inverse dating method (Lemieux-Dudon et al., 2009) to calculate the best compromise between the CH₄ age markers and a background dating scenario provided by an 1D ice flow model (Parrenin et al., 2007b). The model optimises three glaciological entities: the accumulation rate scenario, the thinning function, and the evolution of the Close-Off-Depth expressed in Ice-Equivalent (CODIE), the latter corresponding to the depth where air bubbles are definitively trapped in the surrounding ice. Different *a posteriori* evaluations of the resulting chronology have been performed (Buiron et al., submitted).

The inverse model provides a confidence interval on the chronology through probabilistic combinations of uncertainties from the model and observations. The largest ice age uncertainty (± 1500 yr) corresponds to the time interval ranging between 20 and 25 kyr BP where CH₄ variations are too small to allow firm definition of tie points (Figure P2). It then improves and typically lies between 100 and 650 yr during MIS 3. In other words the chronological uncertainty remains smaller than the duration of AIM events, thus enabling to properly study the timing and duration of each single event.

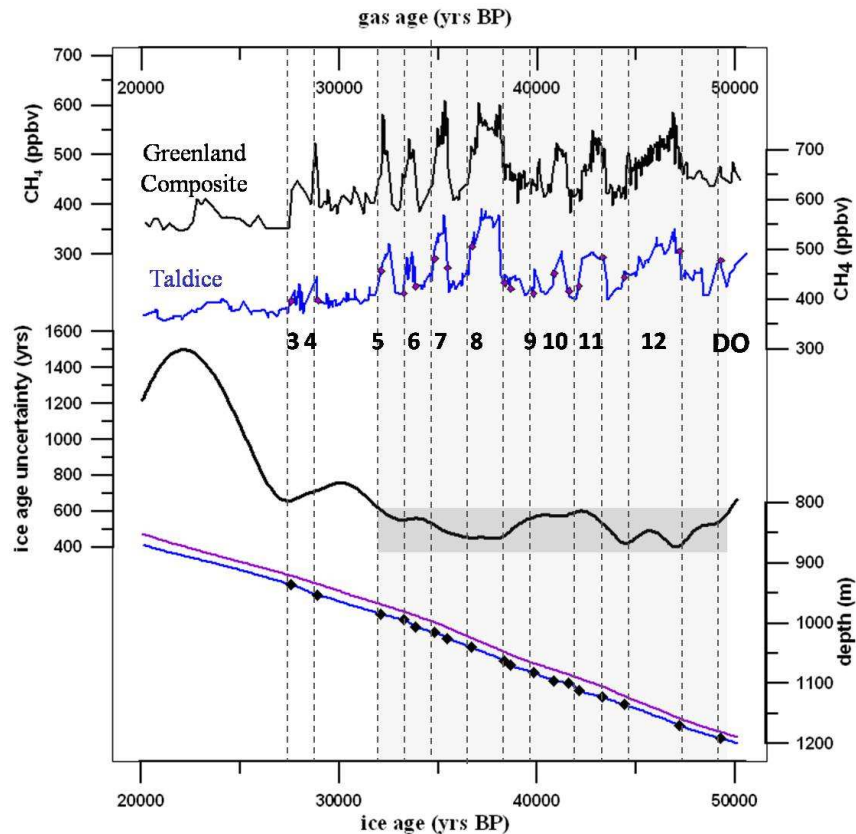


Figure P2: TALDICE-1 age scale between 20 and 50 kyr BP. Upper two curves: methane profiles of the Greenland Composite (black line) and TALDICE (blue line), on the GICC05 age scale. Purple diamonds indicate the tie points. Middle curve: TALDICE-1 ice age uncertainty estimated with the inverse model of Lemieux-Dudon et al. (2009). Lower two curves: age/depth relationship for the ice (purple line) and for the gas (blue line), including the CH₄ markers (black diamonds).

For EDC and EDML, the official EDC3 (Parrenin et al., 2007a) and EDML1 (Ruth et al., 2007) chronologies have been both refined by Lemieux-Dudon et al. (2010) using the same inverse method. The authors combined four ice cores: NorthGRIP in Greenland, EDML, EDC and Vostok in Antarctica. The new EDC and EDML chronologies resolve the dating inconsistencies previously observed between Greenland and Antarctica over the last 50 kyr (Lemieux-Dudon et al., 2010). Therefore TALDICE-1, EDML and EDC time scales are all based on a comparison with the NGRIP GICC05 absolute chronology (Svensson et al., 2008). The uncertainties associated with each age scale is low enough during the last 50 kyr (± 100 to 800 yr at EDML, ± 70 to 800 yr at EDC (Lemieux-Dudon et al., 2010), and ± 400 to 760 yr at TALDICE (Buiron et al., submitted)) to allow the investigation of the timing, shape and duration of rapid climatic events between the three sites.

2.2. The TALDICE isotopic record

The isotopic composition of oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) in the TALDICE ice core has been measured with a depth resolution of 1 m with a precision of $\pm 0.05\text{‰}$. The $\delta^{18}\text{O}$ data provided here result from at least duplicate measurements of 336 samples. They have been corrected for changes in the mean ocean isotopic composition (Bintanja et al., 2005), the sea water $\delta^{18}\text{O}$ record being synchronized to the new EDC age scale provided by (Lemieux-Dudon et al.,

2010). Present-day climatic conditions as well as present-day and LGM mean isotopic compositions are summarized in Table P1 for each drilling site.

Tableau P1: Present-day characteristics of TALDICE, EDC and EDML sites, and mean isotopic values calculated between 1.2 and 2 kyr BP (Stenni et al., 2010b) and for the LGM (19 to 21 ky BP) period (B. Stenni pers.com).

Site	Lat	Long	Elevation (m)	Mean annual T (°C)	Acc. Rate (cm ie/an)	Coast distance (km)	Current $\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW)	Current δD (V-SMOW)	Current d (V-SMOW)	LGM $\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW)	LGM δD (V-SMOW)	LGM d (V-SMOW)
TALDICE	72°48'S	159°06'E	2318	-41	8.05	250	$-36.19 \pm 0.05 \text{‰}$	$-285.46 \pm$	$4.03 \pm$	-41,3	-335,1	-4,6
EDC	75,10S	123°35'E	3233	-54,5	2,85	870	$-50.7 \pm 0.5 \text{‰}$	$-396.3 \pm 4.4 \text{‰}$	$9.3 \pm 0.8 \text{‰}$	-56,0	-441,8	6,0
EDML	75°00S	0°01E	2892	-43,15	6,4	529	$-44.8 \pm 0.8 \text{‰}$	$-353.9 \pm 6.9 \text{‰}$	$4.7 \pm 1.1 \text{‰}$	-49,9	-397,6	1,5

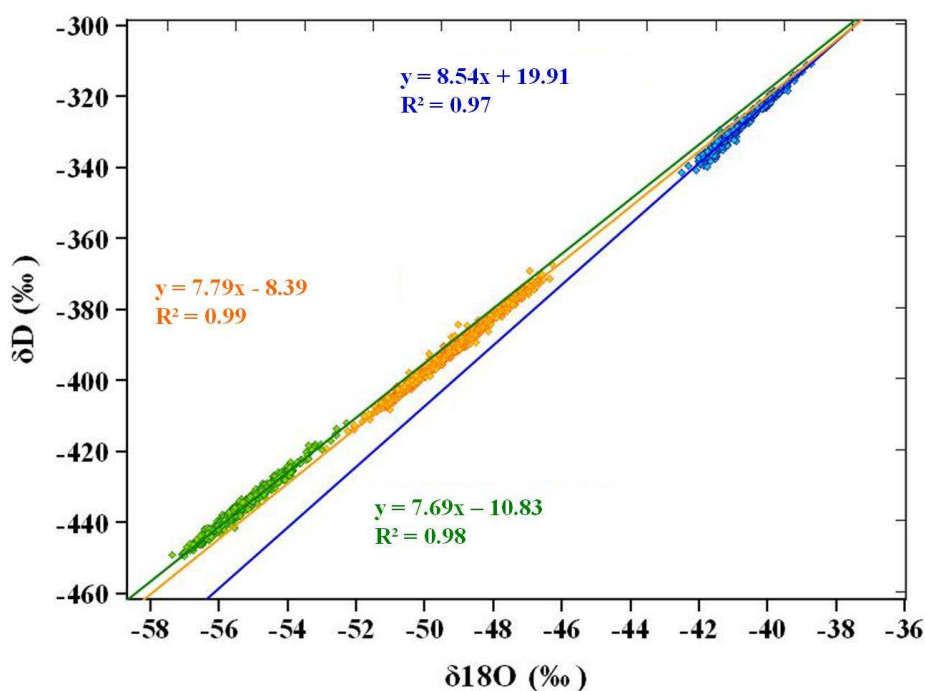


Figure P3: $\delta^{18}\text{O}$ - δD plot of averaged bag data over the last 50 kyr (and their respective regression line and associated values) for EDC (green), EDML (orange) and TALDICE (blue) sites.

In the Figure P3 the relationship between the two water isotopic ratios at the three sites reveals a comparable slope, slightly smaller than 8, at EDC and EDML, whereas TALDICE shows a larger value of 8.5. (Stenni et al., 2010b) have suggested that the lower regression intercept observed at EDML compared to EDC, as well as the lower mean $\delta^{18}\text{O}$ and d-excess data, could reflect a more local moisture source feeding EDML. We can extend this suggestion to TALDICE, which intercept appears particularly low compared to the two other sites (with low present-day and glacial $\delta^{18}\text{O}$ and d-excess mean data as well), possibly reflecting a significant contribution of local moisture sources to the site precipitation. These

observations are in good agreement with back-trajectory analyses and modeling (Delaygue et al., 2000; Reijmer et al., 2002; Scarchilli et al., 2010; Sodemann and Stohl, 2009).

The TALDICE water isotopic evolution during the MIS 3 period is shown in Figure P4 and compared to its EDC, EDML, and NorthGRIP counterparts. It depicts a millennial-scale variability pattern very similar to the ones observed in other East Antarctic ice cores. Within the chronological uncertainties, the sequence of events appears synchronous with those of EDML and EDC, with a typical bipolar seesaw pattern with respect to the Greenlandic reference record : between 20 and 50 kyr BP, nine AIM events can be distinguished, each of them starting significantly before a DO onset in the North and culminating when Greenland warms up abruptly (Blunier and Brook, 2001a).

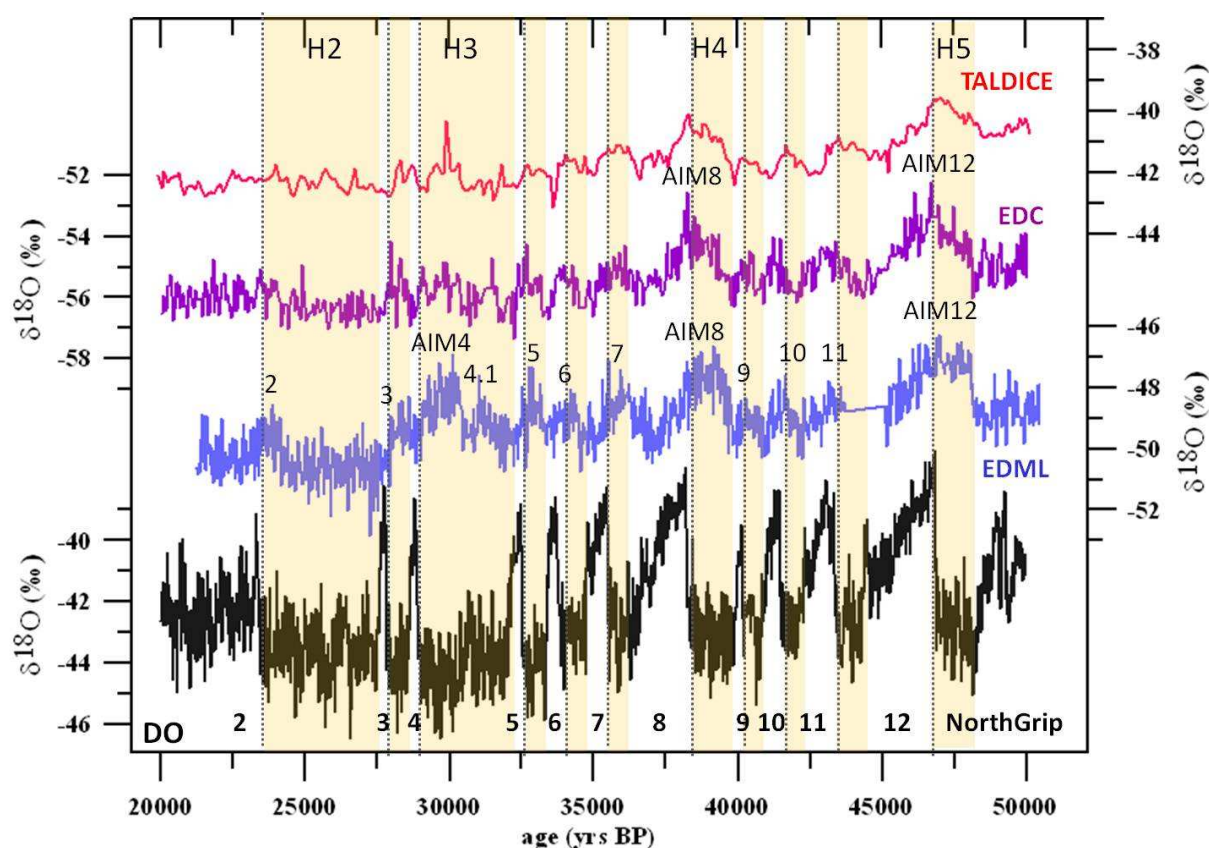


Figure P4: $\delta^{18}\text{O}$ water isotopic profiles recorded at TALDICE (red line) on TALDICE-1 age scale, EDC (purple line) and EDML (blue line) on the new age scales of Lemieux et al. (2010), and NorthGRIP (black line) on the GICC05 age scale, between 20 and 50 kyr BP. Yellow shadings highlight the cold stadial periods in Greenland. DO and AIM events are numbered, as well as Heinrich events.

Similarly to EDML (EPICA Community Members, 2006), small events are also recognizable in the TALDICE isotopic signal and have a Greenlandic counterpart. Thus the coherency between the TALDICE isotopic trend and those from the East Antarctic plateau sites, already pointed out for the last deglaciation period (Stenni et al., 2010a), is extended here to the millennial-scale events of MIS 3. It contradicts the findings from the Taylor Dome ice core which depict a stronger consistency with the Greenlandic sequence of rapid events than with the Antarctic one (Grootes et al., 2001; Steig et al., 1998).

As in the case of EDML (EPICA Community Members, 2006), we estimated the amplitude of temperature increase associated with each AIM event at TALDICE, using a $\delta^{18}\text{O}/T$ slope of 5.04 ‰/°C (current mean α slope around Talos Dome ; Frezzotti et al., 2004; Magand et al., 2004), and compared it with the duration of the accompanying Greenlandic stadial (taken between midpoints of subsequent DO events ; Figure P5).

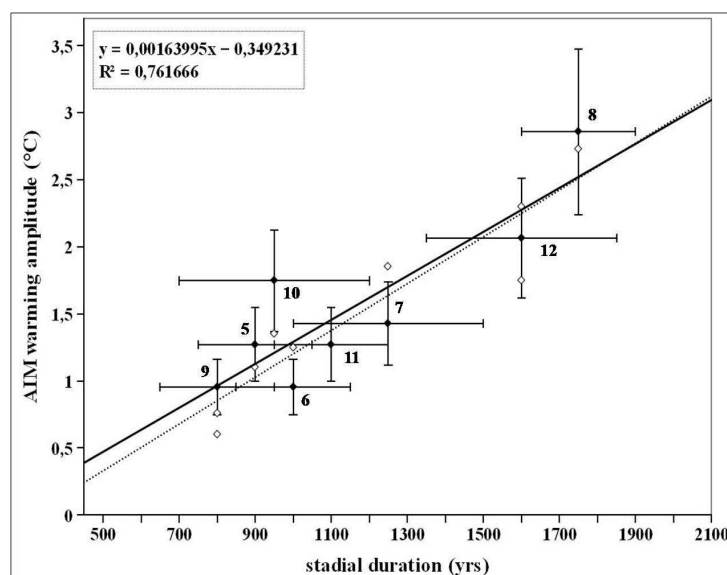


Figure P5: Correlation between the amplitude of surface temperature increases for each AIM event and the duration of the accompanying stadial in Greenland. Black dots and line correspond to TALDICE data and open diamonds and dash line to EDML data (Epica Community members, 2006). Numbers correspond to the AIM events

The amplitude of each warming is determined by resampling the isotopic signal every 200 yr, in order to extract a realistic climatic trend from the isotopic noise. We chose to ignore AIM 3 and 4 in this study, the associated warming signal being too difficult to extract from the analytical noise at TALDICE.

We observe a very strong linear correlation between the AIM warming amplitude and the corresponding stadial duration at TALDICE ($R^2=0.76$), not significantly different from the one prevailing at EDML ($R^2=0.85$). It reinforces the hypothesis that the duration of the stadial event in the Northern Hemisphere (accompanied by a less intense AMOC) determines the amount of heat accumulated in the Southern Ocean reservoir (EPICA Community Members, 2006; Stocker and Johnsen, 2003). It also implies that the Antarctic warming rate is similar for every warming event for the last 50 kyr.

Previous investigations have pointed at the strong consistency between EDC and EDML isotopic AIM amplitudes, and by analogy between the temperatures histories from sites influenced by air masses originating from the Atlantic and Indian sectors of the Southern Ocean (Stenni et al., 2010b). We show here that the AIM amplitude is comparable at TALDICE, which shares Pacific and Indian Ocean influences (Scarchilli et al., 2010). This strengthens the hypothesis that a uniform ocean heat reservoir controls the inland Antarctic temperature changes, driven by a rapid mixing of the Southern Ocean by the Antarctic Circumpolar Current (ACC) (EPICA Community Members, 2006).

On the other hand TALDICE AIM amplitudes (ranging between 0.6 and 2 ‰) are much smaller than those observed at Taylor Dome (reaching up to 4‰) which were thought to derive from strong local influences from the nearby ocean (Grootes et al., 2001). In contrast, our data suggest a relatively small influence of the Ross sea sector on glacial climate variability recorded at Talos Dome despite the near-coastal location of the site.

Specific features are observed in the rate of temperature changes when comparing TALDICE with EDC and EDML in detail (Masson et al., 2000; Masson-Delmotte et al.; Stenni et al., 2010a). For instance during AIM events (EPICA Community Members, 2006; Fischer et al., 2007; Stenni et al., 2010b), the EDML signal shows relatively abrupt and short warming phases leading to “squared” AIM shapes, whereas EDC is characterized by more gradual warming and cooling phases leading to “triangular” AIM shapes. These features persist after isotopic correction from evaporation condition changes at the moisture source (Stenni et al., 2010b). They have been interpreted as regional specificities of the Southern Ocean response to AMOC perturbations, the Atlantic sector reacting faster than the Indian one (Stenni et al., 2010b; Wolff et al., 2009). TALDICE appears to confirm this spatial pattern, as shown below.

We focus here on the two most important AIM events of the last 50 kyr, AIM 8 and 12, whose relatively high amplitude (about 2 and 1.3 ‰ respectively) and long duration (about 3300 and 3500 yr respectively) allow us to quantify the different steps forming the AIM event. The weaker isotopic variations (<1‰) and shorter event durations (between 750 yr and 2200 yr) of other AIM events during MIS 3 do not allow a proper quantification. On the three ice cores of interest, we calculate the first derivative of the isotopic profile after it has been smoothed and resampled at 200 yr (for AIM12 at EDC, resampling is done at 300 yr). The onset and end of each warming phase is determined where the sign of the first derivative changes (Table P2 and Figure P6). The associated age uncertainty is estimated to be ± 300 yr.

Table P2: Ages of onset and end of the AIM 8 and 12 warmings in TALDICE, EDC, and EDML ice cores.

AIM 8	Warming onset (yr BP)	Warming end (yr BP)	Total duration (yr)
TALDICE	39 850	38 200	1 650
EDC	39 750	38 150	1 600
EDML	39 900	39 050	850
AIM 12	Warming onset (yr BP)	Warming end (yr BP)	Total duration (yr)
TALDICE	48 650	46 850	1 800
EDC	48 250	46 670	1 600
EDML	48 470	47 500	970

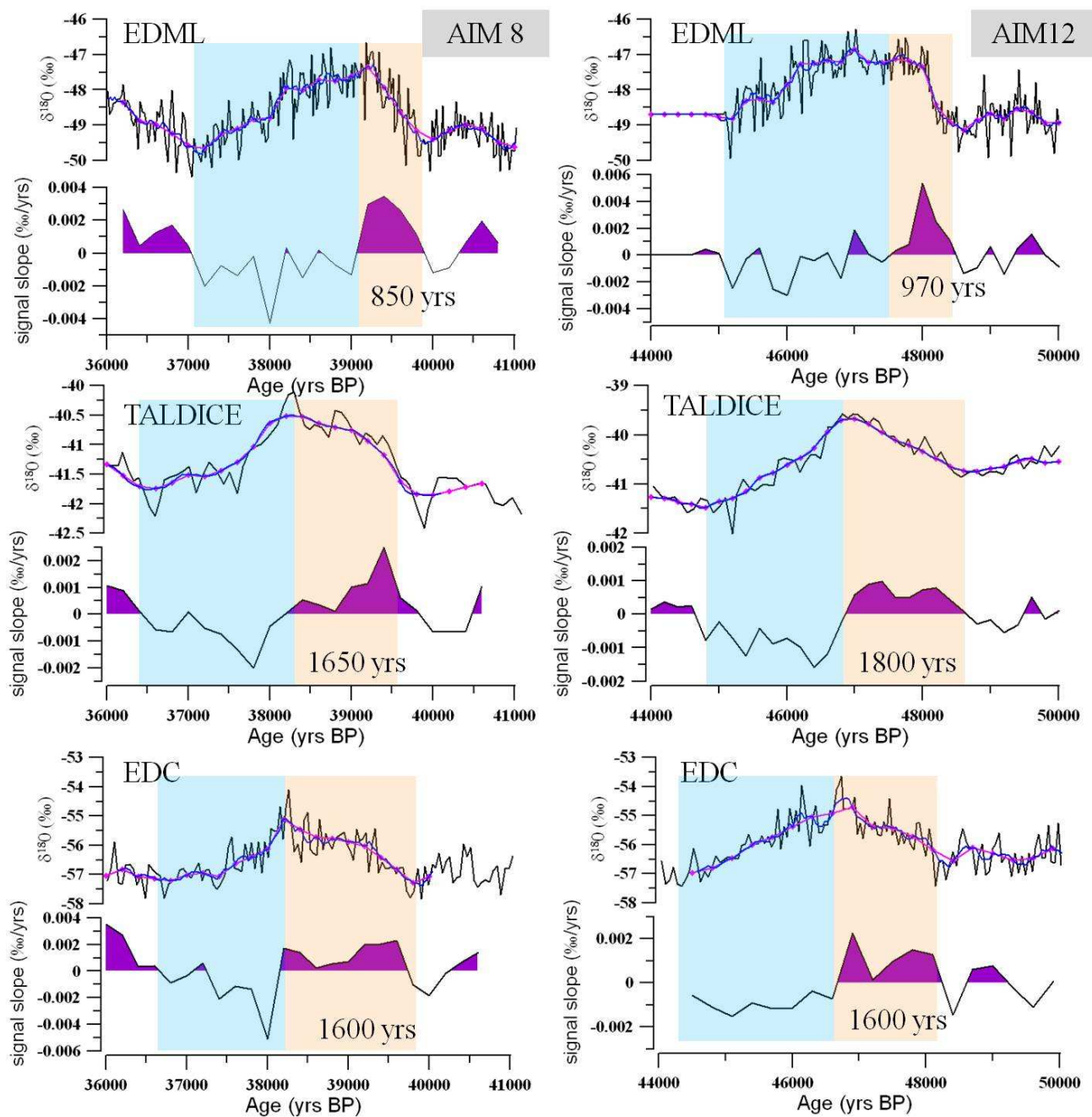


Figure P6: From top to bottom and from left to right: TALDICE, EDML and EDC AIM 8 and 12. In each graph, the upper record corresponds to the isotopic signal (black line), with running average (blue line) followed by regular resampling (pink line). The black line below is the first derivative of the resampled isotopic data. Purple shading highlights the warming periods. The number below is the warming phase duration. Orange and blue shadings correspond to warming and cooling phases respectively. Note that the smoothing process loses part of the real amplitude.

Warming amplitudes appear very similar at the three sites with $2,73 \pm 0,3^{\circ}\text{C}$ at EDML, $2,85 \pm 0,69^{\circ}\text{C}$ at TALDICE and 3°C at EDC during AIM 8, and $2,3 \pm 0,4^{\circ}\text{C}$, $2,06^{\circ}\text{C} \pm 0,44$ and $3,2$ at EDML, TALDICE and EDC respectively during AIM 12. On the other hand, the EDML warming is twice faster than the two other ice cores and the TALDICE isotopic trend depicts a warming duration similar to EDC. TALDICE and EDC isotopic records thus

illustrate common regional patterns, suggesting a predominant contribution of Indian moisture source at Talos Dome under glacial conditions, and/or suggesting that the Southern Pacific Ocean warms slowly and in phase with the Indian one. The Indian/Pacific Ocean sector warming seems to persist during the whole Greenland stadial period until the next DO event is triggered in the North Atlantic, whereas the Atlantic sector of the Southern Ocean seems to significantly warm only during the first half of the stadial.

3. Discussion

Previous investigations of the possible mechanisms involved in the differences of AIM shape between EDC and EDML have often considered changes in sea-ice extent as the main trigger (Fischer et al., 2007; Stenni et al., 2010b). Sea ice seasonality and extent are known to directly affect the isotopic composition of Antarctic precipitations, by modifying the location of moisture sources and the duration/pathway length of moisture transport (Fischer et al., 2007; Noone and Simmonds, 2002; Stenni et al., 2010b). Cyclogenesis and storm tracks are deviated in the presence of sea ice, affecting the precipitation behaviour in coastal areas as well. Heterogeneous changes of the sea ice cover around Antarctica during AIM events would lead to different result in the isotopic composition of precipitations fed by different oceanic sectors.

Many studies have been carried on proxies of past sea-ice extent around Antarctica, mostly relying on fossil diatom assemblages preserved in deep sea sediments. A comparison of various sediment datasets and model simulations (Crosta et al., 2007) suggests that sea-ice extent changes recorded between glacial and interglacial conditions mostly occurred in the Atlantic sector, as a consequence of changes in the Weddell Gyre strength modifying the sea ice export northward and thus the rate of new sea-ice formation. During the LGM, in general, the winter sea-ice cover was twice the current one, and the summer sea-ice Northern edge roughly corresponded to the current winter one (Gersonde et al., 2005; Stohl and Sodemann, 2010; Stuut et al., 2004b). But in the Indian and Eastern Pacific sectors, the summer sea-ice cover remained close to its current position. Assuming a similar setting during the slightly warmer MIS 3 period (Van Meerbeeck et al., 2009), the glacial sea-ice seasonal contrast thus appears to have been stronger than at present-day in the Atlantic and Pacific sectors.

In ice cores, two proxies can be investigated, which bear a causal link with changes in sea-ice extent: d -excess in the water isotopic record and sea-salt sodium ($ssNa^+$). (Stenni et al., 2010b) used them to interpret the specific pattern observed at EDML compared to EDC during the last deglaciation. Here we extend their use over the AIM events of MIS 3.

TALDICE $ssNa^+$ flux changes

$SsNa^+$ aerosol flux recorded in ice cores can be mostly interpreted as a signal of sea-ice cover conditions in the relevant oceanic area (Wolff et al., 2006, 2003). Recent studies have shown that sea-ice formation is the main mechanism involved in $ssNa^+$ production (Fischer et al., 2007; Wolff et al., 2003). Two mechanisms are involved : 1) the improvement of the salt availability via blowing snow processes through the building of frost flowers on the young sea-ice surface, and 2) the intensity of the sea-ice formation which controls the amount

of salt ejected in the ocean (Jourdain et al., 2008), those processes taking place at the northern sea-ice edge or within polynyas areas (Smith et al., 2010)). It is not clear today what source is predominant, and recent studies performed at EDC show that it directly depends on the velocity of the air transport and on the young sea-ice extent during the period of interest (Jourdain et al., 2008). However, the first mechanism usually appears to be the predominant one (M. Legrand pers.com) and the relative significance of the second one depends on the distance between the open water and the drilling site, as well as on the speed of air transport from the ocean to the continent. In other words, the larger the sea-ice extent and seasonal contrast in its total cover, the more ssNa^+ will be transferred into the aerosol phase.

During glacial periods ssNa^+ fluxes measured in ice cores are supposed to be largely representative of the true variations in atmospheric concentrations, due to the lower influence of wet depositional effects (Fischer et al., 2007). On the other hand the sensitivity of this proxy to sea-ice changes is reduced compared to present-day conditions, as the sea-ice edge is displaced northward, leading to longer atmospheric transport toward Antarctica and inducing more depletion by dry and wet deposition during transport (Röthlisberger et al., 2009). Millennial-scale variations are thus subdued in the sea salt records of far-inland sites, where a clear imprint of AIM events is hard to distinguish in the ssNa^+ flux signature. A direct illustration comes from EDC where no clear connection has been found between ssNa^+ flux and surface temperature signals ($R^2=0.23$) (Fischer et al., 2007; Stenni et al., 2010b). On the contrary, EDML ssNa^+ fluxes appear twice larger than the EDC ones (Fischer et al., 2007) and show a better correlation with surface temperature ($R^2=0.40$) (Stenni et al., 2010b), probably reflecting the closer location to the coast, as well as a large sea-ice formation rate in the Weddell Sea (during both summer and winter seasons).

320 samples of the TALDICE ice core have been measured for ssNa^+ concentrations, between 848.5 and 1188.5 m of depth corresponding to the 20-50 kyr BP range (Figure P7). SsNa^+ concentrations are translated into fluxes by multiplying with the accumulation rate deduced from the inverse method for dating (Buiron et al., submitted; Lemieux-Dudon et al., 2009). At first sight, TALDICE depicts high sodium flux values (ranging between 200 and 600 $\text{ng/cm}^2 \text{ yr}$) slightly larger than those observed at EDML (between 100 and 400 $\text{ng/cm}^2 \text{ yr}$). This may reflect its reduced distance to the open ocean (~250 km compared to ~600 km at EDML) and lower elevation (2315 m at TALDICE compared to 2892 m at EDML), which provides a straighter route for air masses enriched with marine salts. The correlation between ssNa^+ fluxes and $\delta^{18}\text{O}$ values appears better at TALDICE than at EDML, with an $R^2= 0.58$.

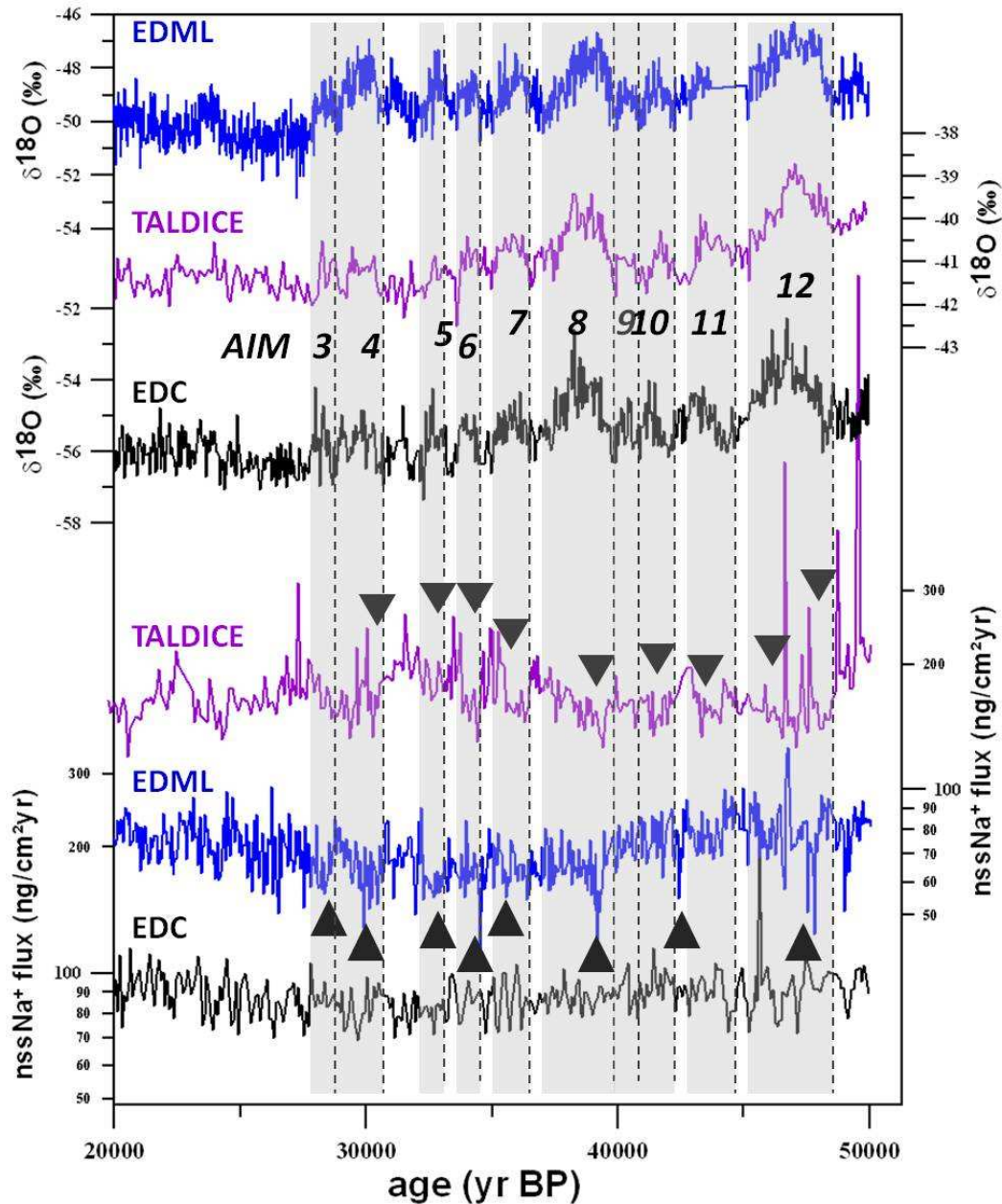


Figure P7: $\delta^{18}\text{O}$ and ssNa^+ flux signals recorded at TALDICE (purple lines), EDML (blue line) and EDC (black line) between 20 and 50 kyr BP. AIM events are numbered. The arrows point toward relatively low values of ssNa^+ which seem associated with the start of each AIM event.

Millennial-scale variations in ssNa^+ fluxes are clearly imprinted and more evident at TALDICE than at EDML. This strengthens the hypothesis that the slow AIM warmings observed at TALDICE are a response to sea-ice fluctuations. The TALDICE ssNa^+ signal seems to share some EDML features, showing similar rapid and significant decreases at the onset of each AIM event (Figure P7), followed by gradual recoveries to higher values (Fischer et al., 2007). At EDML this structure has been interpreted as a possible reduction of summer sea-ice in the Atlantic sector in response to the southern warming (Fischer et al., 2007). However recent studies have shown that ssNa^+ is mostly deposited on the ice sheet during the winter season, when sea-ice formation and atmospheric transport are stronger (Jourdain et al., 2008; Wagenbach et al., 1998). Overall, ssNa^+ does not simply reflect sea-ice variations. Wind strength and the aging of sea-ice (multi-year sea-ice will not be efficient in providing

ssNa⁺ to the atmosphere) should also be taken into account to understand the signal trend. We will discuss this further in the section dealing with climate model simulations.

TALDICE *d*-excess changes

(Stenni et al., 2010b) noticed a significant correlation ($R^2=0.45$) between ssNa⁺ and *d*-excess data during MIS 3 at EDML. Indeed if sea-ice fluctuations influence ssNa⁺ fluxes, it is not surprising to observe consistent modulations of ssNa⁺ and *d*-excess, as sea-ice extent variations will directly affect the location of moisture sources (Noone and Simmonds 2004).

d-excess is affected by both the kinetic fractionation effects occurring at the moisture source during evaporation, as well as during droplet reevaporation and ice crystals formation occurring along the air transport (Dansgaard, 1964). Despite the occurrence of complex secondary fractionation effects during the moisture transport, distillations models have shown that the initial *d*-excess signal remains relatively well-preserved along its journey toward polar regions (Ciais and Jouzel, 1994; Delaygue et al., 2000; Masson-Delmotte et al., 2004) and that spatial *d*-excess variations measured at present-day on the Antarctic continent reflect at least partly, different moisture sources.

TALDICE *d*-excess data have been calculated between 20 and 50 kyr BP from the raw $\delta^{18}\text{O}$ and δD signals. We compare it in Figure P8 with its counterparts at EDML and EDC.

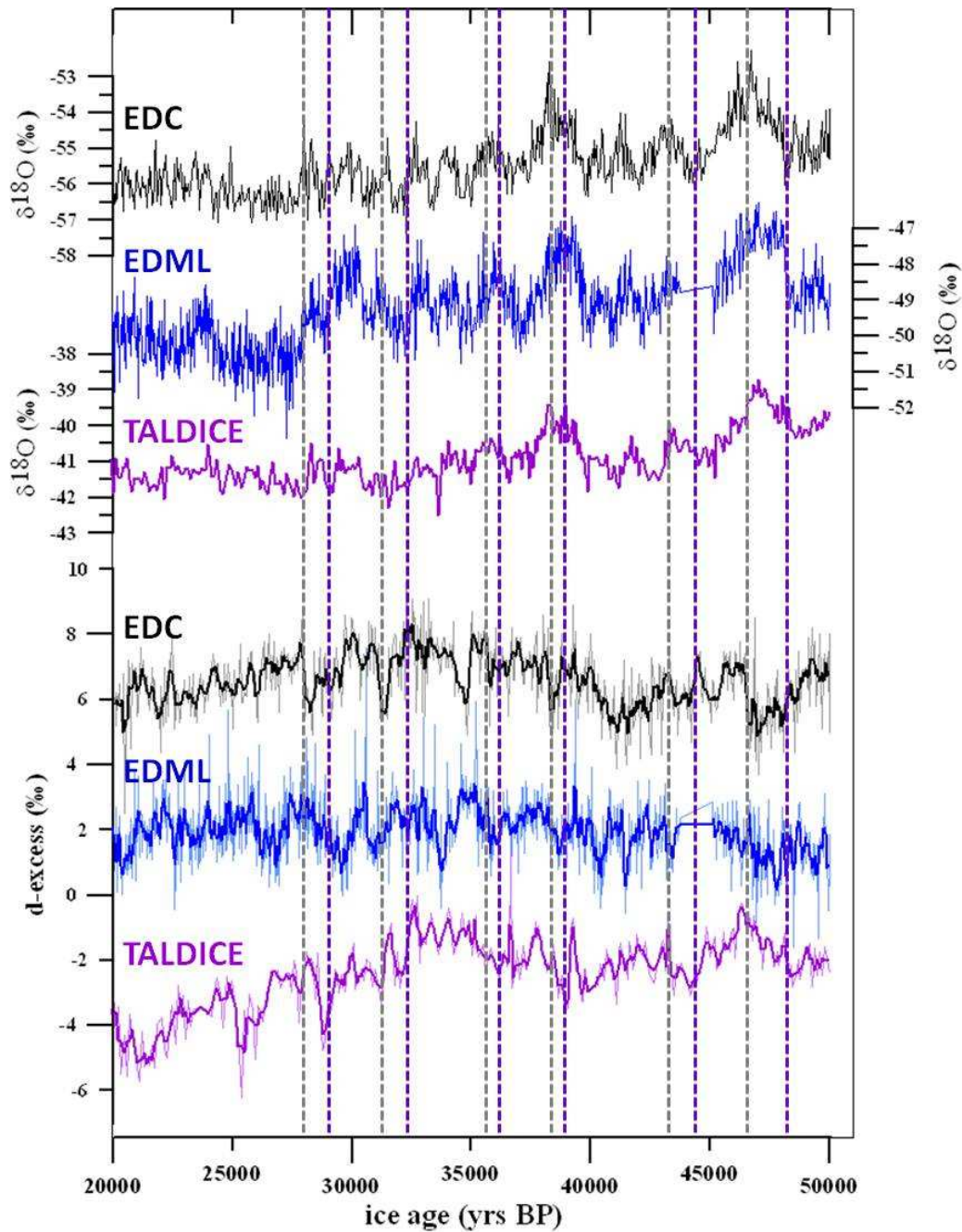


Figure P8: $\delta^{18}\text{O}$ and d -excess records measured between 20 and 50 kyr BP at EDC (in black), EDML (in blue) and TALDICE (in purple).

TALDICE d -excess is lower than at EDML and EDC, with a mean value between 30 and 50 kyr BP of ~ -2 ‰, whereas it amounts to 2 ‰ at EDML and 6 ‰ at EDC. This suggests colder air masses feeding the *TALDICE* area, likely reflecting a contribution of local sources to the air moisture (for example evaporation from polynya in the Ross Sea) and/or straighter transport from the source region above cold areas. Another explanation is related to the findings of (Masson-Delmotte et al., 2008), who observed that sites showing negative d -excess values in Antarctica were all located at elevations lower than 2400 m. These authors proposed that wind ablation could explain low d -excess values by reducing accumulation and

increasing the residence time of snow crystals at the surface where strong temperature gradients exist. The latter could induce moisture movements in the firn leading to more isotopic fractionation. This may apply to the conditions of TALDICE which currently undergoes the influence of strong katabatic winds, possibly stronger during glacial periods (Urbini et al., 2008).

Millennial-scale features are clearly visible in the TALDICE *d*-excess signal, and resemble those of the East-Antarctic Plateau. The signal appears more comparable to the EDC one, whereas the EDML signal is more ambiguous (Figure 8), probably due to the lower quality of measurements (Stenni et al., 2010b). (Stenni et al., 2010b) observe for EDC an out-of-phase relationship between *d*-excess and $\delta^{18}\text{O}$, the *d*-excess starting to increase from a minimum level when $\delta^{18}\text{O}$ has reached a maximum. Although less obvious, a similar trend seems to be depicted at TALDICE as well, with in most of cases a *d*-excess increase of about 1 ‰. But in addition, the transition from the minimum of *d*-excess to higher values at TALDICE appears to lead its EDC counterpart, and seems in phase with a $\delta^{18}\text{O}$ step before its maximum, and thus before the DO onset in the North. Figure P9 where we zoom on AIM 8 and 12 reveals that the *d*-excess enhancement is more gradual at TALDICE and EDML than the sharp transition observed at EDC.

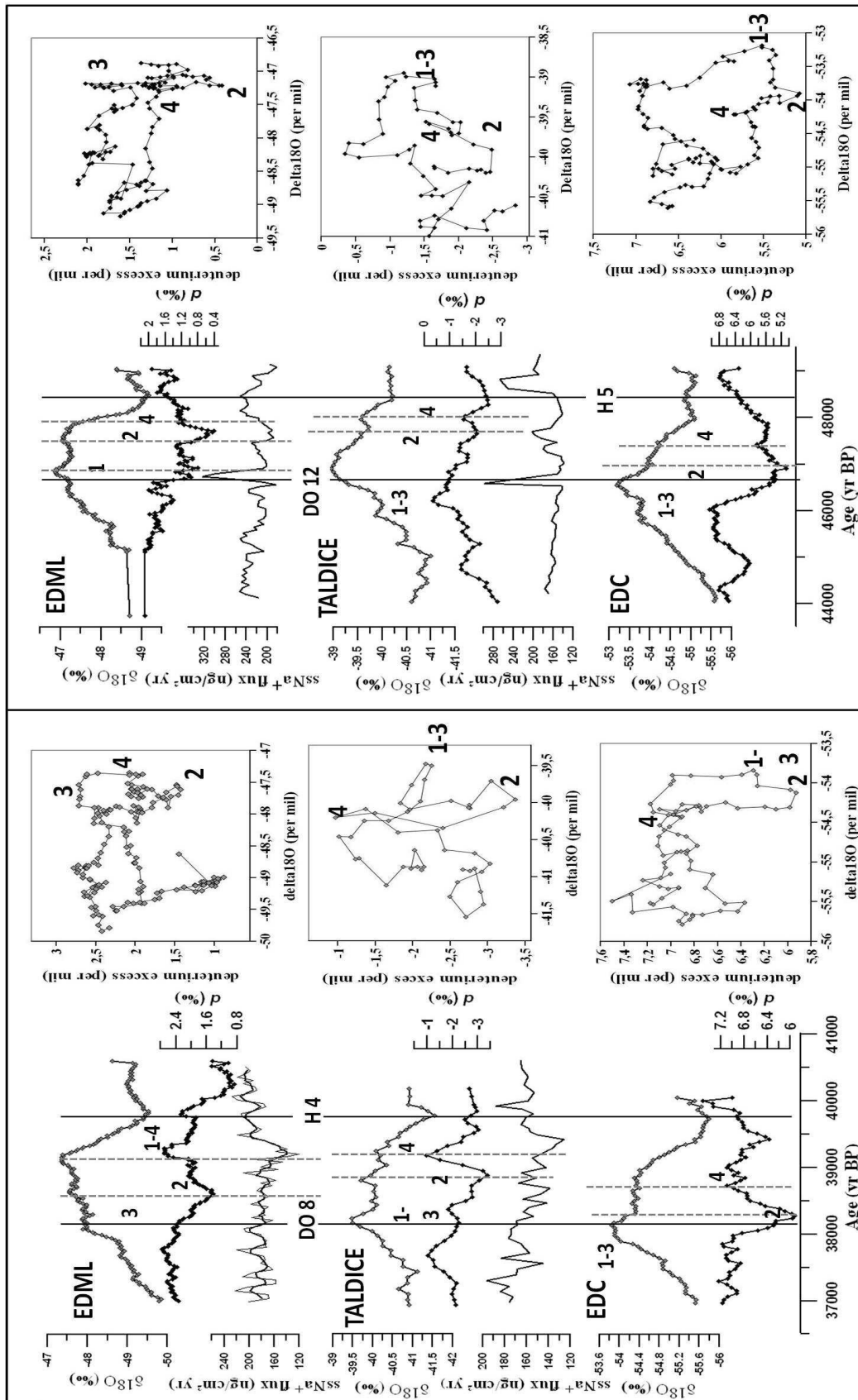


Figure 9: $\delta^{18}\text{O}$ (grey squared symbols), d -excess (black line) and ssNa+ (grey line) for EDML (top), TALDICE (middle) and EDC (bottom) during AIM 8 (on the left) and AIM12 (on the right). For each core, the phase diagram between d -excess and $\delta^{18}\text{O}$ is also shown.

It has been proposed that the EDC *d*-excess sharp increase could reflect changes in SST, as well as a shift of the moisture sources (Stenni et al., 2010b). More specifically the current negative correlation observed between *d*-excess values and Southern Annular Mode (SAM) fluctuations suggests that the DO onset linked to the AMOC recovery in the North Atlantic region could induce a rapid reorganization of the atmospheric circulation through a decreased intensity of the westerlies, implying a shift to the north of moisture sources, and thus a sharp *d*-excess increase (Schmidt et al., 2007; Stenni et al., 2010b). We suggest that this hypothesis is relevant for inland sites that are mostly influenced by air masses coming from low latitudes. On the other hand, the more gradual *d*-excess increase observed with a lead at TALDICE and EDML suggests that for more coastal sites, the *d*-excess variability is strongly driven by regional SST variations and moisture source changes related to sea-ice cover changes. The comparison in Figure P9 with the ssNa⁺ record suggests that the ssNa⁺ minimum recorded at the beginning of each warming is synchronous with times of high *d*-excess, implying increased SST. These more southern changes would occur in advance compared to the low latitude moisture changes, and would lead to a earlier response of the *d*-excess signal at TALDICE and EDML.

4. Global climate model simulations

Several simulations have already been carried out with climate models to identify the mechanisms responsible for the climatic system behaviour observed during millennial-scale abrupt events (Kageyama et al., 2009; Manabe and Stouffer, 2000; Rind et al., 2001; Timmermann et al., 2005, 2010). Here, we worked more specifically with simulations performed with the coupled atmosphere-ocean climate model IPSL-CM4 (Marti et al., 2009), where fresh water hosing experiments are performed starting from LGM climate boundary conditions (Kageyama et al., 2009). We focus on the difference of timing between the Atlantic and the Indo-Pacific ocean basin responses to the fresh water release in the North Atlantic region, and the associated AMOC shutdown.

The IPSL-CM4 version used here includes the atmospheric general-circulation component LMDZ 3.3 (Hourdin et al., 2006) with 96 grids in latitude, 71 in longitude, and 19 vertical layers. It is combined with the ORCHIDEE land surface component (Krinner et al., 2005), which includes a complex river routine scheme. The ocean component is the ORCA model (Madec et al., 1997); its horizontal grid (182 × 149 points) is refined in the North Atlantic. The vertical grid contains 31 levels, refined at the surface. The sea-ice model LIM (Fichefet and Maqueda, 1997) computes ice dynamics. The different components of the model are coupled through OASIS coupler (Valcke, 2006). The performance of the model on modern climate is described in detail by Marti et al. (2009).

The simulated LGM climatic conditions are obtained using the PMIP2 protocol (Braconnot et al., 2007), i.e., the ICE-5G ice-sheet reconstruction (Peltier, 2004), and greenhouse gases atmospheric mixing ratios of 185 ppm, 350 ppb and 200 ppb for CO₂, CH₄ and N₂O, respectively (Dällenbach et al., 2000; Flückiger et al., 1999; Monnin, 2001). Orbital parameters are those calculated at 21 kyr BP (Berger and Loutre, 2004). The vegetation cover remains similar to modern conditions but water routage has been adapted for LGM conditions

(Alkama et al., 2007). Freshwater from simulated melting ice sheets is released in the oceans in the latitudinal bands 90°S-50°S and 40°N-90°N. In the North, it is only delivered in the Atlantic and Arctic oceans.

Two experiments have been investigated (Figure P10). The first one is a control simulation of LGM conditions run during 1000 yr (LGMb). The second simulation (LGMc) runs for 420 yr following year 150 of LGMb, and sees an increase in freshwater input of 0.1 Sv in the North Atlantic and the Arctic. This forcing generates a reduction in the AMOC strength, reproducing what happens at the onset of a Heinrich event (Rahmstorf, 2002).

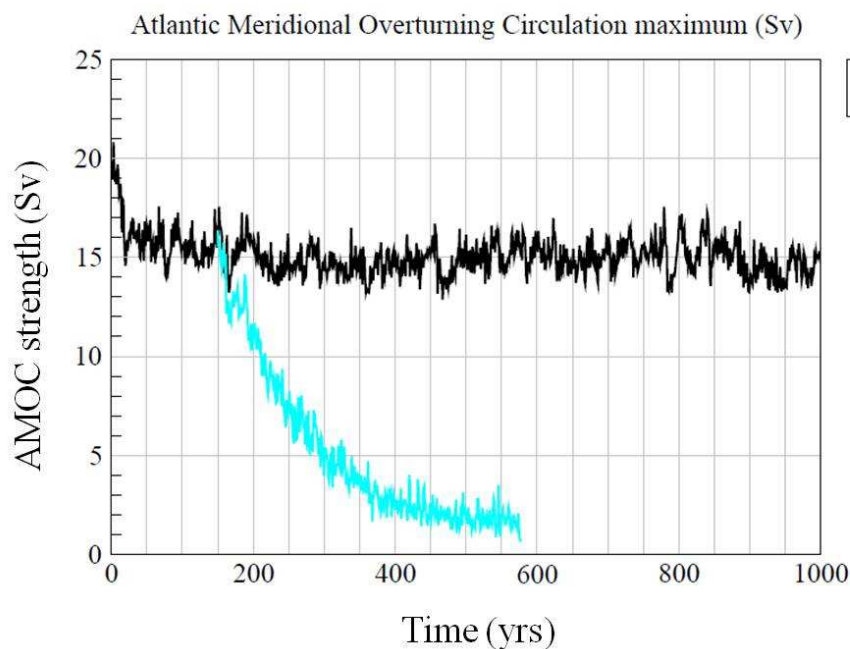


Figure P10: AMOC strength in our two simulations. LGMc corresponds to a release of 0.1 Sv of freshwater in the North Atlantic and Arctic oceans.

Atmospheric Surface Temperature (SAT) patterns

The Atmospheric Surface Temperature (SAT, taken at 2 m above the surface) anomaly induced by the AMOC shutdown is shown in Figure P11, expressed as a difference between the last 100 yr of LGMc and the LGMb mean SAT.

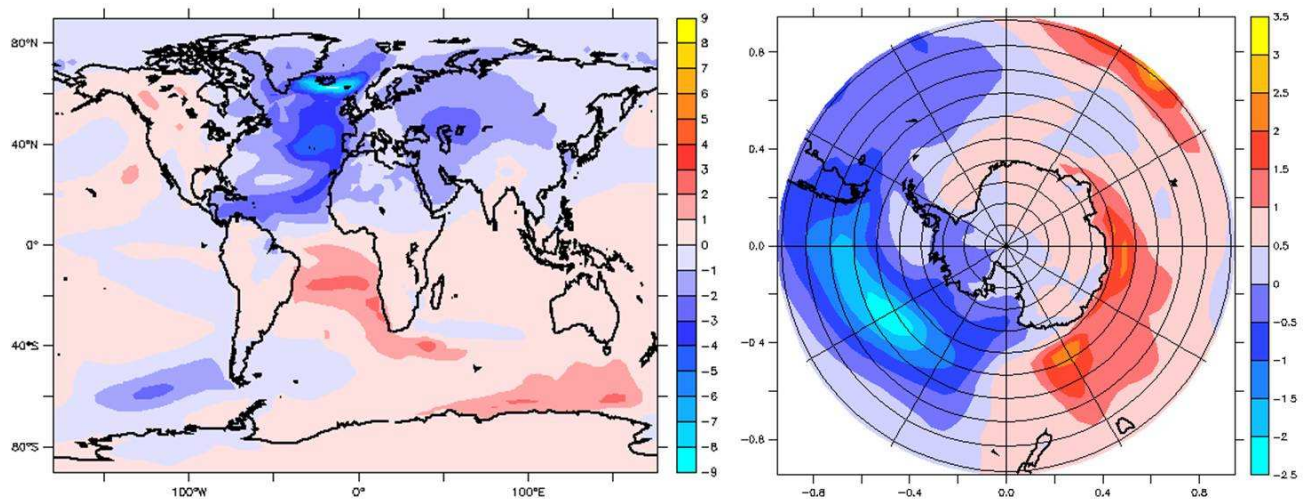


Figure P11: mean atmospheric surface temperature (SAT) anomaly (in °C) between LGMb and the last 100 yr of LGMc. Right panel: same signal on a polar grid (but different temperature scale).

As expected, the North Atlantic region gets cooler when the AMOC is reduced, whereas the South Atlantic warms, expressing the bipolar seesaw. The Northern cooling reaches -9 °C whereas the Southern warming hardly reaches $+3\text{ °C}$ in some areas, which is also consistent with ice cores temperature reconstructions (Jouzel et al., 2007). But the most interesting feature concerns the varying amplitude of Southern warming response in the Southern Ocean. Particularly strong positive anomalies are simulated in the South Atlantic and Southern Indian oceans, whereas the East Pacific sector undergoes a slight cooling, leading to a “dipole” scheme in the Southern response to the northern AMOC perturbation. Such feature has already been observed in several simulations of this kind (Kageyama et al., 2009; Rind et al., 2001; Timmermann et al., 2010), and represents a first important aspect of regional patterns around the Antarctic continent.

Still the Pacific cold anomaly intrudes into the Antarctic continent and is clearly marked in west Antarctica. This is in contradiction with the synchronous climatic evolution seen between the Byrd ice core and East Antarctic ones (Blunier and Brook, 2001a; EPICA Community Members, 2006). This points to the limits of this modeling exercise. However in the sections below we discuss more deeply this pattern as we can learn about processes at work.

In order to better evaluate the spatial and temporal features associated with this pattern, we divided the Southern Ocean in 4 sectors (Figure P12):

- An Atlantic sector situated between -15 and 50 °E
- An Indian sector situated between 50 and 160 °E
- A West-Pacific/Ross Sea sector situated between 160 and -150 °E
- An East-Pacific sector situated between -150 and -75 °E .

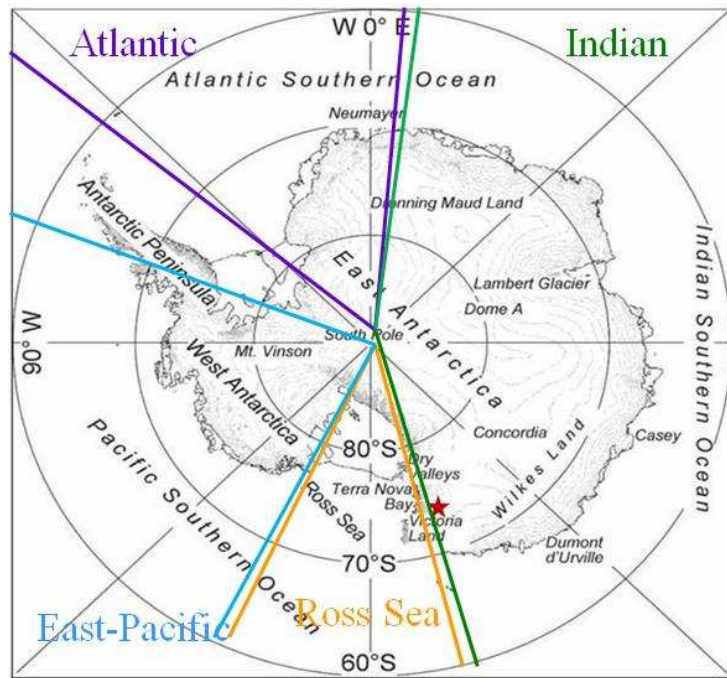


Figure P12: division of the Antarctic area in four distinct sectors

We then calculated for each sector the maximum SAT anomaly versus latitude between 75°S and 60°N (Figure 13).

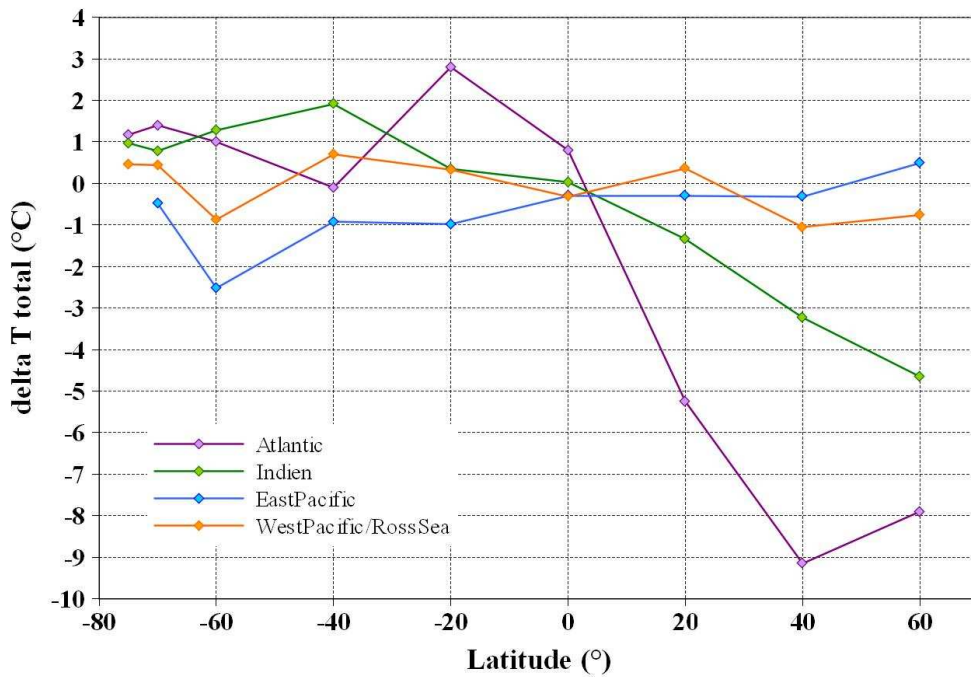


Figure P13: Latitudinal anomaly of SAT (in °C with respect to LGMb) recorded at the end of the LGMc simulation for the four oceanic sectors.

Combining Figures P11 and P13, several observations can be made:

- The temperature enhancement simulated on the Antarctic plateau shows amplitudes ranging between 0 and +1°C, which is in good agreement with isotopic reconstructions of surface temperature fluctuations during the small AIM events (Jouzel et al., 2007) but lower than changes appearing during bigger AIM 8 and 12.
- Both the Atlantic and Indian sectors of the Southern Ocean share a similar warming of about +1°C. The Ross Sea sector is warming also but with a lower amplitude, (even cooling at 60°S), and the East-Pacific sector is cooling, with the largest amplitude around 60°S (~-2.5°C).
- The Indian sector undergoes a relatively strong warming (up to 2°C), mostly at latitudes of 40°S where moisture sources are expected for most ice cores drilled on the East Antarctic Plateau.
- The bipolar seesaw appears strongest between 20°S and 40°N in the Atlantic sector.
- The Antarctic Peninsula seems to act like a barrier; the East-Pacific Ocean cooling extends to the western part of the Pacific; the Ross Sea sector makes another transition between warmer and cooler SAT conditions.

Relation between SAT and sea-ice fluctuations

Previous investigations suggest a tight link between SAT and sea-ice cover variations in the southern zone (Gersonde et al., 2005). In order to quantify those connections we extracted the sea-ice anomaly created by the AMOC shutdown around Antarctica (Figure P14A).

We then calculated the mean SAT and sea-ice evolution in the course of the LGMc simulation for the four sectors, and for the range of latitudes averaged between 40 and 80° S (Figure P14B). The correlation coefficient between sea-ice and SAT variations has also been calculated for each sector.

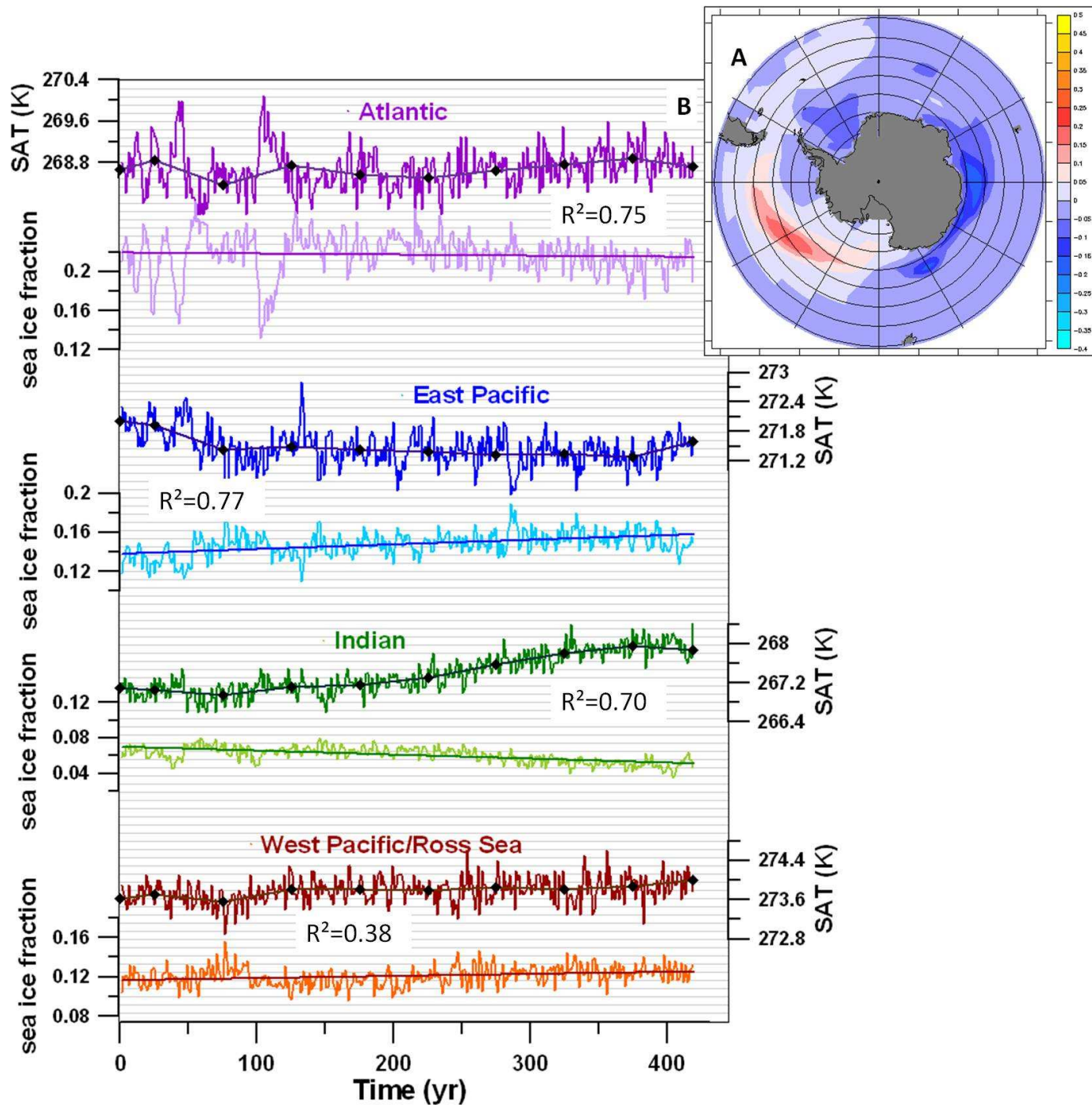


Figure P14: A: Sea-ice fraction anomaly calculated between LGMb and LGMc (averaged on the last 100 yr of simulations for the latter). B: Surface Atmospheric Temperature (in K) (darker colors) and sea-ice fraction (lighter colors) in the Atlantic (purple), East-Pacific (blue), Indian (Green) and West-Pacific/Ross Sea (brown) sectors during the LGMc simulation, with linear fits (continuous lines) through them. Regression lines calculated every 50 yr are also shown for the SAT evolution (black dots).

In general, a remarkable anticorrelation is observed between SAT and sea-ice evolutions, with a general decrease of sea-ice in regions undergoing a warming (Atlantic, Weddell Sea, Indian sector) and an increase of sea-ice in the East-Pacific where a cooling is observed. Only the Ross Sea sector shows a weak link between both variables.

The LGMc simulations also indicate that the evolution of southern SAT and sea-ice cover during the AMOC shutdown is heterogeneous around Antarctica, with specific features, amplitude, and rate of changes depending on the ocean sector:

- The Atlantic sector depicts the largest amplitudes of variation both in SAT and in sea-ice fraction, with particularly strong fluctuations during the first 150 years. This is in good agreement with the high sea-ice sensitivity to different boundary conditions observed in the Weddell Sea area from marine data (Crosta et al., 2004; Gersonde et al., 2005; Stuut et al., 2004a).
- The Indian sector depicts a gradual but significant warming, while the corresponding sea-ice trend slowly decreases at the same time. This signal faithfully reflects the typical bipolar seesaw phenomenon expected in response to North Atlantic perturbations, illustrated by a gradual warming of the southern area. Sea-ice variations appear quite subdued, which is consistent with the relatively reduced sea-ice changes suggested by marine data along the Indian margin of Antarctica (Crosta et al., 2004; Gersonde et al., 2005).
- Opposite to the Atlantic and Indian sectors, the Eastern Pacific sector depicts a general cooling trend and increase in sea-ice cover, creating the “dipole” pattern previously mentioned.
- Finally the Western Pacific and Ross Sea areas depict only weak variations. The fact of considering an area encompassing latitudes with contradicting trends explains this behaviour.

In summary, the LGMc simulation performed with the IPSL-CM4 model and a freshwater hosing of 0.1 Sv in the North Atlantic and Arctic oceans produces sharp changes in the early part of the simulation in the Atlantic and East-Pacific sectors, reflecting a rapid response to the North Atlantic perturbation, whereas more gradual and smoother changes in both SAT and sea-ice fraction appear later in the Indian sector. All along the simulation, an important dipole appears between the East Pacific and Indian sectors.

Sea-ice changes and zonal winds

We also investigated the zonal wind patterns, which could have strongly and regionally influenced the sea-ice extent. Stronger winds can displace the sea-ice northern edge by enhancing sea-ice northward transport, as is currently observed in the Weddell Sea with the Weddell Gyre system (Crosta et al., 1998, 2004). On the other hand it could also enhance sea-ice deformation and fracturing, then preventing multi-year sea-ice formation. In addition, wind strength also plays a role on SAT by affecting the amount of oceanic heat loss by evaporation, as well as the meridional heat advection (Timmermann et al., 2010).

We illustrate in Figure P15 the evolution of sea-ice and zonal surface winds anomalies averaged every 100 yr of LGMc simulations, and expressed as an anomaly with respect to the averaged LGMb simulation.

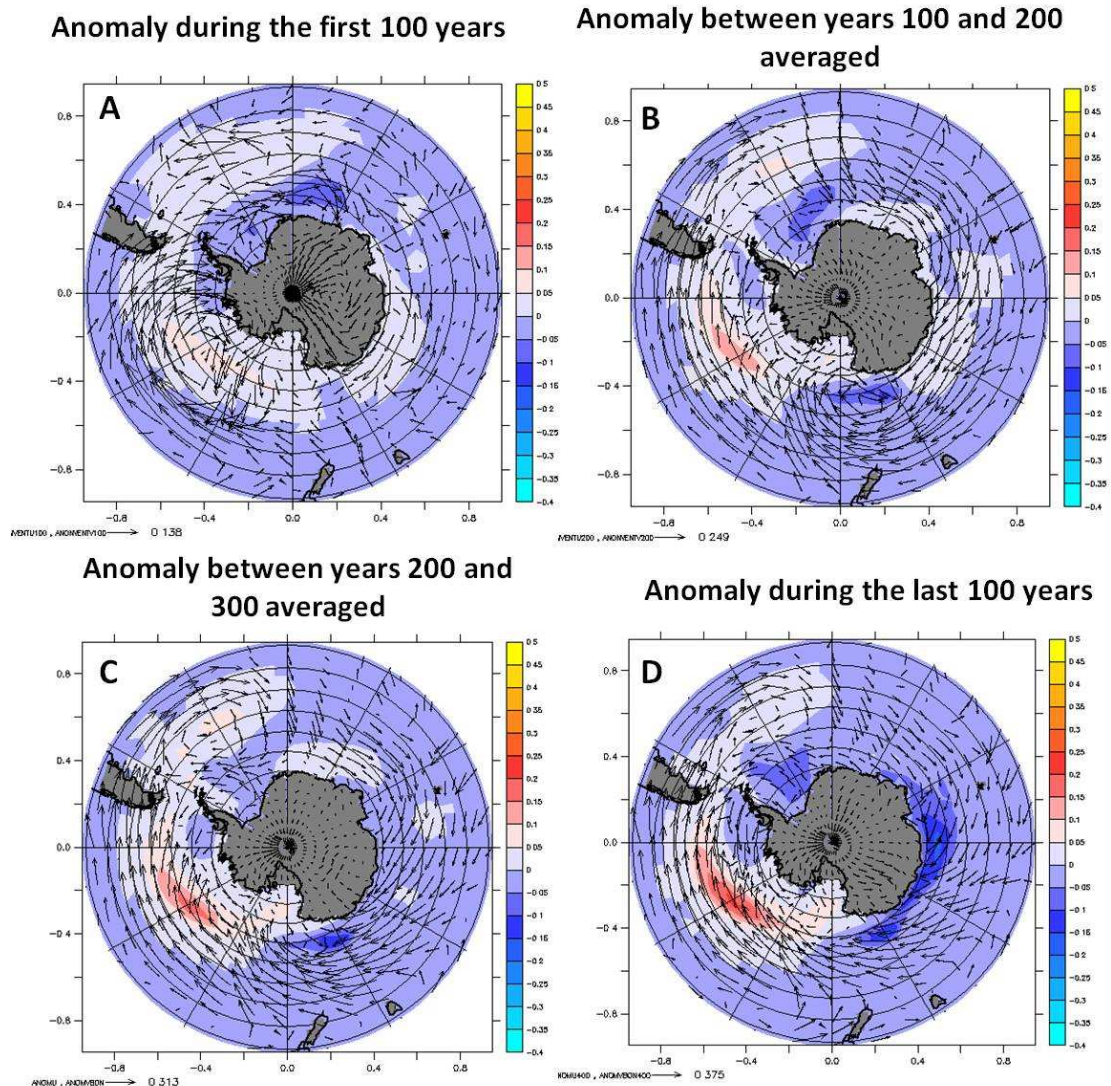


Figure P15: Sea-ice extent anomaly calculated between LGMc and LGMb conditions, during the first 100 yr (A), between yr 100 and 200 (B), between yr 200 and 300 (C) and during the last 100 yr (D) of the LGMc simulation. Anomalies in zonal wind strength are superimposed.

We observe a wind intensification (mostly affecting the westerlies belt) induced by a southward shift of the ITCZ (Stouffer et al., 2006). It appears quite late, roughly after yr 200. This is in good agreement with previous studies which pointed out the relatively long response time of the bipolar seesaw, observed at least 200 yr after the initial North Atlantic perturbation (Kageyama et al., 2009). The SAT anomaly resulting from the bipolar seesaw and wind changes induce a decrease of sea-ice cover around Antarctica (especially in the Indian area) which then amplifies the temperature signal via albedo feedbacks. This is illustrated by the gradual temperature increase observed from this period.

In addition to this Southern global wind intensification, the first 200 years of the AMOC shutdown depict combined regional zonal winds and sea-ice anomalies:

- During the first 100 years (A) a sea-ice decrease takes place first in the Atlantic sector, whereas wind changes are stronger in the Pacific zone where sea-ice starts

to grow. This is consistent with the strong SAT and sea-ice variations depicted in Figure 14 in the Atlantic and Pacific sector at the beginning of the simulation. The wind increases in particular towards the peninsula area, as simulated also by Timmermann et al. (2010) who consider an AMOC shutdown under present-day conditions. They observe an associated low pressure response near the peninsula that closely resembles the negative phase of the Pacific South America (PSA) pattern. We agree that associated to oceanic processes, this winds pattern could have led to the negative SAT anomaly by enhancing evaporation effects, as well as sea-ice formation in this sector by generating a northward displacement of the sea-ice edge.

- Between years 100 and 200 (B) sea-ice begins to decrease synchronously in the Weddell Sea and in the Ross Sea sectors, whereas the wind intensification shows early features of westerlies intensification in response to the ITCZ shift, with stronger winds blowing towards the Ross Sea, along the Indian coast, and with a weaker amplitude over the Weddell Sea. We suggest that it should have enhanced the meridional heat transport and warmed these zones, leading to the observed sea-ice reduction.
- Finally from year 200 to the end (C and D) of the AMOC shutdown, the global wind pattern consists in a relatively homogeneous intensification of westerlies and more southern winds, linked to the atmospheric circulation reorganization induced by the ITCZ southward shift through the bipolar effect. The relatively strong decrease of sea-ice in the Indian sector appears late in the simulation, during the last 100 years, pointing to the long time necessary for the SAT anomaly to reach this zone via the Antarctic Circumpolar Current (ACC). In the Weddell Sea the negative sea-ice anomaly seems to stabilize between yr 200 and 300 and finally increase again during the last 100 yr.

We also considered the seasonal patterns of the simulated climatic anomalies, by calculating the last 100 yr of SAT, sea-ice, and wind anomalies, as an annual average and as a winter and summer anomaly as well (Figure P16).

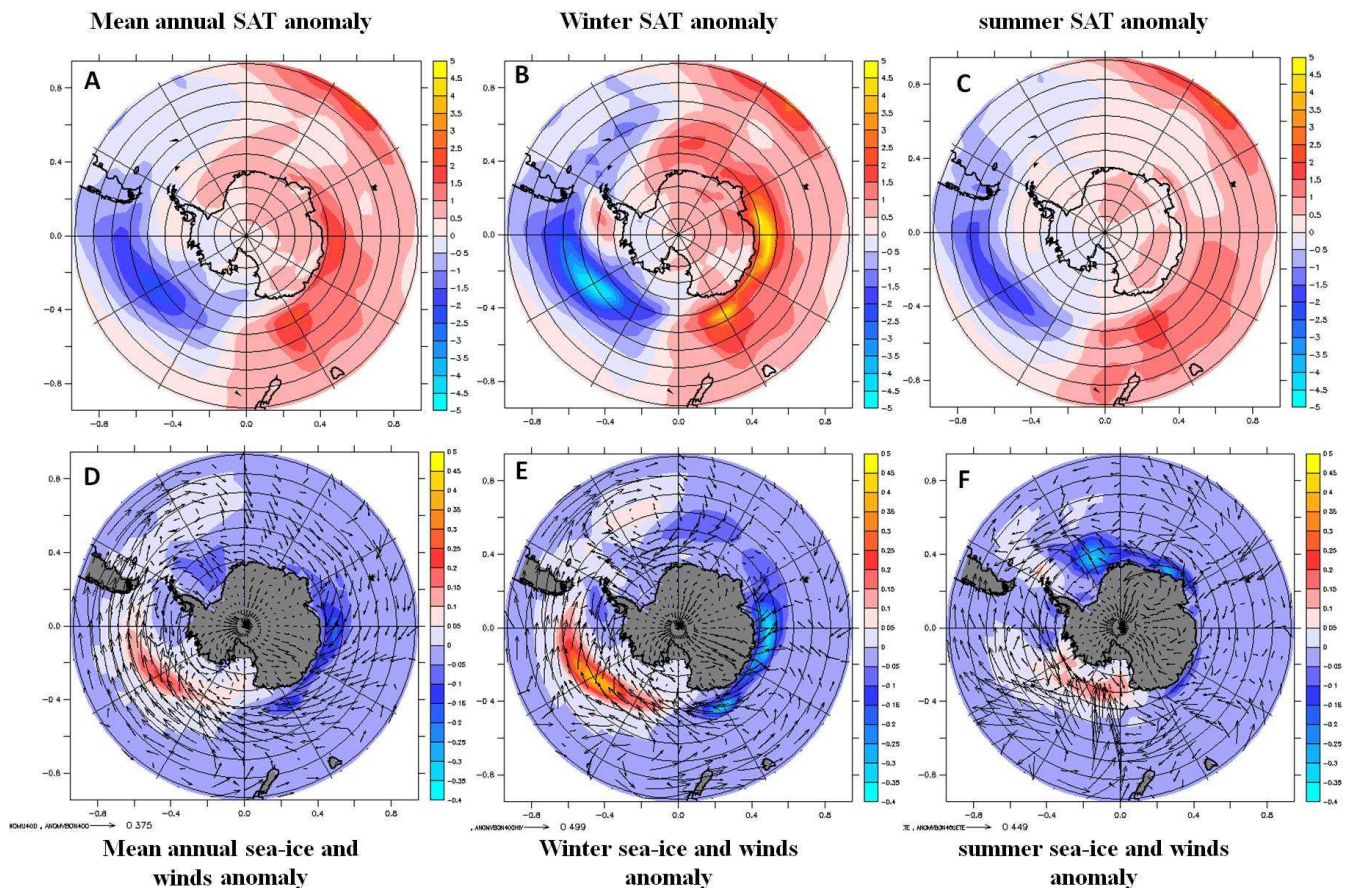


Figure P16: Average over the last 100 yr of LGMc simulation, for SAT (top), sea-ice and zonal wind (bottom) anomalies, expressed as annual average (A and D), or for the winter season (B and E), or for the summer season (C and F).

Results highlight a strong seasonal pattern, with particularly large SAT anomalies during winter time in the Indian (positive anomaly) and Pacific (negative anomaly) sectors. They correspond to a high rate of Indian sea-ice reduction and Pacific sea-ice increase, associated with intensified winds over those areas.

Surprisingly, Atlantic sea-ice changes appear larger during the summer season, whereas the SAT increase is more important during winter. We suggest that it could be linked to an enhancement of cold air advection in winter by stronger winds coming from the low latitudes, where temperature appears to undergo a larger cooling than during the summer season.

Finally an increase in sea-ice extent in the Ross Sea sector takes place during the summer season, probably due to the stronger winds blowing towards this region, favoring sea-ice displacement whereas SAT remains quite stable.

To summarize, the simulations clearly underline that regional and temporal patterns in westerlies wind evolution took place between the different sectors of the Southern Ocean. We can expect that this affected air mass origins as well as precipitation rates over Antarctica, and thus the isotopic trends observed in different ice cores such as EDC, EDML and TALDICE.

Delay in setting up the SAT and sea-ice anomalies

As already highlighted here and previously suggested by Kageyama et al. (2009) and by ice-core isotopic data, the climatic response of the Southern ocean and Antarctica to the AMOC shutdown does not appear synchronous in all regions. We used the IPSL-CM4 simulations to quantify (Figure P17):

- The time when half of the full climatic anomaly (sea ice fraction and SAT) (Figure P11) is reached, provided that the anomaly remains larger than this threshold for at least 50 yr,
- The time when the full SAT anomaly is reached, provided that it remains at this threshold for at least 50 yr,

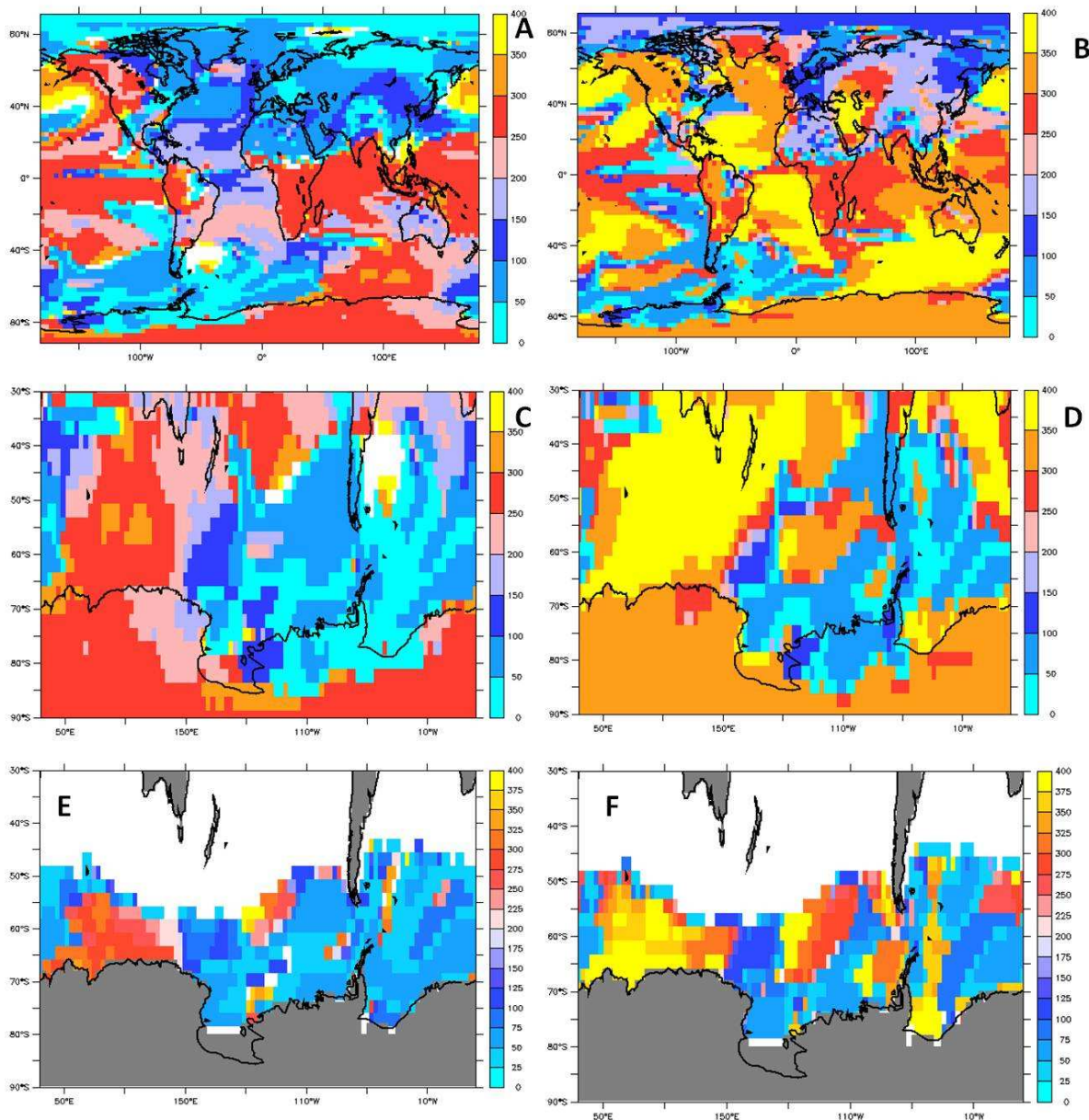


Figure P17: Timing of the appearance of SAT anomalies in the LGMc simulations: time when the anomaly reaches half of the full anomaly for at least 50 yr (A), and time when the full anomaly is reached for at least 50 yr (B). C and D are a zoom of these figures on the southern area. E and F: same anomalies for sea-ice.

A fast response is observed for the Southern Atlantic and East-Pacific sectors: less than 100 yr are needed for the full SAT anomaly to be reached. Half of the anomaly is reached in the Indian sector after 240 to 300 yr, and the full anomaly is obtained on the East Antarctic plateau after ~300-330 yr. Sea ice behaviors follow the same trends. Although the simulated timing appears shorter than observed in the water isotopic profiles of EDC, EDML and TALDICE (Table P2), the relative timing between the different sectors supports a causal link between SAT/sea-ice patterns simulated with the IPSL-CM4 model and the Antarctic warming patterns. The warming anomaly appears rapidly in the Atlantic sector, driven by regional winds changes, and affected by the bipolar seesaw propagation through ocean circulation, which then propagates to the Indian sector where a slower temperature enhancement is observed. Those patterns are in full agreement with the isotopic trends depicted during AIM 8 and 12, which suggest a more rapid response of the Atlantic sector (EDML ice core) than of the Indian one (TALDICE and EDC ice cores), the former then rapidly stabilizing, illustrated by a plateau shape in the EDML isotopic signal.

Thus two different mechanisms could be involved in linking the North Atlantic and the Southern Ocean when the AMOC gets reduced:

- The bipolar seesaw of ocean heat transport, which generates some delay for building up warming over the Antarctic continent (200 to 350 yr in the simulation).
- A more rapid transmission of the signal through atmospheric/oceanic waves, inducing a cooling of the East Pacific sector of the Southern Ocean and a rapid warming of the Atlantic sector.

It clearly appears in the model simulation that sea-ice around Antarctica undergoes strong fluctuations during the AMOC shutdown, which should have influenced the ssNa⁺ production and transport to different sites in Antarctica. The strengthening of surface winds over the Southern Ocean should have played a role in the time spent by air masses above young ice and on the velocity of the transport of moist air masses to the ice sheet. Notably the increased wind blowing towards the Ross Sea region in summer time, combined with the large decrease of sea-ice extent in the Atlantic sector, could be two processes explaining the ssNa⁺ depletion recorded at the beginning of each AIM at TALDICE and EDML.

The appearance of a dipole in the Southern Ocean following the AMOC weakening bears some analogy with the current Southern Annular Mode (SAM) fluctuations. Current observations reveal that when westerly winds increase in response to an ITCZ southern shift, moisture sources of air masses reaching the Antarctic continent are displaced southward as well (Stammerjohn et al., 2008; J. Le Sommer pers.com). This feature is accompanied by an increase in sea-ice extent in the East Pacific sector and a decrease in the Atlantic/Weddell sea sector, very consistent with the findings in the IPSL-CM4 simulation under glacial conditions (Schmidt et al., 2007). Moreover recent studies have revealed a strong negative correlation between SAM fluctuations and *d*-excess values in Antarctic precipitation (Schmidt et al.,

2007). The southward shift of moisture sources goes together with cooler moisture sources and thus a decrease of the *d*-excess level in snow precipitation. This is in line with the *d*-excess profiles showing a decrease during the warming phase of most of the AIM at the three investigated sites.

5. Conclusion

Building an accurate age scale TALDICE-1 for the Talos Dome ice core for the time period between 20 and 50 kyr BP has enabled us to properly estimate the timing and duration of each Antarctic isotope maximum (AIM) that occurred during this period. Comparing TALDICE to the EDML and EDC isotopic records obtained on the East Antarctic plateau reveals a strong similarity in timing and duration, thus extending at first glance the effect of the bipolar seesaw concept to this coastal site.

Still, significant differences appear in the warming and cooling rate: Talos Dome and EDC show “triangular” AIM shapes with gradual warming and cooling phases, whereas EDML shows a more “squared” shape with a shorter warming phase. For AIM events 8 and 12, the warming phase appears twice shorter at EDML than at EDC/TALDICE. Those differences have already been noticed when comparing only EDC and EDML (Stenni et al., 2010b). The new TALDICE profile confirms the existency of regional climatic responses differentiating the Antarctic sectors facing the Indo/Pacific Ocean from the sector facing the and Atlantic Ocean.

As sea-ice cover changes could be a mechanism responsible for the observed isotopic differences, we investigated $ssNa^+$ and *d*-excess data in the ice cores of interest, as well as simulations performed with the global climate model IPSL-CM4. The latter simulates the bipolar seesaw structure under freshwater hosing experiments, which is accompanied with the displacement of westerlies winds. But it also reveals physical processes, as atmospheric and/or oceanic waves, which lead to a more rapid transmission of the SAT anomaly to the Atlantic and Pacific sectors. A strong dipole appears between the Indian and East Pacific sector, the latter cooling down rapidly after the initial freshwater hosing in the North Atlantic and the Arctic. Regional wind patterns clearly play a role on SAT and sea-ice extent variations in the different sectors.

The millennial-scale variability observed in both isotopic and *d*-excess records at EDML and TALDICE appear more affected by SST and regional climatic events than inland sites like EDC, which seems to react mostly to westerlies winds shifts occurring at low latitudes.

Simulations with other climate models would strengthen the conclusions reached here. It remains particularly puzzling that the time required to reach full warming in the IPSL-CM4 model remains shorter than observed in ice cores. Besides it would be pertinent to get isotopic data from an ice core drilled in a coastal site facing the Pacific Sector of Antarctica, which should reflect the dipole pattern simulated by the model.

References

Alkama, R., Kageyama, M., Ramstein, G., Marti, O., Ribstein, P. and Swingedouw, D.:

Impact of a realistic river routing in coupled ocean–atmosphere simulations of the Last Glacial Maximum climate, *Clim Dyn*, 30(7-8), 855-869, doi:10.1007/s00382-007-0330-1, 2007.

Alley, R. B., Anandakrishnan, S. and Jung, P.: Stochastic Resonance in the North Atlantic, *Paleoceanography*, 16(2), 190-198, 2001.

Beckman, A.: The representation of bottom boundary layer processes in numerical ocean circulation models, *Ocean modeling and parametrization*. Kluwer, Norwell, 1998.

Berger, A. and Loutre, M. F.: Théorie astronomique des paléoclimats, *Comptes Rendus Geosciences*, 336(7-8), 701–709, 2004.

Bintanja, R., van de Wal, R. S. and Oerlemans, J.: Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years, *Nature*, 437(7055), 125-128, doi:10.1038/nature03975, 2005.

Blunier, T. and Brook, E. J.: Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period, *Science*, 291(5501), 109-112, 2001a.

Blunier, T. and Brook, E. J.: Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period, *Science*, 291(5501), 109, 2001b.

Blunier, T., Chappellaz, J., Schwander, J., Dallenbach, A., Stauffer, B., Stocker, T. F., Raynaud, D., Jouzel, J., Clausen, H. B., Hammer, C. U. and Johnsen, S. J.: Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period, *Nature*, 394(6695), 739-743, doi:10.1038/29447, 1998.

Blunier, T., Spahni, R., Barnola, J. M., Chappellaz, J., Loulergue, L. and Schwander, J.: Synchronization of ice core records via atmospheric gases, *Climate of the Past*, 3(1), 325-330, 2007.

Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J. and Bonani, G.: Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice, *Nature*, 365(6442), 143-147, doi:10.1038/365143a0, 1993.

Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K. et al.: Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period, *Nature*, 360(6401), 245-249, doi:10.1038/360245a0, 1992.

Braconnot, P., Otto-Bliesner, B., Harrison, S., Joussaume, S., Peterchmitt, J., Abe-Ouchi, A., Crucifix, M., Driesschaert, E., Fichefet, T., Hewitt, C. D., Kageyama, M. et al.: Results of PMIP2 coupled simulations of the Mid-Holocene and Last Glacial Maximum – Part 1: experiments and large-scale features, *Clim. Past*, 3(2), 261-277, 2007.

Broecker, W. S. and Hemming, S.: PALEOCLIMATE: Climate Swings Come into Focus, *Science*, 294(5550), 2308-2309, doi:10.1126/science.1068389, 2001.

Broecker, W.: Paleocean circulation during the last deglaciation: A bipolar seesaw?, *PALEOCEANOGRAPHY*, 13, 119-121, 1998.

Buiron, D., Chappellaz, J., Stenni, B., Frezzotti, M., Baumgartner, M., Capron, E., Landais, A., Lemieux-Dudon, B., Masson-Delmotte, V., Montagnat, M., Parrenin, F. et al.: TALDICE-1 age scale of the Talos Dome deep ice core, East Antarctica, *Climate of the Past*

Capron, E., Landais, A., Lemieux-Dudon, B., Schilt, A., Masson-Delmotte, V., Buiron, D., Chappellaz, J., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S. and Leuenberger, M.: Synchronizing EDML and NorthGRIP ice cores using $\delta^{18}\text{O}$ of atmospheric oxygen ($\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$) and CH_4 measurements over MIS5 (80–123 kyr), *Quaternary Science Reviews*, 29(1-2), 222-234, doi:10.1016/j.quascirev.2009.07.014, 2010.

Chappellaz, J., Blunier, T., Raynaud, D., Barnola, J. M., Schwander, J. and Stauffert, B.: Synchronous changes in atmospheric CH_4 and Greenland climate between 40 and 8 kyr BP, *Nature*, 366(6454), 443-445, doi:10.1038/366443a0, 1993.

Ciais, P. and Jouzel, J.: Deuterium and oxygen 18 in precipitation: Isotopic model, including mixed cloud processes, *J. Geophys. Res.*, 99(D8), PP. 16,793-16,803, doi:199410.1029/94JD00412, 1994.

Crosta, X., Debret, M., Denis, D., Courty, M. A. and Ther, O.: Holocene long- and short-term climate changes off Adélie Land, East Antarctica, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 8(11), doi:10.1029/2007GC001718 [online] Available from: <http://www.agu.org/pubs/crossref/2007/2007GC001718.shtml>, 2007.

Crosta, X., Pichon, J. and Burckle, L. H.: Reappraisal of Antarctic seasonal sea-ice at the Last Glacial Maximum, *Geophys. Res. Lett.*, 25(14), PP. 2703-2706, doi:199810.1029/98GL02012, 1998.

Crosta, X., Sturm, A., Armand, L. and Pichon, J.: Late Quaternary sea ice history in the Indian sector of the Southern Ocean as recorded by diatom assemblages☆, *Marine Micropaleontology*, 50(3-4), 209-223, doi:10.1016/S0377-8398(03)00072-0, 2004.

Dällenbach, A., Blunier, T., Flückiger, J., Stauffer, B., Chappellaz, J. and Raynaud, D.: Changes in the atmospheric CH_4 gradient between Greenland and Antarctica during the Last Glacial and the transition to the Holocene, *Geophys. Res. Lett.*, 27(7), 1005-1008, doi:200010.1029/1999GL010873, 2000.

Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdóttir, A. E., Jouzel, J. and Bond, G.: Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record, *Nature*, 364(6434), 218-220, doi:10.1038/364218a0, 1993.

Delaygue, G., Edouard, B., SCHMIDT, G., LABEYRIE, L., VIDAL, L., GENTHON, C. and JOUZEL, J.: RELATIONS ENTRE SURFACE OCEANIQUE ET COMPOSITION ISOTOPIQUE DES PRECIPITATIONS ANTARCTIQUES: SIMULATION POUR DIFFERENTS CLIMATS.,, 2000.

Denton, G., Alley, R., Comer, G. and Broecker, W.: The role of seasonality in abrupt climate

change, *Quaternary Science Reviews*, 24(10-11), 1159-1182, doi:10.1016/j.quascirev.2004.12.002, 2005.

Elliot, M., Labeyrie, L. and Duplessy, J.: Changes in North Atlantic deep-water formation associated with the Dansgaard-Oeschger temperature oscillations (60-100ka), *Quaternary Science Reviews*, 21(10), 1153-1165, doi: DOI: 10.1016/S0277-3791(01)00137-8, 2002.

EPICA Community Members: One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica, *Nature*, 444(7116), 195-198, doi:10.1038/nature05301, 2006.

Fichefet, T. and Maqueda, M. A. M.: Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics, *J. Geophys. Res.*, 102(C6), PP. 12,609-12,646, doi:199710.1029/97JC00480, 1997.

Fischer, H., Fundel, F., Ruth, U., Twarloh, B., Wegner, A., Udisti, R., Becagli, S., Castellano, E., Morganti, A., Severi, M. and others: Reconstruction of millennial changes in dust emission, transport and regional sea ice coverage using the deep EPICA ice cores from the Atlantic and Indian Ocean sector of Antarctica, *Earth and Planetary Science Letters*, 260(1-2), 340–354, 2007.

Flückiger, J., Dällenbach, A., Blunier, T., Stauffer, B., Stocker, T. F., Raynaud, D. and Barnola, J.: Variations in Atmospheric N₂O Concentration During Abrupt Climatic Changes, *Science*, 285(5425), 227-230, doi:10.1126/science.285.5425.227, 1999.

Frezzotti, M., Bitelli, G., de Michelis, P., Deponti, A., Forieri, A., Gandolfi, S., Maggi, V., Mancini, F., Remy, F. and Tabacco, I. E.: Geophysical survey at Talos Dome, East Antarctica: the search for a new deep-drilling site, *Annals of Glaciology*, 39(1), 423–432, 2004.

Ganopolski, A. and Rahmstorf, S.: Stability and variability of the thermohaline circulation in the past and future: a study with a coupled model of intermediate complexity, *OCEANS AND RAPID CLIMATE CHANGE: PAST, PRESENT, AND FUTURE*, 126, 261-275, 2001.

Genty, D., Blamart, D., Ghaleb, B., Plagnes, V., Causse, C., Bakalowicz, M., Zouari, K., Chkir, N., Hellstrom, J. and Wainer, K.: Timing and dynamics of the last deglaciation from European and North African $\delta^{13}\text{C}$ stalagmite profiles—comparison with Chinese and South Hemisphere stalagmites, *Quaternary Science Reviews*, 25(17-18), 2118-2142, doi:10.1016/j.quascirev.2006.01.030, 2006.

Gersonde, R., Crosta, X., Abelmann, A. and Armand, L.: Sea-surface temperature and sea ice distribution of the Southern Ocean at the EPILOG Last Glacial Maximum—A circum-Antarctic view based on siliceous microfossil records, *Quaternary science reviews*, 24(7-9), 869–896, 2005.

Grimm, A. M. and Natori, A. A.: Climate change and interannual variability of precipitation in South America, *Geophys. Res. Lett.*, 33(19), doi:10.1029/2006GL026821 [online] Available from: http://apps.isiknowledge.com/full_record.do?product=UA&search_mode=GeneralSearch&qid=31&SID=X2J8adNPPMPbCJ51aPH&page=1&doc=3&colname=WOS (Accessed 5 October 2010), 2006.

Grootes, P. M., Steig, E. J., Stuiver, M., Waddington, E. D., Morse, D. L. and Nadeau, M.: The Taylor Dome Antarctic 18O Record and Globally Synchronous Changes in Climate☆, *Quaternary Research*, 56(3), 289-298, doi:10.1006/qres.2001.2276, 2001.

Heinrich, H.: Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years, *Quaternary Research*, 29(2), 142-152, doi:10.1016/0033-5894(88)90057-9, 1988.

Hibler, W.: DYNAMIC THERMODYNAMIC SEA ICE MODEL, *JOURNAL OF PHYSICAL OCEANOGRAPHY*, 9(4), 815-846, 1979.

Hourdin, F., Musat, I., Bony, S., Braconnot, P., Codron, F., Dufresne, J., Fairhead, L., Filiberti, M., Friedlingstein, P., Grandpeix, J., Krinner, G. et al.: The LMDZ4 general circulation model: climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection, *Clim Dyn*, 27(7-8), 787-813, doi:10.1007/s00382-006-0158-0, 2006.

Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C. U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B. and Steffensen, J. P.: Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core, *Nature*, 359(6393), 311-313, doi:10.1038/359311a0, 1992.

Johnsen, S. J., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Steffensen, J. P., Clausen, H. B., Miller, H., Masson-Delmotte, V., Sveinbjörnsdottir, A. E. and White, J.: Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP, *Journal of Quaternary Science*, 16(4), 299-307, doi:10.1002/jqs.622, 2001.

Jones, P. W.: First- and Second-Order Conservative Remapping Schemes for Grids in Spherical Coordinates, *Monthly Weather Review*, 127(9), 2204-2210, 1999.

Jourdain, B., Preunkert, S., Cerri, O., Castebrunet, H., Udisti, R. and Legrand, M.: Year-round record of size-segregated aerosol composition in central Antarctica (Concordia station): Implications for the degree of fractionation of sea-salt particles, *J. Geophys. Res.*, 113(D14), doi:10.1029/2007JD009584, 2008.

Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J. M., Chappellaz, J., Fischer, H. et al.: Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 Years, *Science*, 317(5839), 793-796, doi:10.1126/science.1141038, 2007.

Kageyama, M., Mignot, J., Swingedouw, D., Marzin, C., Alkama, R. and Marti, O.: Glacial climate sensitivity to different states of the Atlantic Meridional Overturning Circulation: results from the IPSL model, *Climate of the Past Discussions*, 5, 1055–1107, 2009.

Kanfoush, S. L., Hodell, D. A., Charles, C. D., Guilderson, T. P., Mortyn, P. G. and Ninnemann, U. S.: Millennial-scale instability of the Antarctic ice sheet during the last glaciation, *Science*, 288(5472), 1815, 2000.

Knutti, R., Flückiger, J., Stocker, T. F. and Timmermann, A.: Strong hemispheric coupling of glacial climate through freshwater discharge and ocean circulation, *Nature*, 430(7002), 851-

856, doi:10.1038/nature02786, 2004.

Krinner, G., Viovy, N., Noblet-Ducoudré, N. D., Ogée, J., Polcher, J., Friedlingstein, P., Ciais, P., Sitch, S. and Prentice, I. C.: A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system, *Global Biogeochem. Cycles*, 19, 33 PP., doi:200510.1029/2003GB002199, 2005.

Lemieux-Dudon, B., Parrenin, F. and Blayo, E.: A probabilistic method to construct a common and optimal chronology for an ice core, in *Physics of Ice Core Records*, Hondoh, Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers (Ed.), 2009.

Lemieux-Dudon, B., Blayo, E., Petit, J., Waelbroeck, C., Svensson, A., Ritz, C., Barnola, J., Narcisi, B. M. and Parrenin, F.: Consistent dating for Antarctic and Greenland ice cores, *Quaternary Science Reviews*, 29(1-2), 8-20, doi:10.1016/j.quascirev.2009.11.010, 2010.

MacAyeal, D. R.: Binge/purge oscillations of the Laurentide Ice Sheet as a cause of the North Atlantic's Heinrich events, *Paleoceanography*, 8(6), PP. 775-784, doi:199310.1029/93PA02200, 1993.

Madec, G., Delecluse, P., Imbard, M. and Levi, C.: OPA version 8.1 Ocean general circulation model reference manual, 3, LODYC, Technical Report, 91, 1997.

Magand, O., Frezzotti, M., Pourchet, M., Stenni, B., Genoni, L. and Fily, M.: Climate variability along latitudinal and longitudinal transects in East Antarctica, *Annals of Glaciology*, 39(1), 351–358, 2004.

Manabe, S. and Stouffer, R. J.: Study of abrupt climate change by a coupled ocean–atmosphere model, *Quaternary Science Reviews*, 19(1-5), 285–299, 2000.

Marti, O., Braconnot, P., Bellier, J., Benshila, R., Bony, S., Brockmann, P., Cadule, P., Caubel, A., Denvil, S., Dufresne, J., Fairhead, L. et al.: The new IPSL climate system model: IPSL-CM4, Note du Pôle de Modélisation 26. Institut Pierre Simon Laplace, Paris, p 84, 2005.

Marti, O., Braconnot, P., Dufresne, J., Bellier, J., Benshila, R., Bony, S., Brockmann, P., Cadule, P., Caubel, A., Codron, F., Noblet, N. et al.: Key features of the IPSL ocean atmosphere model and its sensitivity to atmospheric resolution, *Clim Dyn*, 34(1), 1-26, doi:10.1007/s00382-009-0640-6, 2009.

Maslin, M.A., Shackleton, N.J. and Pflaumann, U.P.: Surface water temperature, salinity, and density changes in the northeast Atlantic during the last 45,000 years: Heinrich events, deep water formation, and climatic rebounds, *Paleoceanography*, 10(3), 527-544, 1995.

Masson, V., Vimeux, F., Jouzel, J., Morgan, V., Delmotte, M., Ciais, P., Hammer, C., Johnsen, S., Lipenkov, V. Y., Mosley-Thompson, E., Petit, J. et al.: Holocene Climate Variability in Antarctica Based on 11 Ice-Core Isotopic Records, *Quaternary Research*, 54(3), 348-358, doi: DOI: 10.1006/qres.2000.2172, 2000.

Masson-Delmotte, V., Buiron, Ekaykin, Frezzotti, Gallée, Jouzel, Krinner, Landais, Motoyama, Oerte, Pol et al.: A comparison of the Present and Last Interglacial periods in six

Antarctic ice cores, *Climate of the Past*

Masson-Delmotte, V., Hou, S., Ekaykin, A., Jouzel, J., Aristarain, A., Bernardo, R. T., Bromwich, D., Cattani, O., Delmotte, M., Falourd, S., Frezzotti, M. et al.: A Review of Antarctic Surface Snow Isotopic Composition: Observations, Atmospheric Circulation, and Isotopic Modeling*, *J Climate*, 21(13), 3359, doi:10.1175/2007JCLI2139.1, 2008.

Masson-Delmotte, V., Stenni, B. and Jouzel, J.: Common millennial-scale variability of Antarctic and Southern Ocean temperatures during the past 5000 years reconstructed from the EPICA Dome C ice core, *holocene*, 14(2), 145-151, doi:10.1191/0959683604hl697ft, 2004.

Mayewski, P. A., Meeker, L. D., Whitlow, S., Twickler, M. S., Morrison, M. C., Bloomfield, P., Bond, G. C., Alley, R. B., Gow, A. J., Meese, D. A., Grootes, P. M. et al.: Changes in Atmospheric Circulation and Ocean Ice Cover over the North Atlantic During the Last 41,000 Years, *Science*, 263(5154), 1747-1751, doi:10.1126/science.263.5154.1747, 1994.

Monnin, E.: Atmospheric CO₂ Concentrations over the Last Glacial Termination, *Science*, 291(5501), 112-114, doi:10.1126/science.291.5501.112, 2001.

Noone, D. and Simmonds: Sea ice control of water isotope transport to Antarctica and implications for ice core interpretation, *J. Geophys. Res.*, 109(D7), doi:10.1029/2003JD004228, 2004.

Noone, D. and Simmonds, I.: Associations between $\delta^{18}\text{O}$ of Water and Climate Parameters in a Simulation of Atmospheric Circulation for 1979–95, *Journal of Climate*, 15(22), 3150-3169, 2002.

Paillard, D.: The hierarchical structure of glacial climatic oscillations: interactions between ice-sheet dynamics and climate, *Climate Dynamics*, 11(3), 162-177, doi:10.1007/BF00223499, 1995.

Parrenin, F., Barnola, J., Beer, J., Blunier, T., Castellano, E., Chappellaz, J., Dreyfus, G., Fischer, H., Fujita, S., Jouzel, J., Kawamura, K. et al.: The EDC3 chronology for the EPICA Dome C ice core, *Clim. Past*, 3(3), 485-497, 2007a.

Parrenin, F., Dreyfus, G., Durand, G., Fujita, S., Gagliardini, O., Gillet, F., Jouzel, J., Kawamura, K., Lhomme, N. and Masson-Delmotte, V.: 1-D-ice flow modelling at EPICA Dome C and Dome Fuji, East Antarctica, *Clim Past*, 3, 243–59, 2007b.

Peltier, W.: GLOBAL GLACIAL ISOSTASY AND THE SURFACE OF THE ICE-AGE EARTH: The ICE-5G (VM2) Model and GRACE, *Annu. Rev. Earth. Planet. Sci.*, 32(1), 111-149, doi:10.1146/annurev.earth.32.082503.144359, 2004.

Peterson, L. C., Haug, G. H., Hughen, K. A. and Rohl, U.: Rapid Changes in the Hydrologic Cycle of the Tropical Atlantic During the Last Glacial, *Science*, 290(5498), 1947-1951, doi:10.1126/science.290.5498.1947, 2000.

Rahmstorf, S.: Ocean circulation and climate during the past 120, 000 years, *Nature*, 419(6903), 207–214, 2002.

- Rahmstorf, S.: How ocean stirring affects climate, *Nature*, 464(7289), 681, 2010.
- Reijmer, C. H., Van den Broeke, M. R. and Scheele, M. P.: Air Parcel Trajectories and Snowfall Related to Five Deep Drilling Locations in Antarctica Based on the ERA-15 Dataset*, *Journal of Climate*, 15, 1957–1968, 2002.
- Rind, D., deMenocal, P., Russell, G., Sheth, S., Collins, D., Schmidt, G. and Teller, J.: Effects of glacial meltwater in the GISS coupled atmosphereocean model 1. North Atlantic Deep Water response, *J. Geophys. Res.*, 106(D21), PP. 27,335-27,353, doi:200110.1029/2000JD000070, 2001.
- Röthlisberger, R., Crosta, X., Abram, N. J., Armand, L. and Wolff, E. W.: Potential and limitations of marine and ice core sea ice proxies: an example from the Indian Ocean sector, *Quaternary Science Reviews*, 2009.
- Ruth, U., Barnola, J. M., Beer, J., Bigler, M., Blunier, T., Castellano, E., Fischer, H., Fundel, F., Huybrechts, P. and Kaufmann, P.: EDML1: a chronology for the EPICA deep ice core from Dronning Maud Land, Antarctica, over the last 150 000 years, *Clim. Past*, 3, 475–484, 2007.
- Scarchilli, C., Frezzotti, M. and Ruti, P.: Snow precipitation at the Talos Dome core site in East Antarctica: Provenance, seasonality and blocking factors, *Climate Dynamics*, in review, 2010.
- Schmidt, G. A., LeGrande, A. N. and Hoffmann, G.: Water isotope expressions of intrinsic and forced variability in a coupled ocean-atmosphere model, *J. Geophys. Res.*, 112(D10), doi:10.1029/2006JD007781, 2007.
- Schmittner, A., Saenko, O. A. and Weaver, A. J.: Coupling of the hemispheres in observations and simulations of glacial climate change, *Quaternary science reviews*, 22(5-7), 659–671, 2003.
- Schwander, J., Sowers, T., Barnola, J., Blunier, T., Fuchs, A. and Malaizé, B.: Age scale of the air in the summit ice: Implication for glacial-interglacial temperature change, *J. Geophys. Res.*, 102(D16), 19,483-19,493, doi:199710.1029/97JD01309, 1997.
- Severinghaus, J. P. and Brook, E. J.: Abrupt Climate Change at the End of the Last Glacial Period Inferred from Trapped Air in Polar Ice, *Science*, 286(5441), 930-934, doi:10.1126/science.286.5441.930, 1999.
- Shackleton, N. J., Hall, M. A. and Vincent, E.: Phase relationships between millennial-scale events 64,000–24,000 years ago, *Paleoceanography*, 15(6), PP. 565-569, doi:200010.1029/2000PA000513, 2000.
- Shaffrey, L. and Sutton, R.: Bjerknes compensation and the decadal variability of the energy transports in a coupled climate model, *Journal of Climate*, 19(7), 1167-1181, 2006.
- Smith, J. A., Hillenbrand, C., Pudsey, C. J., Allen, C. S. and Graham, A. G.: The presence of polynyas in the Weddell Sea during the Last Glacial Period with implications for the reconstruction of sea-ice limits and ice sheet history, *Earth and Planetary Science Letters*,

296(3-4), 287-298, doi:10.1016/j.epsl.2010.05.008, 2010.

Sodemann, H. and Stohl, A.: Asymmetries in the moisture origin of Antarctic precipitation, *Geophysical Research Letters*, 36(22), L22803, 2009.

Stammerjohn, S. E., Martinson, D. G., Smith, R. C., Yuan, X. and Rind, D.: Trends in Antarctic annual sea ice retreat and advance and their relation to El Niño–Southern Oscillation and Southern Annular Mode variability, *J. Geophys. Res.*, 113(C3), doi:10.1029/2007JC004269 [online] Available from: http://apps.isiknowledge.com/full_record.do?product=UA&search_mode=GeneralSearch&qid=1&SID=R28b6AbFLM4H@j5CJoe&page=1&doc=8&colname=WOS (Accessed 11 October 2010), 2008.

Steig, E. J., Brook, E., White, J. and Sucher, C.: Synchronous Climate Changes in Antarctica and the North Atlantic, *Science*, 282(5386), 92-95, doi:10.1126/science.282.5386.92, 1998.

Stenni, B., Buiron, D., Frezzotti, M. and The Taldice Consortium: Unified Antarctic and Greenland climate seesaw during the last deglaciation, *Nature Geosciences*, submitted, submitted, 2010a.

Stenni, B., Masson-Delmotte, V., Selmo, E., Oerter, H., Meyer, H., Röthlisberger, R., Jouzel, J., Cattani, O., Falourd, S. and Fischer, H.: The deuterium excess records of EPICA Dome C and Dronning Maud Land ice cores (East Antarctica), *Quaternary Science Reviews*, 29(1-2), 146-159, doi:10.1016/j.quascirev.2009.10.009, 2010b.

Stocker, T. F. and Johnsen, S.: A minimum thermodynamic model for the bipolar seesaw, *Paleoceanography*, 18(4), doi:10.1029/2003PA000920, 2003.

Stohl, A. and Sodemann, H.: Characteristics of atmospheric transport into the Antarctic troposphere, *J. Geophys. Res.*, 115(D2), doi:10.1029/2009JD012536, 2010.

Stouffer, R. J., Yin, J., Gregory, J. M., Dixon, K. W., Spelman, M. J., Hurlin, W., Weaver, A. J., Eby, M., Flato, G. M., Hasumi, H., Hu, A. et al.: Investigating the Causes of the Response of the Thermohaline Circulation to Past and Future Climate Changes, *Journal of Climate*, 19(8), 1365-1387, 2006.

Stuut, J. B., Crosta, X., Van Der Borg, K. and Schneider, R.: Relationship between Antarctic sea ice and southwest African climate during the late Quaternary, *Geology*, 32(10), 909, 2004a.

Stuut, J. W., Crosta, X., van der Borg, K. and Schneider, R.: Relationship between Antarctic sea ice and southwest African climate during the late Quaternary, *Geol.*, 32(10), 909, doi:10.1130/G20709.1, 2004b.

Svensson, A., Andersen, K. K., Bigler, M., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Davies, S. M., Johnsen, S. J., Muscheler, R., Parrenin, F. and Rasmussen, S. O.: A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology, *Climate of the Past*, 4(1), 47–57, 2008.

Swingedouw, D., Mignot, J., Braconnot, P., Mosquet, E., Kageyama, M. and Alkama, R.: Impact of freshwater release in the North Atlantic under different climate conditions in an

OAGCM, *J. Climate*, accepted, 2009.

Timmermann, A., Gildor, H., Schulz, M. and Tziperman, E.: Coherent resonant millennial-scale climate oscillations triggered by massive meltwater pulses, *Journal of Climate*, 16, 2569–2585, 2003.

Timmermann, A., Krebs, U., Justino, F., Goosse, H. and Ivanochko, T.: Mechanisms for millennial-scale global synchronization during the last glacial period, *Paleoceanography*, 20(4), 2005.

Timmermann, A., Menviel, L., Okumura, Y., Schilla, A., Merkel, U., Timm, O., Hu, A., Otto-Bliesner, B. and Schulz, M.: Towards a quantitative understanding of millennial-scale Antarctic warming events, *Quaternary Science Reviews*, 29(1-2), 74-85, doi:10.1016/j.quascirev.2009.06.021, 2010.

Urbini, S., Frezzotti, M., Gandolfi, S., Vincent, C., Scarchilli, C., Vittuari, L. and Fily, M.: Historical behaviour of Dome C and Talos Dome (East Antarctica) as investigated by snow accumulation and ice velocity measurements, *Global and Planetary Change*, 60(3-4), 576–588, 2008.

Valcke, S.: OASIS3 user guide (prism_2-5), PRISM support initiative, 3, 68, 2006.

Van Meerbeek, C. J., Renssen, H. and Roche, D. M.: How did Marine Isotope Stage 3 and Last Glacial Maximum climates differ?—Perspectives from equilibrium simulations, *Climate of the Past*, 5, 33–51, 2009.

Vidal, L., Labeyrie, L., Cortijo, E., Arnold, M., Duplessy, J., Michel, E., Becqué, S. and van Weering, T.: Evidence for changes in the North Atlantic Deep Water linked to meltwater surges during the Heinrich events, *Earth and Planetary Science Letters*, 146(1-2), 13-27, doi:10.1016/S0012-821X(96)00192-6, 1997.

Voelker, A. H. L.: Global distribution of centennial-scale records for Marine Isotope Stage (MIS) 3: a database, *Quaternary Science Reviews*, 21(10), 1185-1212, doi:10.1016/S0277-3791(01)00139-1, 2002.

Wagenbach, D., Ducroz, F., Mulvaney, R., Keck, L., Minikin, A., Legrand, M., Hall, J. S. and Wolff, E. W.: Sea-salt aerosol in coastal Antarctic regions, *J. Geophys. Res.*, 103(D9), PP. 10,961-10,974, doi:199810.1029/97JD01804, 1998.

Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R. L., Kong, X., Shao, X., Chen, S., Wu, J., Jiang, X., Wang, X. and An, Z.: Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years, *Nature*, 451(7182), 1090-1093, doi:10.1038/nature06692, 2008.

Wolff, E. W., Fischer, H., Fundel, F., Ruth, U., Twarloh, B., Littot, G. C., Mulvaney, R., Röthlisberger, R., de Angelis, M., Boutron, C. F., Hansson, M. et al.: Southern Ocean sea-ice extent, productivity and iron flux over the past eight glacial cycles, *Nature*, 440(7083), 491-496, doi:10.1038/nature04614, 2006.

Wolff, E. W., Fischer, H. and Röthlisberger, R.: Glacial terminations as southern warmings without northern control, *Nature Geosci*, 2(3), 206-209, doi:10.1038/ngeo442, 2009.

Wolff, E. W., Rankin, A. and Rothlisberger, R.: An ice core indicator of Antarctic sea ice production?, *Geophys. Res. Lett.*, 30(22), doi:10.1029/2003GL018454, 2003.

Wu, L., Li, C., Yang, C. and Xie, S.: Global Teleconnections in Response to a Shutdown of the Atlantic Meridional Overturning Circulation*, *J. Climate*, 21(12), 3002-3019, doi:10.1175/2007JCLI1858.1, 2008.

Yuan, X. and Martinson, D. G.: The Antarctic dipole and its predictability, *Geophys. Res. Lett.*, 28(18), PP. 3609-3612, doi:200110.1029/2001GL012969, 2001.

IV. Un premier regard sur la variabilité climatique à Talos Dome durant les périodes MIS 4 et MIS 5

Afin de conclure ce chapitre relatif à la variabilité climatique lors de la dernière période glaciaire, nous nous intéressons ici au profil isotopique de Talos Dome correspondant au début de la dernière période glaciaire (périodes MIS 4 et MIS 5), soit entre environ 123 000 et 50 000 ans BP, période incluant l'entrée en glaciation et durant laquelle les premiers événements rapides ont pu être discernés (DO/AIM 25 à 18). Ils sont cependant moins nombreux que durant la période MIS 3 (8 DO entre 60 et 123 ka BP). Exception faite de l'étude de la carotte de Byrd par (Blunier and Brook, 2001a), c'est une période où la variabilité climatique à l'échelle du millénaire est actuellement peu documentée.

Si la carotte de NorthGRIP fournit aujourd'hui un enregistrement climatique continu au Groenland à haute résolution et jusqu'à 123 ka BP, la datation absolue de cette carotte de glace par comptage des couches n'est effective que jusqu'à 60 ka BP (Svensson et al., 2008). De ce fait, pour les âges supérieurs à 50 ka BP, la chronologie TALDICE a été construite à partir de la synchronisation du profil du méthane avec celui mesuré à EDC, représenté sur la chronologie EDC3, menant à une incertitude finale sur l'âge glace supérieure à celle obtenue durant la période MIS3 (Figure 13). Les raisons principales sont 1) une erreur de synchronisation plus importante en raison de la diminution de la résolution des mesures de méthane à TALDICE, ainsi qu'à la présence de périodes comme MIS 4 où les fluctuations de ce gaz n'ont été que minimales (Figure 13: entre 60 et 75 ka BP), 2) l'erreur associée à l'échelle d'âge EDC3 elle-même est logiquement supérieure à celle de la chronologie absolue GICC05 durant MIS3 (elle augmente de 3 à 6 ka entre 40,100 et 130 ka BP respectivement ; (Parrenin et al., 2007a)). Au final l'incertitude de la chronologie TALDICE-1 entre 80 et 98 ka BP reste comprise entre 600 et 1000 ans, ce qui permet de discuter encore le phasage des événements rapides, ce n'est plus le cas pour les âges situés au-delà de cette limite, où elle atteint 1200 ans à 110 ka BP puis 1800 ans à 123 ka BP (voir Figure 13).

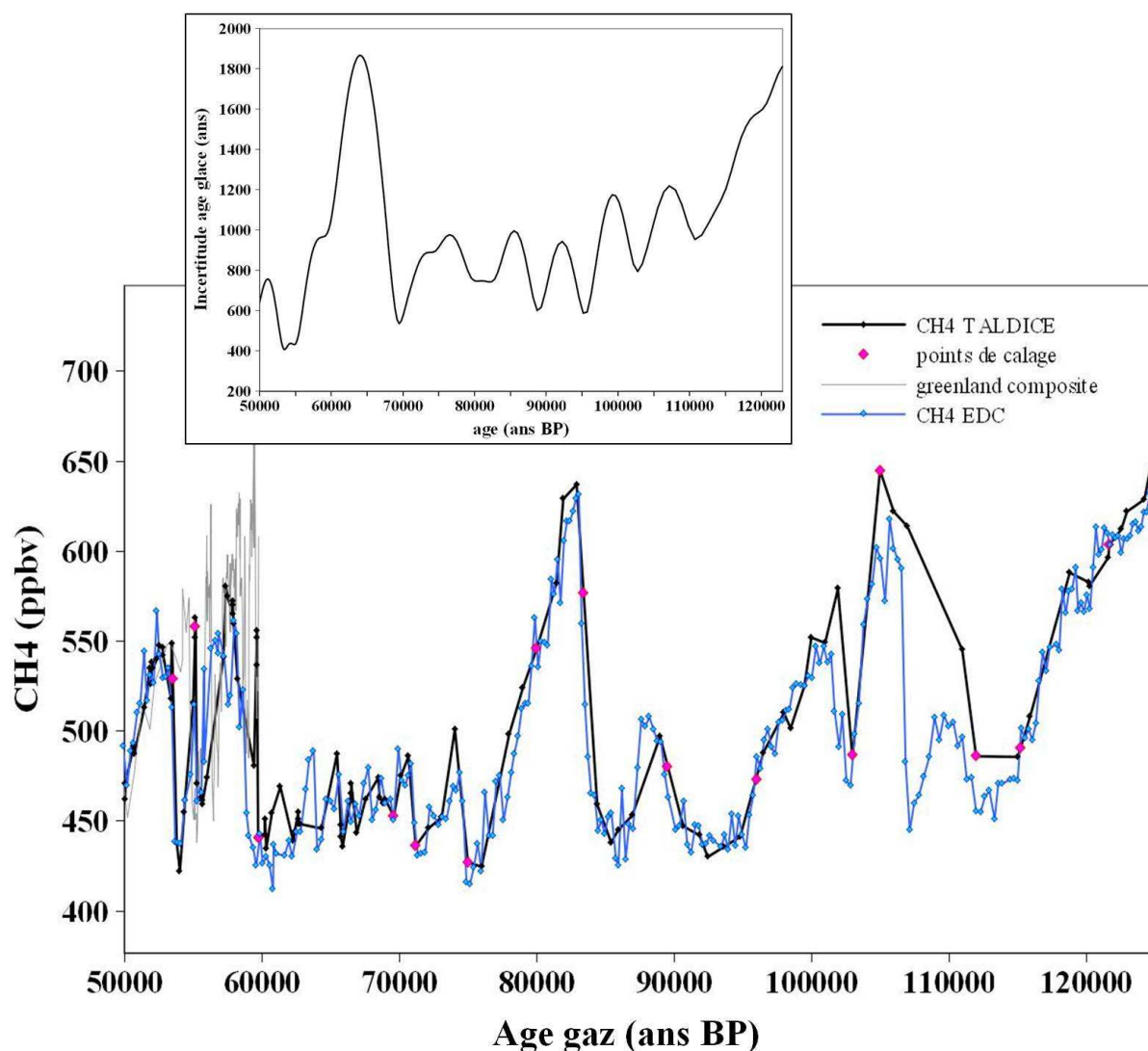


Figure 13: Synchronisation des enregistrements de méthane d'EDC (en bleu) et TALDICE (en noir) entre 50 et 123 ka BP. Les losanges roses représentent les points de calage que nous avons choisis. L'encadré en haut représente sur cette période l'incertitude sur l'âge glace associée d'après les résultats issus de l'utilisation de la méthode inverse développée par Lemieux et al. (2010).

Le profil isotopique de TALDICE sur cette période de MIS 4 et MIS 5 est représenté à la Figure 14, en parallèle des signaux obtenus aux sites d'EDC sur l'échelle d'âge EDC3, d'EDML sur la chronologie EDML1 (elle-même dérivée de la chronologie EDC3 par synchronisation des pics volcaniques (Ruth et al., 2007)), et de Taylor Dome, dont l'âge a été déterminé à partir de la synchronisation du profil isotopique avec celui de Vostok, représenté sur la chronologie GT4 (Grootes et al., 2001). L'évolution climatique au Groenland est également illustrée par le profil isotopique mesuré à NorthGRIP et représentée sur la chronologie ss09sea (Johnsen et al., 2001).

V-Enregistrement de la dernière période glaciaire à Talos Dome

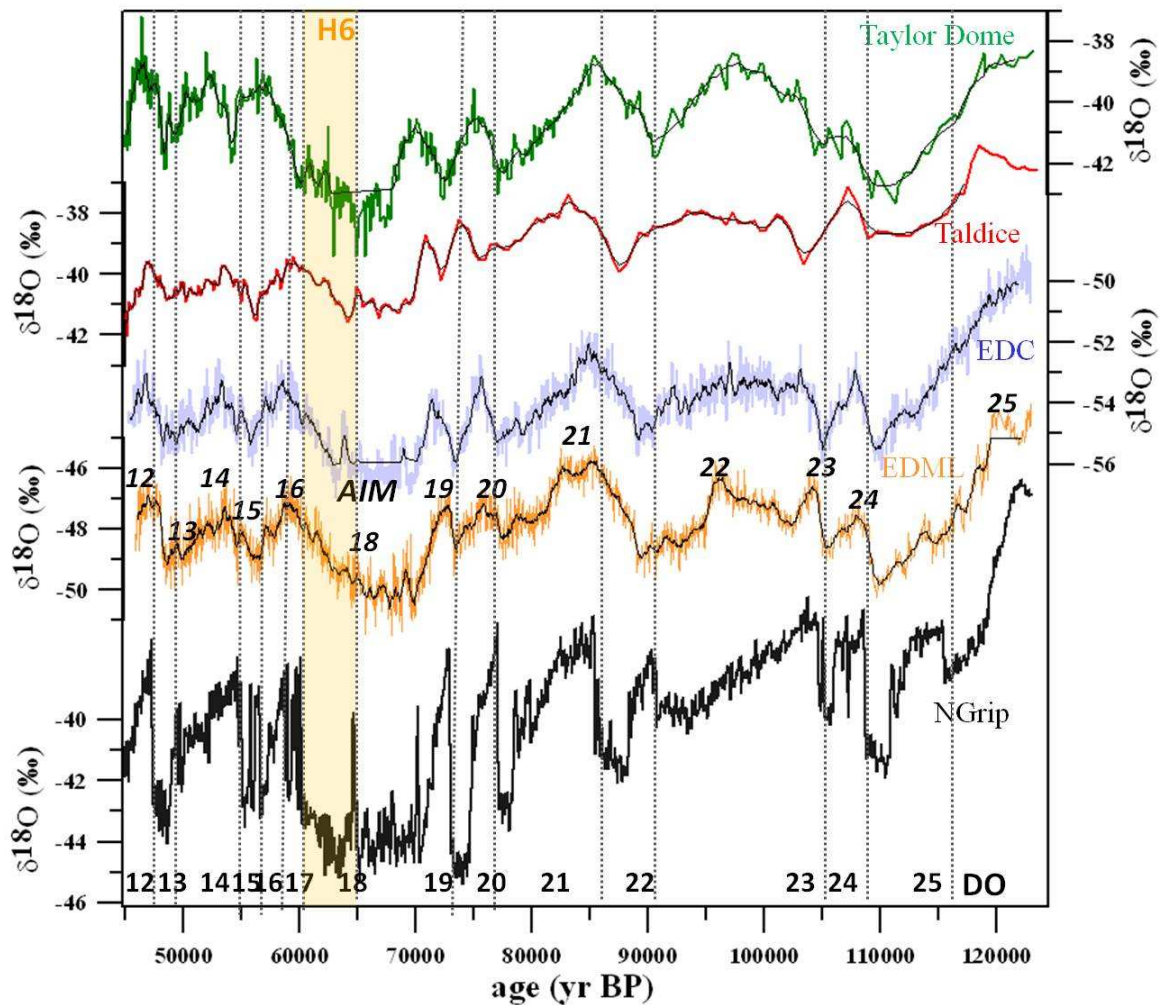


Figure 14: de haut en bas : enregistrements isotopiques mesurés dans les carottes de glace de Taylor Dome, TALDICE, EDC, EDML et NorthGRIP sur leurs échelles d'âge respectives durant la période comprise entre 50 et 123 ka BP.

Dans le cas de Talos Dome, la résolution actuellement disponible du signal isotopique ne permet pas de distinguer avec la même précision que par exemple pour EDC les structures isotopiques durant cette période. Cependant les AIM principaux 12, 14, 16, 19, 20, 21, 22, 23 et 24 peuvent être distingués sans ambiguïté et montrent une certaine ressemblance avec leurs homologues dans la carotte EDC. Les signaux issus des deux sites diffèrent en revanche toujours du signal observé à EDML : notamment on observe une tendance isotopique avec une structure triangulaire pour l'AIM 21 alors que cette structure se rapproche plus de celle d'un créneau à EDML, comme observé pour MIS 3.

Un travail récent conduit par Capron et al. (2010) visait à établir une échelle d'âge commune pour les carottes d'EDML et de NorthGRIP via la synchronisation de l'échelle d'âge GICC05 avec celle d'EDML1 sur cette période de temps, en utilisant les enregistrements de CH_4 , $\delta^{15}\text{N}$ et de $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$. L'incertitude finale de cette échelle commune est comprise entre 400 et 600 ans pour les âges plus jeunes que 100 ka BP et augmente à environ 1000 ans à 123 ka BP. Les auteurs concluent à la persistance d'un couplage nord/sud avec un lent réchauffement antarctique précédant les réchauffements abruptes groenlandais de quelques siècles à plusieurs millénaires, et permet l'extension de la nomenclature des AIM

jusqu'à la période MIS 5. Ils concluent ainsi que la bascule bipolaire est un phénomène robuste associé à la variabilité millénaire sur toute la durée de la dernière période glaciaire.

L'incertitude liée à la chronologie TALDICE-1 ne permet pas aujourd'hui de conclure avec certitude à la transposition du concept de bascule bipolaire au cas de Talos Dome sur MIS 4 et MIS 5. Toutefois la forte cohérence observée entre le signal climatique du site et ceux des carottes EDC et EDML le laisse présager.

CONCLUSION

De multiples enregistrements paléoclimatiques provenant de différentes archives des deux hémisphères ont révélé la présence d'une variabilité climatique marquée au cours de la dernière période glaciaire. Elle se caractérise au nord par les événements rapides de Dansgaard-Oeschger succédant aux périodes froides liées aux événements de Heinrich, et au sud par des fluctuations plus graduelles et de moindre ampleur, définies sous les termes d'événements AIM en Antarctique. La séquence nord/sud des événements est caractérisée par une antiphasse des phases de réchauffements et de refroidissements, exprimant un phénomène de bascule climatique bipolaire.

Les résultats isotopiques reflétant la variabilité climatique lors de la dernière période glaciaire dans la carotte de glace de Talos Dome, une fois placés sur une chronologie relative cohérente par rapport aux enregistrements groenlandais et antarctiques, révèlent que le phénomène de bascule bipolaire a impacté tout autant ce secteur du plateau Est-Antarctique en bordure de la mer de Ross, les fluctuations observées étant fortement cohérentes avec celles constatées dans les autres carottes de glace issues du plateau.

La tendance isotopique au cours des événements AIM à Talos dome démontre une forte ressemblance avec la structure de type triangulaire observée dans la carotte d'EDC (influencée par des masses d'air issues du secteur indien de l'océan austral), en opposition à la structure en créneau observée à EDML (site influencé principalement par des masses d'air arrivant du secteur atlantique). Ces résultats sont en bon accord avec l'hypothèse que le site TALDICE soit principalement influencé par des masses d'air également en provenance du secteur indien durant les périodes glaciaires, les apports locaux d'humidité provenant de la mer de Ross étant alors probablement réduits par l'extension de la glace de mer dans cette région durant les périodes froides.

Nous avons conduit une analyse préliminaire des signaux de ssNa^+ et d'excès en deutérium disponibles dans la carotte TALDICE, en les comparant à leurs homologues d'EDML et EDC. Les tendances observées confirment les hypothèses d'un lien fort entre la tendance de la composition isotopique et la variabilité du couvert de glace de mer présent dans le secteur du forage considéré.

Afin d'approfondir les mécanismes pouvant expliquer ces divergences régionales, à savoir une anomalie de température provenant de l'océan atlantique nord et atteignant plus

rapidement les côtes atlantiques que les côtes indiennes du continent antarctique, nous avons analysé des simulations réalisées à l'aide du modèle de circulation générale couplé océan-atmosphère IPSL-CM4.

Les résultats obtenus indiquent que le secteur océanique austral indien semble subir un réchauffement plus important que le secteur atlantique. Surtout ils indiquent que l'anomalie de température atteint les côtes antarctiques indiennes en retard par rapport aux côtes atlantiques, en accord avec les données. Le mécanisme physique impliqué dans cette structure de propagation de l'anomalie thermique semble être la propagation du signal via les ondes de Rossby depuis l'Atlantique tropical. Des effets de vents locaux semblent également jouer un rôle sur la sensibilité des différents secteurs et peuvent expliquer en partie les tendances observées dans les signaux de sodium et d'excès en deutérium à EDML et TALDICE.

Les simulations révèlent également l'existence d'un dipôle entre les régions pacifiques et indo/atlantique du pourtour antarctique, les premières subissant un refroidissement en phase avec celui de l'Atlantique Nord alors que les autres enregistrent le réchauffement typique du phénomène de bascule bipolaire. De telles structures avaient déjà été observées dans diverses autres simulations (Rind et al., 2001; Timmermann et al., 2010), dont l'origine reste encore discutée aujourd'hui. Elles sont probablement liées à l'expression des modes de variations du système de pression dans l'atmosphère australe, combinant les fluctuations du Mode Annulaire (SAM) et du mode pacifique d'Amérique du Sud (PSA), à d'éventuelles autres composantes atmosphériques complexes (Timmermann et al., 2010; Wu et al., 2008; Yuan and Martinson, 2001).

Quoi qu'il en soit il apparaît clair d'après notre travail que les différents secteurs de l'Océan Austral perçoivent de manière spécifique l'arrivée de l'anomalie de température générée en Atlantique Nord, ce qui implique une évolution différente de la composition isotopique de la glace analysée en différents sites du plateau Est-Antarctique.

Conclusions et perspectives

CONCLUSIONS

Dans le contexte actuel de réchauffement climatique rapide généré par les émissions anthropiques de gaz à effet de serre, les recherches consacrées à la compréhension du système climatique se sont multipliées afin de répondre à la nécessité grandissante d'améliorer les modèles de projection de l'évolution du climat futur. L'étude des paléoclimats constitue l'outil adapté pour documenter les fluctuations à échelle séculaire et au-delà de la température, ainsi que pour contraindre les rétroactions lentes générées par les différents sous-systèmes climatiques.

C'est dans ce contexte que le projet européen TALDICE (Talos Dome Ice Core), dans lequel s'insère ma thèse, a été mis en place, destiné au forage et à l'interprétation climatique d'une nouvelle carotte de glace située en bordure du plateau Est-Antarctique, dans la région de la mer de Ross.

Les objectifs de ce projet étaient principalement dédiés à l'étude des relations de phase des variations climatiques enregistrées entre les régions côtières et continentales de l'Antarctique de l'Est, ainsi qu'à plus grande échelle, entre la région Est-Antarctique et la calotte groenlandaise, au cours des périodes suivantes: l'Holocène, la dernière déglaciation, dernière période glaciaire MIS3, et le dernier stade interglaciaire MIS 5.5.

Une étude précise de l'enchaînement des événements climatiques ne peut cependant être possible que par la construction d'échelles d'âge (même relatives) précises associées aux différents enregistrements comparés. Le premier objet de mon travail a de ce fait été dédié à la construction d'une chronologie adéquate pour la carotte de glace de Talos Dome, focalisée dans un premier temps sur la période située entre 8 et 50 ka BP où des variations de températures importantes sont observées, d'une part lors de la dernière période glaciaire, et d'autre part lors de la transition vers les conditions interglaciaires actuelles.

Les techniques utilisées pour l'élaboration de cette chronologie comprenaient un large volet analytique, constitué majoritairement de mesures de précision et à haute résolution du rapport de mélange du méthane contenu dans les bulles d'air piégées au sein de la matrice glaciaire. L'analyse de ce gaz constitue un outil de choix pour permettre l'établissement d'une chronologie homogène entre différents forages, et donc une intercomparaison des profils climatiques reconstruits en différents lieux. Avec les mesures complémentaires du laboratoire suisse de Berne, l'acquisition de ces données a permis par calage visuel avec d'autres profils

équivalents d'obtenir des marqueurs d'âges gaz précis le long de la carotte TALDICE, notamment en accord avec la chronologie groenlandaise absolue GICC05 pour les derniers 50 ka BP.

Un certain nombre de mesures des rapports isotopiques $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de l'oxygène moléculaire et $^{14}\text{N}/^{15}\text{N}$ de l'azote moléculaire piégés dans les bulles d'air ont également été réalisées dans le cadre d'une collaboration avec le LSCE, afin de fournir un contrôle *a posteriori* de la chronologie « gaz », ainsi que d'estimer de manière indépendante le Δage .

Une fois les données acquises, notre seconde activité autour de la datation a consisté en l'utilisation de différents modèles glaciologiques :

- un modèle d'écoulement 1-D de la glace permettant d'obtenir des scénarios d'âges préliminaires pour les phases gazeuse et solide de la carotte ;
- un modèle inverse, permettant d'optimiser l'accord entre le modèle d'écoulement et les âges précédemment déterminés avec les marqueurs stratigraphiques, tout en associant une incertitude sur l'âge final de la glace, et fournissant des scénarios cohérents de l'évolution des paramètres physiques associés à la datation de la carotte (tels que le taux d'accumulation ou la fonction d'amincissement des couches annuelles de glace) ;
- un modèle de densification du névé, dont l'exploitation était destinée à vérifier *a posteriori* la pertinence de la chronologie calculée, en termes de processus physiques dans le névé, et plus précisément à travers l'estimation du Δage .

Des contrôles *a posteriori* à partir de données chronologiques/glaciologiques indépendantes (telles que la concentration en poussières et en sulfate, la taille et l'orientation des cristaux de glace, ou la concentration en ^{10}Be) nous ont permis de tester la validité de la chronologie, de l'estimation du taux d'accumulation, et, dans une moindre mesure, de la fonction d'amincissement, en focalisant sur la dernière déglaciation.

Je me suis consacrée dans un second volet de ma thèse à l'interprétation des variations de température enregistrées au cours du dernier cycle climatique. J'ai pour cela travaillé de pair avec les laboratoires parisien du LSCE et italien de Trieste qui ont fourni les données de composition isotopique de l'oxygène de la glace, exploitées en tant que proxy principal des variations de température de surface dans le passé. Avec le LSCE, j'ai également travaillé à l'exploitation des simulations du modèle climatique IPSL-CM4 durant lesquelles le flux d'eau douce dans l'océan atlantique nord subit des perturbations.

L'échelle d'âge que nous avons produite pour le forage de Talos Dome, dénommée **TALDICE-1**, et le travail d'interprétation qui en a découlé, nous ont permis de répondre à plusieurs questionnements scientifiques importants du projet :

- ❖ **Quel est l'âge de la base du forage de Talos Dome ? Jusqu'à quel âge un signal climatique continu et exploitable peut-il être mesuré ? Quelle est l'incertitude de la chronologie associée aux diverses périodes d'intérêt ?**

La relation âge/profondeur déduite de nos travaux propose un âge de $314\,000 \pm 6\,000$ ans à 1583 m de profondeur. Cependant la représentation du profil des isotopes de l'eau sur cette échelle d'âge ne permet de reconnaître avec certitude l'évolution attendue des événements climatiques que jusqu'à la profondeur de 1550 m, datée à $250\,000 \pm 8\,000$ ans. Ces résultats ont accru l'intérêt scientifique du projet dont l'objectif initial consistait à extraire un enregistrement couvrant le dernier cycle climatique (~150 000 ans).

Au cours de la période située entre 8 et 50 ka, l'incertitude sur l'âge glace fluctue entre ± 250 et ± 1500 ans. Les valeurs minimales correspondent aux transitions rapides de méthane associées aux transitions abruptes de la dernière déglaciation. Les transitions rapides également présentes au niveau des événements de Dansgaard-Oeschger (entre 30 et 50 ka BP) sont associées à des incertitudes de ± 400 ans. Les incertitudes maximales correspondent au DMG (entre 17 et 25 ka BP), où les fluctuations de la concentration en méthane dans l'atmosphère sont trop faibles pour permettre la distinction de marqueurs d'âge précis. L'incertitude associée à la transition climatique conduisant au dernier stade interglaciaire MIS 5.5 est de $\pm 2\,000$ ans, relativement à la chronologie du forage antarctique EDC.

Ces incertitudes restent inférieures à la durée des événements climatiques rapides (souvent plusieurs millénaires) que nous souhaitons caractériser dans ce forage. La chronologie TALDICE-1 se révèle donc être tout à fait adéquate à une analyse détaillée du phasage des événements climatiques à l'échelle millénaire au cours du dernier cycle climatique.

- ❖ **Lors de la dernière déglaciation, les variations isotopiques enregistrées à TALDICE étaient-elles synchrones avec leurs équivalents issus des sites continentaux d'EDC et EDML, ou affichaient-t-elles au contraire un déphasage similaire à celui observé dans la carotte américaine de Taylor Dome? En d'autres termes, peut-on étendre le concept de bascule bipolaire à ce site durant cette période ?**

La confrontation du profil isotopique de TALDICE représenté sur l'échelle TALDICE-1, avec ceux des sites d'EDML et d'EDC représentés sur leurs nouvelles échelles d'âge, l'ensemble étant ajusté à la chronologie groenlandaise GICC05, indique un synchronisme indiscutable des signaux climatiques issus des trois sites au cours de la dernière déglaciation.

Le phénomène de bascule bipolaire apparaît donc également valide au site de Talos Dome, malgré la position périphérique du site.

Nous concluons que la séquence des événements dévoilée à Taylor Dome ne peut être généralisable aux sites côtiers de l'Antarctique de l'Est situés dans la région de la mer de Ross. Le signal spécifique de Taylor Dome pourrait résulter des conditions particulières de redistribution de la précipitation dans ce secteur antarctique en conditions glaciaires, ou refléter des erreurs de datation de la carotte pour la période considérée.

- ❖ **L'enregistrement isotopique de Talos Dome montre-t-il des spécificités liées à sa position géographique par rapport aux autres sites ? Que nous apporte ce nouvel**

enregistrement sur nos connaissances des mécanismes mis en jeu lors de la déglaciation ?

L'observation détaillée de la forme des profils isotopiques durant les différents étapes de la déglaciation ont montré que la première phase du réchauffement était caractérisée par des différences régionales entre le secteur atlantique représenté par la carotte d'EDML, et le secteur indo-pacifique représenté par EDC et TALDICE. Ces différences ont été interprétées comme des possibles hétérogénéités des changements de vents zonaux sur ces différents secteurs océaniques, dans un contexte de réorganisations importantes de la circulation atmosphérique. Le signal enregistré à Talos Dome exhibe de fortes similarités avec le signal d'EDC, ce qui confirme l'origine majoritairement indienne des masses d'air alimentant le site en période froide, ainsi que la relative continentalité du site, qui lui confère un comportement climatique homogène avec le reste du plateau.

Le signal de TALDICE, comme celui d'EDC, révèle un clair optimum climatique durant l'AIM1, précisément daté à 14.7 ± 0.3 ka BP, en phase avec le réchauffement brusque observé dans l'océan atlantique nord, ce qui a permis également de renforcer l'hypothèse que le refroidissement de l'ACR survenant ensuite en Antarctique soit une conséquence directe de la reprise de l'AMOC.

❖ Les conclusions déduites de l'étude de la déglaciation sont-elles applicables aux évènements rapides enregistrés lors de la dernière période glaciaire MIS 3?

Nous avons étendu la comparaison des signaux isotopiques de TALDICE, EDML et EDC aux derniers 50 000 ans, sièges d'une variabilité climatique abrupte et rapide dans l'Hémisphère Nord (D/O), dont la réponse australe s'est jusqu'ici illustrée par un déphasage en accord avec le mécanisme de bascule bipolaire : des réchauffements plus graduels et moins amples qu'au nord jusqu'à des valeurs isotopiques maximales (AIM). La similarité du signal de Talos Dome avec ces observations issues du plateau antarctique confirme sans conteste la validité du mécanisme de bascule bipolaire en ce site pour la dernière période glaciaire.

D'autre part, la forme des AIM enregistrés à TALDICE apparaît très similaire à celle des AIM visibles à EDC (forme plutôt triangulaire), et contraste avec ceux du site d'EDML (plutôt en forme de créneau), suggérant un réchauffement du secteur atlantique systématiquement plus rapide qu'en secteur indo-pacifique.

Les mécanismes à l'origine de tels comportements ont été appréhendés par le biais de l'exploitation des profils de sodium non marin et d'excès en deutérium mesurés dans la carotte TALDICE, ainsi qu'au travers de simulations réalisées sous conditions glaciaires à l'aide du modèle de climat IPSL-CM4. Les tendances observées semblent confirmer le rôle du couplage régional glace-de-mer/vents zonaux dans l'évolution des températures des différents bassins océaniques austraux, en réponses à des variations importantes de la circulation thermohaline.

PERSPECTIVES

❖ Evolution du climat en période interglaciaire

Si le sujet de ma thèse s'est principalement focalisé sur le climat des périodes glaciaires et des grandes transitions, une autre partie du projet TALDICE est vouée à l'étude de l'évolution climatique durant les périodes interglaciaires de l'Holocène actuel et du dernier interglaciaire MIS 5.5.

Un premier travail a été entrepris par Masson-Delmotte et al.(soumis) utilisant la chronologie TALDICE-1, dans le but de conduire une comparaison multi-sites des caractéristiques de ces deux périodes chaudes en région Antarctique. Talos Dome fait partie des carottes de glace considérées et sa tendance est discutée en termes de comportements d'un site côtier.

Il est également prévu dans le cadre du projet européen HOLOCLIP d'explorer en détail l'évolution climatique au cours de l'Holocène en différents lieux. La carotte TALDICE représentera une archive importante dans cette étude, étant donné la résolution particulièrement fine des données disponibles. Le développement d'une chronologie adaptée à cette période sera dès lors nécessaire pour la carotte, travail nécessitant la prise en compte d'autres types de marqueurs d'âges tels que les données d'éruptions volcaniques, que nous n'avons pas été en mesure d'incorporer durant cette thèse.

❖ Amélioration de la chronologie le long de la carotte TALDICE

Les travaux en cours concernant l'acquisition de proxys variés dans la carotte de glace devraient permettre de futures améliorations de la chronologie TALDICE-1 :

- Des mesures de la concentration en ^{10}Be sont actuellement effectuées dans l'objectif de rechercher le pic de Laschamp daté à 41.5 ka, qui fournira alors une contrainte chronologique absolue dans la phase glace de la carotte, très utile notamment pour une utilisation optimale du modèle de datation inverse.
- Il serait intéressant d'autre part de conduire des analyses additionnelles sur le fond de la carotte (profondeur > 1550 m), où les signaux climatiques sont inexploitable, et où des cristaux de taille particulièrement grande ont été observés lors du forage, ce qui pourrait indiquer la présence d'une glace particulièrement ancienne, potentiellement stagnante.
- Enfin la localisation du site dans une zone proche de la province volcanique de Mc Murdo a permis le dépôt de nombreuses couches de tephres riches en matière cristalline au sein de la carotte de glace. Des tests sont actuellement conduits afin de déterminer si la qualité et la quantité des cristaux de feldspaths (sanidine) présents dans ces cendres permettraient une datation absolue de ces dernières par méthode radiogénique $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$.

Liste des figures et des tableaux

LISTE DES FIGURES

Introduction

Figure 1: Evolution de la température moyenne du globe, du niveau marin moyen et de la couverture neigeuse en Hémisphère Nord pour les 150 dernières années.	10
Figure 2: Synthèse des scénarios de l'évolution des gaz à effets de serre concernant le prochain siècle.	11
Figure 3: Comparaison de l'enregistrement de δD mesuré dans la glace de Dôme C sur la chronologie EDC3 et de l'enregistrement du $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques sur sa propre échelle d'âge.	14
Figure 4: Carte de l'Antarctique fournie par image radar permettant l'identification du site de Talos Dome.	16
Figure 5: Enregistrement de la composition isotopique de la glace dans les carottes de glace EDC en Antarctique et de NGRIP au Groenland, durant la dernière période de déglaciation	17
Figure 6: représentation des profils isotopiques des carottes de glace de Taylor Dôme, GISP2, Byrd et Vostok lors de la dernière transition glaciaire.	18
Figure 7 : Zoom sur la région de Talos Dome montrant la trajectoire du raid terrestre Nord-Sud.	21
Figure 8 : Localisation du site de forage ID1 par rapport au sommet de Dôme Talos, et représentation 3D de la topographie du socle à l'aplomb de la zone.	22
Figure 9 : Profil topographique le long du raid terrestre GPR20-TD-31Dpt.	24
Figure 10 : empreintes géologiques relevées dans la zone des Frontier Moutains de l'altitude de la calotte glaciaire antarctique durant le DMG.	25
Figure 11 : Enregistrements des teneurs en MSA, $nssSO_4^{2-}$ et Na^+ à Talos couvrant les 30 dernières années, comparés aux variations de l'Index d'Oscillation Austral.	27
Figure 12 : Diagramme de progression du forage de Talos Dome.	28
Figure 13 : Localisation du site de forage de North GRIP sur l'inlandsis Groenlandais.	31
Figure 14 : Retro-trajectoires des masses d'air à l'origine des précipitations neigeuses calculées sur 5 jours.	32
Figure 15 : Origine de l'humidité arrivant aux différents sites de forage.	33

Chapitre I

Figure 16: Schéma simplifié de la structure du névé, depuis le dépôt de neige en surface jusqu'à l'obtention de glace bullée en profondeur.	46
Figure 17: Mesures et estimation par un modèle de diffusion de l'évolution du $\delta^{15}\text{N}$ dans la colonne de névé au site côtier antarctique de Siple Dome	47
Figure 18: Représentation de la relation actuelle entre porosité fermée et densité calculée par le modèle de densification de Goujon et al. (2003) pour le site d'EDC.....	49
Figure 19: enregistrement du CO_2 , distribution PDF de l'âge du gaz et isotopes de l'eau dans la carotte EDC au cours de la dernière transition glaciaire/interglaciaire	50
Figure 20: diagramme de phase de l'air au sein de la glace en fonction de la température et de la pression.....	54
Figure 21: Photo de carotte de glace de Talos Dome prélevée dans la « brittle zone »	54
Figure 22: calage orbital des chronologie de Vostok et Dome F	57
Figure 23: représentation des profils de $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ à Vostok, EDML, et Talos Dome durant le dernier cycle climatique	59
Figure 24: Couche de tephras dans la carotte de glace de Talos Dome	60
Figure 25: représentation du profil isotopique du spéléothème chinois d'Hulu Cave associé à la courbe d'insolation estivale à 65°N au 21 Juin, et comparé avec l'enregistrement climatique issu de la carotte de glace groenlandaise de GISP2	62
Figure 26: schéma de la circulation atmosphérique au-dessus du continent antarctique.....	64
Figure 27: Mécanisme de distillation de Rayleigh affectant la composition isotopique des précipitations.	66
Figure 28: Représentation de la relation linéaire actuelle existant entre composition isotopique de la neige et température de surface, pour les calottes polaires du Groenland et de l'Antarctique.....	67
Figure 29: synchronisation des profils de poussières de EDC et Vostok durant les trois dernier cycles climatiques glaciaire/interglaciaire.	75
Figure 30: Comparaison du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de la carotte sédimentaire portugaise MD95-2042, rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de la carotte pacifique MD97-2134, et flux de ^{36}Cl dans la carotte de glace de GRIP.....	76
Figure 31: Synchronisation des pics de sulfate mesurés dans les carottes de glace d'EDML et EDC entre 45 and 52 ka BP.	77
Figure 32: Evolution du rapport de mélange du méthane et du forçage radiatif associé au cours des 10 000 dernières années	78
Figure 33: contribution des sources tropicales et boréales à la teneur en méthane atmosphérique entre périodes glaciaires et interglaciaires.	79
Figure 34: Profil des isotopes de l'eau à NorthGRIP et profils de méthane à EDML et à NorthGRIP, durant la période glaciaire MIS 3.	80
Figure 35: représentation des profils de méthane composite du Groenland et de $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ de GRIP et GISP 2 durant les derniers 60 ka BP.	82

Chapitre II

Figure 36 : Montage expérimental de l'extraction des gaz pour l'analyse du $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ et du $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 au LSCE	89
Figure 37: spectromètre de masse utilisé au LSCE (Saclay) pour les mesures de la composition isotopique de l'air piégé dans les carottes de glace.	90
Figure 38: Montage expérimental semi-automatisé destiné aux mesures de la teneur en méthane contenu dans l'air des carottes de glace (LGGE).	94
Figure 39: données brutes mesurées par le système CFA-CH4 durant la dernière déglaciation à Talos Dome	100
Figure 40: Schéma simplifié représentant l'écoulement de la glace au niveau d'un dôme glaciaire, comme modélisé par le modèle d'écoulement de F. Parrenin.....	104
Figure 41: Evolution de la COD en fonction de la température et du taux d'accumulation calculée par le modèle de densification du névé de Arnaud et al. (2000).....	110
Figure 42 : Evolution du $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 mesuré dans la carotte d'EDML et simulé par le modèle de Arnaud et al. lors de la dernière transition glaciaire/interglaciaire.....	113
Figure 43 : comparaison des profils méthane d'EDC, EDML, et du Groenland sur leurs chronologies initiales et après l'utilisation de la méthode inverse	118

Chapitre III

Figure 44: Représentation du profil du méthane mesuré dans la carotte de glace de Talos Dome par les laboratoires de Berne et Grenoble, en fonction de la profondeur.....	123
Figure 45: Comparaison des données méthane à TALDICE en fonction de la profondeur et du profil méthane à EDC représenté sur l'échelle d'âge gaz d'EDC3.....	125
Figure 46: Enregistrement du méthane mesuré dans la carotte de Talos Dome par la méthode discrète traditionnelle et par la nouvelle méthode de mesure en flux continu	127
Figure 47: Profil des isotopes de l'eau à Talos Dome ($\delta^{18}\text{O}$) en fonction de la profondeur..	128
Figure 48 : Comparaison des profils isotopiques de TALDICE en fonction de la profondeur, et d'EDC en fonction de l'âge EDC3, pour des âges supérieurs à 100 000 ans.	129
Figure 49: Comparaison des profils des mesures de δD et de $\delta^{18}\text{O}$ dans la carotte de Talos Dome.	131
Figure 50: Représentation en fonction de la profondeur des mesures de $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ effectuées sur l'air piégé dans la carotte TALDICE, EDML, et Vostok.....	132
Figure 51: Représentation de la relation âge/profondeur calculée par le modèle direct pour les phases glace et gaz.	135
Figure 52: représentation de l'estimation par le modèle d'écoulement direct du taux d'accumulation et du taux d'amincissement dans la carotte TALDICE.....	136
Figure 53: Représentation de l'évolution de la colonne de névé au cours de la transition glaciaire/interglaciaire III	170
Figure 54: représentation du profil des isotopes de l'eau et des mesures de $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 réalisées sur la carotte TALDICE entre 580 et 910 m de profondeur	171

Chapitre IV

Figure 55: Le climat des quatre derniers cycles climatiques 178

Figure 56: représentations des 5 dernières déglaciations enregistrées dans le rapport isotopique de l'hydrogène et dans le méthane en Antarctique à Dôme C 180

Figure 57: représentation des signaux de température, du δD , CO_2 , et CH_4 mesurés dans la carotte de EDC en Antarctique, et de $\delta^{18}O$ mesuré dans la carotte de glace de NorthGRIP au Groenland entre 1 et 25 ka BP. 182

Figure 58: Schéma représentatif du concept de bascule bipolaire 184

Figure 59: Représentation des profils des isotopes de l'oxygène et du rapport $231Pa/230Th$ mesurés dans la carotte sédimentaire OCE326-GGC5 ($33^\circ 42'N$, $57^\circ 35'W$) pour les derniers 20 ka BP. 185

Figure 60: comparaison de l'enregistrement isotopique de la déglaciation dans les carottes de glace Taylor Dome, Gisp2, Byrd et Vostok 186

Figure 61: Carte de l'Antarctique montrant la localisation du site de Taylor Dome 218

Figure 62: Construction de la chronologie de la carotte de Taylor Dome (Steig et al. 1998) 219

Figure 63: relation âge/profondeur et taux d'accumulation estimés d'après différentes études pour le site de Taylor Dome. 221

Figure 64: Synchronisation des profils méthane de Taylor Dome et du Groenland sur GICC05.. 222

Figure 65 : synchronisation des profils isotopiques de Talos Dome et Taylor Dome. 223

Figure 66: Représentation du Δ age initial de Taylor Dome, comparé à notre nouveau calcul 225

Chapitre V

Figure 1: Illustration des mécanismes de transport et dépôt des sédiments continentaux sur le fond océanique associés aux évènements de Heinrich. 232

Figure 2: Enregistrement des oscillations de Dansgaard-Oeschger et des évènements de Heinrich dans la composition isotopique des glaces du Groenland au cours des derniers 60 000 ans. 233

Figure 3: Représentation des isotopes de l'eau dans la carotte de NorthGRIP et de la température antarctique issue des données de la carotte d'EDC pour les derniers 140 ka... 234

Figure 4: représentation des profils isotopiques des carottes de glace de Byrd, EDML, EDC, NorthGRIP, et des enregistrements du méthane à EDML et au Groenland, au cours des 60 000 dernières années. 235

Figure 5: Corrélation linéaire obtenue entre l'amplitude thermique correspondant à chaque AIM enregistré à EDML durant la période MIS3, et la durée du stade froid précédant en Atlantique Nord..... 236

Figure 6: Comparaison des profils isotopiques d'EDC, EDML, et NorthGRIP entre 30 et 50 ka BP.. 237

Figure 7: Comparaison des profils isotopiques de GISP2, Byrd, Vostok et Taylor Dome enregistrés au cours des derniers 140 000 ans..... 238

Figure 8 : représentation du climat de la période MIS 3 en termes de conditions d’insolation	244
Figure 9: Illustration de la variation de l’intensité de l’AMOC obtenue lors des trois simulations du modèle IPSL-CM4 sous conditions glaciaires par Kageyama et al. (2009). .	245
Figure 10: Fonction du courant atlantique meridional et maximum de profondeur de couche de mélange simulés par Kageyama et al. (2009).....	246
Figure 11: localisation des sites de forages et principales régions sources d’humidité pour chacun de ces sites Talos Dome, Taylor Dome, EDC et EDML	249
Figure 12: schéma représentant l’évolution de l’AMOC pour les différentes simulations conduites avec le modèle IPSL-CM4 sous conditions glaciaires pour cette étude.	250
Figure 14: Synchronisation des enregistrements de méthane d’EDC et TALDICE entre 50 et 123 ka BP.. ..	287
Figure 15: enregistrements isotopiques mesurés dans les carottes de glace de Taylor Dome, TALDICE, EDC, EDML et NorthGRIP sur leurs échelles d’âge respectives durant la période comprise entre 50 et 123 ka BP.....	288

LISTE DES TABLEAUX

Introduction

Tableau 1: Résumé des caractéristiques des sites de forage antarctiques de TALDICE, EDC, EDML et Taylor Dome.	30
--	----

Chapitre III

Tableau 2: Paramètres d’entrée du modèle d’écoulement 1-D (Parrenin et al., 2007b)	133
Tableau 3 : Estimation des variations d’altitude du dôme de Talos durant les derniers 30 000 ans.....	134
Tableau 4: Comparaison de l’estimation des Δ depth d’après les mesures du signal de $\delta^{15}\text{N}$ de N_2 et d’après la méthode inverse.....	172
Tableau 5: Comparaison des estimations de LID à Talos Dome d’après l’utilisation de différents taux d’amincissement et estimée par le modèle de densification.	173
Tableau 6: résumé de la LID et de l’épaisseur de la zone convective calculées à TALDICE pour deux périodes glaciaire et interglaciaire.	174

Chapitre IV

Tableau 7: Résumé des caractéristiques des points de calage définis entre les enregistrements isotopiques de Talos et Taylor Dome lors de la dernière transition glaciaire/interglaciaire..	224
Tableau 8: résumé des incertitudes rentrant en compte dans le calcul de l’incertitude finale associée à l’estimation du Δ age de Taylor Dome.	224

Références Bibliographiques

A

Ahn, J. and Brook, E. J.: Atmospheric CO₂ and climate from 65 to 30 ka B.P., *Geophys. Res. Lett.*, 34, 4 PP., doi:200710.1029/2007GL029551, 2007.

Alley, R. B., Anandakrishnan, S. and Jung, P.: Stochastic Resonance in the North Atlantic, *Paleoceanography*, 16(2), 190-198, 2001.

Alley, R. B., Meese, D. A., Shuman, C. A., Gow, A. J., Taylor, K. C., Grootes, P. M., White, J. W. C., Ram, M., Waddington, E. D., Mayewski, P. A. and Zielinski, G. A.: Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event, *Nature*, 362(6420), 527-529, doi:10.1038/362527a0, 1993.

Alley, R., Finkel, R. C., Nishiizumi, K., Anandakrishnan, S., Shuman, C. A., Mershon, G., Zielinski, G. A. and Mayewski, P. A.: CHANGES IN CONTINENTAL AND SEA-SALT ATMOSPHERIC LOADINGS IN CENTRAL GREENLAND DURING THE MOST RECENT DEGLACIATION - MODEL-BASED ESTIMATES, *JOURNAL OF GLACIOLOGY*, 48(139), 503-514, 1995.

Alley, R.: FIRN DENSIFICATION BY GRAIN-BOUNDARY SLIDING : A FIRST MODEL, *Le Journal de Physique Colloques*, 48(C1), 8, doi:10.1051/jphyscol:1987135, 1987.

Andersen, K. K., Svensson, A., Johnsen, S. J., Rasmussen, S. O., Bigler, M., Röthlisberger, R., Ruth, U., Siggaard-Andersen, M. L., Peder Steffensen, J., Dahl-Jensen, D. and others: The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15–42ka. Part 1: constructing the time scale, *Quaternary Science Reviews*, 25(23-24), 3246–3257, 2006.

Anderson, J. B., Shipp, S. S., Lowe, A. L., Wellner, J. S. and Mosola, A. B.: The Antarctic Ice Sheet during the Last Glacial Maximum and its subsequent retreat history: a review, *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3), 49–70, 2002

Anklin, M., Barnola, J., Schwander, J., Stauffer, B. and Raynaud, D.: Processes affecting the CO₂ concentrations measured in Greenland ice, *Tellus B*, 47(4), 461-470, doi:10.1034/j.1600-0889.47.issue4.6.x, 1995

Arnaud, L., Barnola, J. and Duval, P.: Physical modeling of the densification of snow/firn and ice in the upper part of polar ice sheets, in *Physics of Ice Core Records*, 285-305, 2000.

Arnaud, L.: Modélisation de la transformation de la neige en glace à la surface des calottes polaires; Étude du transport des gaz dans ces milieux poreux., in *Thèse au Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement, Grenoble, Université Joseph Fourier.*, 1997.

Arzt, E., Ashby, M. and Easterling, K.: Practical applications of hotisostatic Pressing diagrams: Four case studies, *Metallurgical and Materials Transactions A*, 14(1), 211-221, doi:10.1007/BF02651618, 1983.

B

Bader, H.: Density of ice as a function of temperature and stress., *CRREL Spec. Rep*, 64, 1964.

Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggioni, L., Cabioch, G., Faure, G. and Rougerie, F.: Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge, *Nature*, 382(6588), 241-244, doi:10.1038/382241a0, 1996.

Barker, S., Diz, P., Vautravers, M. J., Pike, J., Knorr, G., Hall, I. R. and Broecker, W. S.: Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation, *Nature*, 457(7233), 1097-1102, doi:10.1038/nature07770, 2009.

Barnola, J. -, PIMIANTA, P., RAYNAUD, D. and KOROTKEVICH, Y. S.: CO₂-climate relationship as deduced from the Vostok ice core: a re-examination based on new measurements and on a re-evaluation of the air dating, *Tellus B*, 43(2), 83-90, doi:10.1034/j.1600-0889.1991.t01-1-00002.x, 1991.

Barnola, J. M., Raynaud, D., Korotkevich, Y. S. and Lorius, C.: Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO₂, *Nature*, 329(6138), 408-414, doi:10.1038/329408a0, 1987.

Basile, I., Grousset, F. E., Revel, M., Petit, J. R., Biscaye, P. E. and Barkov, N. I.: Patagonian origin of glacial dust deposited in East Antarctica (Vostok and Dome C) during glacial stages 2, 4 and 6, *Earth and Planetary Science Letters*, 146(3-4), 573-589, doi:10.1016/S0012-821X(96)00255-5, 1997.

Battle, M., Bender, M., Sowers, T., Tans, P. P., Butler, J. H., Elkins, J. W., Ellis, J. T., Conway, T., Zhang, N., Lang, P. and Clark, A. D.: Atmospheric gas concentrations over the past century measured in air from firn at the South Pole, *Nature*, 383(6597), 231-235, doi:10.1038/383231a0, 1996.

Becagli, S., Benassai, S., Castellano, E., Largiuni, O., Migliori, A., Traversi, R., Flora, O. and Udisti, R.: Chemical characterization of the last 250 years of snow deposition at Talos Dome (East Antarctica), *International Journal of Environmental & Analytical Chemistry*, 84(6-7),

523-536, doi:10.1080/03067310310001640384, 2004.

Beckman, A.: The representation of bottom boundary layer processes in numerical ocean circulation models, *Ocean modeling and parametrization*. Kluwer, Norwell, 1998.

Bender, M. L.: Orbital tuning chronology for the Vostok climate record supported by trapped gas composition, *Earth and Planetary Science Letters*, 204(1-2), 275-289, doi:10.1016/S0012-821X(02)00980-9, 2002.

Bender, M., Sowers, T. and Labeyrie, L.: The Dole Effect and its variations during the last 130,000 years as measured in the Vostok Ice Core, *Global Biogeochem. Cycles*, 8(3), PP. 363-376, doi:199410.1029/94GB00724, 1994b.

Bender, M., Sowers, T. and Lipenkov, V.: On the concentrations of O₂, N₂, and Ar in trapped gases from ice cores, *J. Geophys. Res.*, 100(D9), PP. 18,651-18,660, doi:199510.1029/94JD02212, 1999

Bender, M., Sowers, T. and Lipenkov, V.: On the concentrations of O₂, N₂, and Ar in trapped gases from ice cores, *J. Geophys. Res.*, 100(D9), PP. 18,651-18,660, doi:199510.1029/94JD02212, 1995.

Bender, M., Sowers, T., Dickson, M., Orchardo, J., Grootes, P., Mayewski, P. A. and Meese, D. A.: Climate correlations between Greenland and Antarctica during the past 100,000 years, *Nature*, 372(6507), 663-666, doi:10.1038/372663a0, 1994.

Berger, A. and Loutre, M. F.: Théorie astronomique des paléoclimats, *Comptes Rendus Geosciences*, 336(7-8), 701-709, 2004.

Bintanja, R., van de Wal, R. S. and Oerlemans, J.: Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years, *Nature*, 437(7055), 125-128, doi:10.1038/nature03975, 2005.

Blunier, T. and Brook, E. J.: Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period, *Science*, 291(5501), 109-112, 2001a.

Blunier, T., Chappellaz, J., Schwander, J., Dallenbach, A., Stauffer, B., Stocker, T. F., Raynaud, D., Jouzel, J., Clausen, H. B., Hammer, C. U. and Johnsen, S. J.: Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period, *Nature*, 394(6695), 739-743, doi:10.1038/29447, 1998.

Blunier, T., Schwander, J., Stauffer, B., Stocker, T., Dällenbach, A., Indermühle, A., Tschumi, J., Chappellaz, J., Raynaud, D. and Barnola, J.: Timing of the Antarctic cold reversal and the atmospheric CO₂ increase with respect to the Younger Dryas Event, *Geophys. Res. Lett.*, 24(21), PP. 2683-2686, doi:199710.1029/97GL02658, 1997.

Blunier, T., Spahni, R., Barnola, J. M., Chappellaz, J., Loulergue, L. and Schwander, J.: Synchronization of ice core records via atmospheric gases, *Climate of the Past Discussions*, 3(1), 365-381, 2007.

Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J. and Bonani, G.: Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice, *Nature*, 365(6442), 143-147, doi:10.1038/365143a0, 1993.

Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K. et al.: Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period, *Nature*, 360(6401), 245-249, doi:10.1038/360245a0, 1992.

Bory, A., Biscaye, P., Svensson, A. and Grousset, F.: Seasonal variability in the origin of recent atmospheric mineral dust at NorthGRIP, Greenland, *Earth and Planetary Science Letters*, 196(3-4), 123-134, doi:10.1016/S0012-821X(01)00609-4, 2002.

Broecker, W. S. and Denton, G. H.: The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(10), 2465-2501, doi: DOI: 10.1016/0016-7037(89)90123-3, 1989.

Broecker, W. S. and Hemming, S.: PALEOCLIMATE: Climate Swings Come into Focus, *Science*, 294(5550), 2308-2309, doi:10.1126/science.1068389, 2001.

Broecker, W.: Paleocean circulation during the last deglaciation: A bipolar seesaw?, *PALEOCEANOGRAPHY*, 13, 119-121, 1998.

Brook, E. J., Harder, S., Severinghaus, J., Steig, E. J. and Sucher, C. M.: On the origin and timing of rapid changes in atmospheric methane during the Last Glacial Period, *Global Biogeochem. Cycles*, 14(2), 559-572, 2000.

Buiron, D., Chappellaz, J., Stenni, B., Frezzotti, M., Baumgartner, M., Capron, E., Landais, A., Lemieux-Dudon, B., Masson-Delmotte, V., Montagnat, M., Parrenin, F. et al.: TALDICE-1 age scale of the Talos Dome deep ice core, East Antarctica, *Climate of the Past*, submitted
 Buiron, D., Chappellaz, J., Stenni, B., Frezzotti, M., Baumgartner, M., Capron, E., Landais, A., Lemieux-Dudon, B., Masson-Delmotte, V., Montagnat, M., Parrenin, F. et al.: TALDICE-1 age scale of the Talos Dome deep ice core, East Antarctica, *Climate of the Past*

C

Caillon, N., Severinghaus, J. P., Jouzel, J., Barnola, J., Kang, J. and Lipenkov, V. Y.: Timing of Atmospheric CO₂ and Antarctic Temperature Changes Across Termination III, *Science*, 299(5613), 1728-1731, doi:10.1126/science.1078758, 2003.

Capron, E., Landais, A., Lemieux-Dudon, B., Schilt, A., Masson-Delmotte, V., Buiron, D., Chappellaz, J., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S. and Leuenberger, M.: Synchronising EDML and NorthGRIP ice cores using $\delta^{18}\text{O}$ of atmospheric oxygen ($\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$) and CH₄ measurements over MIS5 (80–123 kyr), *Quaternary Science Reviews*, 29(1-2), 222-234, doi:10.1016/j.quascirev.2009.07.014, 2010.

Carcaillet, J., Boulès, D. L., Thouveny, N. and Arnold, M.: A high resolution authigenic

$^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ record of geomagnetic moment variations over the last 300 ka from sedimentary cores of the Portuguese margin, *Earth and Planetary Science Letters*, 219(3-4), 397-412, doi:10.1016/S0012-821X(03)00702-7, 2004.

Castellano, E., Becagli, S., Hansson, M., Hutterli, M., Petit, J. R., Rampino, M. R., Severi, M., Steffensen, J. P., Traversi, R. and Udisti, R.: Holocene volcanic history as recorded in the sulfate stratigraphy of the European Project for Ice Coring in Antarctica Dome C (EDC96) ice core, *J. Geophys. Res.*, 110, 12 PP., doi:200510.1029/2004JD005259, 2005.

Chappellaz, J., Barnola, J. M., Raynaud, D., Korotkevich, Y. S. and Lorius, C.: Ice-core record of atmospheric methane over the past 160,000 years, *Nature*, 345(6271), 127-131, doi:10.1038/345127a0, 1990.

Chappellaz, J., Blunier, T., Raynaud, D., Barnola, J. M., Schwander, J. and Stauffert, B.: Synchronous changes in atmospheric CH_4 and Greenland climate between 40 and 8 kyr BP, *Nature*, 366(6454), 443-445, doi:10.1038/366443a0, 1993

Chappellaz, J., Brook, E., Blunier, T. and Malaizé, B.: CH_4 and $\delta^{18}\text{O}$ of O_2 records from Antarctic and Greenland ice: A clue for stratigraphic disturbance in the bottom part of the Greenland Ice Core, *J. Geophys. Res.*, 102(C12), PP. 26,547-26,557, doi:199710.1029/97JC00164, 1997.

Chappellaz, J.: Etude du méthane atmosphérique au cours du dernier cycle climatique à partir de l'analyse de l'air piégé dans la glace antarctique., 1990.

Colbeck, S.: AIR MOVEMENT IN SNOW DUE TO WINDPUMPING, *JOURNAL OF GLACIOLOGY*, 35(120), 209-213, 1989.

Connolley, W. M.: THE ANTARCTIC TEMPERATURE INVERSION, *Int. J. Climatol.*, 16(12), 1333-1342, 1996.

Craig, H., Horibe, Y. and Sowers, T.: Gravitational Separation of Gases and Isotopes in Polar Ice Caps, *Science*, 242(4886), 1675-1678, doi:10.1126/science.242.4886.1675, 1988.

Crosta, X., Sturm, A., Armand, L. and Pichon, J.: Late Quaternary sea ice history in the Indian sector of the Southern Ocean as recorded by diatom assemblages☆, *Marine Micropaleontology*, 50(3-4), 209-223, doi:10.1016/S0377-8398(03)00072-0, 2004.

Cuffey, K. M., Alley, R. B., Grootes, P. M. and Anandakrishnan, S.: Toward using borehole temperatures to calibrate an isotopic paleothermometer in central Greenland, *Global and Planetary Change*, 6(2-4), 265-268, doi:doi: DOI: 10.1016/0921-8181(92)90042-9, 1992.

Cuffey, K. M., Clow, G. D., Alley, R. B., Stuiver, M., Waddington, E. D. and Saltus, R. W.: Large Arctic Temperature Change at the Wisconsin-Holocene Glacial Transition, *Science*, 270(5235), 455-458, doi:10.1126/science.270.5235.455, 1995.



- Dällenbach, A., Blunier, T., Flückiger, J., Stauffer, B., Chappellaz, J. and Raynaud, D.: Changes in the atmospheric CH₄ gradient between Greenland and Antarctica during the Last Glacial and the transition to the Holocene, *Geophys. Res. Lett.*, 27(7), PP. 1005-1008, doi:200010.1029/1999GL010873, 2000.
- Dansgaard, W. and Tauber, H.: Glacier Oxygen-18 Content and Pleistocene Ocean Temperatures, *Science*, 166(3904), 499-502, doi:10.1126/science.166.3904.499, 1969.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdottir, A. E., Jouzel, J. and Bond, G.: Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record, *Nature*, 364(6434), 218-220, doi:10.1038/364218a0, 1993.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdottir, A. E., Jouzel, J. and Bond, G.: Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record, *Nature*, 364(6434), 218-220, doi:10.1038/364218a0, 1993.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Moller, J. and Langway, C. C.: One Thousand Centuries of Climatic Record from Camp Century on the Greenland Ice Sheet, *Science*, 166(3903), 377-380, doi:10.1126/science.166.3903.377, 1969.
- Dansgaard, W.: Stable isotopes in precipitation., *Tellus*, 16, 436-468, 1964.
- Delaygue, G., Edouard, B., SCHMIDT, G., LABEYRIE, L., VIDAL, L., GENTHON, C. and JOUZEL, J.: RELATIONS ENTRE SURFACE OCEANIQUE ET COMPOSITION ISOTOPIQUE DES PRECIPITATIONS ANTARCTIQUES: SIMULATION POUR DIFFERENTS CLIMATS.,, 2000.
- Delmonte, B., Andersson, P., Schöberg, H., Hansson, M., Petit, J., Delmas, R., Gaiero, D., Maggi, V. and Frezzotti, M.: Geographic provenance of aeolian dust in East Antarctica during Pleistocene glaciations: preliminary results from Talos Dome and comparison with East Antarctic and new Andean ice core data, *Quaternary Science Reviews*, 29(1-2), 256-264, doi:10.1016/j.quascirev.2009.05.010, 2010.
- Delmonte, B., Basile-Doelsch, I., Petit, J., Maggi, V., Revel-Rolland, M., Michard, A., Jagoutz, E. and Grousset, F.: Comparing the Epica and Vostok dust records during the last 220,000 years: stratigraphical correlation and provenance in glacial periods, *Earth-Science Reviews*, 66(1-2), 63-87, doi:doi: DOI: 10.1016/j.earscirev.2003.10.004, 2004.
- Delmonte, B., Basile-Doelsch, I., Petit, J., Michard, A., Revel-Rolland, M., Maggi, V. and Gemmiti, B.: Refining the isotopic (Sr-Nd) signature of potential source areas for glacial dust in East Antarctica, *Journal de Physique IV (Proceedings)*, 107, 4, doi:10.1051/jp4:20030317, 2003.
- Delmonte, B., Petit, J. and Maggi, V.: LGM-Holocene changes and Holocene millennial-scale oscillations of dust particles in the EPICA Dome C ice core, East Antarctica, *ANNALS OF GLACIOLOGY*, 35, 306-312, 2002.
- Denton, G., Alley, R., Comer, G. and Broecker, W.: The role of seasonality in abrupt climate

change, *Quaternary Science Reviews*, 24(10-11), 1159-1182, doi:10.1016/j.quascirev.2004.12.002, 2005.

Dreyfus, G. B., Jouzel, J., Bender, M. L., Landais, A., Masson-Delmotte, V. and Leuenberger, M.: Firm processes and $\delta^{15}\text{N}$: potential for a gas-phase climate proxy, *Quaternary Science Reviews*, 29(1-2), 28-42, doi:10.1016/j.quascirev.2009.10.012, 2010

Dreyfus, G. B., Parrenin, F., Lemieux-Dudon, B., Durand, G., Masson-Delmotte, V., Jouzel, J., Barnola, J., Panno, L., Spahni, R., Tisserand, A., Siegenthaler, U. et al.: Anomalous flow below 2700 m in the EPICA Dome C ice core detected using $\delta^{18}\text{O}$ of atmospheric oxygen measurements, *Clim. Past*, 3(2), 341-353, 2007.

Dunbar, N. W., McIntosh, W. C. and Esser, R. P.: Physical setting and tephrochronology of the summit caldera ice record at Mount Moulton, West Antarctica, *Geol Soc America Bull*, 120(7), 796, doi:10.1130/B26140.1, 2008.

Duplessy, J. C., Labeyrie, L., Arnold, M., Paterne, M., Duprat, J. and van Weering, T. C. E.: Changes in surface salinity of the North Atlantic Ocean during the last deglaciation, *Nature*, 358(6386), 485-488, doi:10.1038/358485a0, 1992

E

Eisen, O., Rack, W., Nixdorf, U. and Wilhelms, F.: Characteristics of accumulation around the EPICA deep-drilling site in Dronning Maud Land, Antarctica, *Annals of Glaciology*, 41, 41-46, doi:10.3189/172756405781813276, 2005.

Elliot, M., Labeyrie, L. and Duplessy, J.: Changes in North Atlantic deep-water formation associated with the Dansgaard-Oeschger temperature oscillations (60-10 ka), *Quaternary Science Reviews*, 21(10), 1153-1165, doi:10.1016/S0277-3791(01)00137-8, 2002. EPICA Community Members: One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica, *Nature*, 444(7116), 195-198, doi:10.1038/nature05301, 2006.

Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, L. and Urey, H.: Carbonate-water isotopic temperature scale, *Geol. Soc. Am. Bull*, 62, 417-425, 1953.

Etheridge, D. M., Pearman, G. I. and Frazer, P. J.: Changes in tropospheric methane between 1841 and 1978 from a high accumulation-rate Antarctic ice core, *Tellus B*, 44(4), 282-294,

F

Fichefet, T. and Maqueda, M. A. M.: Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics, *J. Geophys. Res.*, 102(C6), PP. 12,609-12,646, doi:10.1029/97JC00480, 1997.

- Finkel, R. C. and Nishiizumi, K.: Beryllium 10 concentrations in the Greenland Ice Sheet Project 2 ice core from 3–40 ka, *J. Geophys. Res.*, 102(C12), PP. 26,699-26,706, doi:199710.1029/97JC01282, 1997.
- Fischer, H., Fundel, F., Ruth, U., Twarloh, B., Wegner, A., Udisti, R., Becagli, S., Castellano, E., Morganti, A., Severi, M. and others: Reconstruction of millennial changes in dust emission, transport and regional sea ice coverage using the deep EPICA ice cores from the Atlantic and Indian Ocean sector of Antarctica, *Earth and Planetary Science Letters*, 260(1-2), 340–354, 2007.
- Frezzotti, M., Bitelli, G., de Michelis, P., Deponti, A., Forieri, A., Gandolfi, S., Maggi, V., Mancini, F., Remy, F., Tabacco, I. E. and others: Geophysical survey at Talos Dome, East Antarctica: the search for a new deep-drilling site, *Annals of Glaciology*, 39(1), 423–432, 2004.
- Frezzotti, M., Capra, A. and Vittuari, L.: Comparison between glacier ice velocities inferred from GPS and sequential satellite images, *Annals of Glaciology*, 27, 54-60, 1998.
- Frezzotti, M., Gandolfi, S., La Marca, F. and Urbini, S.: Snow dunes and glazed surfaces in Antarctica: new field and remote-sensing data, *Annals of Glaciology*, 34, 81-88, doi:10.3189/172756402781817851, 2002.
- Frezzotti, M., Pourchet, M., Flora, O., Gandolfi, S., Gay, M., Urbini, S., Vincent, C., Becagli, S., Gagnani, R., Proposito, M., Severi, M. et al.: New estimations of precipitation and surface sublimation in East Antarctica from snow accumulation measurements, *Climate Dynamics*, 23(7-8), 803-813, doi:10.1007/s00382-004-0462-5, 2004.
- Frezzotti, M., Urbini, S., Proposito, M., Scarchilli, C., Gandolfi, S. and others: Spatial and temporal variability of surface mass balance near Talos Dome, East Antarctica, *J. Geophys. Res.*, 112(F2), 1-15, 2007.
- Fujita, S. and Mae, S.: STRAIN IN THE ICE-SHEET DEDUCED FROM THE CRYSTAL-ORIENTATION FABRICS FROM BARE ICEFIELDS ADJACENT TO THE SOR-RONDANE MOUNTAINS, DRONNING-MAUD LAND, EAST ANTARCTICA, *JOURNAL OF GLACIOLOGY*, 40(134), 135-139, 1994.

G

- Ganachaud, A. and Wunsch, C.: Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data, *Nature*, 408(6811), 453-457, doi:10.1038/35044048, 2000.
- Genty, D., Blamart, D., Ghaleb, B., Plagnes, V., Causse, C., Bakalowicz, M., Zouari, K., Chkir, N., Hellstrom, J. and Wainer, K.: Timing and dynamics of the last deglaciation from European and North African $\delta^{13}\text{C}$ stalagmite profiles—comparison with Chinese and South Hemisphere stalagmites, *Quaternary Science Reviews*, 25(17-18), 2118-2142,

doi:10.1016/j.quascirev.2006.01.030, 2006b.

Gersonde, R., Crosta, X., Abelmann, A. and Armand, L.: Sea-surface temperature and sea ice distribution of the Southern Ocean at the EPILOG Last Glacial Maximum—A circum-Antarctic view based on siliceous microfossil records, *Quaternary science reviews*, 24(7-9), 869–896, 2005.

Gilbert, J. and Lemarechal, C.: The modules M1QN3 and N1QN3., Program documentation, INRIA, 1993.

Goujon, C., Barnola, J. and Ritz, C.: Modeling the densification of polar firn including heat diffusion: Application to close-off characteristics and gas isotopic fractionation for Antarctica and Greenland sites, *J. Geophys. Res.*, 108, 18 PP., doi:200310.1029/2002JD003319, 2003.

Goujon, C., Barnola, J. and Ritz, C.: Modeling the densification of polar firn including heat diffusion: Application to close-off characteristics and gas isotopic fractionation for Antarctica and Greenland sites, *J. Geophys. Res.*, 108, 18 PP., doi:200310.1029/2002JD003319, 2003.

Grimm, A. M. and Natori, A. A.: Climate change and interannual variability of precipitation in South America, *Geophys. Res. Lett.*, 33(19), doi:10.1029/2006GL026821 [online] Available from: http://apps.isiknowledge.com/full_record.do?product=UA&search_mode=GeneralSearch&qid=31&SID=X2J8adNPPMPbCJ51aPH&page=1&doc=3&colname=WOS (Accessed 5 October 2010), 2006.

Grootes, P. M. and Stuiver, M.: Ross Ice Shelf oxygen isotopes and West Antarctic climate history, *Quaternary Research*, 26(1), 49-67, doi:doi: DOI: 10.1016/0033-5894(86)90083-9, 1986.

Grootes, P. M., Steig, E. J., Stuiver, M., Waddington, E. D., Morse, D. L. and Nadeau, M.: The Taylor Dome Antarctic 18O Record and Globally Synchronous Changes in Climate☆, *Quaternary Research*, 56(3), 289-298, doi:10.1006/qres.2001.2276, 2001.

Grootes, P. M., Stuiver, M., White, J. W. C., Johnsen, S. and Jouzel, J.: Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores, *Nature*, 366(6455), 552-554, doi:10.1038/366552a0, 1993.

Grootes, P., Steig, E., Stuiver, M., Waddington, E. and Morse, D.: A new ice core record from Taylor Dome, Antarctica, *EOS Transactions*, 75(225), 1994.

H

Hammer, C., Clausen, H. and Tauber, H.: ICE-CORE DATING OF THE PLEISTOCENE HOLOCENE BOUNDARY APPLIED TO A CALIBRATION OF THE C-14 TIME SCALE, *RADIOCARBON*, 28(2a), 284-291, 1986.

Hays, J. D., Imbrie, J. and Shackleton, N. J.: Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages, *Science*, 194(4270), 1121-1132, doi:10.1126/science.194.4270.1121, 1976.

Heinrich, H.: Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years, *Quaternary Research*, 29(2), 142-152, doi:10.1016/0033-5894(88)90057-9, 1988.

Herron, M. and Langway, C.: FIRN DENSIFICATION - AN EMPIRICAL-MODEL, *JOURNAL OF GLACIOLOGY*, 25(93), 373-385, 1980

Hibler, W.: DYNAMIC THERMODYNAMIC SEA ICE MODEL, *JOURNAL OF PHYSICAL OCEANOGRAPHY*, 9(4), 815-846, 1979.

Honisch, B., Hemming, N. G., Archer, D., Siddall, M. and McManus, J. F.: Atmospheric Carbon Dioxide Concentration Across the Mid-Pleistocene Transition, *Science*, 324(5934), 1551-1554, doi:10.1126/science.1171477, 2009.

Hourdin, F., Musat, I., Bony, S., Braconnot, P., Codron, F., Dufresne, J., Fairhead, L., Filiberti, M., Friedlingstein, P., Grandpeix, J., Krinner, G. et al.: The LMDZ4 general circulation model: climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection, *Clim Dyn*, 27(7-8), 787-813, doi:10.1007/s00382-006-0158-0, 2006.

Huber, C., Leuenberger, M., Spahni, R., Fluckiger, J., Schwander, J., Stocker, T., Johnsen, S., Landais, A. and Jouzel, J.: Isotope calibrated Greenland temperature record over Marine Isotope Stage 3 and its relation to CH₄, *Earth and Planetary Science Letters*, 243(3-4), 504-519, doi:10.1016/j.epsl.2006.01.002, 2006

Huybrechts, P., Letréguilly, A. and Reeh, N.: THE GREENLAND ICE-SHEET AND GREENHOUSE WARMING, *GLOBAL AND PLANETARY CHANGE*, 89(4), 399-412, 1991.

I

Ikeda, T., Fukazawa, H., Mae, S., Pepin, L., Duval, P., Champagnon, B., Lipenkov, V. Y. and Hondoh, T.: Extreme fractionation of gases caused by formation of clathrate hydrates in Vostok Antarctic Ice, *Geophys. Res. Lett.*, 26(1), PP. 91-94, doi:199910.1029/1998GL900220, 1999.

Ikeda-Fukazawa, T., Fukumizu, K., Kawamura, K., Aoki, S., Nakazawa, T. and Hondoh, T.: Effects of molecular diffusion on trapped gas composition in polar ice cores, *Earth and Planetary Science Letters*, 229(3-4), 183-192, doi:10.1016/j.epsl.2004.11.011, 2005.

Ikeda-Fukazawa, T., Hondoh, T., Fukumura, T., Fukazawa, H. and Mae, S.: Variation in N₂/O₂ ratio of occluded air in Dome Fuji antarctic ice, *J. Geophys. Res.*, 106(D16), PP. 17,799-17,810, doi:200110.1029/2000JD000104, 2001.

Indermühle, A., Stocker, T. F., Joos, F., Fischer, H., Smith, H. J., Wahlen, M., Deck, B., Mastroianni, D., Tschumi, J., Blunier, T. and others: Holocene carbon-cycle dynamics based on CO₂ trapped in ice at Taylor Dome, Antarctica, *Nature*, 398(6723), 121-126, 1999.

IPCC: 'Climate Change 2001 – The Scientific Basis', Contribution of Working Group I to the 3rd assessment of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, , 881, 2001

J

Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C. U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B. and Steffensen, J. P.: Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core, *Nature*, 359(6393), 311-313, doi:10.1038/359311a0, 1992.

Johnsen, S. J., Dahl-Jensen, D., Dansgaard, W. and Gundestrup, N.: Greenland palaeotemperatures derived from GRIP bore hole temperature and ice core isotope profiles, *Tellus B*, 47(5), 624-629, doi:10.1034/j.1600-0889.47.issue5.9.x, 1995.

Johnsen, S. J., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Steffensen, J. P., Clausen, H. B., Miller, H., Masson-Delmotte, V., Sveinbjörnsdóttir, A. E. and White, J.: Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP, *Journal of Quaternary Science*, 16(4), 299-307, doi:10.1002/jqs.622, 2001.

Jones, P. W.: First- and Second-Order Conservative Remapping Schemes for Grids in Spherical Coordinates, *Monthly Weather Review*, 127(9), 2204-2210, 1999.

Joos, F. and Spahni, R.: Rates of change in natural and anthropogenic radiative forcing over the past 20,000 years, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 105(5), 1425, 2008.

Jouzel, J. and Koster, R. D.: A reconsideration of the initial conditions used for stable water isotope models, *J. Geophys. Res.*, 101(D17), PP. 22,933-22,938, doi:199610.1029/96JD02362, 1996

Jouzel, J., Johnsen, S. and Grootes, P.: CLIMATE INSTABILITIES - GREENLAND AND ANTARCTIC RECORDS, *COMPTES RENDUS DE L ACADEMIE DES SCIENCES SERIE II*, 319(1), 65-77, 1994.

Jouzel, J., Masson, V., Cattani, O., Falourd, S., Stievenard, M., Stenni, B., Longinelli, A., Johnsen, S. J., Steffensen, J. P., Petit, J. R., Schwander, J. et al.: A new 27 ky high resolution East Antarctic climate record, *Geophys. Res. Lett.*, 28(16), PP. 3199-3202, doi:200110.1029/2000GL012243, 2001.

Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J. M., Chappellaz, J., Fischer, H. et al.: Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 Years, *Science*, 317(5839), 793-796, doi:10.1126/science.1141038, 2007

Jouzel, J., Merlivat, L., Pourchet, M. and Lorius, C.: A continuous record of artificial tritium fallout at the South Pole (1954-1978), *Earth and Planetary Science Letters*, 45(1), 188-200,

doi:10.1016/0012-821X(79)90120-1, 1979.

Jouzel, J., Raisbeck, G., Benoist, J. P., Yiou, F., Lorius, C., Raynaud, D., Petit, J. R., Barkov, N. I., Korotkevitch, Y. S. and Kotlyakov, V. M.: A comparison of deep Antarctic ice cores and their implications for climate between 65,000 and 15,000 years ago, *Quaternary Research*, 31(2), 135-150, doi: DOI: 10.1016/0033-5894(89)90003-3, 1989.

Jouzel, J., Vaikmae, R., Petit, J. R., Martin, M., Duclos, Y., Stievenard, M., Lorius, C., Toots, M., Mélières, M. A., Burckle, L. H., Barkov, N. I. et al.: The two-step shape and timing of the last deglaciation in Antarctica, *Climate Dynamics*, 11(3), 151-161, doi:10.1007/BF00223498, 1995.

Jouzel, J.: Isotopes in cloud physics: multisteps and multistages processes, in *Handbook of Environmental Isotopes Geochemistry*, vol. 2, the terrestrial environment., 1986.

Johnsen, S. J., Dahl-Jensen, D., Dansgaard, W. and Gundestrup, N.: Greenland palaeotemperatures derived from GRIP bore hole temperature and ice core isotope profiles, *Tellus B*, 47(5), 624-629, doi:10.1034/j.1600-0889.47.issue5.9.x, 1995.

K

Kageyama, M., Mignot, J., Swingedouw, D., Marzin, C., Alkama, R. and Marti, O.: Glacial climate sensitivity to different states of the Atlantic Meridional Overturning Circulation: results from the IPSL model, *Climate of the Past Discussions*, 5, 1055–1107, 2009.

Kaufmann, P., Fundel, F., Fischer, H., Bigler, M., Ruth, U., Udisti, R., Hansson, M., de Angelis, M., Barbante, C., Wolff, E. W., Hutterli, M. et al.: Ammonium and non-sea salt sulfate in the EPICA ice cores as indicator of biological activity in the Southern Ocean, *Quaternary Science Reviews*, 29(1-2), 313-323, doi: DOI: 10.1016/j.quascirev.2009.11.009, 2010.

Kawamura, K.: Close resemblance between local summer insolation, O₂/N₂ and total air content from the Dome Fuji ice core, Antarctica, AGU fall meeting, 2004.

Kawamura, K., Parrenin, F., Lisiecki, L., Uemura, R., Vimeux, F., Severinghaus, J. P., Hutterli, M. A., Nakazawa, T., Aoki, S., Jouzel, J., Raymo, M. E. et al.: Northern Hemisphere forcing of climatic cycles in Antarctica over the past 360,000[thinsp]years, *Nature*, 448(7156), 912-916, doi:10.1038/nature06015, 2007.

Kawamura, K., Severinghaus, J., Ishidoya, S., Sugawara, S., Hashida, G., Motoyama, H., Fujii, Y., Aoki, S. and Nakazawa, T.: Convective mixing of air in firn at four polar sites, *Earth and Planetary Science Letters*, 244(3-4), 672-682, doi:10.1016/j.epsl.2006.02.017, 2006.

Kanfoush, S. L., Hodell, D. A., Charles, C. D., Guilderson, T. P., Mortyn, P. G. and Ninnemann, U. S.: Millennial-scale instability of the Antarctic ice sheet during the last glaciation, *Science*, 288(5472), 1815, 2000.

Knutti, R., Flüeckiger, J., Stocker, T. F. and Timmermann, A.: Strong hemispheric coupling of glacial climate through freshwater discharge and ocean circulation, *Nature*, 430(7002), 851-856, doi:10.1038/nature02786, 2004.

Köhler, P., Knorr, G., Buiron, D., Laurantou, A. and Chappellaz, J.: Rapid changes in ice core gas records – Part 2: Understanding the rapid rise in atmospheric CO₂ at the onset of the Bølling/Allerød, *Clim. Past Discuss.*, 6(4), 1473-1501, doi:10.5194/cpd-6-1473-2010, 2010.

Krinner, G., Genthon, C. and Jouzel, J.: GCM analysis of local influences on ice core δ signals, *Geophys. Res. Lett.*, 24(22), PP. 2825-2828, doi:199710.1029/97GL52891, 1997

Krinner, G., Viovy, N., Noblet-Ducoudré, N. D., Ogée, J., Polcher, J., Friedlingstein, P., Ciais, P., Sitch, S. and Prentice, I. C.: A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system, *Global Biogeochem. Cycles*, 19, 33 PP., doi:200510.1029/2003GB002199, 2005

L

Lachniet, M. S.: Climatic and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values, *Quaternary Science Reviews*, 28(5-6), 412-432, doi:10.1016/j.quascirev.2008.10.021, 2009.

Lachniet, M. S.: Climatic and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values, *Quaternary Science Reviews*, 28(5-6), 412-432, doi:10.1016/j.quascirev.2008.10.021, 2009.

Lamy, F., Kaiser, J., Arz, H. W., Hebbeln, D., Ninnemann, U., Timm, O., Timmermann, A. and Toggweiler, J. R.: Modulation of the bipolar seesaw in the Southeast Pacific during Termination 1, *Earth and Planetary Science Letters*, 259(3-4), 400–413, 2007.

Landais, A., Barnola, J. M., Kawamura, K., Caillon, N., Delmotte, M., Van Ommen, T., Dreyfus, G., Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Minster, B. and others: Firn-air $\delta^{15}N$ in modern polar sites and glacial–interglacial ice: a model-data mismatch during glacial periods in Antarctica?, *Quaternary science reviews*, 25(1-2), 49–62, 2006.

Landais, A., Barnola, J. M., Kawamura, K., Caillon, N., Delmotte, M., Van Ommen, T., Dreyfus, G., Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Minster, B. and others: Firn-air $\delta^{15}N$ in modern polar sites and glacial–interglacial ice: a model-data mismatch during glacial periods in Antarctica?, *Quaternary science reviews*, 25(1-2), 49–62, 2006.

Landais, A., Caillon, N., Goujon, C., Grachev, A. M., Barnola, J. M., Chappellaz, J., Jouzel, J., Masson-Delmotte, V. and Leuenberger, M.: Quantification of rapid temperature change during DO event 12 and phasing with methane inferred from air isotopic measurements, *Earth and Planetary Science Letters*, 225(1-2), 221–232, 2004.

Landais, A., Caillon, N., Severinghaus, J., Jouzel, J. and Masson-Delmotte, V.: Analyses isotopiques à haute précision de l'air piégé dans les glaces polaires pour la quantification des

variations rapides de température : méthode et limites, Notes des activités instrumentales de l'IPSL, (39), 2003.

Landais, A., Chappellaz, J., Delmotte, M., Jouzel, J., Blunier, T., Bourg, C., Caillon, N., Cherrier, S., Malaizé, B., Masson-Delmotte, V. and others: A tentative reconstruction of the last interglacial and glacial inception in Greenland based on new gas measurements in the Greenland Ice Core Project (GRIP) ice core, *J. Geophys. Res.*, 108, 4563–4572, 2003.

Landais, A., Masson-Delmotte, V., Combourieu Nebout, N., Jouzel, J., Blunier, T., Leuenberger, M., Dahl-Jensen, D. and Johnsen, S.: Millennial scale variations of the isotopic composition of atmospheric oxygen over Marine Isotopic Stage 4, *Earth and Planetary Science Letters*, 258(1-2), 101-113, doi:10.1016/j.epsl.2007.03.027, 2007.

Landais, A., Masson-Delmotte, V., Jouzel, J., Raynaud, D., Johnsen, S., Huber, C., Leuenberger, M., Schwander, J. and Minster, B.: The glacial inception as recorded in the NorthGRIP Greenland ice core: timing, structure and associated abrupt temperature changes, *Clim Dyn.*, 26(2-3), 273-284, doi:10.1007/s00382-005-0063-y, 2005.

Landwehr, J. M. and Winograd, I. J.: Dating the Vostok ice core record by importing the Devils Hole chronology, *J. Geophys. Res.*, 106(D23), PP. 31,853-31,861, doi:200110.1029/2001JD900065, 2001.

Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A. C. M. and Levrard, B.: A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth, *A&A*, 428(1), 261-285, doi:10.1051/0004-6361:20041335, 2004.

Le Roy Ladurie, E.: *Histoire du climat depuis l'an mil*, Paris : Flammarion., 1967.

Leduc, G., Thouveny, N., Bourlès, D., Blanchet, C. and Carcaillet, J.: Authigenic $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ signature of the Laschamp excursion: A tool for global synchronisation of paleoclimatic archives, *Earth and Planetary Science Letters*, 245(1-2), 19-28, doi:10.1016/j.epsl.2006.03.006, 2006.

Lehman, S. J. and Keigwin, L. D.: Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation, *Nature*, 356(6372), 757-762, doi:10.1038/356757a0, 1992.

Lelieveld, J., CRUTZEN, P. J. and DENTENER, F. J.: Changing concentration, lifetime and climate forcing of atmospheric methane, *Tellus B*, 50(2), 128-150, doi:10.1034/j.1600-0889.1998.t01-1-00002.x, 1998.

Lemieux-Dudon, B., Blayo, E., Petit, J., Waelbroeck, C., Svensson, A., Ritz, C., Barnola, J., Narcisi, B. M. and Parrenin, F.: Consistent dating for Antarctic and Greenland ice cores, *Quaternary Science Reviews*, 29(1-2), 8-20, doi:10.1016/j.quascirev.2009.11.010, 2010.

Lemieux-Dudon, B., Parrenin, F. and Blayo, E.: A probabilistic method to construct a common and optimal chronology for an ice core, *Physics of Ice Core Records*, 2009.

Leuenberger, M. and Lang, P.: Thermal diffusion: an important aspect in studies of static air columns such as firn air, sand dunes and soil air, *Isotope Hydrology Section*, I. A. E. Agency. Vienna. Phase II., 2002.

Lisiecki, L. E. and Raymo, M.: A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic delta O-18 records (vol 20, art no PA1003, 2005), *Paleoceanography*, 20(2), doi:10.1029/2005PA001164, 2005.

Lliboutry, L. and Ritz, C.: STEADY FLOW OF A NONLINEAR VISCOUS-FLUID (GLEN BODY) AROUND A PERFECTLY SMOOTH SPHERE, *ANNALES DE GEOPHYSIQUE*, 34(2), 133-146, 1978.

Lorius, C. and Merlivat, L.: Distribution of mean surface stable isotopes in East Antarctica; observed changes with depth in the coastal area, International Association of Hydrological Sciences Publication, 118 (General Assembly of Grenoble 1975 - Isotopes and Impurities in Snow and Ice), 127-137, 1977.

Lorius, C., Jouzel, J. and Raynaud, D.: Glacials-interglacials in Vostok: climate and greenhouse gases, *Global and Planetary Change*, 7(1-3), 131-143, doi:doi: DOI: 10.1016/0921-8181(93)90045-P, 1993.

Lorius, C.: Polar ice cores: a record of climatic and environmental changes, vol. R.S. Bradley, pp. 261-294, OIES, Boulder., 1991.

Loulergue, L., Parrenin, F., Blunier, T., Barnola, J., Spahni, R., Schilt, A., Raisbeck, G. and Chappellaz, J.: New constraints on the gas age-ice age difference along the EPICA ice cores, 0–50 kyr, *Clim. Past*, 3(3), 527-540, 2007.

Loulergue, L., Schilt, A., Spahni, R., Masson-Delmotte, V., Blunier, T., Lemieux, B., Barnola, J., Raynaud, D., Stocker, T. F. and Chappellaz, J.: Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH₄ over the past 800,000 years, *Nature*, 453(7193), 383-386, doi:10.1038/nature06950, 2008.

Lüthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, J., Fischer, H., Kawamura, K. and Stocker, T. F.: High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present, *Nature*, 453(7193), 379-382, doi:10.1038/nature06949, 2008.

M

MacAyeal, D. R.: Binge/purge oscillations of the Laurentide Ice Sheet as a cause of the North Atlantic's Heinrich events, *Paleoceanography*, 8(6), PP. 775-784, doi:199310.1029/93PA02200, 1993.

Madec, G., Delecluse, P., Imbard, M. and Levi, C.: OPA version 8.1 Ocean general circulation model reference manual, 3, LODYC, Technical Report, 91, 1997.

Magand, O., Frezzotti, M., Pourchet, M., Stenni, B., Genoni, L. and Fily, M.: Climate variability along latitudinal and longitudinal transects in East Antarctica, *Annals of Glaciology*, 39(1), 351–358, 2004.

Manabe, S. and Stouffer, R. J.: Study of abrupt climate change by a coupled ocean-atmosphere model, *Quaternary Science Reviews*, 19(1-5), 285-299, doi:10.1016/S0277-3791(99)00066-9, 2000.

Marti, O., Braconnot, P., Bellier, J., Benshila, R., Bony, S., Brockmann, P., Cadule, P., Caubel, A., Denvil, S., Dufresne, J., Fairhead, L. et al.: The new IPSL climate system model: IPSL-CM4, Note du Pôle de Modélisation 26. Institut Pierre Simon Laplace, Paris, p 84, 2005.

Martinerie, P., Lipenkov, V. Y., Raynaud, D., Chappellaz, J., Barkov, N. I. and Lorius, C.: Air content paleo record in the Vostok ice core (Antarctica): A mixed record of climatic and glaciological parameters, *J. Geophys. Res.*, 99(D5), PP. 10,565-10,576, doi:199410.1029/93JD03223, 1994.

Maslin, M.A, Shackleton, N.J and Pflaumann, U.P: Surface water temperature, salinity, and density changes in the northeast Atlantic during the last 45,000 years: Heinrich events, deep water formation, and climatic rebounds, *Paleoceanography*, 10(3), 527-544, 1995.

Masson, V., Vimeux, F., Jouzel, J., Morgan, V., Delmotte, M., Ciais, P., Hammer, C., Johnsen, S., Lipenkov, V. Y., Mosley-Thompson, E., Petit, J. et al.: Holocene Climate Variability in Antarctica Based on 11 Ice-Core Isotopic Records, *Quaternary Research*, 54(3), 348-358, doi: DOI: 10.1006/qres.2000.2172, 2000.

Masson-Delmotte, V., Buiron, Ekaykin, Frezzotti, Gallée, Jouzel, Krinner, Landais, Motoyama, Oerte, Pol et al.: A comparison of the Present and Last Interglacial periods in six Antarctic ice cores, *Climate of the Past*, submitted

Mayewski, P. A., Meeker, L. D., Whitlow, S., Twickler, M. S., Morrison, M. C., Bloomfield, P., Bond, G. C., Alley, R. B., Gow, A. J., Meese, D. A., Grootes, P. M. et al.: Changes in Atmospheric Circulation and Ocean Ice Cover over the North Atlantic During the Last 41,000 Years, *Science*, 263(5154), 1747-1751, doi:10.1126/science.263.5154.1747, 1994.

Mayewski, P. A., Twickler, M. S., Whitlow, S. I., Meeker, L. D., Yang, Q., Thomas, J., Kreutz, K., Grootes, P. M., Morse, D. L., Steig, E. J., Waddington, E. D. et al.: Climate Change During the Last Deglaciation in Antarctica, *Science*, 272(5268), 1636-1638, doi:10.1126/science.272.5268.1636, 1996.

McManus, J. F., Francois, R., Gherardi, J. M., Keigwin, L. D. and Brown-Leger, S.: Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes, *Nature*, 428(6985), 834–837, 2004.

Meese, D. A., Gow, A. J., Grootes, P., Stuiver, M., Mayewski, P. A., Zielinski, G. A., Ram, M., Taylor, K. C. and Waddington, E. D.: The Accumulation Record from the GISP2 Core as an Indicator of Climate Change Throughout the Holocene, *Science*, 266(5191), 1680-1682, doi:10.1126/science.266.5191.1680, 1994.

Meyer, H., Schönicke, L., Wand, U., Hubberten, H. W. and Friedrichsen, H.: Isotope Studies of Hydrogen and Oxygen in Ground Ice - Experiences with the Equilibration Technique, *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 36(2), 133, doi:10.1080/10256010008032939,

2000.

Monnin, E., Steig, E. J., Siegenthaler, U., Kawamura, K., Schwander, J., Stauffer, B., Stocker, T. F., Morse, D. L., Barnola, J. M., Bellier, B. and others: Evidence for substantial accumulation rate variability in Antarctica during the Holocene, through synchronization of CO₂ in the Taylor Dome, Dome C and DML ice cores, *Earth and planetary science letters*, 224(1-2), 45–54, 2004

Monnin, E.: Atmospheric CO₂ Concentrations over the Last Glacial Termination, *Science*, 291(5501), 112-114, doi:10.1126/science.291.5501.112, 2001.

Morgan, V., Delmotte, M., Van Ommen, T and Jouzel, J.: Relative Timing of Deglacial Climate Events in Antarctica and Greenland, *Science*, 297(5588), 1862-1864, doi:10.1126/science.1074257, 2002.

Morgan, Wooley, Li, VanOmmen, Skinner and Fitzpatrick: Site information and initial results from deep ice drilling on Law dome, Antarctica, *JOURNAL OF GLACIOLOGY*, 43(143), 3-10, 1997.

Morse, D. L., Waddington, E. D. and Rasmussen, L. A.: Ice deformation in the vicinity of the ice-core site at Taylor Dome, Antarctica, and a derived accumulation rate history, *Journal of Glaciology*, 53(182), 449–460, 2007.

Morse, D. L., Waddington, E. D. and Steig, E. J.: Ice Age storm trajectories inferred from radar stratigraphy at Taylor Dome, Antarctica, *Geophys. Res. Lett.*, 25(17), 3383-3386, 1998.

Mudelsee, M.: Ramp function regression: a tool for quantifying climate transitions, *Computers & Geosciences*, 26(3), 293-307, doi:10.1016/S0098-3004(99)00141-7, 2000.

Mulvaney, R., Röthlisberger, R., Wolff, E. W., Sommer, S., Schwander, J., Hutterli, M. A. and Jouzel, J.: The transition from the Last Glacial Period in inland and near-coastal Antarctica, *Geophys. Res. Lett.*, 27(17), PP. 2673-2676, doi:200010.1029/1999GL011254, 2000a.

N

Narcisi, B., Petit, J., Delmonte, B., Basileoelsch, I. and Maggi, V.: Characteristics and sources of tephra layers in the EPICA-Dome C ice record (East Antarctica): Implications for past atmospheric circulation and ice core stratigraphic correlations, *Earth and Planetary Science Letters*, 239(3-4), 253-265, doi:10.1016/j.epsl.2005.09.005, 2005.

Narcisi, B., Proposito, M. and Frezzotti, M.: Ice record of a 13th century explosive volcanic eruption in northern Victoria Land, East Antarctica, *Antarctic Science*, 13(02), 174–181, 2004

Noone, D. and Simmonds: Sea ice control of water isotope transport to Antarctica and implications for ice core interpretation, *J. Geophys. Res.*, 109(D7), doi:10.1029/2003JD004228, 2004.

North GRIP Project members: North Greenland Ice Core Project members. 2004. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period., *Nature*, 431(7005), 147-151, 2004.

O

Oerter, H, Wilhelms, F and Jung-Rothenhausler ,F: Accumulation rates in Dronning Maud Land, Antarctica, as revealed by dielectric-profiling measurements of shallow firn cores, *ANNALS OF GLACIOLOGY*, 30, 27-34, 2000

P

Paillard, D. and Parrenin, F.: The Antarctic ice sheet and the triggering of deglaciations, *Earth and Planetary Science Letters*, 227(3-4), 263-271, doi:10.1016/j.epsl.2004.08.023, 2004.

Paillard, D.: The hierarchical structure of glacial climatic oscillations: interactions between ice-sheet dynamics and climate, *Climate Dynamics*, 11(3), 162-177, doi:10.1007/BF00223499, 1995.

Paris, T. and Bromwich, D.: CONTINENTAL-SCALE SIMULATION OF THE ANTARCTIC KATABATIC WIND REGIME, *Journal of Climate*, 4(2), 135-146, 1991.

Parrenin, F., Barnola, J., Beer, J., Blunier, T., Castellano, E., Chappellaz, J., Dreyfus, G., Fischer, H., Fujita, S., Jouzel, J., Kawamura, K. et al.: The EDC3 chronology for the EPICA Dome C ice core, *Clim. Past*, 3(3), 485-497, 2007.

Parrenin, F., Barnola, J., Beer, J., Blunier, T., Castellano, E., Chappellaz, J., Dreyfus, G., Fischer, H., Fujita, S., Jouzel, J., Kawamura, K. et al.: The EDC3 chronology for the EPICA Dome C ice core, *Clim. Past*, 3(3), 485-497, 2007.

Parrenin, F., Dreyfus, G., Durand, G., Fujita, S., Gagliardini, O., Gillet, F., Jouzel, J., Kawamura, K., Lhomme, N., Masson-Delmotte, V. and others: 1-D-ice flow modelling at EPICA Dome C and Dome Fuji, East Antarctica, *Clim Past*, 3, 243–59, 2007.

Parrenin, F., Jouzel, J., Waelbroeck, C., Ritz, C. and Barnola, J.: Dating the Vostok ice core by an inverse method, *J. Geophys. Res.*, 106(D23), PP. 31,837-31,851, doi:200110.1029/2001JD900245, 2001.

Parrenin, F., Remy, F., Ritz, C., Siegert, M. J. and Jouzel, J.: New modeling of the Vostok ice flow line and implication for the glaciological chronology of the Vostok ice core, *J. Geophys. Res.*, 109, 1-14, 2004.

Parrenin, F., Remy, F., Ritz, C., Siegert, M. J. and Jouzel, J.: New modeling of the Vostok ice flow line and implication for the glaciological chronology of the Vostok ice core, *J. Geophys. Res.*, 109, 1-14, 2004.

Parrenin, F., Remy, F., Ritz, C., Siegert, M. J. and Jouzel, J.: New modeling of the Vostok ice flow line and implication for the glaciological chronology of the Vostok ice core, *J. Geophys. Res.*, 109, 1-14, 2004.

Perchiazzi, N., Folco, L. and Mellini, M.: Volcanic ash bands in the Frontier Mountain and Lichen Hills blue-ice fields, northern Victoria Land, *Antarctic Science*, 11(03), 353–361, 2004.

Peterson, L. C., Haug, G. H., Hughen, K. A. and Rohl, U.: Rapid Changes in the Hydrologic Cycle of the Tropical Atlantic During the Last Glacial, *Science*, 290(5498), 1947-1951, doi:10.1126/science.290.5498.1947, 2000.

Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M. et al.: Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, *Antarctica, Nature*, 399(6735), 429-436, doi:10.1038/20859, 1999.

Petit, J. R., Mournier, L., Jouzel, J., Korotkevich, Y. S., Kotlyakov, V. I. and Lorius, C.: Palaeoclimatological and chronological implications of the Vostok core dust record, *Nature*, 343(6253), 56-58, doi:10.1038/343056a0, 1990.

Pimienta, P. and Duval, P.: RATE CONTROLLING PROCESSES IN THE CREEP OF POLAR GLACIER ICE, *Le Journal de Physique Colloques*, 48(C1), 6, doi:10.1051/jphyscol:1987134, 1987

R

Rahmstorf, S.: How ocean stirring affects climate, *Nature*, 464(7289), 681, 2010.

Rahmstorf, S.: Ocean circulation and climate during the past 120, 000 years, *Nature*, 419(6903), 207–214, 2002.

Raisbeck, G. and Yiou, M.: Cosmogenic Be-10 as a high resolution correlation tool for climate records, *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 66(15A), A623-A623, 2002.

Raisbeck, G. M. and Yiou, F.: 10Be in polar ice and atmospheres, *Annals of Glaciology*, 7, 138-140, 1985.

Raisbeck, G. M. and Yiou, F.: 10Be in polar ice and atmospheres, *Annals of Glaciology*, 7, 138-140, 1985.

Raisbeck, G. M., Yiou, F., Bourles, D., Lorius, C., Jouzel, J. and Barkov, N. I.: Evidence for two intervals of enhanced 10Be deposition in Antarctic ice during the last glacial period, *Nature*, 326(6110), 273-277, doi:10.1038/326273a0, 1987.

Raisbeck, G. M., Yiou, F., Cattani, O. and Jouzel, J.: 10Be evidence for the Matuyama–Brunhes geomagnetic reversal in the EPICA Dome C ice core, *Nature*, 444(7115), 82-84, doi:10.1038/nature05266, 2006.

Raisbeck, G. M., Yiou, F., Jouzel, J. and Stocker, T. F.: Direct north-south synchronization of abrupt climate change record in ice cores using Beryllium 10, *Clim. Past*, 3(3), 541-547, 2007.

Rasmussen, S. O., Andersen, K. K., Svensson, A. M., Steffensen, J. P., Vinther, B. M., Clausen, H. B., Siggaard-Andersen, M., Johnsen, S. J., Larsen, L. B., Dahl-Jensen, D., Bigler, M. et al.: A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination, *J. Geophys. Res.*, 111(D6), doi:10.1029/2005JD006079, 2006.

Raynaud, D., Lipenkov, V., Lemieux-Dudon, B., Duval, P., Loutre, M. F. and Lhomme, N.: The local insolation signature of air content in Antarctic ice. A new step toward an absolute dating of ice records, *Earth and Planetary Science Letters*, 261(3-4), 337-349, 2007.

Reijmer, C. H., Van den Broeke, M. R. and Scheele, M. P.: Air Parcel Trajectories and Snowfall Related to Five Deep Drilling Locations in Antarctica Based on the ERA-15 Dataset*, *Journal of Climate*, 15, 1957-1968, 2002.

Richardson, C., Aarholt, E., Hamran, S., Holmlund, P. and Isaksson, E.: Spatial distribution of snow in western Dronning Maud Land, East Antarctica, mapped by a ground-based snow radar, *J. Geophys. Res.*, 102(B9), PP. 20,343-20,353, doi:199710.1029/97JB01441, 1997.

Rind, D., deMenocal, P., Russell, G., Sheth, S., Collins, D., Schmidt, G. and Teller, J.: Effects of glacial meltwater in the GISS coupled atmosphere-ocean model 1. North Atlantic Deep Water response, *J. Geophys. Res.*, 106(D21), PP. 27,335-27,353, doi:200110.1029/2000JD000070, 2001.

Ritz, C., Fabre, A. and Letréguilly, A.: Sensitivity of a Greenland ice sheet model to ice flow and ablation parameters: consequences for the evolution through the last climatic cycle, *Climate Dynamics*, 13(1), 11-23, doi:10.1007/s003820050149, 1996.

Ritz, C., Rommelaere, V. and Dumas, C.: Modeling the evolution of Antarctic ice sheet over the last 420,000 years: Implications for altitude changes in the Vostok region, *J. Geophys. Res.*, 106(D23), PP. 31,943-31,964, doi:200110.1029/2001JD900232, 2001.

Ritz, C.: Interpretation of the temperature profile measured at Vostok, East Antarctica, *Annals of Glaciology*, 12, 138-144, 1989.

Ritz, C.: Un modèle thermo-mécanique d'évolution pour le bassin glaciaire antarctique Vostok-glacier Byrd: sensibilité aux valeurs des paramètres mal connus, 1992.

Robinson, C., Raisbeck, G. M., Yiou, F., Lehman, B. and Laj, C.: The relationship between ^{10}Be and geomagnetic field strength records in central North Atlantic sediments during the last 80 ka, *Earth and Planetary Science Letters*, 136(3-4), 551-557, doi:10.1016/0012-821X(95)00202-N, 1995.

Rommelaere, V., Arnaud, L. and Barnola, J.: Reconstructing recent atmospheric trace gas concentrations from polar firn and bubbly ice data by inverse methods, *J. Geophys. Res.*, 102(D25), PP. 30,069-30,083, doi:199710.1029/97JD02653, 1997.

Röthlisberger, R., Bigler, M., Hutterli, M., Sommer, S., Stauffer, B., Junghans, H. G. and Wagenbach, D.: Technique for Continuous High-Resolution Analysis of Trace Substances in

Firn and Ice Cores, *Environmental Science & Technology*, 34(2), 338-342, doi:10.1021/es9907055, 2000.

Ruth, U., Barnola, J. M., Beer, J., Bigler, M., Blunier, T., Castellano, E., Fischer, H., Fundel, F., Huybrechts, P., Kaufmann, P. and others: EDML1": a chronology for the EPICA deep ice core from Dronning Maud Land, Antarctica, over the last 150 000 years, *Clim, Past*, 3, 475–484, 2007.

S

Salamatin, A., Lipenkov, V. and Hondoh, T.: Air-hydrate crystal growth in polar ice, *Journal of Crystal Growth*, 257(3-4), 412-426, doi:10.1016/S0022-0248(03)01472-6, 2003.

Scarchilli, C., Frezzotti, M. and Ruti, P.: Snow precipitation at the Talos Dome core site in East Antarctica: Provenance, seasonality and blocking factors, *Climate Dynamics*, in review, 2010.

Schiller, A., Mikolajewicz, U. and Voss, R.: The stability of the North Atlantic thermohaline circulation in a coupled ocean-atmosphere general circulation model, *Climate Dynamics*, 13(5), 325-347, doi:10.1007/s003820050169, 1997.

Schilt, A., Baumgartner, M., Blunier, T., Schwander, J., Spahni, R., Fischer, H. and Stocker, T. F.: Glacial-interglacial and millennial-scale variations in the atmospheric nitrous oxide concentration during the last 800,000 years, *Quaternary Science Reviews*, 29(1-2), 182-192, doi:doi: DOI: 10.1016/j.quascirev.2009.03.011, 2010.

Schmittner, A., Saenko, O. A. and Weaver, A. J.: Coupling of the hemispheres in observations and simulations of glacial climate change, *Quaternary science reviews*, 22(5-7), 659–671, 2003.

Schüpbach, S., Federer, U., Kaufmann, P. R., Hutterli, M. A., Buiron, D., Blunier, T., Fischer, H. and Stocker, T. F.: A New Method for High-Resolution Methane Measurements on Polar Ice Cores Using Continuous Flow Analysis, *Environ. Sci. Technol.*, 43(14), 5371-5376, doi:10.1021/es9003137, 2009.

Schwander, J., Oeschger, H., Langway, C., Wiley, J. and Limited, S.: The transformation of Snow to Ice and the occlusion of gases, in *The environmental record in Glaciers and Ice Sheets*, pp. 53-67., 1989.

Schwander, J., Barnola, J., Andrié, C., Leuenberger, M., Ludin, A., Raynaud, D. and Stauffer, B.: The Age of the Air in the Firn and the Ice at Summit, Greenland, *J. Geophys. Res.*, 98(D2), PP. 2831-2838, doi:199310.1029/92JD02383, 1993.

Schwander, J., Sowers, T., Barnola, J., Blunier, T., Fuchs, A. and Malaizé, B.: Age scale of the air in the summit ice: Implication for glacial-interglacial temperature change, *J. Geophys. Res.*, 102(D16), PP. 19,483-19,493, doi:199710.1029/97JD01309, 1997.

- Severi, M., Becagli, S., Castellano, E., Morganti, A., Traversi, R. and Udisti, R.: Thirty years of snow deposition at Talos Dome (Northern Victoria Land, East Antarctica): Chemical profiles and climatic implications, *Microchemical Journal*, 92(1), 15-20, doi:doi: DOI: 10.1016/j.microc.2008.08.004, 2009.
- Severi, M., Becagli, S., Castellano, E., Morganti, A., Traversi, R., Udisti, R., Ruth, U., Fischer, H., Huybrechts, P., Wolff, E., Parrenin, F. et al.: Synchronisation of the EDML and EDC ice cores for the last 52 kyr by volcanic signature matching, *Clim. Past*, 3(3), 367-374, 2007.
- Severinghaus, J. P. and Brook, E. J.: Abrupt Climate Change at the End of the Last Glacial Period Inferred from Trapped Air in Polar Ice, *Science*, 286(5441), 930-934, doi:10.1126/science.286.5441.930, 1999.
- Severinghaus, J. P., Albert, M. R., Courville, Z. R., Fahnestock, M. A., Kawamura, K., Montzka, S. A., Mühle, J., Scambos, T. A., Shields, E. and Shuman, C. A.: Deep air convection in the firn at a zero-accumulation site, central Antarctica, *Earth and Planetary Science Letters*, 293(3-4), 359-367, doi:10.1016/j.epsl.2010.03.003, 2010.
- Severinghaus, J. P., Sowers, T., Brook, E. J., Alley, R. B. and Bender, M. L.: Timing of abrupt climate change at the end of the Younger Dryas interval from thermally fractionated gases in polar ice, *Nature*, 391(6663), 141-146, 1998.
- Severinghaus, J., Grachev, A. and Battle, M.: Thermal fractionation of air in polar firn by seasonal temperature gradients, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2, 2001.
- Shackleton, N. J., Hall, M. A. and Vincent, E.: Phase relationships between millennial-scale events 64,000-24,000 years ago, *Paleoceanography*, 15(6), PP. 565-569, doi:200010.1029/2000PA000513, 2000.
- Shaffrey, L. and Sutton, R.: Bjerknes compensation and the decadal variability of the energy transports in a coupled climate model, *Journal of Climate*, 19(7), 1167-1181, 2006.
- Siegenthaler, U.: Stable Carbon Cycle-Climate Relationship During the Late Pleistocene, *Science*, 310(5752), 1313-1317, doi:10.1126/science.1120130, 2005.
- Siegert, M. J., Vieli, L. and Gwendolyn, J. M.: Lake Glacial History of the Ross Sea Sector of the West Antarctic Ice Sheet: Evidence from Englacial Layering at Talos Dome, East Antarctica, *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, 12(1), 63, 2007.
- Singer, B. S., Guillou, H., Jicha, B. R., Laj, C., Kissel, C., Beard, B. L. and Johnson, C. M.: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K-Ar and ^{230}Th - ^{238}U dating of the Laschamp excursion: A radioisotopic tie-point for ice core and climate chronologies, *Earth and Planetary Science Letters*, 286(1-2), 80-88, doi:10.1016/j.epsl.2009.06.030, 2009.
- Skinner, L. C.: Rapid transient changes in northeast Atlantic deep water ventilation age across Termination I, *Paleoceanography*, 19(2), doi:10.1029/2003PA000983 [online] Available from:http://apps.isiknowledge.com/full_record.do?product=UA&search_mode=GeneralSearch&qid=3&SID=P1mCki9k8IK72G@aC@7&page=1&doc=4&colname=WOS (Accessed 10 September 2010), 2004

Smith, H. J., Wahlen, M., Mastroianni, D., Taylor, K. and Mayewski, P.: The CO₂ concentration of air trapped in Greenland Ice Sheet Project 2 ice formed during periods of rapid climate change, *J. Geophys. Res.*, 102(C12), PP. 26,577-26,582, doi:199710.1029/97JC00163, 1997.

Sodemann, H. and Stohl, A.: Asymmetries in the moisture origin of Antarctic precipitation, *Geophysical Research Letters*, 36(22), L22803, 2009.

Sowers, T., Bender, M. and Raynaud, D.: ELEMENTAL AND ISOTOPIC COMPOSITION OF OCCLUDED O₂ AND N₂ IN POLAR ICE, *J. Geophys. Res.*, 94(D4), PP. 5137-5150, doi:198910.1029/JD094iD04p05137, 1989.

Sowers, T., Bender, M., Raynaud, D. and Korotkevich, Y.: $\delta^{15}\text{N}$ of N₂ in Air Trapped in Polar Ice: a Tracer of Gas Transport in the Firn and a Possible Constraint on Ice Age-Gas Age Differences, *Journal of Geophysical Research*, 97, 15683-15697, 1992.

Sowers, T., Bender, M., Raynaud, D., Korotkevich, Y. S. and Orchard, J.: The $\delta^{18}\text{O}$ of atmospheric O₂ from air inclusions in the Vostok Ice Core: Timing of CO₂ and ice volume changes during the penultimate deglaciation, *Paleoceanography*, 6(6), 679, doi:10.1029/91PA02023, 1991.

Sowers, T.: N₂O record spanning the penultimate déglaciation from the Vostok ice core, *J. Geophys. Res.*, 106(D23), PP. 31,903-31,914, doi:200110.1029/2000JD900707, 2001.

Spahni, R., Chappellaz, C., Stocker, T., Loulergue, L., Hausmann, G., Kawamura, K., Flückiger, J., Schwander, J., Raunaud, D., Masson-Delmotte, V. and Jouzel, J.: Atmospheric Methane and Nitrous Oxide of the Late Pleistocene from Antarctic Ice Cores, *Science*, 310(5752), 1317-1321, doi:10.1126/science.1120132, 2005.

Spahni, R., Chappellaz, C., Stocker, T., Loulergue, L., Hausmann, G., Kawamura, K., Flückiger, J., Schwander, J., Raunaud, D., Masson-Delmotte, V. and Jouzel, J.: Atmospheric Methane and Nitrous Oxide of the Late Pleistocene from Antarctic Ice Cores, *Science*, 310(5752), 1317-1321, doi:10.1126/science.1120132, 2005.

Staudacher, T. and Allègre, C. J.: Terrestrial xenology, *Earth and Planetary Science Letters*, 60(3), 389-406, doi:10.1016/0012-821X(82)90075-9, 1982.

Steffensen, J. P., Andersen, K. K., Bigler, M., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M., Johnsen, S. J., Jouzel, J., Masson-Delmotte, V. et al.: High-Resolution Greenland Ice Core Data Show Abrupt Climate Change Happens in Few Years, *Science*, 321(5889), 680-684, doi:10.1126/science.1157707, 2008.

Steig, E. J., Brook, E., White, J. and Sucher, C.: Synchronous Climate Changes in Antarctica and the North Atlantic, *Science*, 282(5386), 92-95, doi:10.1126/science.282.5386.92, 1998.

Steig, E. J.: Climate change: The south–north connection, *Nature*, 444(7116), 152-153, doi:10.1038/444152a, 2006.

Steig, E., Morse, E., Waddington, E., Stuiver, M., Grootes, P., Mayewski, P. and Whitlow, S.: Wisconsinan and Holocene climate history from an ice core at Taylor Dome, western Ross Embayment, Antarctica, *GEOGRAFISKA ANNALER SERIES A-PHYSICAL*

GEOGRAPHY, 82A(2-3), 213-235, 2000.

Stenni, B., Caprioli, R., Cimino, L., Cremisini, C., Flora, O., Gragnani, R., Longinelli, A., Maggi, V. and Torcini, S.: 200 years of isotope and chemical records in a firn core from Hercules Neve, northern Victoria Land, Antarctica, *ANNALS OF GLACIOLOGY*, 29, 106-112, 1999.

Stenni, B., Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Röthlisberger, R., Castellano, E., Cattani, O., Falourd, S., Johnsen, S., Longinelli, A., Sachs, J., Selmo, E. et al.: A late-glacial high-resolution site and source temperature record derived from the EPICA Dome C isotope records (East Antarctica), *Earth and Planetary Science Letters*, 183-195, 2004.

Stenni, B., Masson-Delmotte, V., Johnsen, S., Jouzel, J., Longinelli, A., Monnin, E., Rothlisberger, R. and Selmo, E.: An oceanic cold reversal during the last deglaciation, *Science*, 293(5537), 2074-2077, 2001.

Stenni, B., Buiron, D., Frezzotti, M. and The Taldice Consortium: Unified Antarctic and Greenland climate seesaw during the last deglaciation, *Nature Geosciences*, submitted, submitted, 2010a.

Stenni, B., Masson-Delmotte, V., Selmo, E., Oerter, H., Meyer, H., Röthlisberger, R., Jouzel, J., Cattani, O., Falourd, S. and Fischer, H.: The deuterium excess records of EPICA Dome C and Dronning Maud Land ice cores (East Antarctica), *Quaternary Science Reviews*, 29(1-2), 146-159, doi:10.1016/j.quascirev.2009.10.009, 2010b.

Stenni, B., Proposito, M., Gragnani, R., Flora, O., Jouzel, J., Falourd, S. and Frezzotti, M.: Eight centuries of volcanic signal and climate change at Talos Dome (East Antarctica), *J. Geophys. Res.*, 107(D9), 4076, doi:10.1029/2000JD000317, 2002.

Stocker, T. F. and Johnsen, S.: A minimum thermodynamic model for the bipolar seesaw, *Paleoceanography*, 18(4), doi:10.1029/2003PA000920, 2003.

Stocker, T. F.: CLIMATE CHANGE: The Seesaw Effect, *Science*, 282(5386), 61-62, doi:10.1126/science.282.5386.61, 1998.

Stouffer, R. J., Yin, J., Gregory, J. M., Dixon, K. W., Spelman, M. J., Hurlin, W., Weaver, A. J., Eby, M., Flato, G. M., Hasumi, H., Hu, A. et al.: Investigating the Causes of the Response of the Thermohaline Circulation to Past and Future Climate Changes, *Journal of Climate*, 19(8), 1365-1387, 2006.

Stuut, J. W., Crosta, X., van der Borg, K. and Schneider, R.: Relationship between Antarctic sea ice and southwest African climate during the late Quaternary, *Geol*, 32(10), 909, doi:10.1130/G20709.1, 2004.

Svensson, A., Andersen, K. K., Bigler, M., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Davies, S. M., Johnsen, S. J., Muscheler, R., Parrenin, F., Rasmussen, S. O. and others: A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology, *Climate of the Past*, 4(1), 47-57, 2008.

Svensson, A., Andersen, K. K., Bigler, M., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Davies, S. M., Johnsen, S. J., Muscheler, R., Rasmussen, S. O. and Röthlisberger, R.: The Greenland Ice

Core Chronology 2005, 15–42ka. Part 2: comparison to other records, *Quaternary Science Reviews*, 25(23-24), 3258-3267, doi:10.1016/j.quascirev.2006.08.003, 2006

Swingedouw, D., Mignot, J., Braconnot, P., Mosquet, E., Kageyama, M. and Alkama, R.: Impact of freshwater release in the North Atlantic under different climate conditions in an OAGCM, *J. Climate*, accepted, 2009.

T

Thomas, A. L., Henderson, G. M., Deschamps, P., Yokoyama, Y., Mason, A. J., Bard, E., Hamelin, B., Durand, N. and Camoin, G.: Penultimate Deglacial Sea-Level Timing from Uranium/Thorium Dating of Tahitian Corals, *Science*, 324(5931), 1186-1189, doi:10.1126/science.1168754, 2009.

Thompson, Peel, Mosley-Thompson, Mulvaney, Dai, Lin, Davis and Raymond: Climate since AD 1510 on Dyer Plateau, Antarctic Peninsula: evidence for recent climate change, *Annals of Glaciology*, 20, 420-426, 1994.

Timmermann, A., Gildor, H., Schulz, M. and Tziperman, E.: Coherent resonant millennial-scale climate oscillations triggered by massive meltwater pulses, *Journal of Climate*, 16, 2569–2585, 2003.

Timmermann, A., Krebs, U., Justino, F., Goosse, H. and Ivanochko, T.: Mechanisms for millennial-scale global synchronization during the last glacial period, *Paleoceanography*, 20(4), 2005

Timmermann, A., Menviel, L., Okumura, Y., Schilla, A., Merkel, U., Timm, O., Hu, A., Otto-Bliesner, B. and Schulz, M.: Towards a quantitative understanding of millennial-scale Antarctic warming events, *Quaternary Science Reviews*, 29(1-2), 74-85, doi:10.1016/j.quascirev.2009.06.021, 2010

Trudinger, C. M., Enting, L. G., Etheridge, D. M., Francey, R. J., Levchenko, V. A., Steele, L. P., Raynaud, D. and Arnaud, L.: Modeling air movement and bubble trapping in firn, *J. Geophys. Res.*, 102(D6), PP. 6747-6763, doi:199710.1029/96JD03382, 1997

U

Uchida, T., Hondoh, T., Mae, S. and Lipenkov, V.: Air-hydrate crystals in deep ice-core samples from Vostok Station, Antarctica, *JOURNAL OF GLACIOLOGY*, 40(134), 79-86, 1994

Urbini, S., Cafarella, L., Zirizzotti, A., Bianchi, C., Tabacco, I. and Frezzotti, M.: Location of a new ice core site at Talos Dome (East Antarctica), 2006.

Urbini, S., Frezzotti, M., Gandolfi, S., Vincent, C., Scarchilli, C., Vittuari, L. and Fily, M.: Historical behaviour of Dome C and Talos Dome (East Antarctica) as investigated by snow accumulation and ice velocity measurements, *Global and Planetary Change*, 60(3-4), 576–588, 2008.

V

Valcke, S.: OASIS3 user guide (prism_2-5), PRISM support initiative, 3, 68, 2006.

Van Meerbeeck, C. J., Renssen, H. and Roche, D. M.: How did Marine Isotope Stage 3 and Last Glacial Maximum climates differ?—Perspectives from equilibrium simulations, *Climate of the Past*, 5, 33–51, 2009.

Vimeux, F., Masson, V., Jouzel, J., Stievenard, M. and Petit, J. R.: Glacial-interglacial changes in ocean surface conditions in the Southern Hemisphere, *Nature*, 398(6726), 410-413, doi:10.1038/18860, 1999.

Vimeux, F., Cuffey, K. M. and Jouzel, J.: New insights into Southern Hemisphere temperature changes from Vostok ice cores using deuterium excess correction, *Earth and Planetary Science Letters*, 203(3-4), 829-843, doi:10.1016/S0012-821X(02)00950-0, 2002.

Vinther, B. M., Clausen, H. B., Johnsen, S. J., Rasmussen, S. O., Andersen, K. K., Buchardt, S. L., Dahl-Jensen, D., Seierstad, I. K., Siggaard-Andersen, M., Steffensen, J. P., Svensson, A. et al.: A synchronized dating of three Greenland ice cores throughout the Holocene, *J. Geophys. Res.*, 111(D13), doi:10.1029/2005JD006921 [online] Available from: http://apps.isiknowledge.com/full_record.do?product=UA&search_mode=GeneralSearch&qid=22&SID=P2O@1cGd2HPHMghMpb0&page=1&doc=1&colname=WOS (Accessed 17 August 2010), 2006.

Voelker, A. H. L.: Global distribution of centennial-scale records for Marine Isotope Stage (MIS) 3: a database, *Quaternary Science Reviews*, 21(10), 1185-1212, doi:10.1016/S0277-3791(01)00139-1, 2002

W

Wagner, G., Beer, J., Laj, C., Kissel, C., Masarik, J., Muscheler, R. and Synal, H.: Chlorine-36 evidence for the Mono Lake event in the Summit GRIP ice core, *Earth and Planetary Science Letters*, 181(1-2), 1-6, doi:10.1016/S0012-821X(00)00196-5, 2000

Walter, K. M., Edwards, M. E., Grosse, G., Zimov, S. A. and Chapin, F. S.: Thermokarst Lakes as a Source of Atmospheric CH₄ During the Last Deglaciation, *Science*, 318(5850), 633-636, doi:10.1126/science.1142924, 2007.

Wang, Y. J., Cheng, H., Edwards, R. L., An, Z. S., Wu, J. Y., Shen, C. and Dorale, J. A.: A High-Resolution Absolute-Dated Late Pleistocene Monsoon Record from Hulu Cave, China, *Science*, 294(5550), 2345-2348, doi:10.1126/science.1064618, 2001.

Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R. L., Kong, X., Shao, X., Chen, S., Wu, J., Jiang, X., Wang, X. and An, Z.: Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years, *Nature*, 451(7182), 1090-1093, doi:10.1038/nature06692, 2008.

Warner, R. and Budd, W.: Modelling the long-term response of the Antarctic ice sheet to global warming, *Annals of Glaciology*, 27, 161-168, 1998.

Wolff, E. W., Fischer, H. and Röthlisberger, R.: Glacial terminations as southern warmings without northern control, *Nature Geosci*, 2(3), 206-209, doi:10.1038/ngeo442, 2009.

Wolff, E. W., Fischer, H., Fundel, F., Ruth, U., Twarloh, B., Littot, G. C., Mulvaney, R., Röthlisberger, R., de Angelis, M., Boutron, C. F., Hansson, M. et al.: Southern Ocean sea-ice extent, productivity and iron flux over the past eight glacial cycles, *Nature*, 440(7083), 491-496, doi:10.1038/nature04614, 2006

Wu, L., Li, C., Yang, C. and Xie, S.: Global Teleconnections in Response to a Shutdown of the Atlantic Meridional Overturning Circulation*, *J. Climate*, 21(12), 3002-3019, doi:10.1175/2007JCLI1858.1, 2008.

Y

Yiou, F., Raisbeck, G. M., Baumgartner, S., Beer, J., Hammer, C., Johnsen, S., Jouzel, J., Kubik, P. W., Lestringuez, J., Stievenard, M., Suter, M. et al.: Beryllium 10 in the Greenland Ice Core Project ice core at Summit, Greenland, *J. Geophys. Res.*, 102(C12), PP. 26,783-26,794, doi:199710.1029/97JC01265, 1997

Yuan, X. and Martinson, D. G.: The Antarctic dipole and its predictability, *Geophys. Res. Lett.*, 28(18), PP. 3609-3612, doi:200110.1029/2001GL012969, 2001

ANNEXE 1

Understanding the rapid rise in atmospheric CO₂ at the onset of the Bølling/Allerød

Peter Köhler, Gregor Knorr, Daphné Buiron, Anna Lourantou, and Jérôme Chappellaz

Understanding the rapid rise in atmospheric CO₂ at the onset of the Bølling/Allerød

Peter Köhler¹, Gregor Knorr¹, Daphné Buiron², Anna Lourantou^{*2}, and Jérôme Chappellaz²

¹ Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research (AWI), Bremerhaven, Germany

² Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, (LGGE, CNRS, Université Joseph Fourier- Grenoble), St Martin d'Hères, France

* Now at: Laboratoire d'Océanographie et du Climat (LOCEAN), Institut Pierre Simon Laplace, Université P. et M. Curie (UPMC), Paris, France

Manuscript

Climate of the Past

June 21, 2010

Abstract

During the last glacial/interglacial transition the Earth's climate underwent rapid changes around 14.6 kyr ago. Temperature proxies from ice cores revealed the onset of the Bølling/Allerød (B/A) warm period in the north and the start of the Antarctic Cold Reversal in the south. Furthermore, the B/A is accompanied by a rapid sea level rise of about 20 m during meltwater pulse (MWP) 1A, whose exact timing is matter of current debate. *In situ* measured CO₂ in the EPICA Dome C (EDC) ice core also revealed a remarkable jump of 10 ± 1 ppmv in 230 years at the same time. Allowing for the age distribution of CO₂ in firn we here show, that atmospheric CO₂ rose by 20–35 ppmv in less than 200 years, which is a factor of 2–3.5 larger than the CO₂ signal recorded *in situ* in the EDC. Based on the estimated airborne fraction of 0.17 of CO₂ we infer that 125 Pg of carbon need to be released to the atmosphere to produce such a peak. Most of the carbon might have been activated as consequence of continental shelf flooding during MWP-1A. This impact of rapid sea level rise on atmospheric CO₂ distinguishes the B/A from other Dansgaard/Oeschger (D/O) events of the last 60 kyr, potentially defining the point of no return during the last deglaciation.

1 Introduction

Measurements of CO₂ over Termination I (20–10 kyr BP) from the EPICA Dome C (EDC) ice core (Monnin et al., 2001; Lourantou et al., 2010) (Fig. 1B) are temporally higher resolved and more precise than CO₂ records from other ice cores (Smith et al., 1999; Ahn et al., 2004). They have an 1- σ uncertainty of 1 ppmv (Lourantou et al., 2010) or less (Monnin et al., 2001). In these *in situ* measured data in EDC CO₂ rapidly rose by 10±1 ppmv at the onset of the Bølling/Allerød (B/A) warm period. This CO₂ rise occurred in detail between 14.74 and 14.51 kyr BP on the most recent age scale (Lemieux-Dudon et al., 2010). However, atmospheric gases trapped in ice cores are not precisely recording one point in time, but average over decades to centuries mainly depending on accumulation rate, because of the movement of gases in the firn above the close-off depth. The age distribution probability density function (PDF) measuring the elapsed time since the last exchange of the CO₂ molecules with the atmosphere (Fig. 2) reveals for EDC a width between approximately 200 and 600 years for climate conditions of pre-industrial times (PRE) and the Last Glacial Maximum (LGM), respectively (Joos and Spahni, 2008). This implicates that the CO₂ measured *in situ* in particular in ice cores with low accumulation rates (such as EDC) differs from the direct atmospheric signal when CO₂ changes rapidly. In the following we will deconvolve the atmospheric CO₂ signal connected with this CO₂ jump measured *in situ* in the EDC ice core allowing for the age distribution PDF during the onset of the B/A. We furthermore use simulations of a global carbon cycle box model to propose which processes might have been responsible for the necessary rapid rise in atmospheric CO₂.

2 Methods

2.1 Age distribution PDF of CO₂

The age distributions PDF of CO₂ or CH₄ are functions of the climate state and the local site conditions of the ice core. Shown in Fig. 2 are distributions PDF for CO₂ for the EDC ice core for pre-industrial (PRE) and LGM conditions based on calculation with a firn densification model (Joos and Spahni, 2008). The resulting age distribution PDF for CO₂ can be approximated with reasonable accuracy ($r^2 = 90 - 94\%$) by a lognormal function (Köhler et al., 2010):

$$y = \frac{1}{x \cdot \sigma \cdot \sqrt{2\pi}} \cdot e^{-0.5\left(\frac{\ln(x)-\mu}{\sigma}\right)^2} \quad (1)$$

with x (yr) as the time elapsed since the last exchange with the atmosphere. This equation has two free parameters μ and σ . We chose for simplicity $\sigma = 1$, which leads to an *expected value (mean)* E of the PDF of

$$E = e^{\mu-0.5}. \quad (2)$$

The *expected value* E is in the terminology of gas physics described as *width* of the PDF, a terminology which we will also use in the following. E is different, and should not be confused with the *most likely value* defined by the location of the maximum of the PDF.

In the case of the CO₂ jump at 14.6 kyr BP one has to consider, that the atmospheric records are much younger than the surrounding ice matrix, indeed the CO₂ jump is embedded between 473 and 480 m in glacial ice (Monnin et al., 2001; Lourantou et al., 2010) with low temperatures and low accumulation rates. However, from models of firn densification which include heat diffusion it is known that the close-off of the gas bubbles in the ice matrix is not a simple function of the temperature of the surrounding ice (Goujon et al., 2003). Heat from the surface diffuses down to the close-off region in a few centuries, depending on site-specific conditions. This implies, that atmospheric gases during the onset of the B/A were not trapped by conditions of either the LGM or the Antarctic Cold Reversal, but by some intermediate state. New calculations with this firn densification model give a width of the PDF $E_{B/A}$ of about 400 years with a relative uncertainty (1σ) of 14% at the onset of the B/A (Fig. 3). The width E itself varies during the jump into the B/A between 380 and 420 years, we therefore conservatively estimate $E_{B/A}$ to lie between 320 to 480 years with our best-guess estimate of $E_{B/A} = 400$ yr.

2.2 Carbon Cycle Modelling

We used for simulations to determine how fast carbon injected into the atmosphere is taken up by the ocean and of which origin the carbon might have been the carbon cycle box model BICYCLE (Köhler and Fischer, 2004; Köhler et al., 2005a, 2010). The model version used here and its forcing over Termination I are described in detail in Lourantou et al. (2010). Similar approaches (identifying processes based on their $\delta^{13}\text{C}$ signature) were applied earlier for the discussion of the atmospheric $\delta^{13}\text{CO}_2$ record over the whole Termination (Lourantou et al., 2010) or longer timescales (Köhler et al., 2010). However, the interpretation is due to the synchronous changes in both the marine and terrestrial carbon cycle during longer times more difficult than for individual rapid climate shifts, such as the onset of the B/A. In our setting here, the discussion of the general climate dynamics during D/O events connected with the bipolar seesaw led to reduce the B/A to the question “What process in addition to all those processes typically found during D/O events can generate such a jump in CO₂?”

Briefly, BICYCLE consists of modules of the ocean (10 boxes distinguishing surface, intermediate and deep ocean in the Atlantic, Southern Ocean and Indo-Pacific), a globally averaged terrestrial biosphere (7 boxes), a homogenous mixed 1 box atmosphere, and a relaxation approach to account for carbonate compensation in the deep ocean (sediment-ocean interaction). The model calculates the temporal development of its prognostic variables over time as function of changing boundary conditions, representing the climate forcing. These prognostic variables are in all boxes carbon (as dissolved inorganic carbon DIC in the ocean), $\delta^{13}\text{C}$, $\Delta^{14}\text{C}$ and additionally in the ocean boxes total alkalinity, oxygen and

phosphate. The terrestrial module accounts for different photosynthetic pathways (C_3 or C_4), which is relevant for the temporal development of the ^{13}C cycle.

85 Here, the model is equilibrated for 4000 years for climate conditions typical before the onset of the B/A. The Atlantic meridional overturning circulation is in an off mode. Besides the carbon injection described below, the terrestrial carbon content is assumed to stay constant. The simulated jump of CO_2 is then generated by the injection of 125 PgC into the atmosphere in 50, 100, 150, 200, 250 or 300 years being either of terrestrial or marine origin. The two scenarios of C injection into the atmosphere differ
90 only in their carbon isotopic signature:

Terrestrial scenario: The $\delta^{13}C$ signature is based on a study with a global dynamical vegetation model (Scholze et al., 2003), which calculates for present day a mean global isotopic fractionation of the terrestrial biosphere of 17.7‰. We have to consider a larger fraction of C_4 plants during colder climates and lower atmospheric pCO_2 (Collatz et al., 1998) as found at the onset of the B/A. This implies that
95 about 20 and 30% of the terrestrial carbon is of C_4 origin for present day and LGM, respectively (Köhler and Fischer, 2004). The significantly smaller isotopic fractionation during C_4 photosynthesis (about 5‰) in comparison to C_3 photosynthesis (about 20‰) (Lloyd and Farquhar, 1994) therefore reduces this global mean terrestrial fractionation to 16‰. With an atmospheric $\delta^{13}CO_2$ signature of about $-6.5‰$ the terrestrial biosphere has a mean $\delta^{13}C$ signature of $-22.5‰$.

100 **Marine scenario:** In this scenario we assume that old carbon from the deep ocean heavily depleted in $\delta^{13}C$ might upwell and outgas to the atmosphere. Today's values of oceanic $\delta^{13}C$ in the deep Pacific are about 0.0‰ (Kroopnick, 1985). From reconstructions (Boyle, 1992) it is known, that during the LGM deep ocean $\delta^{13}C$ was on average not more than about 0.5‰ smaller, thus $\delta^{13}C_{LGM} = -0.5‰$. During out-gassing a net isotopic fractionation of 8‰ has to be considered (Siegenthaler and Münnich, 1981),
105 leading to $\delta^{13}C = -8.5‰$ in the carbon injected into the atmosphere if of marine origin.

The signal of simulated atmospheric CO_2 and $\delta^{13}CO_2$ plotted in the figures are derived by subtracting simulated CO_2 and $\delta^{13}CO_2$ of a reference run without carbon injections from our scenarios. The anomalies $\Delta(CO_2)$ and $\Delta(\delta^{13}CO_2)$ are then added to the starting point of the CO_2 jump ($\delta^{13}CO_2$ drop) into the B/A, which we define as 228 ppmv ($-6.757‰$) at 14.8 kyr BP. In doing so, existing equilibration
110 trends (which will exist even for longer equilibration periods due to the sediment-ocean interaction) are eliminated. Simulated atmospheric CO_2 ($\delta^{13}CO_2$) at the end of the equilibration period was 223 ppmv ($-6.54‰$). Our modelling exercise is therefore only valid for an interpretation of the rapid CO_2 rise of 10 ppmv in the *in situ* data of EDC. The mismatch in CO_2 and $\delta^{13}CO_2$ between simulations and EDC data before 15 kyr BP and after 14.2 kyr BP is therefore expected (Figs. 4B,D, 5B,D, 7).

3.1 Fingerprint analysis and process detection

We estimate the amount of carbon necessary to be injected as CO₂ into the atmosphere to produce a long-term jump of 10 ppmv using the airborne fraction f . The long-term (centuries to millenia) airborne fraction f of CO₂ can be approximated from the buffer or Revelle factor RF of the ocean on atmospheric
 120 $p\text{CO}_2$ rise. The present day mean surface ocean Revelle factor (Sabine et al., 2004a) is about 10. With

$$RF = \frac{\Delta p\text{CO}_2 / p\text{CO}_2}{\Delta \text{DIC} / \text{DIC}} \quad (3)$$

and the content of C in the atmosphere at the beginning of the B/A ($C_A = 500 \text{ PgC} \approx 235 \text{ ppmv}$) and in the ocean ($C_O = 37500 \text{ PgC} = 75 \cdot C_A$) it is

$$f = \frac{\Delta p\text{CO}_2}{\Delta p\text{CO}_2 + \Delta \text{DIC}} = \frac{1}{1 + \frac{75}{RF}} = 0.118. \quad (4)$$

125 Thus, the lower end of the range of the airborne fraction f is about 12% (given by Eq. 4), while the upper end of the range might be derived from modern anthropogenic fossil fuel emissions (Le Quéré et al., 2009) to about 45%. Please note, that f estimated with Eq. 4 assumes a passive (constant) terrestrial biosphere, while in the estimate of f from fossil fuel emissions (Le Quéré et al., 2009) the terrestrial carbon cycle is assumed to take up about a third of the anthropogenic C emissions. We take the range
 130 of f between 12 and 45% as a first order approximation and assume f during the B/A to lie in-between. This implies that a long-term rise in atmospheric CO₂ of 10 ppmv (equivalent to a rise in the atmospheric C reservoir by 21.2 PgC) can be generated by the injection of 47 to 180 PgC into the atmosphere.

We further refine this amplitude to 125 PgC (equivalent to $f=17\%$) by using the global carbon cycle box model BICYCLE. The model then generates atmospheric CO₂ peaks of 20–35 ppmv, depending
 135 on the abruptness of the C injection (Fig. 4A). All scenarios with release times of 50–200 years fulfil the EDC ice core data requirements after the application of the age distribution PDF (Fig. 4B). The acceptable scenarios imply rates of change in atmospheric CO₂ of 13–70 ppmv per century, a factor of 3–16 higher than in the EDC data. Our fastest scenario (release time of 50 years) has a rate of change in atmospheric CO₂, which is still a factor of two smaller than the anthropogenic CO₂ rise of 70 ppmv
 140 during the last 50 years (Keeling et al., 2009). For comparison, in the less precise CO₂ data points taken from the Taylor Dome (Smith et al., 1999) and Siple Dome (Ahn et al., 2004) ice cores the B/A CO₂ jump is recorded with 15 ± 2 and 19 ± 4 ppmv, respectively (Fig. 4A), with changing rates in ice core CO₂ of ~ 4 –6 ppmv per century.

The uncertainty in the size of the CO₂ peak given by the variability in the width $E_{B/A}$ of the age distribution PDF and by the range in the airborne fraction f lead to slightly different results. The differences
 145 in $E_{B/A}$ between 320 and 480 years give for $f = 0.17$ variations in the atmospheric CO₂ peak height of less than 1 ppmv from the standard case and these results are still within uncertainties of the ice core data

(Fig. 5B). We show in Fig. 5A,C how the atmospheric CO₂ and δ¹³CO₂ would look like for the upper (45%) and lower (12%) end-of-range values in the airborne fraction *f*, if simulated with our carbon cycle box model. The signal potentially recorded in EDC is achieved after applying the age distribution PDF (Fig. 5B,D). Atmospheric CO₂ rises only by 10 ppmv in the 47 PgC-scenario, which would potentially be recorded as 4 ppmv in EDC. In the 180 PgC-scenario the CO₂ amplitude in the atmosphere would be 13 ppmv larger than in our reference case, leading to a CO₂ jump of 16 ppmv in a hypothetical EDC ice core. Both extreme cases for *f* are after the application of the age distribution PDF not in line with the evidence from the ice core data.

But what generated this jump of CO₂ into the B/A? Changes in near-surface temperature and in Atlantic meridional overturning (AMOC) have massive impacts on the reorganisation of the terrestrial and the marine carbon cycle (Köhler et al., 2005b; Schmittner and Galbraith, 2008), respectively. This leads to CO₂ amplitudes of about 20 ppmv during D/O events (Ahn and Brook, 2008). At the onset of the B/A the temperature changes in the northern and southern high latitudes as recorded in Greenland and in the central Antarctic plateau follow the typical pattern of the bipolar seesaw that also characterises the last glacial cycle (EPICA-community-members, 2006; Barker et al., 2009): gradual warming in the south during a stadial cold phase in the north switches to gradual cooling at the onset of a rapid temperature rise in the north (Fig. 1A). These interhemispheric pattern were identified for all D/O events during Marine Isotope Stage 3 (MIS 3) and for the B/A as D/O event 1 (EPICA-community-members, 2006) (Fig. 1). In contrast to all D/O events during MIS 3, in which CO₂ started to decline at the onset of Greenland warming (Ahn and Brook, 2008), CO₂ rapidly increased around 14.6 kyr BP. This strongly suggests that changes in the AMOC are not the main source of the detected CO₂ jump at the onset of the B/A, since the general trend of the CO₂ evolution during the other D/O events in MIS 3 is of opposite sign.

To constrain the origin of the released carbon further we investigate the two hypotheses, that the carbon was only of either terrestrial or marine origin. Our two scenarios vary only in the isotopic signature of the injected C (terrestrial: δ¹³CO₂ = -22.5‰, marine: δ¹³CO₂ = -8.5‰). We compare carbon cycle model simulations of the typical fingerprint of these two hypotheses with new measurements of atmospheric δ¹³CO₂ from EDC (Lourantou et al., 2010). We find that the small dip of -0.14 ± 0.14‰ in δ¹³CO₂ measured *in situ* in EDC might be generated by terrestrial C released in less than three centuries (Fig. 4C,D). The marine scenario leads to changes in δ¹³CO₂ of less than -0.03‰ (Fig. 4D). Within the uncertainty in so far published ice core δ¹³CO₂ of 0.10‰ (1σ) this marine scenario seems less likely than the terrestrial one, but it can not be excluded. All-together, this δ¹³CO₂ fingerprint analysis shows that all possible terrestrial or marine scenarios seemed to be possible, but a further constrain is based on the given data so far not possible. We like to emphasise that other yet unpublished *in situ* measurements of δ¹³CO₂ on the EDC ice core over Termination I were already performed with a different instrumental setup (Elsig, 2009), and should be extended with a third setup (Schmitt, 2006). It might then be possible via reduced measurement uncertainty, inter-instrumental calibration and higher temporal resolution to

come to unequivocal conclusions on the source of the released carbon.

185 Besides the similarity in the typical patterns of the bipolar seesaw the B/A and the other D/O events differ significantly in the rate of sea level rise. While the amplitudes of sea level variations are with about 20 m during MIS 3 and B/A comparable (Peltier and Fairbanks, 2007; Siddall et al., 2008) the rates of change are not. It took one to several millennia for the sea level to change during MIS 3 (rate of change of 1–2 m per century (Siddall et al., 2008)), but during MWP-1A sea level rose by more than
190 5 m per century accumulating 16 to 20 m of sea level rise within centuries (Peltier and Fairbanks, 2007; Hanebuth et al., 2000). The exact magnitude but also the timing of the sea level rise during MWP-1A varies depending on site location and reconstruction method. However, Sunda Shelf data (Hanebuth et al., 2000; Kienast et al., 2003) and recent evidence from Tahiti (Deschamps et al., 2009) point to a timing of MWP-1A at 14.6 kyr BP, in parallel to the temperature rise and the jump in CO₂ into the B/A.
195 Sea level records (Thompson and Goldstein, 2007) suggest that large shelf areas which were submerged the last time around 30 kyr BP were flooded by MWP-1A 15 kyr later within centuries. The terrestrial ecosystems had thus ample time to develop dense vegetation and accumulate huge amounts of carbon, which could thus be released rapidly. In contrast to MWP-1A the gradual sea level rise during MIS 3 allowed for CO₂ equilibration between atmosphere and ocean.

200 We estimate from bathymetry (Smith and Sandwell, 1997) that 2.2, 3.2 or 4.0 ×10¹² m² of land were flooded during MWP-1A for sea level rising between –96 m and –70 m by 16, 20 or 26 m, respectively. This covers the different reconstructions published for MWP-1A (from –96 m to –80 m, from –90 m to –70 m, or a combination of both (Hanebuth et al., 2000; Peltier and Fairbanks, 2007)). It ignores differences in sea level rise due to the local effects such as continental uplift or subduction
205 and the relative position with respect to the entry point of waters responsible for MWP-1A. About 23% of the flooded areas (Fig. 6) are located in the tropics (20°S to 20°N). To calculate the upper limit of the amount of carbon potentially released by shelf flooding during MWP-1A we assume present day carbon storage densities typically for tropical rain forests (60 kg m⁻²) for the tropical belt and the global mean (20 kg m⁻²) for all other areas (Sabine et al., 2004b). Depending on the assumed sea level rise
210 mentioned above we estimate that up to 64, 94 or 116 PgC (equivalent to 51 to 93% of the necessary C injection) might have been stored on those lands flooded during MWP-1A with about 50% located in the tropical belt. This estimate includes a complete relocation of the carbon stored on the flooded shelves to the atmosphere without any significant time delay. The efficiency of this 'flooding-scenario' is dependent on the relative timing of MWP-1A. Several studies have indicated a time window between the onset of
215 the B/A and the Older Dryas, i.e. between about 14.7 and 14 kyr BP (Stanford et al., 2006; Hanebuth et al., 2000; Kienast et al., 2003; Peltier and Fairbanks, 2007), including scenarios that place MWP-1A right at the onset of the B/A (Hanebuth et al., 2000; Kienast et al., 2003; Deschamps et al., 2009).

To set the timing of the rapid rise in atmospheric CO₂ into the temporal context with MWP-1A one has to consider, that the recent ice core age model used here (Lemieux-Dudon et al., 2010) is based on the

220 synchronisation of CH₄ measured *in situ* in various ice cores. Accounting for a similar age distribution
PDF in CH₄ than in CO₂ the rapid CH₄ rise at the onset of the B/A is recorded in EDC about 200
years later than in the Greenland ice core NGRIP, which depicts due to its high accumulation rate the
atmospheric CH₄ signal with only a very small temporal offset (Köhler, 2010). If corrected for this CH₄
synchronisation artefact the proposed atmospheric rise in CO₂ then starts around 14.6 kyr BP, in perfect
225 agreement with the possible dating of MWP-1A (Fig. 7).

The residual carbon needs to be related to other processes. From the discussed comparison of the B/A
with other D/O events during MIS 3 it emerged that processes directly related to the bipolar temperature
seesaw (e.g. enhanced northern hemispheric soil respiration due to warming or vegetation displacements
(Köhler et al., 2005b), marine productivity changes (Schmittner and Galbraith, 2008) connected with
230 changes in the AMOC) are unlikely candidates, because they should also have been in operation during
those other D/O events and would then have led to a similar carbon release. The origin of the water
masses responsible for MWP-1A is still discussed (Peltier, 2005). If a main fraction of the waters was of
northern origin and released during a retreat (not a thinning) of northern hemispheric ice sheets then the
release of carbon potentially buried underneath ice sheets following the glacial burial hypothesis (Zeng,
235 2007) might be considered. This might, however, be counteracted by enhanced carbon sequestration on
new land areas available at the southern edge of the retreating ice sheets. Both processes are irrelevant
for retreating ice sheets in Antarctica. The generation of new wet lands at the onset of the B/A, as
corroborated by the isotopic signature of $\delta^{13}\text{CH}_4$ points to a unique redistribution of the land carbon
cycle during that time (Fischer et al., 2008). Furthermore, a potential contribution from the ocean might
240 also be necessary. However, a quantification of these processes is not in the scope of this study.

The rate of change in CO₂ at the onset of the B/A is not unique for the last glacial cycle. In the time
window 65–90 kyr BP (belonging to MIS 4 and 5) CO₂ measured *in situ* in the Byrd ice core (Ahn and
Brook, 2008) rose several times rapidly by up to 22 ± 4 ppmv in 200 yr, sometimes synchronous with
northern warming (similar as for the B/A), and sometimes not. It needs to be tested if a similar flooding
245 mechanism as proposed here was also responsible for these CO₂ jumps.

3.2 Some more thoughts on carbon released from shelf flooding

To our knowledge there exists so far no study, how carbon stored on land would be released in detail by
flooding events. Our first order approximation given in the here is therefore based on the assumption that
all carbon stored on land is released immediately to the atmosphere. In the following we like to support
250 this view with simple thought experiments and highlight potential delays.

Our understanding of shelf flooding is as follows: A rising sea level with a rate of rise of more than
5 m per century typical for MWP-1A would be superimposed on higher frequency sea level variabilities
such as tides. This would during short sea level high stands (e.g. spring tides) successively threatens salt-
intolerant plant species established on the flooded land area. The individual plants of these salt-intolerant

255 species would be the first to die after sufficient exposure to salt-water conditions even after the water
retreat following the spring tide. Finally all previously established land species, which are supposed to
rely on freshwater conditions, will die and decay. The decay of foliage is rapid (less than a 1 year),
while that of hard wood might take considerably longer (about 25 years in a terrestrial biosphere module
(Köhler and Fischer, 2004)). Heterotrophic respired carbon fluxes of dead vegetation goes dominantly to
260 the detritus and partially to the atmosphere and soil pools. Detritus itself has a turn over times of a few
years only. Most soil carbon pools have a turnover time of less than one century. We therefore imagine
that after the collapse of the vegetation, which implies a stop in the carbon input into the soil, most soil
carbon is released to the atmosphere in less than a century. Our estimate that 50% of the released carbon
was originated in the tropics would allow for an even faster injection of carbon into the atmosphere,
265 because respiration rates are temperature dependent and much faster (turnover times much smaller) in
the warm and humid tropics than in boreal regions. How the final soil carbon release is affected by rising
sea level and thus salt water conditions depends on the temporal offset between the vegetation collapse
and the start of a long-term influence of salty waters on the soil. Following the spring tide idea above,
this temporal offset might be substantially, e.g. some decades. All-together, the carbon released from
270 flooded shelves might include nearly the complete standing stocks and should not be delayed by more than
a century.

4 Conclusions

Our analysis provides evidence that the atmospheric CO₂ at the onset of the B/A includes a rise of
20–35 ppmv within less than two centuries. This needs further investigations in sophisticated carbon
275 cycle-climate models, because its radiative feedback alone causes a global temperature rise of up to
0.25 K, which other feedbacks might amplify substantially. Based on the dynamical linkage between the
temperature rise at the onset of the B/A, the changes in the AMOC and MWP-1A we have provided an
explanation for the CO₂ jump, which is distinct from the CO₂ signature during other D/O events in MIS
3, potentially defining the point of no return during the last deglaciation. The mechanism of continental
280 shelf flooding might also be relevant for future climate change given the range of sea level projections in
response to rising global temperature and potential instabilities of the Greenland and the West Antarctic
ice sheets (Lenton et al., 2008). In analogy to the identified deglacial sequence such an instability might
amplify the anthropogenic CO₂ rise.

Acknowledgements. We thank Hubertus Fischer for discussions and for pointing us at the question of strong ter-
285 restrial carbon changes during rapid CO₂ jumps. Johannes Freitag provided us with insights to gases in firn and
related difficulties in dating ice core gas records. Renato Spahni provided the gas age distribution calculated with
a firn densification model plotted in Fig. 2 and in-depth details on gas chronologies.

References

- Ahn, J. and Brook, E. J.: Atmospheric CO₂ and climate on millennial time scales during the last glacial period, *Science*, 322, 83–85, doi: 10.1126/science.1160832, 2008.
- Ahn, J., Wahlen, M., Deck, B. L., Brook, E. J., Mayewski, P. A., Taylor, K. C., and White, J. W. C.: A record of atmospheric CO₂ during the last 40,000 years from the Siple Dome, Antarctica ice core, *Journal of Geophysical Research*, 109, D13305, doi: 10.1029/2003JD004415, 2004.
- Barker, S., Diz, P., Vantravers, M. J., Pike, J., Knorr, G., Hall, I. R., and Broecker, W. S.: Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation, *Nature*, 457, 1007–1102, doi:10.1038/nature07770, 2009.
- Boyle, E. A.: Cadmium and $\delta^{13}\text{C}$ paleochemical ocean distributions during the stage 2 glacial maximum, *Annual Review in Earth and Planetary Sciences*, 20, 245–287, 1992.
- Collatz, G. J., Berry, J. A., and Clark, J. S.: Effects of climate and atmospheric CO₂ partial pressure on the global distribution of C₄ grasses: present, past and future, *Oecologia*, 114, 441–454, 1998.
- Deschamps, P., Durand, N., Bard, E., Hamelin, B., Camoin, G., Thomas, A., Henderson, G., and Yokoyama, Y.: Synchronicity of Meltwater Pulse 1A and the Bolling onset: New evidence from the IODP Tahiti Sea-Level Expedition, *Geophysical Research Abstracts*, 11, EGU22009–10233, 2009.
- Elsig, J.: New insights into the global carbon cycle from measurements of CO₂ stable isotopes: methodological improvements and interpretation of a new EPICA Dome C ice core $\delta^{13}\text{C}$ record, Ph. D. thesis, University of Bern, Bern, Switzerland, 2009.
- EPICA-community-members: One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica, *Nature*, 444, 195–198, doi: 10.1038/nature05301, 2006.
- Fischer, H., Behrens, M., Bock, M., Richter, U., Schmitt, J., Loulergue, L., Chappellaz, J., Spahni, R., Blunier, T., Leuenberger, M., and Stocker, T. F.: Changing boreal methane sources and constant biomass burning during the last termination, *Nature*, 452, 864–867, doi: 10.1038/nature06825, 2008.
- Goujon, C., Barnola, J.-M., and Ritz, C.: Modeling the densification of polar firn including heat diffusion: Application to close-off characteristics and gas isotopic fractionation for Antarctica and Greenland sites, *Journal of Geophysical Research*, 108, 4792, doi: 10.1029/2002JD003319, 2003.
- Hanebuth, T., Statterger, K., and Grootes, P. M.: Rapid Flooding of the Sunda Shelf: A Late-Glacial Sea-Level Record, *Science*, 288, 1033–1035, doi:10.1126/science.288.5468.1033, 2000.
- Joos, F. and Spahni, R.: Rates of change in natural and anthropogenic radiative forcing over the past 20,000 years, *Proceedings of the National Academy of Science*, 105, 1425–1430, doi: 10.1073/pnas.0707386105, 2008.
- Keeling, R. F., Piper, S., Bollenbacher, A., and Walker, J.: Atmospheric CO₂ records from sites in the SIO air sampling network, in: *Trends: A Compendium of Data on Global Change*, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A., 2009.
- Kienast, M., Hanebuth, T., Pelejero, C., and Steinke, S.: Synchronicity of meltwater pulse 1a and the Bølling warming: New evidence from the South China Sea, *Geology*, 31, 67–70, doi:10.1130/0091-7613(2003)031<0067:SOMPAT>2.0.CO;2, 2003.
- Köhler, P.: On the accuracy of methane synchronisation of ice cores, *Climate of the Past*, p. submitted, 2010.
- Köhler, P. and Fischer, H.: Simulating changes in the terrestrial biosphere during the last glacial/interglacial transition, *Global and Planetary Change*, 43, 33–55, doi: 10.1016/j.gloplacha.2004.02.005, 2004.
- Köhler, P., Fischer, H., Munhoven, G., and Zeebe, R. E.: Quantitative interpretation of atmospheric carbon records

- over the last glacial termination, *Global Biogeochemical Cycles*, 19, GB4020, doi: 10.1029/2004GB002345, 2005a.
- 330 Köhler, P., Joos, F., Gerber, S., and Knutti, R.: Simulated changes in vegetation distribution, land carbon storage, and atmospheric CO₂ in response to a collapse of the North Atlantic thermohaline circulation, *Climate Dynamics*, 25, 689–708, doi: 10.1007/s00382-005-0058-8, 2005b.
- Köhler, P., Fischer, H., and Schmitt, J.: Atmospheric $\delta^{13}\text{C}$ and its relation to $p\text{CO}_2$ and deep ocean $\delta^{13}\text{C}$ during the late Pleistocene, *Paleoceanography*, 25, PA1213, doi:10.1029/2008PA001703, 2010.
- 335 Kroopnick, P. M.: The distribution of ^{13}C of $\sum\text{CO}_2$ in the world oceans, *Deep-Sea Research A*, 32, 57–84, 1985.
- Le Quéré, C., Raupach, M. R., Canadell, J. G., Marland, G., Bopp, L., Ciais, P., Conway, T. J., Doney, S. C., Feely, R. A., Foster, P., Friedlingstein, P., Gurney, K., Houghton, R. A., House, J. I., Huntingford, C., Levy, P. E., Lomas, M. R., Joseph Majku and, Nicolas Metz and, J. P. O., Peters, G. P., Prentice, I. C., Randerson, J. T., Running, S. W., Sarmiento, J. L., Schuster, U., Sitch, S., Takahashi, T., Viovy, N., van der Werf, G. R.,
- 340 and Woodward, F. I.: Trends in the sources and sinks of carbon dioxide, *Nature Geoscience*, 2, 831–836, doi: 10.1038/ngeo689, 2009.
- Lemieux-Dudon, B., Blayo, E., Petit, J.-R., Waelbroeck, C., Svensson, A., Ritz, C., Barnola, J.-M., Narcisi, B. M., and Parrenin, F.: Consistent dating for Antarctic and Greenland ice cores, *Quaternary Science Reviews*, 29, 8 – 20, doi:10.1016/j.quascirev.2009.11.010, 2010.
- 345 Lenton, T. M., Held, H., Kriegler, E., Hall, J. W., Lucht, W., Rahmstorf, S., and Schellnhuber, H. J.: Tipping elements in the Earth’s climate system, *Proceedings of the National Academy of Science*, 105, 1786–1793, doi: 10.1073/pnas.0705414105, 2008.
- Lloyd, J. and Farquhar, G. D.: ^{13}C discrimination during CO₂ assimilation by the terrestrial biosphere, *Oecologia*, 99, 201–215, 1994.
- 350 Lourantou, A., Lavrič, J. V., Köhler, P., Barnola, J.-M., Michel, E., Paillard, D., Raynaud, D., and Chappellaz, J.: Constraint of the CO₂ rise by new atmospheric carbon isotopic measurements during the last deglaciation, *Global Biogeochemical Cycles*, 24, GB2015, doi: 10.1029/2009GB003545, 2010.
- Monnin, E., Indermühle, A., Dällenbach, A., Flückiger, J., Stauffer, B., Stocker, T. F., Raynaud, D., and Barnola, J.-M.: Atmospheric CO₂ concentrations over the last glacial termination, *Science*, 291, 112–114, 2001.
- 355 NorthGRIP-members: High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period, *Nature*, 431, 147–151, 2004.
- Peltier, W. R.: On the hemispheric origin of meltwater pulse 1a, *Quaternary Science Reviews*, 24, 1655–1671, 2005.
- Peltier, W. R. and Fairbanks, R. G.: Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record, *Quaternary Science Reviews*, 25, 3322–3337, doi: 10.1016/j.quascirev.2006.04.010, 2007.
- 360 Sabine, C. L., Feely, R. A., Gruber, N., Key, R. M., Lee, K., Bullister, J. L., Wanninkhof, R., Wong, C. S., Wallace, D. W. R., Tilbrook, B., Millero, F. J., Peng, T.-H., Kozyr, A., Ono, T., and Rios, A. F.: The oceanic sink for anthropogenic CO₂, *Science*, 305, 367–371, 2004a.
- 365 Sabine, C. L., Heimann, M., Artaxo, P., Bakker, D. C. E., Arthur, C.-T., Field, C. B., Gruber, N., Le Quéré, C., Prinn, R. G., Richey, J. E., Lankao, P. R., Sathaye, J. A., and Valentini, R.: Current status and past trends of the global carbon cycle, in: *The global carbon cycle: integrating humans, climate, and the natural world*, edited by

- Field, C. B. and Raupach, M. R., pp. 17–44, Island Press, Washington, Covelo, London, 2004b.
- 370 Schmitt, J.: A sublimation technique for high-precision $\delta^{13}\text{C}$ on CO_2 and CO_2 mixing ratio from air trapped in deep ice cores, Ph.D. thesis, University of Bremen, Bremen, Germany, 2006.
- Schmittner, A. and Galbraith, E. D.: Glacial greenhouse-gas fluctuations controlled by ocean circulation changes, *Nature*, 456, 373–376, doi: 10.1038/nature07531, 2008.
- Scholze, M., Kaplan, J. O., Knorr, W., and Heimann, M.: Climate and interannual variability of the atmosphere-biosphere $^{13}\text{CO}_2$ flux, *Geophysical Research Letters*, 30, 1097, doi: 10.1029/2002GL015631, 2003.
- 375 Siddall, M., Rohling, E. J., Thompson, W. G., and Waelbroeck, C.: Marine isotope stage 3 sea level fluctuations: data synthesis and new outlook, *Reviews of Geophysics*, 46, RG4003, doi: 10.1029/2007RG000226, 2008.
- Siegenthaler, U. and Münnich, K. O.: $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ fractionation during CO_2 transfer from air to sea, in: *Carbon cycle modelling*, edited by Bolin, B., vol. 16 of *SCOPE*, pp. 249–257, Wiley and Sons, Chichester, NY, 1981.
- Smith, H. J., Fischer, H., Wahlen, M., Mastroianni, D., and Deck, B.: Dual modes of the carbon cycle since the
380 Last Glacial Maximum, *Nature*, 400, 248–250, 1999.
- Smith, W. H. and Sandwell, D. T.: Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings, *Science*, 277, 1956–1962, doi:10.1126/science.277.5334.1956, 1997.
- Spahni, R., Chappellaz, J., Stocker, T. F., Loulergue, L., Hausammann, G., Kawamura, K., Flückiger, J., Schwander, J., Raynaud, D., Masson-Delmotte, V., and Jouzel, J.: Atmospheric methane and nitrous oxide of the late
385 Pleistocene from Antarctic ice cores, *Science*, 310, 1317–1321, doi: 10.1126/science.1120132, 2005.
- Stanford, J. D., Rohling, E. J., Hunter, S. E., Roberts, A. P., Rasmussen, S. O., Bard, E., McManus, J., and Fairbanks, R. G.: Timing of meltwater pulse 1a and climate responses to meltwater injections, *Paleoceanography*, 21, PA4103, doi: 10.1029/2006PA001340, 2006.
- Stenni, B., Masson-Delmotte, V., Johnsen, S., Jouzel, J., Longinelli, A., Monnin, E., Röthlisberger, R., and Selmo,
390 E.: An oceanic cold reversal during the last deglaciation, *Science*, 293, 2074–2077, 2001.
- Thompson, W. G. and Goldstein, S. L.: A radiometric calibration of the SPECMAP timescale, *Quaternary Science Reviews*, 25, 3207–3206, doi: 10.1016/j.quascirev.2006.02.007, 2007.
- Zeng, N.: Quasi-100 ky glacial-interglacial cycles triggered by subglacial burial carbon release, *Climate of the Past*, 3, 135–153, 2007.

Figure Captions

Fig. 1. Climate records during MIS 3 and Termination I. From top to bottom: relative sea level, CO₂, CH₄ and isotopic temperature proxies (δD or $\delta^{18}O$) from Antarctica (black) and Greenland (red). (A) MIS 3 data from the Byrd and GISP2 ice cores (Ahn and Brook, 2008) and sea level from a compilation (magenta) based on coral reef terraces (Thompson and Goldstein, 2007) and the synthesis (green) from the Red Sea method (Siddall et al., 2008). (B) Termination I data from the EDC and NGRIP ice cores (Monnin et al., 2001; Spahni et al., 2005; Stenni et al., 2001; NorthGRIP-members, 2004; Lourantou et al., 2010) Previous (Monnin et al., 2001) (blue) and new (Lourantou et al., 2010) (cyan) EDC CO₂ data. Sea level in from corals (green) on Barbados, U-Th dated and uplift-corrected (Peltier and Fairbanks, 2007), and coast line migration (magenta) on the Sunda Shelf (Hanebuth et al., 2000). In (A) sea level is plotted on an individual age scale, but all ice core data are plotted on the new synchronised ice core age scale QSR2010 (Lemieux-Dudon et al., 2010). Vertical lines in (B) mark the jump in CO₂ into the B/A as recorded in EDC.

Fig. 2. Age distribution PDF of CO₂ as function of climate state, here pre-industrial (PRE), Bølling/Allerød (B/A) and LGM conditions. Calculation with a firm densification model (Joos and Spahni, 2008) (solid lines, for PRE and LGM) and approximations of all three climate states by a lognormal function (broken lines).

Fig. 3. The evolution of the width E of the age distribution PDF ($\pm 1\sigma$) during the last 20 kyr calculated with a firm densification model including heat diffusion (Goujon et al., 2003). Green diamonds represent the results for the LGM and pre-industrial climate with another firm densification model (Joos and Spahni, 2008). Please note reverse y-axis. Top: EDC CO₂ (Monnin et al., 2001; Lourantou et al., 2010). Bottom: EDC δD data (Stenni et al., 2001). All records on the new age scale QSR2010 (Lemieux-Dudon et al., 2010).

Fig. 4. Simulations with the carbon cycle box model BICYCLE for an injection of 125 PgC into the atmosphere. Injected carbon was either of terrestrial (T: $\delta^{13}C = -22.5\text{‰}$) or marine (M: $\delta^{13}C = -8.5\text{‰}$) origin. Release of terrestrial C occurred between 50 and 300 years. Marine C was released in 50 years (grey), but is identical to the terrestrial release in A, B. (A) Atmospheric CO₂ from simulations and from EDC (Monnin et al., 2001; Lourantou et al., 2010) on the new age scale QSR2010 (Lemieux-Dudon et al., 2010), Siple Dome (Ahn et al., 2004) (SD, own age scale on top x-axis) and Taylor Dome (Smith et al., 1999) (TD, on revised age scale as in (Ahn et al., 2004)). All CO₂ data synchronised to the CO₂ jump. (B) Simulated CO₂ values potentially be recorded in EDC and EDC data. The simulated values are derived by the application of the gas age distribution PDF of the hypothetical atmospheric CO₂ values plotted in (A) followed by a shift in the age scale by the width $E_{B/A} = 400$ yr towards younger ages. (C, D) Same simulations for atmospheric $\delta^{13}CO_2$, cyan dots are new EDC $\delta^{13}CO_2$ data (Lourantou et al., 2010). (A) and (B) are similar to Fig. 2 of the main text.

Fig. 5. Influence of (a) the amount of carbon injected in the atmosphere and of (b) the details of the gas age distribution on both the atmospheric signal and that potentially recorded in EDC. The amount of carbon injected

in the atmosphere (A,C) covers the range derived from an airborne fraction f between 12 and 45% from 47 to 180 PgC with our reference scenario of 125 PgC in bold. Injections occurred in 100 yr with terrestrial $\delta^{13}\text{C}$ signature. In the filter function of the gas age distribution (B,D) the mean gas age varies from 320 yr to 480 yr with our chosen mean gas age at the onset of the B/A of 400 yr in the solid line, representing the range given by the firn densification model including heat diffusion (Goujon et al., 2003) as plotted in Fig. 3.

Fig. 6. Areas flooded during MWP-1A. Changes in relative sea level from -96 m to -70 m are plotted from the most recent update (version 12.1) of a global bathymetry (Smith and Sandwell, 1997) with 1 min spatial resolution ranging from 81°S to 81°N .

Fig. 7. Influence of the gas age distribution PDF on the CO_2 signal. The original atmospheric signal (blue) leads after filtering with the gas age distribution PDF with the width $E_{\text{B/A}} = 400$ yr to a time series (red) with similar characteristics (e.g. mean values). To account for the use of the width of the gas age PDF in the gas chronology the resulting curve has to be shifted by $E_{\text{B/A}}$ towards younger ages to a time series potentially recorded in EDC (black). This leads to a synchronous start in the CO_2 rise in the atmosphere (blue) and in EDC (black) around 14.8 kyr BP on the ice core age scale QSR2010 (lower x-axis) (Lemieux-Dudon et al., 2010). Due to a similar gas age distribution PDF of CH_4 the synchronisation of ice core data contains a dating artefact which is for EDC at the onset of the B/A around 200 years (Köhler, 2010). On the age scale corrected for the synchronisation artefact (upper x-axis) the onset in atmospheric CO_2 falls together with the earliest timing of MWP-1A (grey band) (Hanebuth et al., 2000; Kienast et al., 2003).

Figures

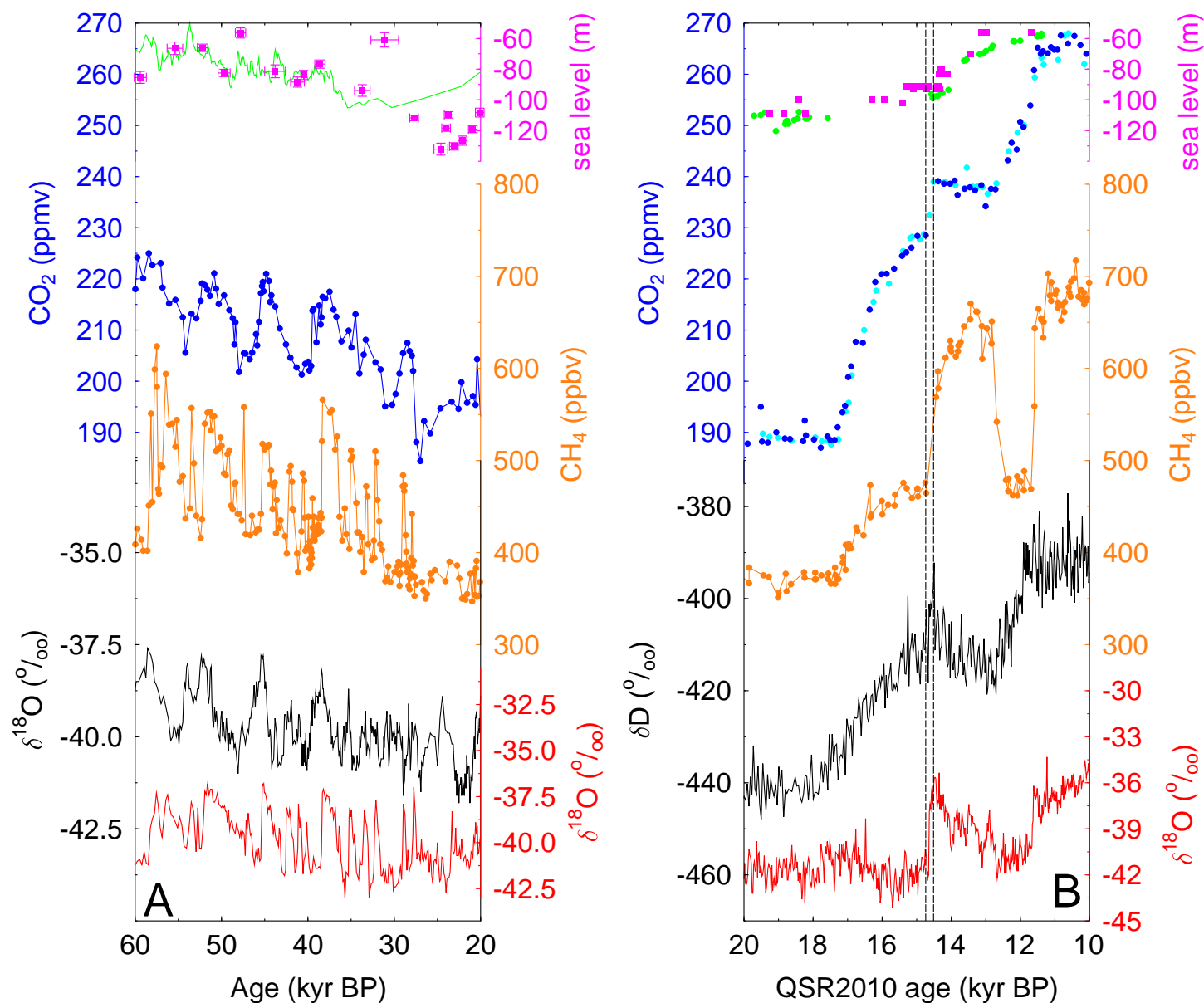


Fig. 1. Climate records during MIS 3 and Termination I. From top to bottom: relative sea level, CO₂, CH₄ and isotopic temperature proxies (δD or $\delta^{18}\text{O}$) from Antarctica (black) and Greenland (red). (A) MIS 3 data from the Byrd and GISP2 ice cores (Ahn and Brook, 2008) and sea level from a compilation (magenta) based on coral reef terraces (Thompson and Goldstein, 2007) and the synthesis (green) from the Red Sea method (Siddall et al., 2008). (B) Termination I data from the EDC and NGRIP ice cores (Monnin et al., 2001; Spahni et al., 2005; Stenni et al., 2001; NorthGRIP-members, 2004; Lourantou et al., 2010) Previous (Monnin et al., 2001) (blue) and new (Lourantou et al., 2010) (cyan) EDC CO₂ data. Sea level in from corals (green) on Barbados, U-Th dated and uplift-corrected (Peltier and Fairbanks, 2007), and coast line migration (magenta) on the Sunda Shelf (Hanebuth et al., 2000). In (A) sea level is plotted on an individual age scale, but all ice core data are plotted on the new synchronised ice core age scale QSR2010 (Lemieux-Dudon et al., 2010). Vertical lines in (B) mark the jump in CO₂ into the B/A as recorded in EDC.

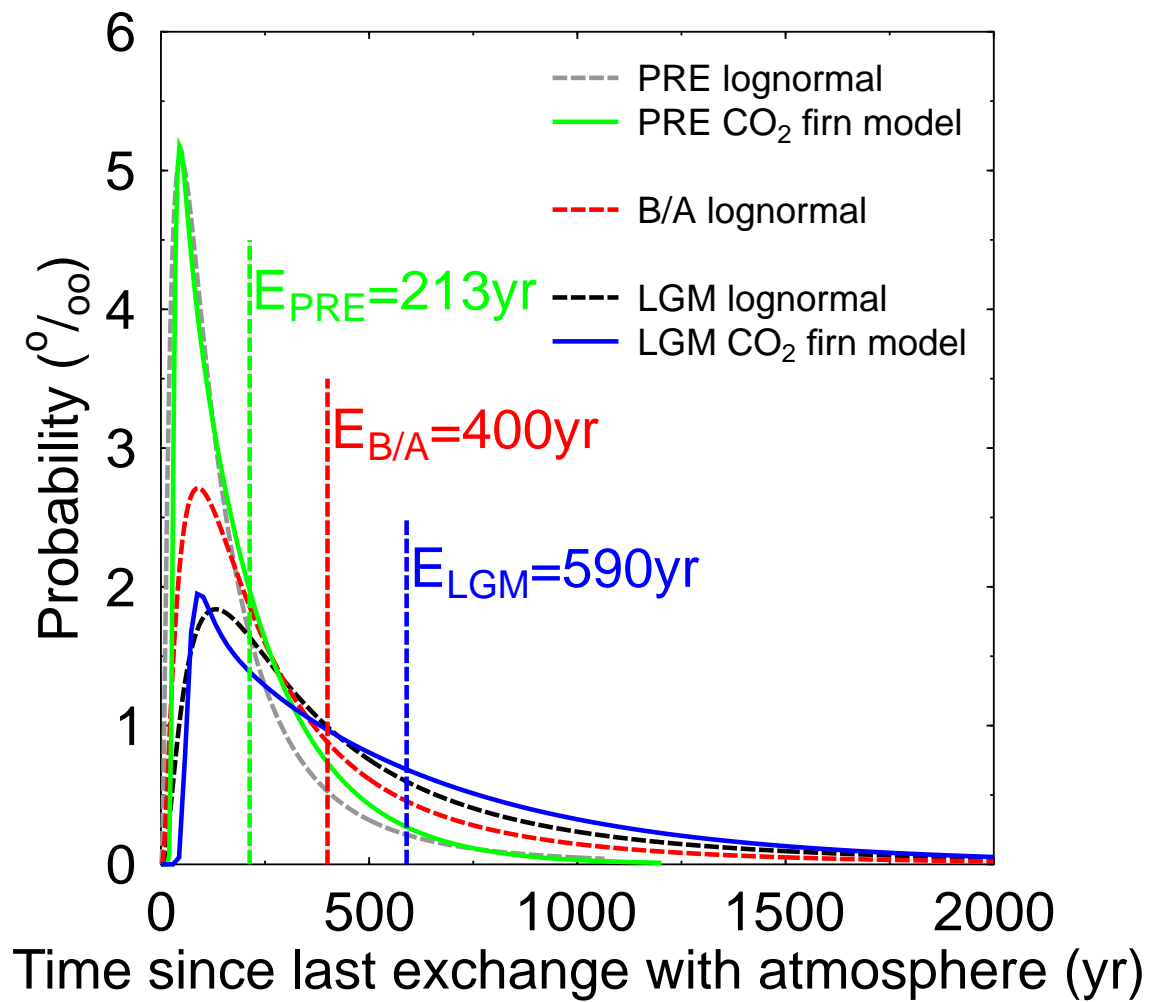


Fig. 2. Age distribution PDF of CO₂ as function of climate state, here pre-industrial (PRE), Bølling/Allerød (B/A) and LGM conditions. Calculation with a firm densification model (Joos and Spahni, 2008) (solid lines, for PRE and LGM) and approximations of all three climate states by a lognormal function (broken lines).

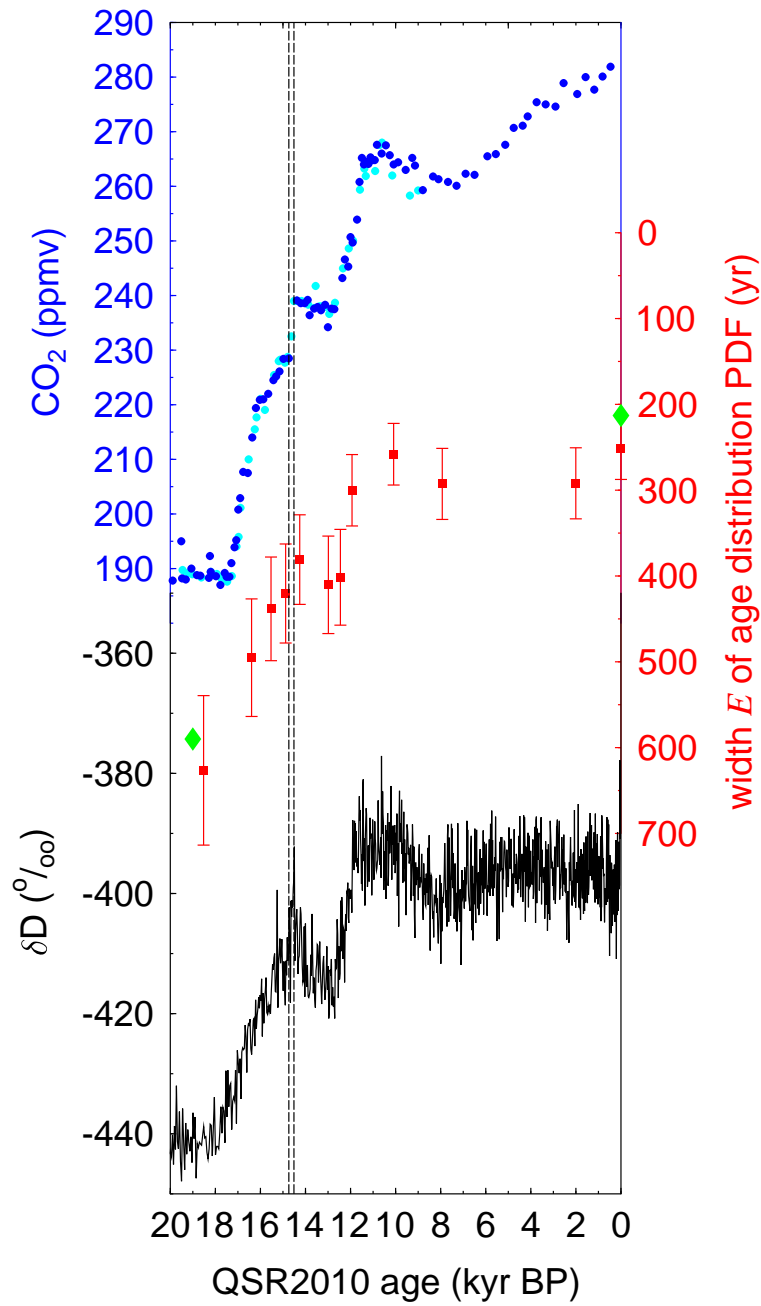


Fig. 3. The evolution of the width E of the age distribution PDF ($\pm 1\sigma$) during the last 20 kyr calculated with a firn densification model including heat diffusion (Goujon et al., 2003). Green diamonds represent the results for the LGM and pre-industrial climate with another firn densification model (Joos and Spahni, 2008). Please note reverse y-axis. Top: EDC CO₂ (Monnin et al., 2001; Lourdantou et al., 2010). Bottom: EDC δD data (Stenni et al., 2001). All records on the new age scale QSR2010 (Lemieux-Dudon et al., 2010).

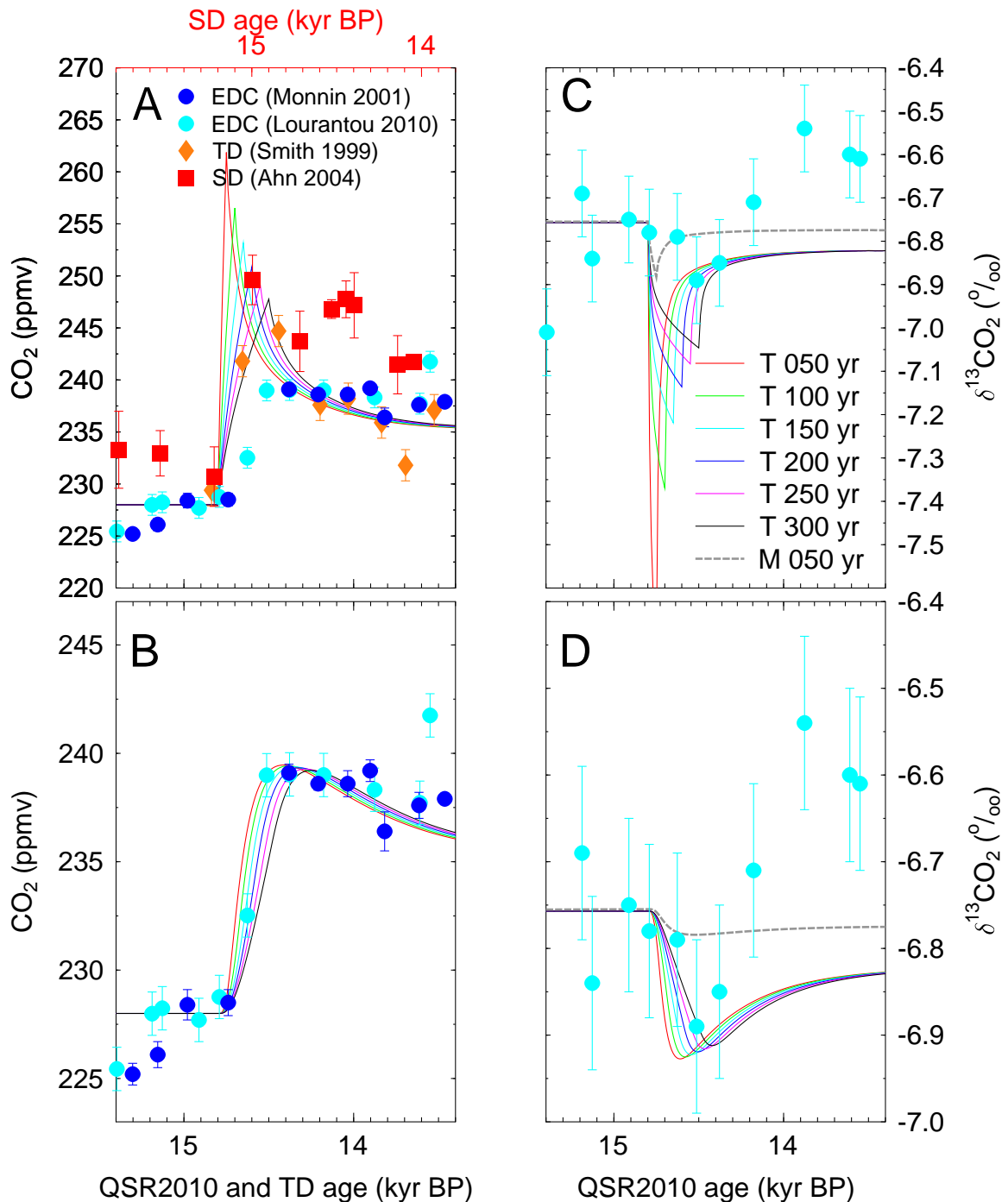


Fig. 4. Simulations with the carbon cycle box model BICYCLE for an injection of 125 PgC into the atmosphere. Injected carbon was either of terrestrial (T: $\delta^{13}\text{C} = -22.5\text{‰}$) or marine (M: $\delta^{13}\text{C} = -8.5\text{‰}$) origin. Release of terrestrial C occurred between 50 and 300 years. Marine C was released in 50 years (grey), but is identical to the terrestrial release in A, B. (A) Atmospheric CO_2 from simulations and from EDC (Monnin et al., 2001; Lourantou et al., 2010) on the new age scale QSR2010 (Lemieux-Dudon et al., 2010), Siple Dome (Ahn et al., 2004) (SD, own age scale on top x-axis) and Taylor Dome (Smith et al., 1999) (TD, on revised age scale as in (Ahn et al., 2004)). All CO_2 data synchronised to the CO_2 jump. (B) Simulated CO_2 values potentially be recorded in EDC and EDC data. The simulated values are derived by the application of the gas age distribution PDF of the hypothetical atmospheric CO_2 values plotted in (A) followed by a shift in the age scale by the width $E_{B/A} = 400$ yr towards younger ages. (C, D) Same simulations for atmospheric $\delta^{13}\text{CO}_2$, cyan dots are new EDC $\delta^{13}\text{CO}_2$ data (Lourantou et al., 2010). (A) and (B) are similar to Fig. 2 of the main text.

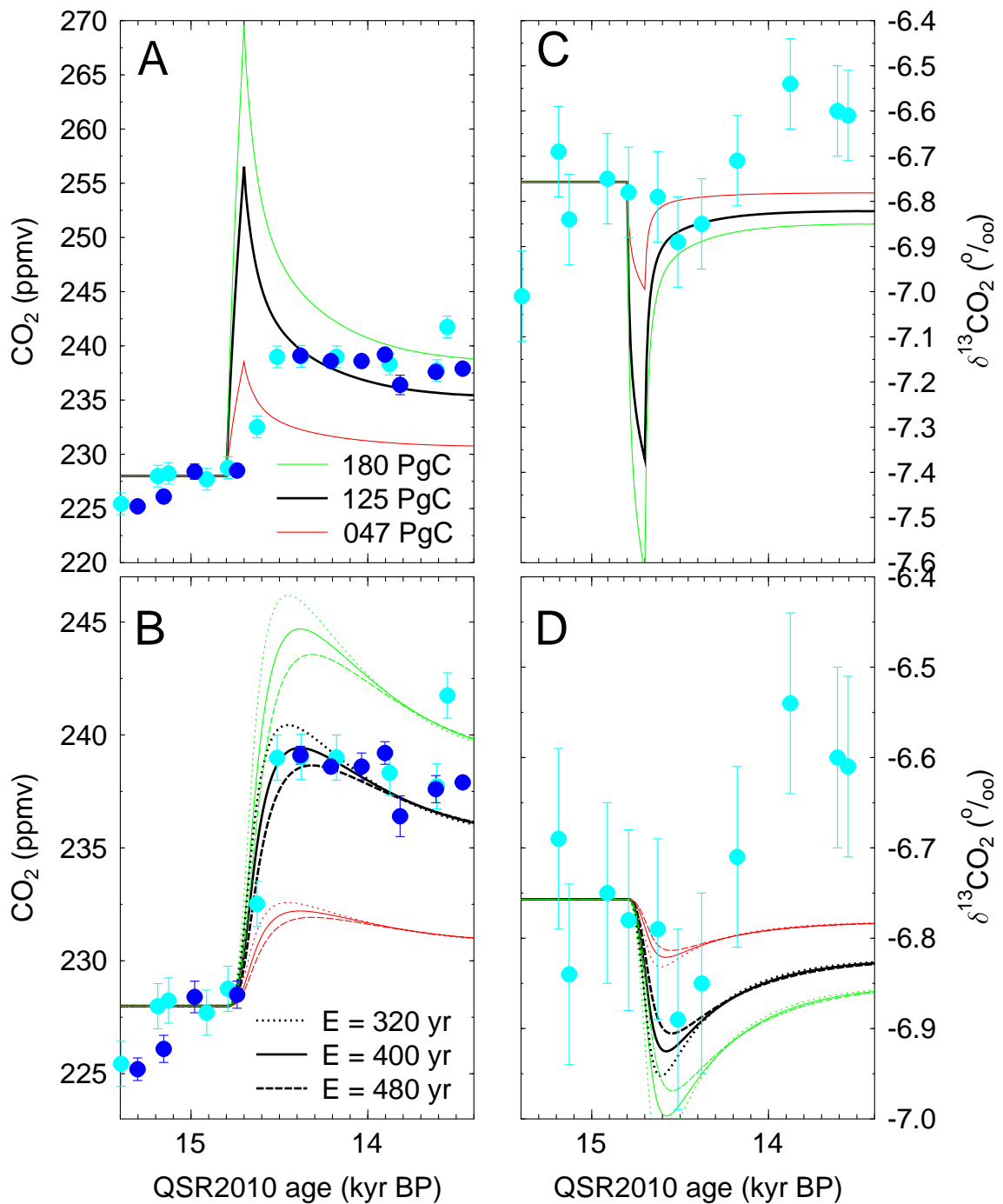


Fig. 5. Influence of (a) the amount of carbon injected in the atmosphere and of (b) the details of the gas age distribution on both the atmospheric signal and that potentially recorded in EDC. The amount of carbon injected in the atmosphere (A,C) covers the range derived from an airborne fraction f between 12 and 45% from 47 to 180 PgC with our reference scenario of 125 PgC in bold. Injections occurred in 100 yr with terrestrial $\delta^{13}\text{C}$ signature. In the filter function of the gas age distribution (B,D) the mean gas age varies from 320 yr to 480 yr with our chosen mean gas age at the onset of the B/A of 400 yr in the solid line, representing the range given by the firn densification model including heat diffusion (Goujon et al., 2003) as plotted in Fig. 3.

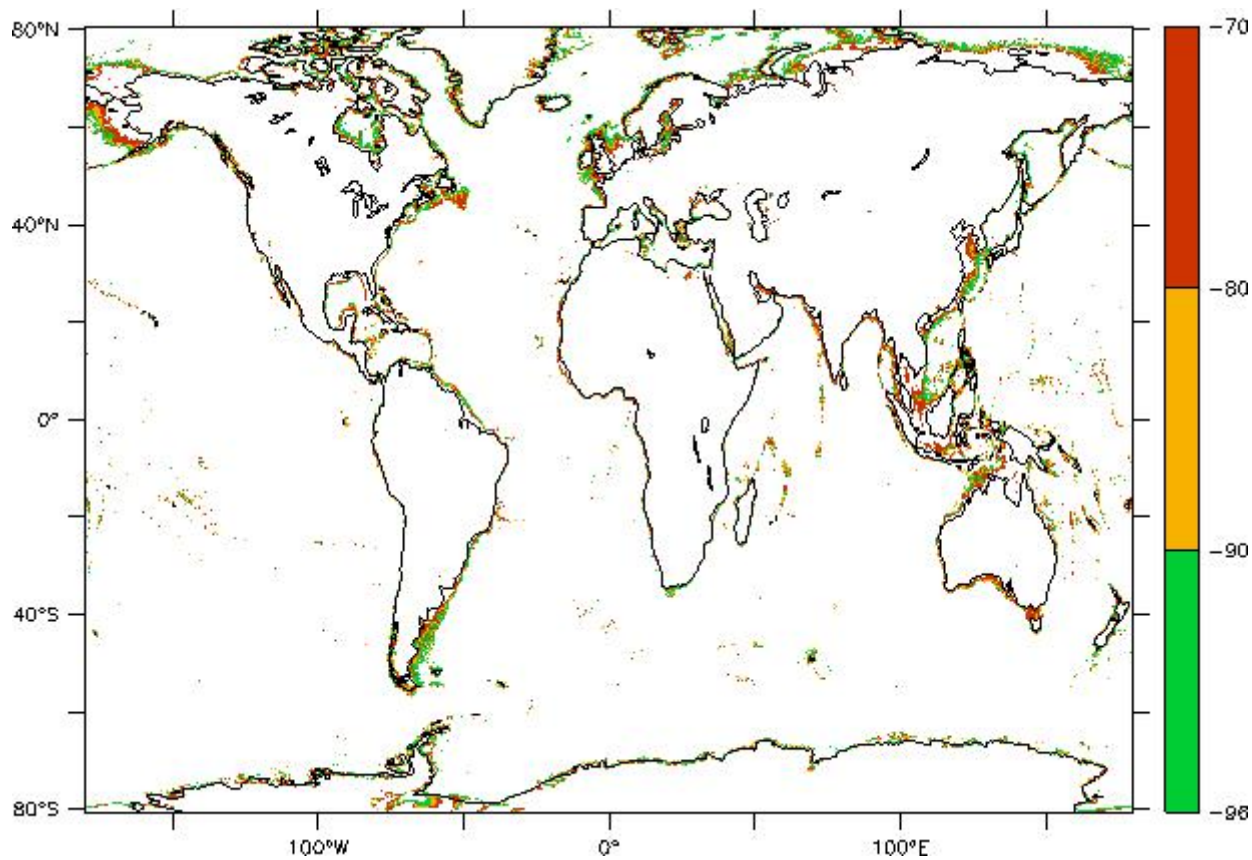


Fig. 6. Areas flooded during MWP-1A. Changes in relative sea level from -96 m to -70 m are plotted from the most recent update (version 12.1) of a global bathymetry (Smith and Sandwell, 1997) with 1 min spatial resolution ranging from 81° S to 81° N.

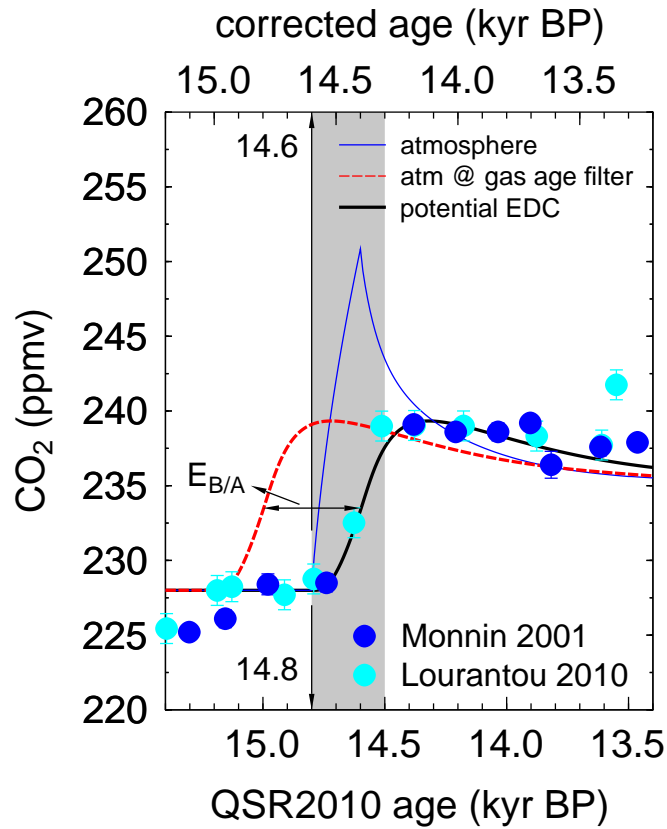


Fig. 7. Influence of the gas age distribution PDF on the CO₂ signal. The original atmospheric signal (blue) leads after filtering with the gas age distribution PDF with the width $E_{B/A} = 400$ yr to a time series (red) with similar characteristics (e.g. mean values). To account for the use of the width of the gas age PDF in the gas chronology the resulting curve has to be shifted by $E_{B/A}$ towards younger ages to a time series potentially recorded in EDC (black). This leads to a synchronous start in the CO₂ rise in the atmosphere (blue) and in EDC (black) around 14.8 kyr BP on the ice core age scale QSR2010 (lower x-axis) (Lemieux-Dudon et al., 2010). Due to a similar gas age distribution PDF of CH₄ the synchronisation of ice core data contains a dating artefact which is for EDC at the onset of the B/A around 200 years (Köhler, 2010). On the age scale corrected for the synchronisation artefact (upper x-axis) the onset in atmospheric CO₂ falls together with the earliest timing of MWP-1A (grey band) (Hanebuth et al., 2000; Kienast et al., 2003).

ANNEXE 2

A new method for high-resolution methane measurements on polar ice cores using Continuous Flow Analysis

S. Schüpbach, U. Federer, P. Kaufmann, M. Hutterli, D. Buiron, T. Blunier, H. Fischer, and T. Stocker

A New Method for High-Resolution Methane Measurements on Polar Ice Cores Using Continuous Flow Analysis

SIMON SCHÜPBACH,^{*,†,‡}
 URS FEDERER,^{†,‡}
 PATRIK R. KAUFMANN,^{†,‡}
 MANUEL A. HUTTERLI,[§]
 DAPHNÉ BUIRON,^{||} THOMAS BLUNIER,[⊥]
 HUBERTUS FISCHER,^{†,‡} AND
 THOMAS F. STOCKER^{†,‡}

Climate and Environmental Physics, Physics Institute, University of Bern, Switzerland, Oeschger Centre for Climate Change Research, University of Bern, Switzerland, British Antarctic Survey, Cambridge, United Kingdom, Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE), CNRS and University of Grenoble, Grenoble, France, and Centre for Ice and Climate, Niels Bohr Institute, University of Copenhagen, Denmark

Received January 30, 2009. Revised manuscript received April 28, 2009. Accepted May 4, 2009.

Methane (CH₄) is the second most important anthropogenic greenhouse gas in the atmosphere. Rapid variations of the CH₄ concentration, as frequently registered, for example, during the last ice age, have been used as reliable time markers for the definition of a common time scale of polar ice cores. In addition, these variations indicate changes in the sources of methane primarily associated with the presence of wetlands. In order to determine the exact time evolution of such fast concentration changes, CH₄ measurements of the highest resolution in the ice core archive are required. Here, we present a new, semicontinuous and field-deployable CH₄ detection method, which was incorporated in a continuous flow analysis (CFA) system. In CFA, samples cut along the axis of an ice core are melted at a melt speed of typically 3.5 cm/min. The air from bubbles in the ice core is extracted continuously from the meltwater and forwarded to a gas chromatograph (GC) for high-resolution CH₄ measurements. The GC performs a measurement every 3.5 min, hence, a depth resolution of 15 cm is achieved at the chosen melt rate. An even higher resolution is not necessary due to the low pass filtering of air in ice cores caused by the slow bubble enclosure process and the diffusion of air in firn. Reproducibility of the new method is 3%, thus, for a typical CH₄ concentration of 500 ppb during an ice age, this corresponds to an absolute precision of 15 ppb, comparable to traditional analyses on discrete samples. Results of CFA-CH₄ measurements on the ice core from Talos Dome (Antarctica) illustrate the much higher temporal resolution of our method compared with established melt-refreeze CH₄ measurements and demonstrate the feasibility of the new method.

* Corresponding author e-mail: schuepbach@climate.unibe.ch.

† Physics Institute, University of Bern.

‡ Oeschger Centre for Climate Change Research.

§ British Antarctic Survey.

|| University of Grenoble.

⊥ University of Copenhagen.

Introduction

Polar ice cores have become a major climate archive in paleoclimatology, providing a wide spectrum of information about past climate as far back as 800 000 years (1). For a better interpretation of this valuable archive an exact synchronization of the time scales of different ice cores from various sites in Greenland and Antarctica is crucial.

Rapid variations of methane (CH₄) concentrations in the atmosphere are synchronous over the globe within its atmospheric mixing time of about one year, whereas the present atmospheric lifetime of CH₄ is on the order of 8 years (2). Accordingly, CH₄ concentration records, showing pronounced concentration variations during rapid climate changes, provide one of the best tools for an (interhemispheric) synchronization of ice core records (3, 4).

Established methods for measuring CH₄ concentrations in individual samples from the air bubbles enclosed in ice cores have provided reliable records of one of the most important greenhouse gases in the atmosphere (5–7). However, up to now the temporal resolution was mainly constrained by the time-consuming air extraction based on melting and refreezing of the ice.

Here we present a new method for quasi-continuous CH₄ measurements on ice cores. The gas measurement is coupled to an established continuous flow analysis (CFA) system (8), and permits high-resolution CH₄ measurements already in the field. For CFA, ice samples of typically 1 m length are continuously melted, and the melted sample, containing the air from bubbles in the ice, is pumped toward the analysis system. The air, which was previously discarded without scientific benefit, is now extracted continuously and analyzed by gas chromatography (GC).

Our novel method provides CH₄ records with a typical depth resolution of 15 cm with relatively little expenditure of time. Furthermore, the system is adapted for measurements in the field as part of a CFA system which enables dating of the ice core soon after a field campaign. A further advantage of the new system over the discrete CH₄ measurements in the lab is that no transport of the ice core samples is necessary, thereby expediting the analysis significantly and reducing the possibility of contamination or damage of the ice.

In this paper the new method is presented in detail. The melting device, gas extraction, and analysis by gas chromatography are described, and first measurements on a section of the Talos Dome ice core (East Antarctica) (9) covering the Antarctic Cold Reversal (ACR, approximately 13 ka BP) are compared with CH₄ measurements from the same section based on the established melt-refreeze gas extraction method.

Materials and Methods

Melting Device. For CFA, an ice sample (cross section of 3.2 × 3.2 cm²) of a typical length of 1 m is continuously melted on a gold-coated melter head situated in a cold lab (typically –20 °C) or set up in the field on the Greenland or Antarctic ice sheets (8). The constant melt speed is achieved by keeping the melter head at constant temperature (about +20 °C) by controlled heating of the melter head body with an electrical heater cartridge placed in the center of the body. While melting, the sample is divided by a ring-shaped barrier (2.4 cm diameter) into an inner section providing the sample flow for analysis, and an outer section removing the meltwater of the potentially contaminated surface of the ice. By pumping off less sample from the inner section than available at a given melt speed of e.g. 3.5 cm/min (i.e., 15.8 mL/min) the

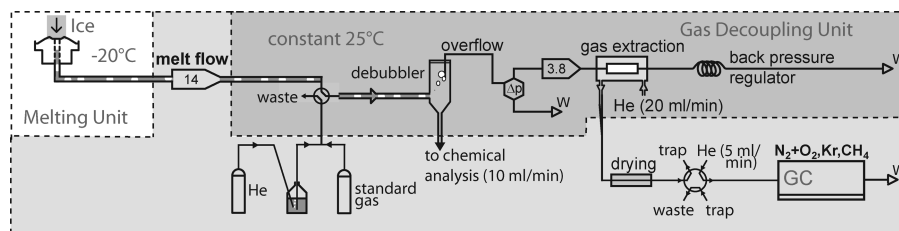


FIGURE 1. Setup of the CFA-CH₄ measuring method. After the melting of the ice the sample is pumped into the debubbler (pump tubes, flow directions and pump rates are indicated by arrow boxes). The overflow passes the open split (Δp) for the pressure decoupling and is further pumped to the gas extraction unit. The extracted gas in the He carrier flow is dried by a Nafion-dryer and then accumulated in a cryotrap. By switching the VICI 6-port valve, the sample is injected into the GC for analysis.

resulting small overflow toward the outer section efficiently prevents any ambient air from entering the sample flow as illustrated by the correct air content measurements of the ice (8) and (low) glacial CH₄ concentrations. Breaks and missing edges of the ice sample are logged in the processing journal in order to find and discard potentially contaminated data points afterward. No tracer for contamination is used since contamination with ambient air can clearly be detected by use of the processing journal and the larger amount of methane in the sample. However, contamination from ambient air has been detected only infrequently. From the inner section, a sequential sample flow of meltwater and gas bubbles from air enclosed in the ice (air content approximately 10% by volume STP) is pumped (peristaltic pump IPC12 with LFL-tubing, Ismatec) to the gas extraction unit and analysis system which are located in an adjacent warm lab.

Gas Extraction. The separation of air and water takes place in a temperature stabilized box (25 ± 0.02 °C) (Figure 1). Temperature control is essential in order to produce a constant fraction of air dissolved in the water for all the measurements and calibrations, because solubilities of gases in water strongly depend on temperature. Based on a two-box model we estimate a decrease of the CH₄-concentration by about 0.3% for a 1 °C increase in the sample air at room temperature.

First, the sample flow is pumped into a sealed debubbler volume (~ 300 μ L). Most of the water is pumped from here to the chemical analysis units (8), whereas all the bubbles and some residual water pass through the overflow toward the gas extraction unit. The pressure in the sample flow before the debubbler is recorded continuously to correct for possible pressure fluctuations influencing the solubility. The rate of the overflow (typically 4 mL/min) is given by the difference between inflow and water consumption of the chemical analyses (Figure 1).

An open split between the debubbler and gas extraction unit decouples pressure changes caused by the gas extraction unit from the pressure sensitive chemical analysis system. Its sample consumption is slightly smaller than the overflow of the debubbler in order to prevent ambient air from entering the system and assuring all sample air is retained. A peristaltic pump (Reglo MS-2/12 with LFL-tubing, Ismatec) directs the remaining sequential sample flow (all air bubbles and some residual sample water) into the gas extraction unit. This unit consists of a 10 cm long glass tube (i.d. 4 mm) surrounding a gas-permeable hydrophobic membrane tube (Accurel, i.d. 1.5 mm/o.d. 2.5 mm, Microdyn). The Accurel and the glass tube are both fixed on aluminum bodies to seal them from ambient air (10). The pressure of the sample flow inside the Accurel is controlled by means of a subsequent back pressure regulator (Upchurch Scientific). Due to the partial pressure gradient across the membrane, the air passes through the membrane into a reverse helium (He) carrier flow (approximately 20 mL/min, purity $\geq 99.9999\%$) surrounding the membrane in the glass tube. Additionally, a fraction of the sample air which is dissolved in the remaining

water diffuses through the membrane (18–25% of the dissolved air in a 10 cm long tube) (10). The water remains inside the membrane tube and passes through the back pressure regulator toward the waste.

Detection. At this stage a continuous sample gas flow of approximately 1 mL STP/min in a helium carrier flow (approximately 20 mL/min) is available. Thorough drying of the sample is crucial before entering the GC system because water vapor permeates through the Accurel membrane into the gas stream. Drying is achieved by the use of a custom-made Nafion membrane tubing drier (1 m, i.d. 0.3 mm) which is surrounded by a reverse He flow (11).

Subsequently the dry sample is accumulated in a cryotrap consisting of a stainless steel tube (15 cm, i.d. 0.76 mm) filled with Porapak Q (80–100 mesh, Supelco), cooled by liquid nitrogen (LN₂). Accumulation time is 30 s corresponding to about 0.5 mL of sample air. After lifting out of the LN₂ dewar, the trap is heated to about 50 °C within 5 s in order to achieve simultaneous release of all the sample components. Fast heating of the trap is possible by using the steel tube as a resistive heating element (approximately 0.4 Ω). Three V are applied between the ends of the steel tube, which is connected to PEEK connectors to avoid electrical charging of the whole system. Lifting, lowering, and heating of the trap are done automatically within a measurement cycle.

A six-port valve (VICI) in the GC is switched when the heating starts so that the He carrier (approximately 5 mL/min) from the GC is directed through the heated trap to inject the sample to the column (Figure 1). A PoraPLOT Q capillary column (25 m, i.d. 0.53 mm; Varian) is used for the separation of CH₄ from all other air components in the sample. The column is placed in a custom-made cooler kept at 4 °C (instead of an oven normally used for GC columns) as the separation characteristics of the column are enhanced at lower temperatures for our purposes. Active cooling is attained by thermoelectric coolers (Melcor) which are controlled by thermostats (JUMO) to ± 0.05 °C in a dynamic range of 2–30 °C. Operating the column at or above room temperature results in insufficient separation of CH₄ and krypton (Kr) from N₂+O₂ and superposition of the CH₄ and Kr signals disturbing proper evaluation.

The GC (CompactGC, Interscience) for the gas analysis is equipped with two detectors in series. The eluents first pass through a pulsed discharge detector (PDD, VICI) for the detection of CH₄ and Kr, and then through a thermal conductivity detector (micro-TCD, VICI) for the detection of nitrogen and oxygen (N₂+O₂). The PDD can be operated in three different modes resulting in either universal or selective response to chemical compounds. We use the nondestructive helium pulsed discharge photoionization mode (He-PDPID) with universal response. In this mode the PDD shows best sensitivities and a linear response over 5 orders of magnitude for most compounds (12).

Evaluation of the Chromatogram. The detectors deliver a chromatogram of the air components (ideally a series of distinct gas peaks), where the area under each peak is proportional to the specific amount of gas. To derive the

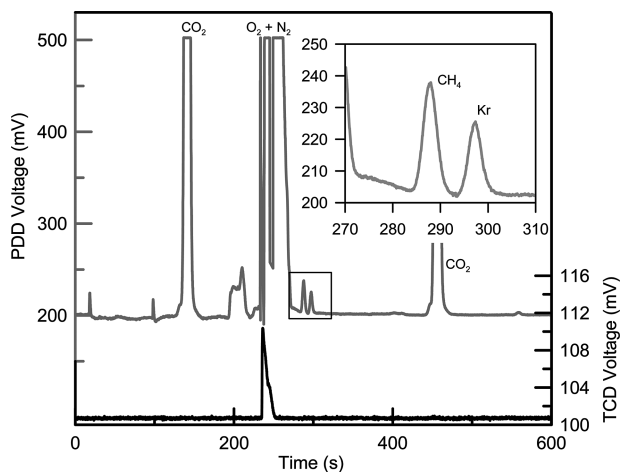


FIGURE 2. Typical responses of the PDD (gray) and the TCD (black) detectors to an ambient air sample. For N_2 , O_2 and CO_2 , the PDD is in saturation (500 mV). At the very end of the $\text{N}_2 + \text{O}_2$ slope, CH_4 elutes followed by Kr (see inset). The large peak at 140s is the CO_2 peak of the previous injection. The N_2O peak at 560s in the PDD chromatogram is too small for a quantitative analysis and therefore ignored in our gas measurements.

concentration of a specific component (e.g., CH_4) in the sample air, the ratio of the peak areas of the trace gas and the main components (N_2 , O_2), or a different constant air component, e.g. krypton (Kr), is evaluated. By performing calibration measurements with a standard gas of known concentrations of all relevant components (e.g., 500 ppbv CH_4 and 1.14 ppmv Kr in 20% O_2 and 80% N_2), peak area ratios can be assigned to the given trace gas concentrations. Due to the linearity of the detectors (see below), any peak area ratio can be evaluated after calibration as the calibration curve is forced through zero.

A distinct separation of CH_4 from all air components is crucial, as the PDD is sensitive to most gases in air, i.e., to krypton which elutes at about the same time as CH_4 . The PDD response for a 250 μL air sample (approximately 1770 ppbv CH_4 , 1140 ppbv Kr) is shown in Figure 2 along with an enlargement of the methane and krypton peaks. The retention times in the PorapLOT Q column for the sample components in our setup are approximately 250s for $\text{N}_2 + \text{O}_2$, 290s for CH_4 , 300s for Kr, 460s for CO_2 . Because the retention times for most air components are higher than the duration of one analysis cycle, it is crucial to avoid overlapping of peaks from subsequent injections. This is achieved by adjusting the injection frequency, helium carrier flow rate, and temperature of the column. A further challenge is the huge concentration difference between nitrogen and oxygen on the one side and CH_4 and Kr on the other. This results in CH_4 and Kr eluting at the very end of the nitrogen/oxygen tailing.

Krypton is a noble gas at a very constant mixing ratio (1.14 ppmv) in the atmosphere over the last millions of years with only slight variations (1–2‰) between glacial and interglacials (13). This minute effect is due to lower ocean water temperatures in glacials and hence increased gas solubility, leading to a slightly decreased Kr concentration due to higher solubility than N_2 . In addition, gravitational separation in the firn column (14) leads to enrichment/depletion of Kr/ CH_4 relative to N_2 , depending on their mass difference. This effect enriches and depletes Kr and CH_4 typically by about 2% and –0.5%, respectively, in the air bubbles compared to the free troposphere for modern conditions. This gravitational enrichment is also subject to systematic glacial/interglacial changes due to the climatic change in the bubble close-off depth. Both the ocean solubility effect as well as the gravitational fractionation can be corrected for by using ocean temperature reconstructions

as well as $\delta^{15}\text{N}_2$ measurements in ice cores, respectively. In this methodological paper we will not correct for these systematic but secondary effects, but we have to keep in mind that for the quantitative interpretation of an ice core CH_4 record in terms of the global methane cycle this becomes important. For the synchronization of ice cores, the rapid changes in CH_4 concentrations are much larger than this maximum 3% systematic error and, thus, can be ignored.

Calibration of the system is done by an artificially generated sequential flow of degassed water and standard gas. The Milli-Q water (Gradient A10, $\geq 18.2 \text{ M}\Omega/\text{cm}$, Millipore) used for calibration is degassed by a vacuum pump and extensively flushed with helium to minimize residual gases dissolved in the water. An air and a water flow controller (F-200CV and L23 V02, Bronkhorst) are used to generate the sequential flow at a chosen air/water ratio of 0.09 (mL gas STP)/(mL water), which is in the range of the ratio typically found in polar ice samples. After the flow controllers, the gas-free water is merged with the standard gas by use of a T-fitting. The sequential flow is then directed through the system the same way as the sample, i.e., the tubing (adjusted in length to the tubing from the melter head to the debubbler) is connected before the debubbler (Figure 1). By the use of this procedure, solubility effects are effectively corrected for by the calibration because the same fraction of each air component is dissolved in the water during calibration and measurement. Calibration is done every 10–12 m of ice which corresponds to an analysis time of 5–6 h, to correct for potential variations of the system.

Performance of CFA– CH_4 . Linearity and precision of the PDD and micro-TCD have been investigated. At first, direct injections of air by use of five different sample loops in a range between 0.1 and 0.45 mL were performed. Linearities (R^2) of 69 measurements between the volume of ambient air samples (1770 ppbv CH_4 , 1140 ppbv Kr) and instrument responses are 0.992 for CH_4 and Kr, and 0.994 for $\text{N}_2 + \text{O}_2$, respectively. All three linear regressions fit through the origin within the confidence interval of the regression. The relative reproducibilities ($1\sigma/\text{mean}$, where σ is the standard deviation) of the same measurements are 1.4% (CH_4), 1.9% (Kr), and 1.1% ($\text{N}_2 + \text{O}_2$), respectively, with slightly better reproducibilities for larger amounts of CH_4 . In order to compare these precision measurements with calibration measurements, the ratios CH_4/Kr and $\text{CH}_4/(\text{N}_2 + \text{O}_2)$ were considered as we only make relative measurements. The relative reproducibilities for these ratios of the above-described test measurements are 2% for CH_4/Kr and 2.3% for $\text{CH}_4/(\text{N}_2 + \text{O}_2)$. No systematic effect on CH_4 concentration is found when varying the gas amount. For the calibration measurements done with an artificial sequential flow (degassed mQ water and standard gas with 537 ppb CH_4 , 1.14 ppm Kr and 20% O_2 in 80% N_2) the relative reproducibilities are 3.0% for CH_4/Kr and 3.1% for $\text{CH}_4/(\text{N}_2 + \text{O}_2)$, respectively. These values are higher than the direct gas measurements. Hence, additional variability is induced by producing the sequential flow air standard, and by the gas extraction. The precision of 3% corresponds to 10 ppbv and 20 ppbv for glacial and interglacial ice core samples, respectively. This is comparable to the reproducibility achieved using the traditional melt-refreeze extraction based CH_4 measurements in the range of 4–15 ppbv (5, 15). Note, that degassing of the standard mQ water may not have been complete leading to systematic shifts in the CH_4 concentration depending on the amount of residual gas in the water. This may at least partly explain the concentration offsets in Figure 3a (see Results and Discussion).

Results and Discussion

The new quasi-continuous CFA– CH_4 measurement method has been employed for the analysis of a section of the ice core from Talos Dome (Antarctica) (9). According to the

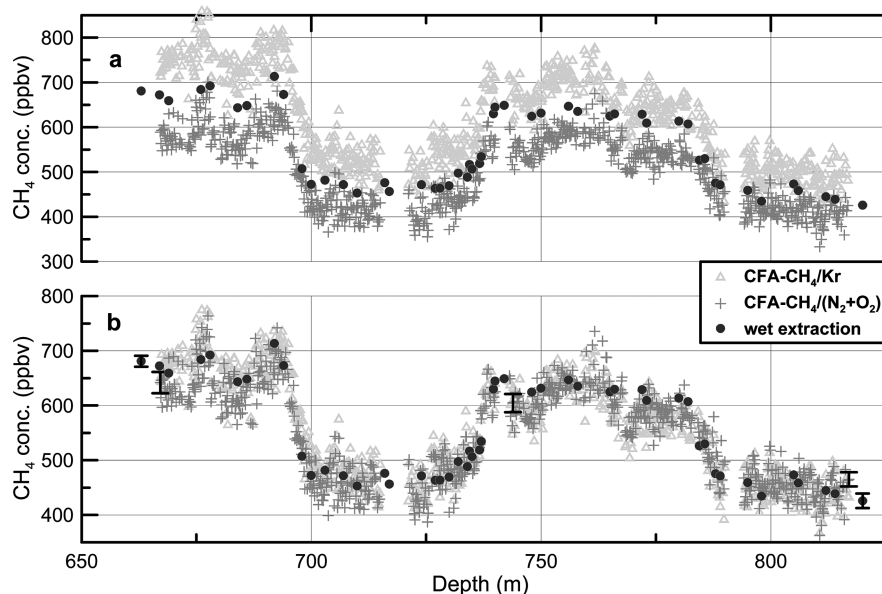


FIGURE 3. The raw data of the CFA-CH₄ record from the Talos Dome ice core in the depth interval of 667–817 m referenced to Kr measurements (light gray triangles) and to N₂+O₂ (dark gray crosses) are compared to individual measurements using wet extraction (black dots) (a). Calibrating the CFA-CH₄ data with one selected calibration results in the same absolute concentrations for both CFA-measurements (CH₄ referenced to Kr and to N₂+O₂, respectively) that are consistent with the wet extraction data (b). Error bars for both methods are indicated at the first and the last point only.

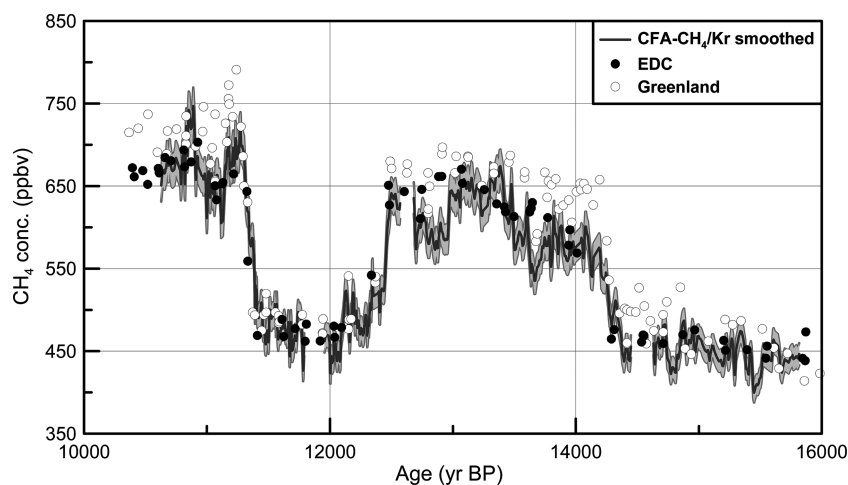


FIGURE 4. The CFA-CH₄ data, smoothed by a binomially weighted five-point running mean (dark gray line with a $\pm 3\%$ error band, light gray), are compared with the measurements on ice from Antarctica (16) (dots) and from Greenland (3) (circles). The CFA record is plotted on the *TD1alpha* age scale, which is fitted to the *EDC3* age scale (20). The Greenland record is shifted 250 years toward younger age to fit the other CH₄ variations on the *EDC3* gas-age scale.

TD1alpha age scale, the measured depth range (667–817 m) corresponds to an age of the air in the ice of 10.5–16 kyr BP (before 1950), covering the Antarctic Cold Reversal (ACR) at the very beginning of the Holocene. In this time interval CH₄ concentrations between 400 and 700 ppbv are expected (3, 16), showing some distinct features reflecting the abrupt climate changes during the transition from the last ice age to the Holocene. During the melting of one meter of ice, 7–8 measurements of CH₄ could be obtained. This corresponds to a depth resolution of our CH₄ record of 12–15 cm. A few meters could not be measured in this interval due to completely broken ice samples or distinctive ash layers (these are cut from the sample to prevent damage of the chemical analysis systems).

Results of these measurements are presented in Figure 3. CFA-CH₄ raw data show pronounced CH₄ concentration variations in good agreement with the data points measured by the wet extraction method performed at the LGGE in Grenoble. The correlation between these 47 wet extraction

data points and interpolated CFA-CH₄ data is $r^2 = 0.89$, which is highly significant ($r^2 > 0.138$ is significant at a two-tailed confidence interval of $\alpha = 0.99$ for 50 points). However, the absolute values differ from the wet extraction record (Figure 3a). The CFA-CH₄ data calibrated via Kr overestimate the CH₄ concentration, whereas the data calibrated via the main air components (N₂+O₂) underestimate the CH₄ concentration with respect to wet extraction CH₄ data. If we assume that the water for the standard measurements still contained a considerable amount of air, the higher solubility of Kr in water compared to CH₄ and of CH₄ compared to N₂ would favorably explain the overestimation of CH₄ concentration using Kr and the underestimation using N₂+O₂ in the sample measurements.

Calibration of the CFA-CH₄ method was done 13 times during all the measurements shown in Figure 3, and the mean value of these calibration factors was applied to the measured data. One calibration consists of 3–7 standard gas injections. The standard deviation for one calibration was

<3% ($1\sigma/\text{mean}$). However, we observed large fluctuations ($1\sigma/\text{mean} = 7.3\%$) of the calibration factor within the 13 calibration runs indicating difficulties providing a reproducible calibration setup. For every calibration, new degassed mQ water was used and several tube connections had to be reconnected which might be the origin of the additional variation. Clearly, this should be improved in the future by additional tests and a stringent degassing protocol of the mQ water. By applying the same degassing procedure for every calibration a similar low level of remaining gases in the water should be achieved, resulting in lower variability for the calibration runs.

Nevertheless, the new analysis system including the degassing unit exhibits high stability. This is shown when the whole CFA-CH₄ data set is shifted by a constant offset to match the concentration values of the wet extraction method (Figure 3b). Wet extraction and CFA-CH₄ data are then on the same levels throughout the whole interval. This also offers cross calibration of the CFA-CH₄ data via CH₄ records from other ice cores (from the same hemisphere given the small but significant interhemispheric gradient 7, 17) or discrete wet extraction data points from the same ice core.

The short-term variations in the CH₄ record we derived with the new method (Figures 3 and 4) are larger (e.g., 6% for 150 subsequent measurements of approximately constant mean CH₄ concentration in the depth interval from 794 to 816 m) than the statistical error described above. Given that the uncertainty defined by our sequential flow standardization is reflecting the melt extraction of air from ice reasonably well, this would point to small scale variations of CH₄ concentrations in the ice. In the absence of comparable high-resolution measurements using classical discrete CH₄ extraction methods, the significance of such small-scale variations cannot be determined at this point but should be investigated in more detail in the future.

CFA-CH₄ data compared with other CH₄ records are shown in Figure 4. For clarity, only the CFA-CH₄ data calibrated by Kr is shown in this figure. The CFA data are the same as in Figure 3b but smoothed with a binomially weighted five-point running mean covering 20–45 years. Averaging of the high-resolution data is reasonable at this depth because of the diffusive smoothing of trapped gases in the ice due to pore close-off mechanisms which limit the maximum achievable temporal resolution (18, 19). The amplitude of the fast CH₄ concentration variations is strongly damped in the EPICA Dome C (EDC) record (16) due to the low accumulation rate and the related stronger smoothing (accumulation rate: 26 kg m⁻² yr⁻¹) whereas the amplitude of the Greenland (accumulation rate: 240 kg m⁻² yr⁻¹) (3) CH₄ variations is comparable or even larger than the amplitude of the Talos Dome (accumulation rate: 83 kg m⁻² yr⁻¹) CH₄ variations, especially during warmer times. The CH₄ concentration of our new Talos Dome record is in good agreement with the EDC record, whereas the Greenland CH₄ concentrations are similar during cold times, but higher during warm times. This is consistent with earlier observations of the interhemispheric CH₄ gradient (7, 17) related to higher CH₄ emissions from boreal wetlands in the northern hemisphere.

In conclusion, a new quasi-continuous method for CH₄ measurements on polar ice cores was developed and successfully incorporated into an existing CFA system. A CH₄ record covering the ACR with a depth resolution of up to 12 cm was obtained from the Talos Dome ice core in a fraction of the measuring time discrete sampling methods would require. With the system being part of a CFA (8), which is suitable for field measurements, a high-resolution CH₄ record can now for the first time be generated during a field campaign. In the current status

of this new CH₄ measurement system on polar ice cores, we still need some discrete classical CH₄ measurements for the absolute calibration of the system. However, the uncalibrated raw data provide a CH₄ record in unprecedented resolution which is suited for the synchronization of the cores and therefore for the dating of a new ice core. This provides an age scale for the air in a new core at a very early stage. After rigorous calibration the CH₄ data derived with our new system are comparable both in accuracy as well as in precision with classical methods and provide CH₄ records quickly in unprecedented resolution.

Acknowledgments

Financial support by the Swiss National Science Foundation and by the Prince Albert II of Monaco Foundation is acknowledged. The Talos Dome Ice core Project (TALDICE), a joint European programme, is funded by national contributions from Italy, France, Germany, Switzerland, and the United Kingdom. Primary logistical support was provided by PNRA at Talos Dome. This is TALDICE publication no 4.

Literature Cited

- (1) EPICA community members Eight glacial cycles from an Antarctic ice core *Nature* **2004**, *429*, 623–628.
- (2) Lelieveld, J.; Crutzen, P. J.; Dentener, F. J. Changing concentration, lifetime and climate forcing of atmospheric methane. *Tellus, Ser. B* **1998**, *50*, 128–150.
- (3) Blunier, T.; Brook, E. J. Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. *Science* **2001**, *291*, 109–112.
- (4) EPICA community members One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica *Nature* **2006**, *444*, 195–198.
- (5) Spahni, R.; Chappellaz, J.; Stocker, T. F.; Loulergue, L.; Hausamann, G.; Kawamura, K.; Flückiger, J.; Schwander, J.; Raynaud, D.; Masson-Delmotte, V.; Jouzel, J. Atmospheric methane and nitrous oxide of the late Pleistocene from Antarctic ice cores. *Science* **2005**, *310*, 1317–1321.
- (6) Flückiger, J.; Monnin, E.; Stauffer, B.; Schwander, J.; Stocker, T. F.; Chappellaz, J.; Raynaud, D.; Barnola, J.-M. High-resolution Holocene N₂O ice core record and its relationship with CH₄ and CO₂. *Global Biogeochem. Cycles* **2002**, *16*, 1010–1018.
- (7) Chappellaz, J.; Blunier, T.; Kints, S.; Dällenbach, A.; Barnola, J.-M.; Schwander, J.; Raynaud, D.; Stauffer, B. Changes in the atmospheric CH₄ gradient between Greenland and Antarctica during the Holocene. *J. Geophys. Res.* **1997**, *102*, 15987–15997.
- (8) Kaufmann, P. R.; Federer, U.; Hutterli, M. A.; Bigler, M.; Schüpbach, S.; Ruth, U.; Schmitt, J.; Stocker, T. F. An improved continuous flow analysis system for high-resolution field measurements on ice cores. *Environ. Sci. Technol.* **2008**, *42*, 8044–8050.
- (9) Urbini, S.; Frezzotti, M.; Gandolfi, S.; Vincent, C.; Scarchilli, C.; Vittuari, L.; Fily, M. Historical behaviour of Dome C and Talos Dome (East Antarctica) as investigated by snow accumulation and ice velocity measurements. *Global Planet. Change* **2008**, *60*, 576–588.
- (10) Huber, C.; Leuenberger, M.; Zumbunnen, O. Continuous extraction of trapped air from bubble ice or water for on-line determination of isotope ratios. *Anal. Chem.* **2003**, *75*, 2324–2332.
- (11) Leckrone, K. J.; Hayes, J. M. Efficiency and temperature dependence of water removal by membrane dryers. *Anal. Chem.* **1997**, *69*, 911–918.
- (12) Forsyth, D. S. Pulsed discharge detector: theory and applications. *J. Chromatogr., A* **2004**, *1050*, 63–68.
- (13) Headly, M. A.; Severinghaus, J. P. A method to measure Kr/N₂ ratios in air bubbles trapped in ice cores and its application in reconstructing past mean ocean temperature *J. Geophys. Res.* **2007**, *112*, DOI: 10.1029/2006JD008317.
- (14) Sowers, T.; Bender, M.; Raynaud, D.; Korotkevich, Y. S. d15N of N₂ in air trapped in Polar ice: A tracer of gas transport in the firm and a possible constraint on ice age-gas age differences. *J. Geophys. Res.* **1992**, *97*, 15683–15697.

- (15) Grachev, A. M.; Brook, E. J.; Severinghaus, J. P. Abrupt changes in atmospheric methane at the MIS 5b-5a transition. *Geophys. Res. Lett.* **2007**, *34*.
- (16) Monnin, E.; Indermühle, A.; Dällenbach, A.; Flückiger, J.; Stauffer, B.; Stocker, T. F.; Raynaud, D.; Barnola, J.-M. Atmospheric CO₂ concentrations over the last glacial termination. *Science* **2001**, *291*, 112–114.
- (17) Dällenbach, A.; Blunier, T.; Flückiger, J.; Stauffer, B.; Chappellaz, J.; Raynaud, D. Changes in the atmospheric CH₄ gradient between Greenland and Antarctica during the last glacial and the transition to the holocene. *Geophys. Res. Lett.* **2000**, *27*, 1005–1008.
- (18) Spahni, R.; Schwander, J.; Flückiger, J.; Stauffer, B.; Chappellaz, J.; Raynaud, D. The attenuation of fast atmospheric CH₄ variations recorded in polar ice cores. *Geophys. Res. Lett.* **2003**, *30*.
- (19) Schwander, J.; Stauffer, B.; Sigg, A. Air mixing in firn and the age of the air at pore close-off. *Ann. Glaciol.* **1988**, *10*, 141–145.
- (20) Parrenin, F.; Barnola, J. M.; Beer, J.; Blunier, T.; Castellano, E.; Chappellaz, J.; Dreyfus, G.; Fischer, H.; Fujita, S.; Jouzel, J.; Kawamura, K.; Lemieux-Dudon, B.; Loulergue, L.; Masson-Delmotte, V.; Narcisi, B.; Petit, J. R.; Raisbeck, G.; Raynaud, D.; Ruth, U.; Schwander, J.; Severi, M.; Spahni, R.; Steffensen, J. P.; Svensson, A.; Udisti, R.; Waelbroeck, C.; Wolff, E. The EDC3 chronology for the EPICA Dome C ice core. *Clim. Past* **2007**, *3*, 485–497.

ES9003137

ANNEXE 3

Synchronizing EDML and NorthGRIP ice cores using $\delta^{18}\text{O}$ of atmospheric oxygen ($\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$) and CH_4 measurements over MIS 5 (80- 123 ka)

E. Capron, A. Landais, B. Lemieux-Dudon, A. Schilt, V. Masson-Delmotte, D. Buiron, J. Chappellaz, D. Dahl-Jensen, S. Johnsen, M. Leuenberger, L. Loulergue, H. Oerter



Synchronising EDML and NorthGRIP ice cores using $\delta^{18}\text{O}$ of atmospheric oxygen ($\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$) and CH_4 measurements over MIS5 (80–123 kyr)

E. Capron^{a,*}, A. Landais^a, B. Lemieux-Dudon^b, A. Schilt^c, V. Masson-Delmotte^a, D. Buiron^b, J. Chappellaz^b, D. Dahl-Jensen^d, S. Johnsen^d, M. Leuenberger^c, L. Loulergue^b, H. Oerter^e

^a Institut Pierre-Simon Laplace/Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA-CNRS-UVSQ, 91191 Gif-sur-Yvette, France

^b Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, CNRS-UJF, 38400 St Martin d'Hères, France

^c Climate and Environmental Physics, Physics Institute, and Oeschger Centre for Climate Change Research, University of Bern, Sidlerstrasse 5, CH-3012 Bern, Switzerland

^d Department of Geophysics, Julianes Maries Vej 30, University of Copenhagen, 2100 Copenhagen, Denmark

^e Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany

ARTICLE INFO

Article history:

Received 12 December 2008

Received in revised form

20 July 2009

Accepted 22 July 2009

ABSTRACT

Water isotope records from the EPICA Dronning Maud Land (EDML) and the NorthGRIP ice cores have revealed a one to one coupling between Antarctic Isotope Maxima (AIM) and Greenland Dansgaard-Oeschger (DO) events back to 50 kyr. In order to explore if this north–south coupling is persistent over Marine Isotopic Stage 5 (MIS 5), a common timescale must first be constructed.

Here, we present new records of $\delta^{18}\text{O}$ of O_2 ($\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$) and methane (CH_4) measured in the air trapped in ice from the EDML (68–147 kyr) and NorthGRIP (70–123 kyr) ice cores. We demonstrate that, through the period of interest, CH_4 records alone are not sufficient to construct a common gas timescale between the two cores. Millennial-scale variations of $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ are evidenced over MIS 5 both on the Antarctic and Greenland ice cores and are coupled to CH_4 profiles to synchronise the NorthGRIP and EDML records. They are shown to be a precious tool for ice core synchronisation.

With this new dating strategy, we produce the first continuous and accurate sequence of the north–south climatic dynamics on a common ice timescale for the last glacial inception and the first DO events of MIS 5, reducing relative dating uncertainties to an accuracy of a few centuries at the onset of DO events 24 to 20. This EDML–NorthGRIP synchronisation provides new firm evidence that the bipolar seesaw is a pervasive pattern from the beginning of the glacial period. The relationship between Antarctic warming amplitudes and their concurrent Greenland stadial duration highlights the particularity of DO event 21 and its Antarctic counterpart. Our results suggest a smaller Southern Ocean warming rate for this long DO event compared to DO events of MIS 3.

© 2009 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Since its discovery in Greenland ice cores (Dansgaard et al., 1984) the millennial climatic variability of the last glacial period has been increasingly documented at all latitudes (e.g. Voelker, 2002; Wang et al., 2008). Ice core records from Greenland and Antarctica have revealed the phase relationships between the Dansgaard-Oeschger events (hereafter DO events) recorded in the Northern Hemisphere and their Southern counterparts, the so-called Antarctic Isotope Maxima (AIM) (Bender et al., 1994; Jouzel et al., 1994; Blunier et al., 1998; Bender et al., 1999; Blunier and Brook, 2001; EPICA community members, 2006). The Antarctic

temperature as recorded by the water isotopes increases slowly during cold Greenland stadials. This bipolar seesaw is understood to reflect the impact of the north–south heat redistribution through thermohaline circulation changes and thermal inertia of the Southern Ocean (Stocker and Johnsen, 2003; Knutti et al., 2004).

The aforementioned studies mainly concentrated on the sequence of events during MIS 2 and 3, from the middle of the last glacial period to the deglaciation, when DO events are relatively short and frequent (i.e. 17 DO events between 60 and 10 kyr). By contrast, DO events are less frequent during MIS 4 and 5 (i.e. 8 DO events between 110 and 60 kyr) and only one study presents a work going back to DO event 21 (Blunier and Brook, 2001). It is of primary importance to characterise the bipolar structure of millennial-scale variability at its onset, during the glacial inception, i.e. at a period with small ice sheet extent (–40 m sea level relative to present; Waelbroeck et al., 2002; Bintanja et al., 2005)

* Corresponding author. Tel.: +33 169082702; fax: +33 169087716.

E-mail address: emilie.capron@lscce.ipsl.fr (E. Capron).

as well as the climate dynamics during the long DO events 19, 20 and 21 of MIS 4–5. This requires a reliable Greenland ice core record extending back to MIS 5. The recently drilled NorthGRIP ice core (75.10 °N, 42.32 °W, 2917 meters above sea level (m a.s.l.), 17.5 cm w. e. yr⁻¹, NorthGRIP-community-members, 2004) now provides an undisturbed record of the past 123 kyr (NorthGRIP-community-members, 2004) with the opportunity to establish an absolute timescale based on layer counting for the entire glacial period. The Greenland Ice Core Chronology (GICC05) is now available for the last 60 kyr (Svensson et al., 2008). Thanks to limited thinning, the NorthGRIP ice core provides a high resolution reference for climatic variability at the very beginning of the last glacial period including the first DO event 25.

Identifying sequences of events requires a common and precise Greenland/Antarctic ice core timescale that can be obtained through global atmospheric tracers such as isotopic composition of atmospheric oxygen, $\delta^{18}\text{O}$ of O_2 and methane (in the following, $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ and CH_4 respectively; Blunier et al., 1998; Blunier and Brook, 2001; EPICA community members, 2006; Blunier et al., 2007). The $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ signal is a complex signal integrating changes of the global ice volume (Sowers et al., 1993), biosphere productivity and hydrological cycle (Bender et al., 1994; Leuenberger, 1997; Severinghaus et al., 2009; Landais et al., 2010). Atmospheric CH_4 concentration responds very fast to a change in the production of CH_4 and so, abrupt Greenland DO warmings are associated with sharp CH_4 rises within 50 yr (Chappellaz et al., 1993; Severinghaus et al., 1998; Flückiger et al., 2004; Huber et al., 2006). Nitrogen isotopes measured in the air trapped in the ice can be used as a complementary tool to identify the onset of DO events directly in the gas records of Greenland ice cores (Severinghaus et al., 1998; Blunier and Brook, 2001; Landais et al., 2004; Huber et al., 2006).

After an initial attempt based on the use of nitrogen and argon isotopes and limited to DO event 24 (Caillon et al., 2003), a first common dating of Antarctic (Vostok) and Greenland (NorthGRIP) ice cores over MIS 5 has been constructed using $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ measured in air trapped in ice (Landais et al., 2006b). Within age scale uncertainties, DO events 23 and 24 were suggested to exhibit a north/south seesaw behaviour. This study was not fully conclusive on the DO event 25 which has no apparent counterpart in the Vostok δD profile. However, these analyses were limited by several key points. First, the north–south correlation was built through low resolution records of $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ (1500 yr in Vostok) leading to large uncertainties in the determination of tie points (1000–2500 yr); second, the surface characteristics of the Vostok site (low accumulation rate – 2.2 cm water equivalent (w.e) yr⁻¹ and temperature – 55 °C) limit the detection of Antarctic events in the water isotopic profile despite the 100 yr resolution of the measurements (Petit et al., 1999); third, these extreme surface conditions of the Vostok site lead to a strong age difference between ice and gas at the same depth, hereafter noted Δage , reaching up to 5000 yr with a 20% uncertainty and thus contributing to a large uncertainty in the north–south synchronisation of the water isotopic records.

The EPICA Dronning Maud Land (hereafter noted as EDML – 75.00°S, 0.07°E, 2882 m a.s.l., 6.4 cm w.e.yr⁻¹, EPICA community members, 2006) ice core has been recently retrieved in the Atlantic sector of East Antarctica. Because of its relatively high accumulation rate and temperature, it allows increasing the temporal resolution with respect to Vostok. Moreover, the EDML Δage is estimated to be less than 2000 yr, i.e. 2–3 times smaller than at central Antarctic sites such as Vostok or Dome C (Loulergue et al., 2007). The current EDML1 ice chronology (Ruth et al., 2007) has been derived by synchronising the EDML and EPICA Dome C (EDC) ice core records on the EDC3 glaciological age scale (the EDC3 age scale is described in Parrenin et al., 2007), using volcanic horizons and dust peaks (Severi et al., 2007).

In this paper, we present in Section 2, available and new high resolution (100 yrs) records of CH_4 , $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ and $\delta^{15}\text{N}$ over MIS 4 and 5 on the NorthGRIP and EDML ice cores and highlight significant millennial-scale variability in the EDML $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ record. In Section 3, we describe our methodology to infer tie points between the NorthGRIP and EDML gas records from the combined measurements of CH_4 and $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$. We emphasize the added value of high resolution $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ records for this synchronisation. The uncertainty associated with the EDML Δage calculation is then discussed. Finally, we propose a common timescale for EDML and NorthGRIP gas records based on the EDML1 chronology as a reference (Ruth et al., 2007). We improve the accuracy of the north–south synchronisation of water isotopic records and this permit to discuss the north–south sequence of the rapid climate variability in the first part of the last glacial period (Section 4).

2. Data

2.1. CH_4 measurements

CH_4 measurements were conducted at Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE, Grenoble) and at the University of Bern. The analytical methods of CH_4 measurements are detailed in Spahni et al. (2005) and Loulergue et al. (2008). They lead to a 10-ppbv mean measurement uncertainty (Chappellaz et al., 1997). We present the first CH_4 measurements performed over the bottom part of the NorthGRIP ice core: 150 samples from the NorthGRIP ice core over the depth range 2276–3084 m (1 m depth resolution) were analysed. CH_4 concentrations vary from 757 to 450 ppbv and cover the time interval between the last glacial inception and DO event 23 (Fig. 1). Combining 160 samples analysed at LGGE with the 112 measurements conducted at Bern on the EDML ice core, the mean depth resolution is about 2 m for the EDML CH_4 record over the depth range 1828–2394 m.

Based on the official gas timescale published in Loulergue et al. (2007), the EDML CH_4 profile offers a record with mean temporal resolution of 190 yr, comparable to the 210 yr average resolution for EDC (Loulergue et al., 2008). The glacial inception is clearly visible as a steady regular CH_4 decrease from 725 ppbv to 448 ppbv as well as the fluctuations linked to DO events already shown in several Antarctic ice cores (e.g. Byrd station, Blunier et al., 1998; Blunier and Brook, 2001; EDC, Loulergue et al., 2008; Fig. 1).

2.2. $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ and $\delta^{15}\text{N}$ measured in the air trapped in the ice: analytical procedure and results

The isotopic and elementary compositions of trapped air ($\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta\text{O}_2/\text{N}_2$) have been measured at Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE). To complete the high resolution NorthGRIP $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ data sets published in Landais et al. (2007) and Landais et al. (2006b) over DO events 18, 19, and 20 (1–2 m resolution), DO events 23, 24 (1–2 m resolution) and 25 (5 m resolution) respectively, additional measurements were performed over DO events 21, 22 and 25 on 215 depth levels (1 m resolution). On the EDML ice core, measurements are reported from 145 depth levels between 1829 and 2426 m, i.e. covering MIS 4 and 5, with a 4 m resolution. Published $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ and $\delta^{15}\text{N}$ measurements (Landais et al., 2004, 2006b, 2007) used a manual melt refreeze air extraction technique combined with isotopic ratio measurements on a MAT 252 (Finnigan) (see Landais et al., 2003 for analytical procedure). New measurements have been performed using an automated melt extraction technique of air with water trapped at –90 °C. Samples were then analysed with a Delta V Plus (ThermoElectron Corporation) mass spectrometer. Results are reported with respect to atmospheric air. Corrections for pressure imbalance

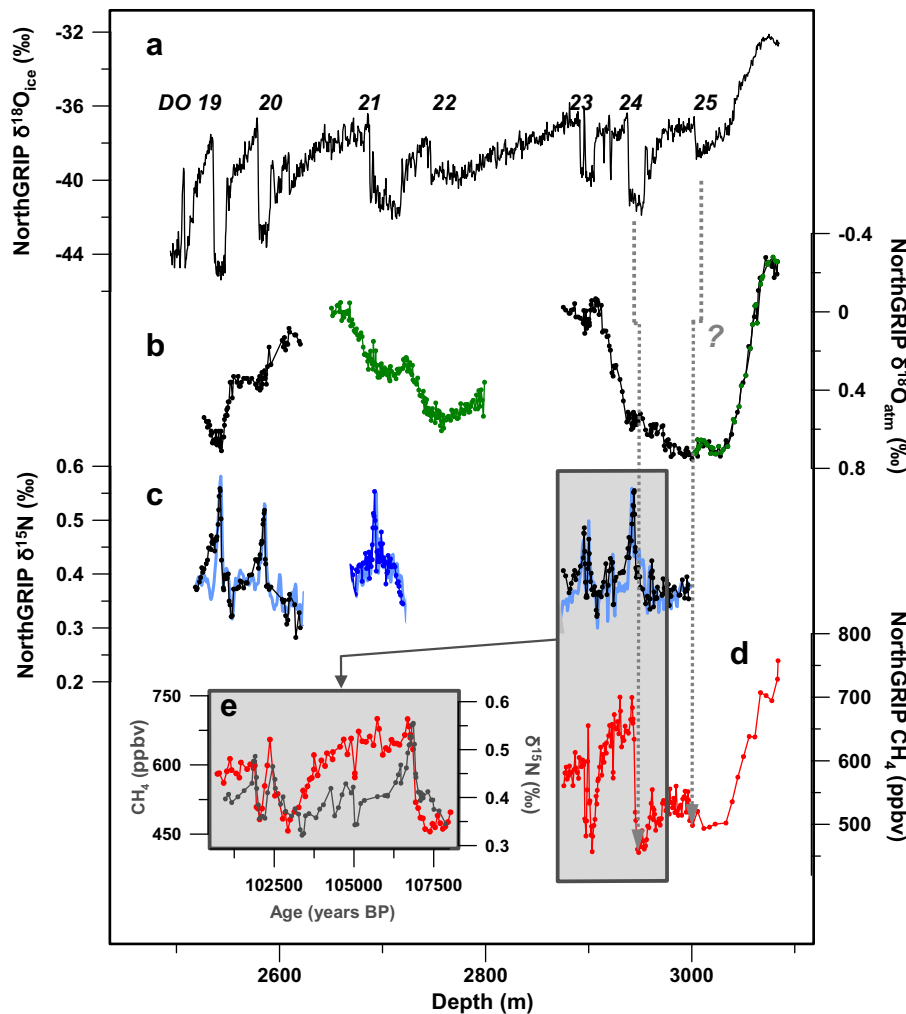


Fig. 1. NorthGRIP climate records plotted versus depth. (a) $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$, proxy of local temperature (NorthGRIP community members, 2004). (b) $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ data; new measurements in green, data from Landais et al. (2006b, 2007) in black. Note that the measurements over the bottom part of the NorthGRIP ice core were performed through two different air extraction techniques and show a good agreement (Landais et al., 2010). (c) $\delta^{15}\text{N}$ measurements over DO events 19, 20, 21, 23, 24 (in black: Landais et al., 2004; Landais et al., 2005, new data in dark blue), modelled $\delta^{15}\text{N}$ in light blue (Goujon et al., 2003). (d) CH_4 measurements. (e) Focus on the time interval corresponding to DO events 23 and 24. Within a few centimetres corresponding to less than 100 yrs, CH_4 and $\delta^{15}\text{N}$ increase in concert at the onsets of interstadials (Severinghaus et al., 1998; Severinghaus and Brook, 1999; Flückiger et al., 2004; Huber et al., 2006; Landais et al., 2006b; Grachev et al., 2007; Grachev et al., 2009). Assuming that this is the case for all DO events, $\delta^{15}\text{N}$ measurements on the NorthGRIP ice core can be used to identify the onset of DO events 19, 20 and 21 in the gas phase when CH_4 measurements are missing. The grey dotted arrow around DO event 24 relates the gas and ice records at the onset of DO event 24 interstadial; the grey dotted arrow around DO event 25 shows the ambiguous identification of this event in the gas phase through the CH_4 profile as the sequence of events seems opposite to the classical $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}/\text{CH}_4$ relationship illustrated here with the DO event 24.

and chemical interferences of CO_2 and $\delta\text{O}_2/\text{N}_2$ are applied to improve measurement precision (details in Severinghaus et al., 2001; Landais et al., 2003). Note that comparison of $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ measurements over DO event 25 with the two different air extraction techniques show an excellent agreement (Fig. 1b; Landais et al., 2010).

NorthGRIP raw $\delta^{18}\text{O}$ data must be corrected for gravitational and thermal isotopic fractionations located in the firn to obtain the $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ profile following corrections procedure described in Landais et al. (2005, 2007). We only corrected EDML $\delta^{18}\text{O}$ values for gravitational fractionation since the Antarctic counterparts of DO events are neither rapid nor large enough to induce a detectable thermal anomaly (Caillon et al., 2001).

NorthGRIP measurements of $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ have been corrected from the progressive gas loss during ice core storage (Landais et al., 2003; Severinghaus and Battle, 2006; Suwa and Bender, 2008) using $\delta\text{O}_2/\text{N}_2$ data, (for details see Landais et al., 2008). No correction for gas loss was applied on the EDML data set because values remain around -12‰ which is significantly more than the -30‰ observed for badly

preserved ice (Landais et al., 2003). The final uncertainty (based on systematic duplicate measurements) is 0.06‰ for EDML $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ measurements and 0.03‰ for NorthGRIP $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$. The final $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ uncertainty is higher at EDML compared to NorthGRIP since (1) EDML $\delta^{15}\text{N}$ duplicate measurements (unpublished data) used for gravitational signal correction of $\delta^{18}\text{O}$ values show a stronger variability (0.02‰) than NorthGRIP $\delta^{15}\text{N}$ measurements (0.007‰) and (2) some NorthGRIP data (less than 5%) were discarded when associated reproducibility was too large.

Given the global character of the $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$, orbital-scale variations related to precession are common to the Vostok, EDML and NorthGRIP $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ signals (Figs. 1 and 2; Bender et al., 1994; Petit et al., 1999; Shackleton, 2000; Dreyfus et al., 2007; Landais et al., 2010). Despite the absence of a timescale synchronisation, the good overlap between Vostok and EDML signals proves that the EDML ice core is undisturbed down to 2426 m depth and offers at least 149 kyr of continuous climatic history. Millennial-scale variability, already evidenced over MIS 4 (0.15‰ in 1000 yr) in the NorthGRIP ice core (Landais et al., 2007) and in Antarctica

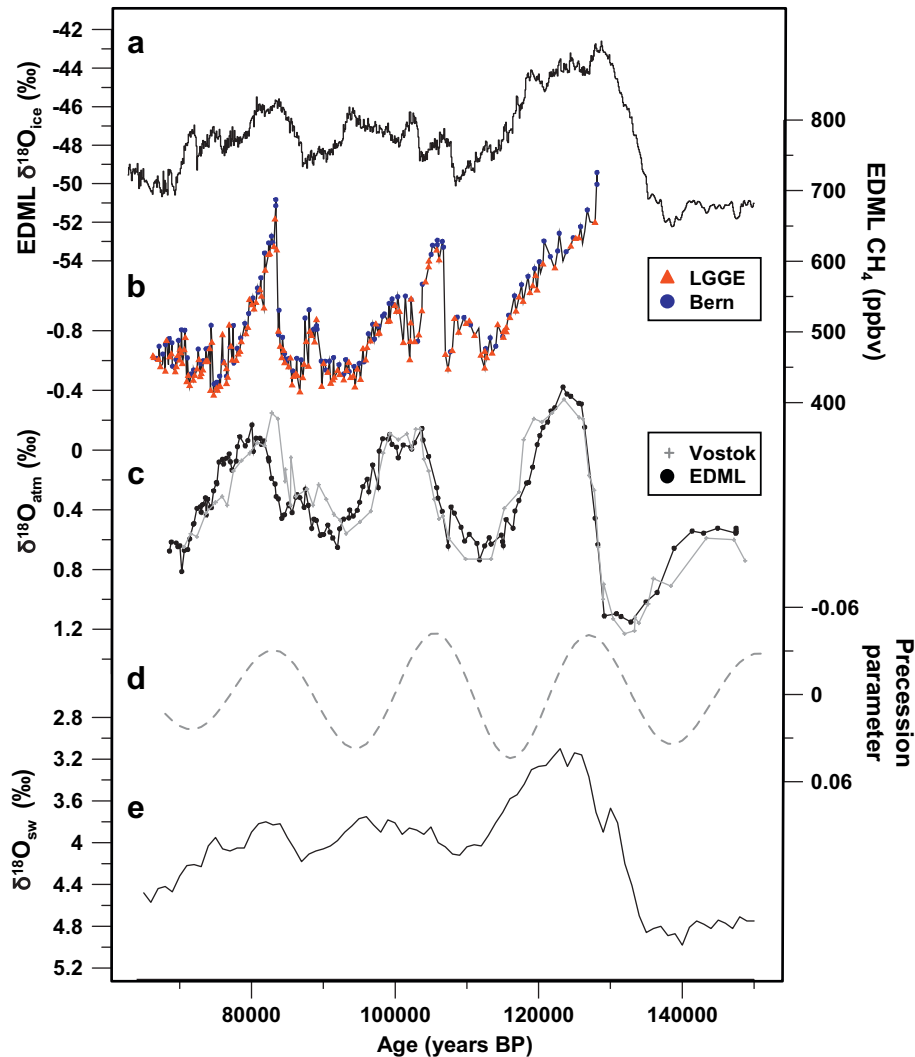


Fig. 2. (a) EDML $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ (EPICA community members, 2006) on EDML1 timescale (Ruth et al., 2007). (b) CH_4 measurements (blue circles, University of Bern; red triangles, LGGE). (c) EDML $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ measurements (black circles) superimposed on Vostok $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ (grey crosses) measurements displayed on the original GT4 timescale (Petit et al., 1999). EDML gas measurements are displayed on the EDML gas timescale from Louergue et al. (2007). (d) Precession parameter (Laskar et al., 2004). (e) $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ (Lisiecki and Raymo, 2005).

(Severinghaus et al., 2009), is clearly evidenced over DO events 19 and 20 in the EDML $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ signal. This millennial-scale variability superimposed to the long term evolution is also present over MIS 5, on DO events 21, 22, 23 and 24 for both NorthGRIP and EDML ice cores.

Fig. 1 presents a new data set of 59 duplicate measurements of $\delta^{15}\text{N}$ between 2680 m and 2710 m depth with a mean resolution of 1 m on the air trapped in the NorthGRIP ice. The $\delta^{15}\text{N}$ profile shows a rapid variation of 0.15 ‰ at 2694 m depth. This positive anomaly depicted in the $\delta^{15}\text{N}$ profile is the result of thermal fractionation associated with the onset of DO event 21 and is recorded 6–7 m deeper than the corresponding increase of $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ as expected from firnification model (Fig. 1c; Goujon et al., 2003).

3. Construction of a common timescale between EDML and NorthGRIP ice cores

3.1. Construction of a common gas timescale based on CH_4 and $\delta^{15}\text{N}$ profiles

We first define tie points using only CH_4 and $\delta^{15}\text{N}$ measurements as stratigraphic markers (Fig. 3). The sharp CH_4 transitions enable us to clearly define tie points between the two cores,

corresponding to the mid point of each CH_4 sharp increase and decrease. The strong DO event 24 can be precisely constrained through tie points at the onset and at the end of this event with an uncertainty of 290 yr (procedure for error estimate is detailed in the Appendix).

DO event 21 is also clearly seen in the EDML CH_4 record. In the absence of CH_4 measurements in the NorthGRIP ice core over this time period, we used the corresponding record of $\delta^{15}\text{N}$ of nitrogen in the gas trapped in the ice since CH_4 and $\delta^{15}\text{N}$ increase in concert within few decades at the beginning of DO events (Fig. 1e; Severinghaus et al., 1998; Severinghaus and Brook, 1999; Flückiger et al., 2004; Huber et al., 2006; Grachev et al., 2007, 2009). This leads to a precise tie point at the onset of DO event 21 associated with a mean uncertainty of 150 yr (Fig. 3; Table 1).

Correlations are less clear for the other DO events. The CH_4 signature of DO events 19 and 20 is not obvious in the EDML record as already observed in other Antarctic ice cores (Blunier and Brook, 2001). It is tempting to assign the 70–80 ppbv CH_4 variations observed at 71.0 and 74.7 kyr to the onset of DO events 19 and 20, respectively. However, CH_4 variations of the same magnitude are observed between 75.6 and 77.5 kyr in the absence of any significant climatic change, which questions this possible attribution.

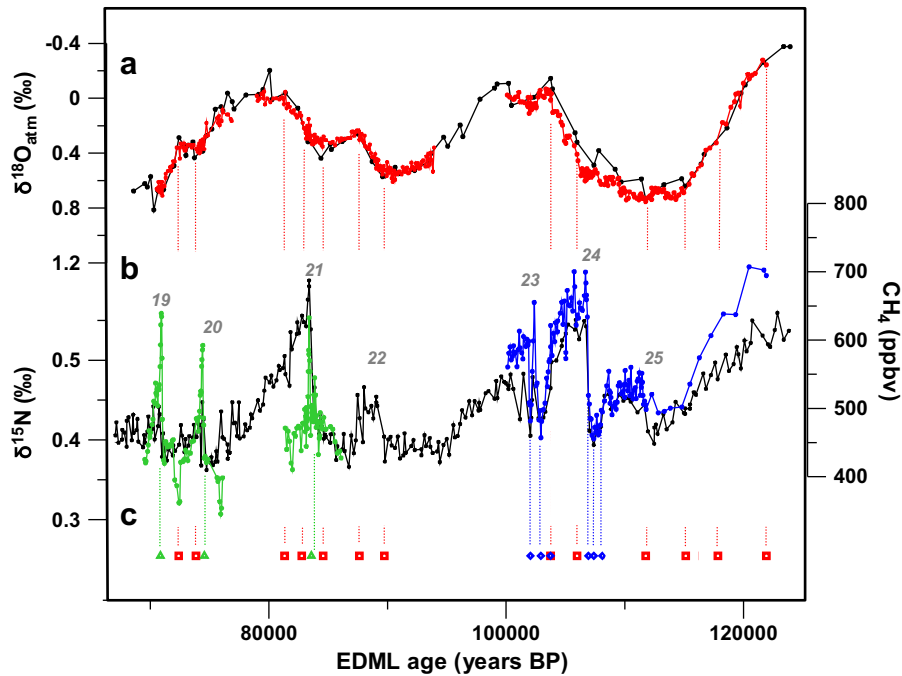


Fig. 3. EDML-NorthGRIP gas records synchronisation on the interval 70–123 kyr. (a) $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ synchronisation between EDML (black dotted curve) and NorthGRIP (red dotted curve). (b) Synchronisation for the rapid temperature increases associated with DO events 19–25 (numbered in grey) through EDML CH_4 record (black dotted curve), NorthGRIP $\delta^{15}\text{N}$ record (green curve) and NorthGRIP CH_4 record (blue curve). (c) Gas age tie points corresponding to $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ matching (red squares) and $\delta^{15}\text{N}/\text{CH}_4$ (green triangles) or CH_4 matching (blue diamonds). Those gas tie points are highlighted with vertical lines (same colour code).

The second problem is the onset of DO event 23. While the short precursor-type peak preceding the long warm phase of DO event 23 is clearly identified in the NorthGRIP record with a 150 ppbv change, the EDML record shows a double peak with a maximum amplitude of only 50 ppbv. The small amplitude difference of this short DO event in Antarctica could be partly explained by the existence of an interhemispheric gradient that attenuates CH_4

Table 1

Gas tie points used to correlate NorthGRIP and EDML records by minimizing the area between the NorthGRIP and EDML $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ and CH_4 records and associated uncertainties. Note that synchronisation uncertainties are minimal for DO events 19, 20 and 21 thanks to the use of $\delta^{15}\text{N}$ (see Section 3.3.2).

	NG depth (m)	EDML depth (m)	EDML1 age (yrs BP)	Gas tracers	Uncertainties (yrs)
1	2544.0	1860	70853	$\delta^{15}\text{N}/\text{CH}_4$ (DO 19)	140
2	2552.5	1880.7	72401	$\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$	440
3	2581.4	1902.2	73858	$\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$	260
4	2586.4	1914.3	74563	$\delta^{15}\text{N}/\text{CH}_4$ (DO 20)	160
5	2667.1	1995.4	81325	$\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$	970
6	2680.6	2011.6	82766	$\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$	180
7	2694	2021.6	83578	$\delta^{15}\text{N}/\text{CH}_4$ (DO 21)	150
8	2704.4	2034.3	84577	$\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$	1220
9	2721.9	2068.9	87627	$\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$	570
10	2759.1	2091.5	89729	$\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$	1160
11	2897.4	2198.0	102046	CH_4	290
12	2903.4	2204.5	102930	CH_4 (DO 23)	290
13	2911.7	2209.9	103747	$\text{CH}_4/\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$	290
14	2932.6	2224.9	105971	$\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$	1000
15	2945.2	2230.4	106935	CH_4	290
16	2948.5	2233.8	107382	CH_4 (DO 24)	290
17	2958.5	2239.0	108115	CH_4	290
18	3000.3	2259.9	111759	$\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$	1000
19	3036.9	2285.5	115147	$\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$	880
20	3053.3	2303.3	117860	$\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$	1110
21	3073.1	2333.2	121929	$\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$	1970

amplitude variations recorded in the Southern Hemisphere (Chappellaz et al., 1997; Dällenbach et al., 2000) and more likely by a stronger signal attenuation of fast atmospheric CH_4 variations recorded in the EDML ice core due to a lower accumulation rate compared to the NorthGRIP one. In fact, the CH_4 signature associated with DO events is attenuated during the enclosure processes in the ice (Spahni et al., 2003). Indeed, we estimate EDML CH_4 signal attenuation almost 3 times higher than at NorthGRIP by taking into account their respective surface characteristics using the approach of Spahni et al. (2003). Finally, considering the construction of the EDC and EDML gas timescales based on CH_4 records between 60 and 140 kyr (Loulergue, 2007), we reject the second peak as a precursor of the DO event 23. This would indeed imply a 1 kyr discrepancy between EDC and EDML gas age scales and, thus, contradict the firnification physics.

Third, it is tempting to identify the onset of DO event 25 as the 50 ppbv increase of CH_4 at 3000 m depth in the NorthGRIP ice core and match it with the similar CH_4 increase in the EDML record at 112.5 kyr. However, Fig. 1 shows that this increase in CH_4 occurs at a shallower depth than the $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ increase corresponding to the onset of DO event 25 in the NorthGRIP ice core. This would mean that the CH_4 increase lags by several centuries the surface temperature change. Such asynchrony in the CH_4 and Greenland temperature challenges the observed synchronicity between the two signals for younger events and prevents us to use confidently the corresponding EDML CH_4 increase as a constraint for the onset of DO event 25.

Finally, matching EDML and NorthGRIP CH_4 records over the glacial inception is not possible. Indeed, the NorthGRIP ice core does not record the whole MIS 5e period (NorthGRIP community members, 2004) so that the peak CH_4 maximum cannot be identified on this ice core to provide a firm tie point. A direct matching of absolute CH_4 values between Antarctic and Greenland ice cores is not possible due to expected large changes in the interglacial interhemispheric gradient.

Summarizing, using only CH₄ and δ¹⁵N profiles does not bring sufficient dating constraints to construct the EDML-NorthGRIP synchronisation (1) for the time interval 84–95 kyr which cover the Greenland rapid event, DO 22, and (2) prior to 108 kyr. Note, however, that when CH₄ data will become available over DO event 22 at NorthGRIP, it should enable to improve the synchronisation over the first aforementioned period.

3.2. Combining δ¹⁸O_{atm} and CH₄ record to construct a common timescale

To complement tie points defined with CH₄ records, we identify control points (maxima, minima and mid-slopes) from δ¹⁸O_{atm} records of NorthGRIP and EDML. In addition to the large amplitude variations linked with precession (Petit et al., 1999), we benefit from the superimposed millennial-scale variations which provide precise constraints over several DO events (Fig. 3; Table 1). As an example, over the 84–95 kyr period, the millennial-scale evolution of δ¹⁸O_{atm} permits to define several tie points (Table 1): the long term decrease of δ¹⁸O_{atm} accelerates strongly over the warm phase of DO event 22, followed by stable values during the stadial 21 and finally δ¹⁸O_{atm} shows a strong decrease again during the warm phase of DO event 21.

During DO event 20, the long term δ¹⁸O_{atm} increase is interrupted at 73.7 kyr when it remains constant until 72.4 kyr before a new long term decrease starts. The change in δ¹⁸O_{atm} slope provides constraints over DO event 20 and confirms that the rapid 70–80 ppbv increase observed in the CH₄ record corresponds to the onset of the event. During the stadial preceding DO event 19, both NorthGRIP and EDML δ¹⁸O_{atm} sharply increase and then decrease during the first part of the interstadial. This observation leads to the definition of an additional tie point, fully confirming the tie point suggested by the CH₄ records at 71.0 kyr.

Contrary to CH₄, δ¹⁸O_{atm} is not affected by an interhemispheric gradient and this allows a synchronisation of the EDML and NorthGRIP δ¹⁸O_{atm} records over the last glacial inception. Since the NorthGRIP ice core does not reach back to the δ¹⁸O_{atm} minimum corresponding to MIS 5e, we match directly EDML and NorthGRIP δ¹⁸O_{atm} absolute values along the glacial inception (Appendix). Supposing that a shift between the NorthGRIP and EDML δ¹⁸O_{atm} profiles can exist after CH₄ record synchronisation as for the 105–115 kyr interval, it leads to larger uncertainties compared to time periods where CH₄ profiles are used or when δ¹⁸O_{atm} extrema are clearly identified in the EDML and NorthGRIP records. This has been taken into account in the calculation of gas matching uncertainties (Table 1, Appendix) and in the determination of the north–south relationship over the first DO event 25 (Section 5; Table 2).

Finally, we derive a common gas chronology by using a linear interpolation of the depth levels over the 21 tie points linking the NorthGRIP gas depth to the EDML1 timescale (Table 1). This gas record synchronisation is associated with uncertainties determined by the resolution of the records and the visual choice of the tie

points. For estimating the latter, ten different synchronisations have been generated using the Analyseries program (Paillard et al., 1996; see the Appendix for details).

3.3. Transfer from the gas timescale to an ice timescale: Δage estimate

The ice age–gas age difference (Δage) has to be estimated for both NorthGRIP and EDML ice cores. Δage is calculated using firnification models (Herron and Langway, 1980; Barnola et al., 1991; Schwander et al., 1997; Arnaud et al., 2000; Goujon et al., 2003). These models have been empirically validated over a range of modern polar surface conditions (annual mean surface temperature between –55.5 °C and –19 °C, accumulation rates between 2.1 cm w.e.yr^{–1} and 139.9 cm w.e.yr^{–1}).

Those firnification models can be tested using nitrogen isotopes measured in the air trapped in the ice since their fractionation only depend on physical processes in the firn. During period with no rapid temperature changes (<0.02 Kyr^{–1}), δ¹⁵N in the firn column is only affected by gravitational fractionation and brings information on the Diffusive Column Height (DCH) through the barometric equation (Craig et al., 1988; Sowers et al., 1992):

$$\delta^{15}\text{N} = \Delta m g Z / RT \quad (1)$$

where Δ*m* is the mass difference between ¹⁵N and ¹⁴N (gmol^{–1}), *g* is the gravitation acceleration (ms^{–2}), *Z*, the DCH (m), *R*, the gas constant (JK^{–1} mol^{–1}) and *T*, the firn temperature (K). In Greenland, it has been shown that transient thermal gradients in the firn during the rapid surface temperature changes associated with DO events lead to additional variations of δ¹⁵N trapped in the ice through thermal fractionation (Severinghaus et al., 1998).

The NorthGRIP Δage was calculated with the firnification and heat diffusion model from Goujon et al. (2003). When forced by the variations of temperature derived from δ¹⁸O_{ice}, the same firn densification model was shown to capture correctly the evolution of δ¹⁵N variations (Fig. 1, Landais et al., 2008). This good agreement leads to a 10% uncertainty on Δage estimate (less than 100 yr) for the NorthGRIP ice core resulting from sensitivities studies of Arnaud et al. (2000) and Goujon et al. (2003).

The EDML Δage was calculated over the last 150 kyr by running the same firn densification model (Goujon et al., 2003; Louergue et al., 2007). Classically, the model is forced by a temperature and accumulation rate scenario (hereafter noted Scenario 1 following Louergue et al., 2007) deduced from δ¹⁸O_{ice} following the equations prescribed in EPICA community members (Supplementary material, 2006). The EDML glacial-interglacial surface characteristics lie within the ranges of temperature and accumulation rate of present-day studied firns. However, as for other inland Antarctic sites, a strong mismatch between measured and modelled δ¹⁵N was depicted at EDML over the deglaciation and the last glacial period (Caillon et al., 2003; Landais et al., 2006a; Capron et al., 2008). Such a mismatch casts doubts on the correct modelling of the DCH, thus on a correct estimate of Δage for the EDML ice core. We conclude that a 10% uncertainty on the EDML Δage estimate is not realistic. In the following, we will discuss three different approaches to constrain as precisely as possible the EDML Δage uncertainty, questioning temperature and accumulation scenarios as well as the firn model physics.

3.3.1. Estimate of EDML Δage uncertainties through independent markers in the gas and ice phases

Louergue et al. (2007) evaluated their Δage estimate by using independent markers in the ice (δ¹⁸O_{ice} and ¹⁰Be) and in the gas (CH₄) at 40.4 kyr. (Yiou et al., 1997; Guillou et al., 2004; Raisbeck

Table 2

Quantification of the lag between the beginning of the Antarctic temperature increase over AIM events and the onset of corresponding DO events. The associated uncertainty is also shown in Fig. 5 (grey bars).

	Phasing	Uncertainty (years)
DO/AIM 20	1570	300
DO/AIM 21	3360	230
DO/AIM 22	760	610
DO/AIM 23	720	450
DO/AIM 24	1500	330
DO/AIM 25	500	1030

et al., 2007). They suggested that the modelled Δ age at 40.4 kyr is too large by about 15%. To match the modelled and estimated Δ age, Louergue et al. (2007) ran the firn densification model with a new scenario proposing a larger accumulation rate during glacial period (defined as Scenario 4) compared to the initial accumulation estimate derived from $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ (Scenario 1, EPICA community members, Supplementary material, 2006). If we extrapolate this method to the whole EDML timescale, we obtain a mean standard deviation between the two Δ age estimates (inferred from Scenario 1 and Scenario 4, Fig. 5b) of less than 100 yr. Limits in the approach of Louergue et al. (2007) concern several aspects: (1) they assume that the physics of firn densification in the model is correct for both sites, (2) they assume that the mismatch between EDML and EDC gas chronologies could only result from accumulation rate parameterisations. Although such approach was suitable to produce a roughly coherent gas chronology for both EPICA cores, it does not claim to provide the final answer on Δ age estimates. In addition, although Δ age estimates are relatively well constrained at the location of the ^{10}Be peak (through matching with the GICC05 timescale), their extrapolation to other depths of both sites, and in particular over MIS 4 and MIS 5, remains poorly constrained.

3.3.2. Estimate of EDML Δ age uncertainties through variations of the forcing scenarios of the firnification model

The common chronology between EDML and NorthGRIP for MIS 2 and MIS 3 (EPICA community members, 2006) has a relative dating uncertainty of 400–800 yr mostly due to Δ age estimate. This uncertainty has been estimated considering that the Δ age uncertainty originates only from the uncertainty of the input parameters (Blunier et al., 2007). Using exactly the same approach, we show on Fig. 5b the range of possible EDML Δ age, applying $\pm 25\%$ on accumulation (equivalent to a $\pm 4^\circ\text{C}$ uncertainty on surface temperature) for both Scenario 1 and Scenario 4 from Louergue et al. (2007). This estimate does not account for firnification model physics and may therefore underestimate the true Δ age uncertainty.

3.3.3. Uncertainty on EDML Δ age using $\delta^{15}\text{N}$ data

Using the firnification model, the simulated $\delta^{15}\text{N}$ is larger by 5–15% than the EDML measured values over MIS 4 and 5 (unpublished data). This clearly questions the validity of this model both for $\delta^{15}\text{N}$ and Δ age. Here, we present an alternative method to estimate Δ age by using $\delta^{15}\text{N}$ as a proxy of Lock-In-Depth (LID) (e.g. Sowers et al., 1992; Blunier et al., 2004; Bender et al., 2006). This approach enables us to discuss the phasing between the AIM and the onset of the rapid CH_4 increases (as a marker for the rapid warming of DO event in Greenland) on the EDML depth scale. The method is the following:

- First, we deduce the LID from the $\delta^{15}\text{N}$ data points over each interval (Fig. 4) using the barometric equation (Equation (1)) and considering only gravitational fractionation. Here we have chosen to display only $\delta^{15}\text{N}$ data corresponding to the onset of DO 21 and 24 (see caption of Fig. 4) for determining the corresponding Δ depth.
- Second, the Δ depth for a depth z (depth difference between two synchronous events) is calculated through the following equation:

$$\Delta\text{depth}(z) = \text{LID}(z) \times 0.7 \times T(z) \quad (4)$$

Assuming that it is equivalent to the LID adjusted for compaction of the firn with a densification factor of 0.7 (Barnola et al., 1991) and a thinning factor noted T , which represents the ratio between the in-situ annual layer thickness on the initial annual layer thickness.

The error on Δ depth estimate arises from uncertainties on (i) the depth of the convective zone, the upper part of the firn where the

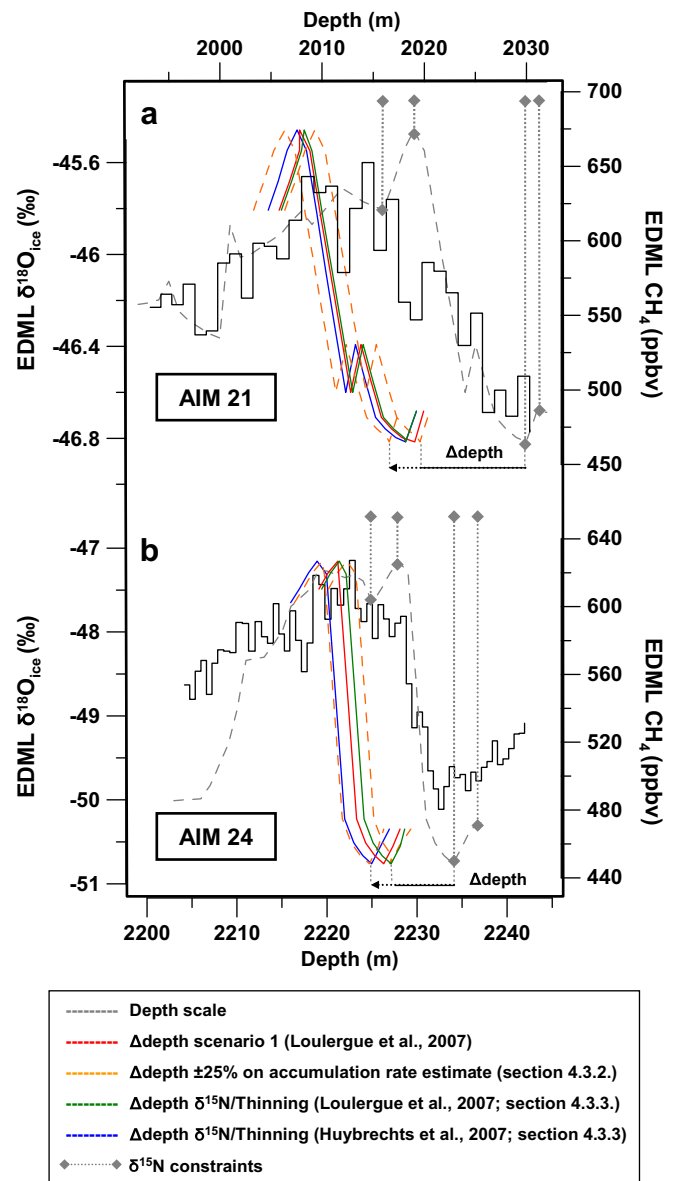


Fig. 4. Comparison of EDML $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ (black)/ CH_4 (original in grey) phasing obtained by the different methods of Section 3.3 over Greenland DO events 21 and 24 and their Antarctic counterparts, AIM 21 (a) and AIM 24 (b). For Δ depth calculations (Section 3.3.3), the location of $\delta^{15}\text{N}$ constraints (grey diamonds) have been taken at the onset and at the end of the rapid CH_4 increases. The corresponding shifted CH_4 curves are displayed in blue and green for Δ depth calculations using the thinning estimates from Huybrechts et al. (2007) and Louergue et al. (2007) respectively. The red shifted CH_4 curve was obtained using the depth-age correspondence of Louergue et al. (2007) calculated through firnification modelling (Goujon et al., 2003). The two dashed orange shifted CH_4 curves result from an uncertainty of 25% on accumulation rate used to calculate Δ depth with the firnification model (Section 3.3.2). The red, blue and green shifted CH_4 curves so that the method depicted in Section 3.3.2 is shown to capture realistically the upper limit for Δ depth, hence Δ age uncertainty range.

well-mixed air has the same composition as the atmosphere and (ii) the thinning function. In equation (4), we have assumed that the convective zone is negligible by directly linking $\delta^{15}\text{N}$ to the LID. Large convective zones may exist in modern Antarctic sites with very low accumulation rates and temperatures (Caillon et al., 2001; Kawamura et al., 2006). The occurrence of past convective zones was inferred from the mismatch between the LID simulated by the firnification model and the systematically smaller LID deduced from $\delta^{15}\text{N}$ data (i.e. Caillon et al., 2001; Kawamura et al., 2006;

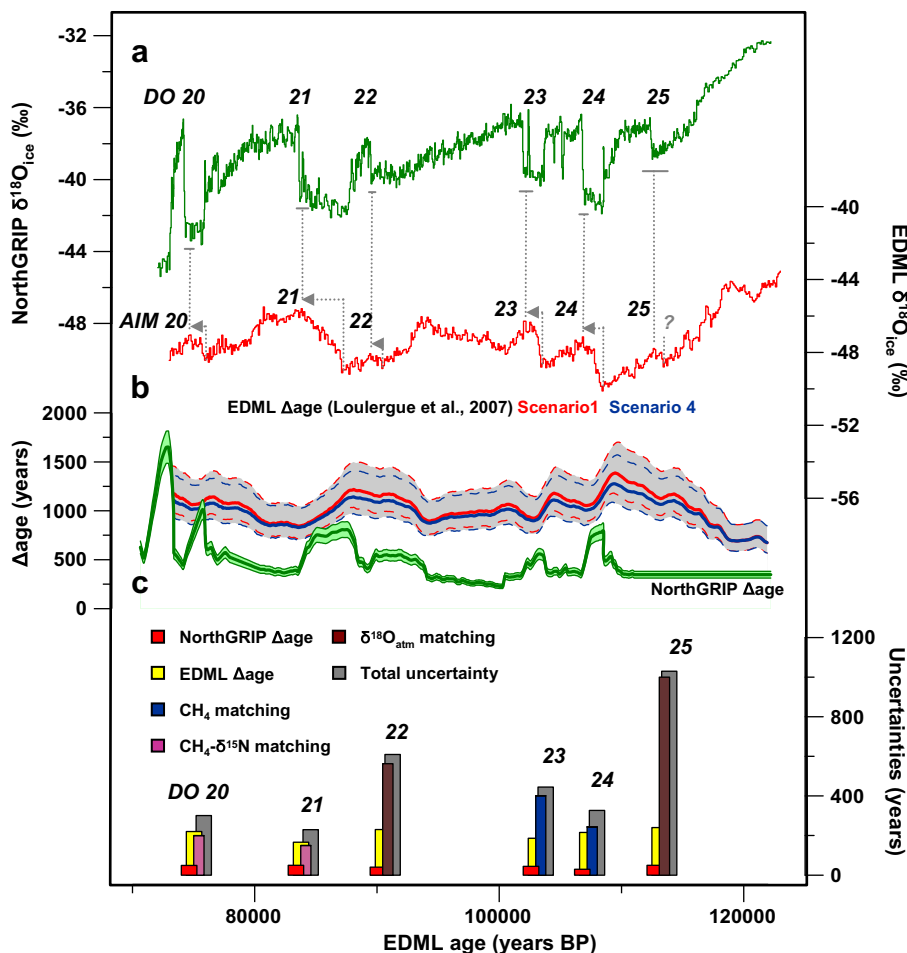


Fig. 5. Construction of a common ice timescale based on EDML1 for the NorthGRIP and EDML records. (a) NorthGRIP and EDML $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ records. Grey arrows and grey vertical bars represent the phase relationship between onsets of AIM and DO events. (b) EDML (red curve) and NorthGRIP (green curve) Δage within their ranges of uncertainty (10% of Δage for NorthGRIP; for EDML – see Section 3.3.2). We extrapolate Scenario 1 and Scenario 4 used in Louergue et al. (2007) to obtain Δage estimates for EDML. (c) Uncertainty of the synchronisation at the onset of the DO events: the red and yellow bars correspond respectively to the NorthGRIP and EDML Δage uncertainties. The gas synchronisation uncertainty depending on the stratigraphic tool used: CH_4 matching uncertainty, blue bar; $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ matching uncertainty, brown bars and $\delta^{15}\text{N}/\text{CH}_4$ matching uncertainty, pink bars. The total uncertainty (grey bars) has been calculated by adding in quadrature all different uncertainties detailed above (Values are given Table 2).

Landais et al., 2006a, Dreyfus et al., 2010). The maximum depth of the convective zone corresponds to a situation where the model-data mismatch is compatible with a correct Δage simulation within the range of uncertainty of the input parameters, i.e. to the situation already depicted in Section 4.3.2. Here, by assuming no convective zone at EDML, we consider an extreme case and therefore a maximum uncertainty on the Δage determination.

We first evaluate the uncertainty on the thinning function by comparing the different available estimates. First, using a 2D glaciological model, Huybrechts et al. (2007) obtained a thinning function decreasing from 0.219 to 0.176 between 2016 m and 2236 m. With an inverse method combining glaciological models with tie points constraints between the EDML and the EDC ice cores, Lemieux-Dudon et al. (2010) find a thinning function decreasing from 0.196 to 0.146 between 2000 m and 2230 m. Finally, the thinning associated to the gas dating obtained by Louergue et al. (2007) varies from 0.194 to 0.143 in the same depth interval. This comparison gives a mean uncertainty of 15% on the thinning function at each depth of MIS 5, similar to earlier estimates (Bender et al., 2006; Parrenin et al., 2007). The Δdepth method is applied on two depth intervals: (1) 2030 m to 2016 m including the rapid CH_4 increase at the onset of DO event 21 and the associated AIM (Fig. 4a) and (2) 2236 m to 2225 m including the rapid CH_4 increase at the onset of DO event 24 and the associated AIM (Fig. 4b). In each case, we used

the $\delta^{15}\text{N}$ values at the depth levels corresponding respectively to the minimum and the maximum of the rapid CH_4 onset. Then, the corresponding Δdepth was deduced using the two extreme thinning values (Huybrechts et al., 2007; Louergue et al., 2007). This Δdepth calculation permits to depict the sequence of events and especially the relative timing of rapid CH_4 increase and slow $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ increase on the EDML depth scale (Fig. 4).

The last step is to compare the sequence of events obtained on a depth scale by using the $\delta^{15}\text{N}$ based method with the previous estimates (Sections 3.3.1 and 3.3.2). The age – depth correspondence for the EDML1 timescale is directly obtained from Ruth et al. (2007) and permits to directly visualize the phasing between the CH_4 increases (i.e. Greenland warming) and the $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ increases (i.e. Antarctica warming) (Fig. 4). The comparison of the phasing between $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ and CH_4 for the different scenarios shows that the uncertainty range obtained from Section 3.3.2 also encompasses the uncertainties of the $\delta^{15}\text{N}$ based method. Our Δdepth method provides an independent validation of our age scale and of the maximum dating uncertainties for EDML (Fig. 5b; Table 2).

4. Climatic implications

The EDML/NorthGRIP common ice timescale is displayed on Fig. 5. The total uncertainty (Fig. 5c) has been calculated by taking

the quadratic average of uncertainties (i) of Δ age for the two cores and (ii) linked with the different gas records tie points. The quantification of the exact phasing between the onsets of Antarctic warmings and rapid DO interstadials in Greenland has an accuracy of a few centuries except for the onset of DO event 25 where the total uncertainty remains higher than 1000 yr (See the Appendix).

From 80 to 123 kyr, this new synchronisation confirms the persistency of a north–south coupling with an Antarctic slow warming preceding Greenland abrupt warming by several centuries to several millennia (Table 2) and allows the extension of the Antarctic Isotope Maximum (AIM) nomenclature initially restricted to MIS 3 (EPICA community members, 2006) back to MIS 5 (Fig. 5a).

The Antarctic temperature increase associated with 5d/5c transition (106.8–108.4 kyr interval on EDML1 timescale) precedes the rapid temperature rise of DO event 24 by 1500 ± 330 yr. This robust result is well constrained by DO event 24 onset tie point inferred from the EDML and NorthGRIP CH_4 profiles. This phasing is consistent with the 2 kyr (± 500 yr) obtained by Caillon et al. (2003) who used the rapid CH_4 increase recorded in the Vostok air as a proxies for rapid temperature change over Greenland and variations of $\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{40}\text{Ar}$ also measured in the Vostok air as proxy for local temperature change. The good agreement between the two methods shows that even if the processes driving changes in $\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{40}\text{Ar}$ are not fully understood in Antarctic ice cores (Landais et al., 2006a), these proxies can be used to detect temperature changes in the gas record as initially proposed by Caillon et al. (2003).

We also provide a description of the north–south coupling for the DO events 20 to 23. For each event, the onset of Antarctic warming leads Greenland abrupt warming, while the maximum of the warming is concomitant at both poles. For DO events 20, 21, 22 and 23, Antarctic temperature begins to increase respectively 1.7 ± 0.3 kyr, 3.4 ± 0.2 kyr, 0.8 ± 0.6 kyr and 0.9 ± 0.5 kyr before the abrupt temperature rise in Greenland. Compared to the pioneering results of Blunier and Brook (2001) over DO event 20 and 21 (respective lags of 1 kyr and 3.2 kyr), we confirm the asynchrony and reduce the uncertainty by more than a factor of 2. For the first time, we describe here the Antarctic counterparts AIM 22 and 25 of the small DO events 22 and 25, marked again by a lead of Antarctica with respect to Greenland for DO event 22. The north–south phasing over DO event 25 cannot however, be firmly determined because our matching uncertainty over the glacial inception is higher than 1 kyr.

MIS 5 lags (0.7–3 kyr) observed between Antarctic temperature increase and the onset of Greenland interstadials are consistent with those observed over MIS 3 (0.5–2 kyr) (EPICA community members, 2006). We confirm that peak warmth occurs in phase in Greenland and Antarctica all over MIS 5, an observation made already by Blunier and Brook (2001) back to 90 kyr. The sequence of millennial-scale climate variability between Greenland and Antarctica is therefore a pervasive characteristic from the first to the last DO event of the glacial period.

Our results thus contradict the possible existence of a critical threshold in ice sheet volume to induce climatic millennial-scale variability (McManus et al., 1999). Over MIS 3, the stadials before DO events 4, 8 and 12 are associated with major iceberg discharges respectively corresponding to Heinrich events 3, 4 and 5, respectively, whereas no such massive icebergs discharges are evidenced for MIS 5 (Heinrich, 1988; Bond et al., 1992). It challenges the straightforward link between ice volume and climate instabilities.

The bipolar seesaw mechanism is understood by changes in the heat and freshwater flux connected to the onset/collapse of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) and heat accumulation in the Southern Ocean (Stocker and Johnsen, 2003; Knutti et al., 2004). The evidence of a linear relationship between

the warming amplitude of all AIM (inferred from the EDML $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$) and the concurrent stadial duration in Greenland over MIS 3 validated this theoretical concept (EPICA community members, 2006) but the study was restricted to MIS 3 rapid events. Our new EDML–NorthGRIP timescale enables to investigate this north–south dependency over MIS 5 (Fig. 6). We limit this study to AIM 21, 23, and 24 and their accompanying stadials from NorthGRIP $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ considering that our timescale synchronisation is most robust over those rapid events and that a clear seesaw pattern is identified.

Within uncertainties, DO/AIM 23 and 24 lie on the regression line established for MIS 3 rapid events (Fig. 6; EPICA community members, 2006). They are comparable with the MIS 3 largest events, DO/AIM 4, 7, 8 and 12. This similar behaviour for events of MIS 3 and 5 shows that the Antarctic warming rate does not depend on climate background (i.e. different ice sheet volumes, greenhouse gas levels, temperature conditions and orbital configurations). This would support the use of one single characteristic timescale associated to the Southern Ocean heat reservoir to model the thermal bipolar seesaw (Stocker and Johnsen, 2003).

However, we note that AIM/DO 21 event significantly deviates from the linear regression line. The duration of the stadial prior to DO event 21 is exceptionally long (4 kyrs) and the Antarctic warming amplitude (4°C) is the most important over the whole glacial period. This suggests that heat flow from the Southern Ocean is not constant during all AIM events and contradicts the hypothesis presented above of Stocker and Johnsen (2003) who assumed a Southern Ocean heat reservoir with only one characteristic timescale. Previous hypothesis also suggests that for long cessations of the AMOC, new temperature equilibrium in the Southern Ocean would be reached and the warming would become slower or eventually have to cease since the Southern Ocean cannot accumulate heat indefinitely (EPICA community members, 2006). However, within our age scale, the warming rate over AIM event 21

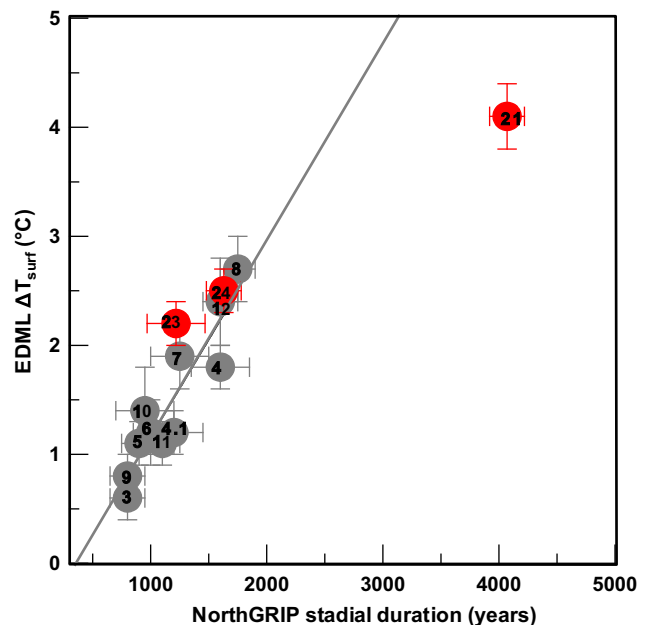


Fig. 6. Amplitudes of Antarctic warmings versus the duration of the concurrent stadial in Greenland for MIS 3 rapid events (grey points, EPICA community members, 2006) and for the DO/AIM events of MIS 5, 21, 23 and 24 (red points). The procedure for the determination of Antarctic warming amplitudes and Greenland stadial durations follows EPICA community members (2006). The labels corresponding to DO and AIM events are indicated. The grey line represents the linear fit established for all rapid events from MIS 3 (EPICA community members, 2006). Error bars show the uncertainties on the estimate of Antarctic warming amplitudes and Greenland stadial durations.

seems almost constant all over the stadial period, around two times slower than for AIM events 23 and 24 so that the rapid temperature increase in Greenland occurs when Antarctic is still warming and not on a temperature plateau.

Our new data confirm that the bipolar seesaw is a robust feature associated with the millennial-scale climatic variability of the full duration of the last glacial period. They reveal that Antarctic warming rate and thus the latitudinal heat transport can vary between events, limiting the use of conceptual models to quantitatively describe this phenomenon. More complex models should be used and take into account parameters such as several characteristic timescales, the heat reservoir size or different deep-water formation rates.

5. Summary and perspectives

- For the first time, we have combined the millennial-scale variability of both CH₄ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ records measured at high resolution on two ice cores (EDML and NorthGRIP) to produce a common gas timescale between Greenland and Antarctica with quantified and minimal associated uncertainties over the 70–123 kyr period.
- The accuracy of the ice record synchronisation mainly depends on the Δage calculation. With a new model-independent method based on $\delta^{15}\text{N}$ measurements, we have reduced the Δage uncertainty at EDML to a few hundreds of years, i.e. considerably less than in central Antarctic ice cores (a thousand years).
- We have presented the first continuous north–south synchronisation for the 70–123 kyr time interval and thus extended the study of the north–south climatic asynchrony of Blunier and Brook (2001) and EPICA community members (2006) to the entire sequence of MIS 5 DO events. The onset of millennial-scale warmings in Antarctica has been shown to precede the onset of warming in Greenland by 0.7–3 kyr in agreement with the leads observed over MIS 3.
- While the bipolar seesaw is a clear feature operational from the beginning of the glacial period, the relationship between Antarctic warming amplitudes and the duration of the Greenland concurrent stadials over MIS 5 differs for DO event 21 and other DO events. This suggests variability in the oceanic circulation overturning rate between the rapid events independently of the climate background state. This deserves to be further explored with sensitivity tests run with coupled Ocean-Atmosphere models.
- Isotopic data from East Antarctic sites (Dome C, Jouzel et al., 2007; Dome F, Kawamura et al., 2007) suggest a “shoulder” in δD or $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ over the glacial inception as a possible counterpart to DO event 25 but the lack of a synchronisation with a Greenland record prevents a precise description of the climatic event sequence. Our synchronisation approach on EDML and NorthGRIP failed to provide a precise synchronisation of EDML and NorthGRIP around DO event 25 and its potential Antarctic counterpart. A definitive status on the set up of this interhemispheric coupling will require (i) high resolution measurements of CH₄ on the NorthGRIP record, (ii) a reconstruction of the local temperature signal at EDML to assess if the event recorded in the $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ is a true climatic event considering changes in moisture origin (Stenni et al., 2010) and of surface elevation variations and ice origin changes at the EDML drilling site (EPICA community members, 2006; Huybrechts et al., 2007).
- The future NEEM deep drilling is expected to deliver a Greenland ice core older than MIS 5.4. This ice core would allow expanding the comparison of Greenland-Antarctic climate over the whole last interglacial period and Termination II.

Acknowledgments

We appreciate helpful discussions with J. Jouzel. We thank F. Parrenin for dating issue discussions and B. Minster, A. Bouygués, and G. Teste for their help on gas measurements. We are grateful to Hubertus Fischer and two anonymous reviewers who helped to improve the manuscript. This work was supported by ANR PICC and ANR NEEM and is a contribution to the European Project for Ice Coring in Antarctica (EPICA), a joint European Science Foundation/European Commission scientific programme, funded by the EU (EPICA-MIS) and by national contributions from Belgium, Denmark, France, Germany, Italy, the Netherlands, Norway, Sweden, Switzerland and the United Kingdom. The main logistic was provided by IPEV and PNRA (at Dome C) and AWI (at Dronning Maud Land). This is EPICA publication no. 231. This work is a contribution to the North Greenland Ice Core Project (NGRIP) directed and organized by the Department of Geophysics at the Niels Bohr Institute for Astronomy, Physics and Geophysics, University of Copenhagen. It is supported by funding agencies in Denmark (SNF), Belgium (FNRS-CFB), France (IPEV and INSU/CNRS), Germany (AWI), Iceland (RannIs), Japan (MEXT), Sweden (SPRS), Switzerland (SNF) and the USA (NSF, Office of Polar Programs). This is LSCE contribution number 4008.

Appendix. Error estimate linked to our gas records synchronisation

Ice cores synchronisation through global gas records is affected by several sources of uncertainties: (i) the gas records matching and (ii) the uncertainty of Δage for the two ice cores. Section 3.3 is dedicated to point (ii). For point (i), the uncertainty depends on the resolution of the records and on visual matching biases as explained below.

1. EDML/NorthGRIP CH₄ matching

Sharp variations of CH₄ over DO events 23 and 24 recorded both in the EDML and NorthGRIP ice cores allow the identification of precise mid-slope tie points. The gas synchronisation uncertainty is, therefore, only dependant on the resolution of the records. The uncertainty is calculated as the square root of the sum of squares of the EDML and NorthGRIP time resolution (Table 1).

2. NorthGRIP $\delta^{15}\text{N}$ /EDML CH₄ matching

Within sampling resolution, CH₄ and $\delta^{15}\text{N}$ have been shown to increase in concert during rapid temperature change (Severinghaus et al., 1998, Severinghaus and Brook, 1999, Huber et al., 2006, Flückiger et al., 2004, Grachev et al., 2007, 2009). Thus, as for CH₄ matching, the error estimate results only from the square root of the sum of squares of the $\delta^{15}\text{N}$ and CH₄ record time resolution. We obtain a mean $\delta^{15}\text{N}/\text{CH}_4$ matching uncertainty of 150 yrs at the onset of DO events 19, 20 and 21, mostly due to the EDML CH₄ record resolution (Table 1).

3. EDML/NorthGRIP $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ matching

A matching via CH₄ records cannot be done:

- (i) For the 84–102 kyr period covering the DO event 22, since no CH₄ measurements have yet been performed in the NorthGRIP ice core;
- (ii) Over DO event 25: the non-synchronicity between abrupt temperature increase and rapid CH₄ variations (described in Section 3.1) prevents us from using confidently this method;

- (iii) Before 110 kyr: the NorthGRIP ice core does not capture the CH₄ maximum corresponding to MIS 5e that is necessary to define a mid-slope tie point over the glacial inception. The interhemispheric gradient affecting CH₄ concentration precludes any absolute CH₄ levels matching.

Thus, we used $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ profile synchronisation over those time periods. Millennial-scale variability superimposed on orbital-scale $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ variations over DO event 22 permits to define additional markers. In general, tie points are defined at slope breaks. One exception is the bottom part (below 3000 m depth) of the NorthGRIP ice core since the corresponding $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ record does not display a clear minimum at 124 kyr. The only possibility to extend the synchronisation between 110 and 124 kyr is thus to match $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ absolute values which are not affected by pole-to-pole gradient.

The relatively slow temporal variations of $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ record and the low resolution associated with the EDML record make it difficult to define a systematic procedure for tie point identification. Sensitivity tests were conducted and ten different visual matchings were performed using the Anlyseries program (Pailard et al., 1996). Combined with the limitations caused by the data resolution, this leads to uncertainties on $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ tie points of up to 1200 yrs.

Fig. A1 displays the match of the EDML and NorthGRIP $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ records and its uncertainty range. This permits to visualize the result of our subjective visual matching. Over DO 19 and 20, the uncertainty is rather small because (i) we have confirmation of our $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ visual matching by two CH₄ tie points and (ii) the resolution of the EDML $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ record is relatively high (400 yrs). Over DO 22 (90 kyrs), only $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ matching has been used and the resulting uncertainty is about 500–1000 yrs.

Over DO events 23 and 24, where many CH₄ tie points are available, we observe a surprising shift between NorthGRIP and EDML $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ records: NorthGRIP $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ values are heavier than the EDML ones by 0.1 ‰. This shift is neither observed over DO events 19 to 20 nor over DO 21 where $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ was also combined to CH₄ for the gas synchronisation. Such a shift is probably due to a problem of storage effect on the NorthGRIP $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ values since $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ record covering DO events 23 and 24 were performed in spring 2004 on ice stored at temperature between $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ and

$-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ while $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ NorthGRIP records covering DO events 19–20 and DO event 21 were respectively measured in Spring 2002 and Summer 2007, respectively, on ice stored below $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$.

We now discuss the uncertainty associated with the dating of the bottom part of the NorthGRIP ice core through $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ only. First, the blue curve stands for the oldest dating of the NorthGRIP bottom part. Indeed, shifting the blue curve to the right means matching an increase of $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ in the EDML ice core (before 124 kyr) and a decrease of $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ in the NorthGRIP ice core which is impossible given the global character of this tracer. We thus consider that the shift between the red curve and the blue curve represents the maximum uncertainty on the dating and the green curve has been built as the symmetric of the blue curve with respect to the black one.

Since a shift of 0.1 ‰ in $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ has been observed between the NorthGRIP and EDML record over the period encompassing DO events 23 and 24, it can be argued that a similar problem can affect our dating of the bottom part of the NorthGRIP ice core. However, we do not expect any gas storage effect on the NorthGRIP samples over this depth range: the first set of ice samples (low resolution) has been measured just after ice drilling hence with no storage effect detected in the O₂/N₂ ratio; the second set of samples was stored for 4 years at $-25\text{ }^{\circ}\text{C}$ and did not show strong storage effect ($\delta\text{O}_2/\text{N}_2$ around $-10\text{ }^{\circ}\text{‰}$). Moreover, we note that we observe a $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ 0.2 ‰ shift between the green (or the blue) curve and the red curve so that even if such storage effect has occurred, it is included in our error bar.

Note that our age markers give a uniform evolution of age as a function of depth with less than 10% deviation from the slope deduced from the age/depth relationship of the NorthGRIP glaciological timescale (NorthGRIP c.m., 2004). Thus, our timescale built from gas age markers seems also coherent with ice flow conditions at the NorthGRIP site. The major difference is obtained at the bottom of the NorthGRIP ice core for which the glaciological timescale is not strongly constrained because of the basal melting.

Finally to estimate the total synchronisation uncertainty we added the uncertainties linked with the Δage determination for each ice core. The mean uncertainty is less than 400 yrs for DO events 20 to 24 but remains higher than 1000 yrs after 110 kyr (Fig. 5; Table 2).

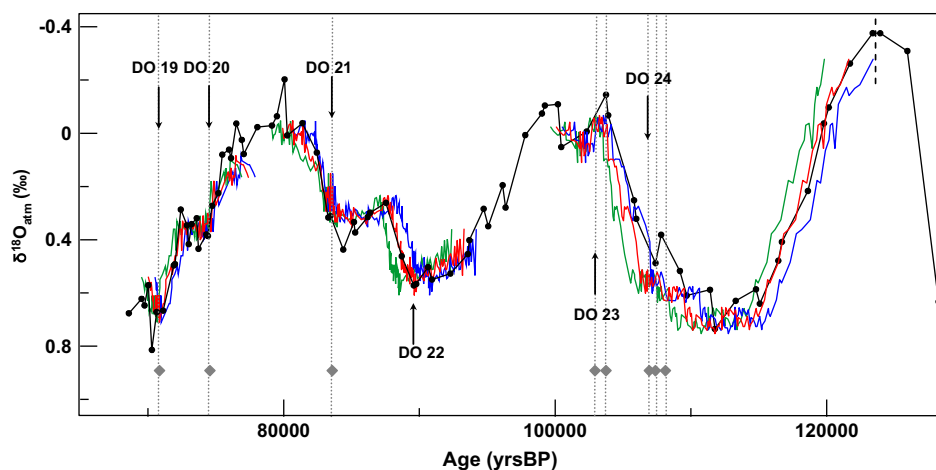


Fig. A1. EDML (black curve) and NorthGRIP (red curve) $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ synchronisation on the EDML gas timescale (Loulergue et al., 2007). Green and blue $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ profiles are extreme NorthGRIP $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ curves obtained with shifts of the constructed timescale by taking into account the gas synchronisation uncertainties (Table 1). Grey diamonds signal CH₄- and NorthGRIP $\delta^{15}\text{N}$ /EDML CH₄- tie points. The dashed line at 125 kyr highlights the EDML $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ minimum corresponding to MIS 5e period not recorded in the NorthGRIP ice core. Black arrows mark the onset of DO events 19, 20, 21, 22, 23 and 24.

References

- Arnaud, L., Barnola, J.M., Duval, P., 2000. Physical modeling of the densification of snow/firn and ice in the upper part of polar ice sheets. In: Hondoh, T. (Ed.), *Physics of Ice Core Records*, pp. 285–305. Sapporo.
- Barnola, J.M., Pimienta, P., Raynaud, D., Korotkevich, Y.S., 1991. CO₂-Climate relationship as deduced from the Vostok ice core – a reexamination based on new measurements and on a reevaluation of the air dating. *Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology* 43, 83–90.
- Bender, M., Sowers, T., Dickson, M.L., Orcharado, J., Grootes, P., Mayewski, P.A., Meese, D.A., 1994. Climate correlations between Greenland and Antarctica during the past 100,000 years. *Nature* 372, 663–666.
- Bender, M., Malaizé, B., Orcharado, J., Sowers, T., Jouzel, J., 1999. High precision correlations of Greenland and Antarctic ice core records over the last 100 kyr. *Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time scales*, Geophysical Monograph 112, 149–164.
- Bender, M., Floch, G., Chappellaz, J., Suwa, M., Barnola, J.M., Blunier, T., Dreyfus, G., Jouzel, J., Parrenin, F., 2006. Gas age-ice age differences and the chronology of the Vostok ice core, 0–100 ka. *Journal of Geophysical Research* 111. doi:10.1029/2005JD006488.
- Bintanja, R., van de Wal, R.S.W., Oerlemans, J., 2005. Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years. *Nature* 437, 125–128.
- Blunier, T., Chappellaz, J., Schwander, J., Dällenbach, A., Stauffer, B., Stocker, T.F., Raynaud, D., Jouzel, J., Clausen, H.B., Hammer, C.U., Johnsen, S.J., 1998. Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. *Nature* 394, 739–743.
- Blunier, T., Brook, E.J., 2001. Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. *Science* 291, 109–112.
- Blunier, T., Schwander, J., Chappellaz, J., Parrenin, F., Barnola, J.M., 2004. What was the surface temperature in central Antarctica during the last glacial maximum? *Earth and Planetary Science Letters* 218, 379–388.
- Blunier, T., Spahni, R., Barnola, J.M., Chappellaz, J., Loulergue, L., Schwander, J., 2007. Synchronization of ice core records via atmospheric gases. *Climate of the Past* 3, 365–381.
- Bond, G., Heinrich, H., Huon, H., Broecker, W.S., Labeyrie, L., Andrews, J., McManus, J., Clasen, S., Tedesco, K., Jantschik, R., Simet, C., 1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the glacial Northern Atlantic. *Nature* 360, 245–249.
- Caillon, N., Severinghaus, J.P., Jouzel, J., Barnola, J.M., Kang, J., Lipenkov, V.Y., 2001. Timing of atmospheric CO₂ and Antarctic temperature changes across termination III. *Science* 299, 1728–1731.
- Caillon, N., Jouzel, J., Severinghaus, J.P., Chappellaz, J., Blunier, T., 2003. A novel method to study the phase relationship between Antarctic and Greenland climates. *Geophysical Research Letters* 30, 1899.
- Capron, E., Landais, A., Masson-Delmotte, V., Leuenberger, M., Barnola, J.M., Oerter, H., 2008. Isotopic Composition of the Air Trapped in the EDML Ice Core ($\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$, $\delta^{40}\text{Ar}$, $\delta\text{O}_2/\text{N}_2$) Over the Last 140 kyr. EGU, Vienna (Austria).
- Chappellaz, J., Blunier, T., Kints, S., Dällenbach, A., Barnola, J.M., Schwander, J., Raynaud, D., Stauffer, B., 1997. Changes in the atmospheric CH₄ gradient between Greenland and Antarctica during the Holocene. *Journal of Geophysical Research* 102, 15987–15997.
- Chappellaz, J., Blunier, T., Raynaud, D., Barnola, J.M., Schwander, J., Stauffer, B., 1993. Synchronous Changes in Atmospheric CH₄ and Greenland Climate between 40 kyr and 8 kyr BP. *Nature* 366, 443–445.
- Craig, H., Horibe, Y., Sowers, T., 1988. Gravitational separation of gases and isotopes in polar ice caps. *Science* 242, 1675–1678.
- Dällenbach, A., Blunier, T., Flückiger, J., Stauffer, B., Chappellaz, J., Raynaud, D., 2000. Changes in the atmospheric CH₄ gradient between Greenland and Antarctica during the Last Glacial and the transition to the Holocene. *Geophysical Research Letters* 27, 1005–1008.
- Dansgaard, W., Johnsen, S., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Oeschger, H., 1984. North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores. In: Hansen, J.E., Takahashi, T. (Eds.), *Climate Processes and Climate Sensitivity*. AGU, Washington, D.C., pp. 288–298. 29.
- Dreyfus, D., Jouzel, J., Bender, M.L., Landais, A., Masson-Delmotte, V., Leuenberger, M., 2010. Firn processes and $\delta^{15}\text{N}$: potential for a gas-phase climate proxy. *Quaternary Science Reviews* 29, 28–42.
- Dreyfus, G.B., Parrenin, F., Lemieux-Dudon, B., Durand, G., Masson-Delmotte, V., Jouzel, J., Barnola, J.M., Panno, L., Spahni, R., Tisserand, A., Siegenthaler, U., Leuenberger, M., 2007. 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.
- EPICA community members, 2006. One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. *Nature* 444, 195–198.
- Flückiger, J., Blunier, T., Stauffer, B., Chappellaz, M., Spahni, R., Kawamura, K., Schwander, J., Stocker, T.F., Dahl-Jensen, D., 2004. N₂O and CH₄ variations during the last glacial epoch: insight into global processes. *Global Biogeochemical Cycles* 18. doi:10.1029/2003GB002122.
- Goujon, C., Barnola, J.M., Ritz, C., 2003. Modeling the densification of polar firn including heat diffusion: application to close-off characteristics and gas isotopic fractionation for Antarctica and Greenland sites. *Journal of Geophysical Research* 108 (D24), 4792.
- Grachev, A., Brook, E.J., Severinghaus, J.P., 2007. Abrupt changes in atmospheric methane at the MIS 5b-5a transition. *Geophysical Research Letters* 34. doi:10.1029/2007GL029799.
- Grachev, A.M., Brook, E.J., Severinghaus, J.P., Piasis, N.G., 2009. Relative timing and variability of atmospheric methane and GISP2 oxygen isotopes between 68 and 86 ka. *Global Biogeochemical Cycles* 23. doi:10.1029/2008GB003330.
- Guillou, H., Singer, B.S., Laj, C., Scaillet, S., Jicha, B.R., 2004. On the age of the Laschamp geomagnetic excursion. *Earth and Planetary Science Letters*, 331–343.
- Heinrich, H., 1988. Origin and consequences of cyclic ice-raftering in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research* 29, 142–152.
- Herron, M., Langway, C., 1980. Firn densification: an empirical model. *Journal of Glaciology* 25, 373–385.
- Huber, C., Leuenberger, M., Spahni, R., Flückiger, J., Schwander, J., Stocker, T.F., Johnsen, S., Landais, A., Jouzel, J., 2006. Isotope calibrated Greenland temperature record over Marine Isotope Stage 3 and its relation to CH₄. *Earth and Planetary Science Letters* 243, 504–519.
- Huybrechts, P., Rybak, O., Pattyn, F., Ruth, U., Steinhage, D., 2007. Ice thinning, upstream advection, and non climatic biases for the upper 89% of the EDML ice core from a nested model of the Antarctic ice sheet. *Climate of the Past* 3, 577–589.
- Jouzel, J., Lorius, C., Johnsen, S., Grootes, P., 1994. Climate instabilities – Greenland and Antarctic records. *C.R. Geosciences* 319, 65–77.
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J.M., Fisher, H., Gallet, J.C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., Raynaud, D., Schilt, A., Schwander, J., Selmo, J., Souchez, R., Spahni, R., Stauffer, B., Steffensen, J.P., Stenni, B., Stocker, T.F., Tison, J.L., Werner, M., Wolff, E.W., 2007. Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years. *Science* 317, 793–796.
- Kawamura, K., Severinghaus, J.P., Ishidoya, S., Sugawara, S., Hashida, G., Motoyama, H., Fujii, Y., Aoki, S., Nakazawa, T., 2006. Convective mixing of air in firn at four polar sites. *Earth and Planetary Science Letters* 244, 672–682.
- Kawamura, K., Parrenin, F., Lisiecki, L., Uemura, R., Vimeux, F., Severinghaus, J.P., Hutterli, M.A., Nakazawa, T., Aoki, S., Jouzel, J., Raymo, M.E., Matsumoto, K., Nakata, H., Motoyama, H., Fujita, S., Goto-Azuma, K., Fujii, K., Watanabe, O., 2007. Northern hemisphere forcing of climatic cycles over the past 360,000 years implied by accurately dated Antarctic ice cores. *Nature* 448, 912–916.
- Knutti, R., Flückiger, J., Stocker, T.F., Timmermann, A., 2004. Strong hemispheric coupling of glacial climate through freshwater discharge and ocean circulation. *Nature* 430, 851–856.
- Landais, A., Caillon, N., Severinghaus, J., Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., 2003. Analyses isotopiques à haute précision de l'air piégé dans les glaces polaires pour la quantification des variations rapides de température: méthodes et limites. Notes des activités instrumentales de l'IPSL note n°39.
- Landais, A., Barnola, J.M., Masson-Delmotte, V., Jouzel, J., Chappellaz, J., Caillon, N., Huber, C., Leuenberger, M., Johnsen, S.J., 2004. A continuous record of temperature evolution over a sequence of Dansgaard-Oeschger events during Marine Isotopic Stage 4 (76 to 62 kyr BP). *Geophysical Research Letters* 31. doi:10.1029/2004GL021193.
- Landais, A., Barnola, J.M., Kawamura, K., Caillon, N., Delmotte, M., Van Ommen, T., Dreyfus, G., Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Minster, B., Freitag, J., Leuenberger, M., Schwander, J., Huber, C., Etheridge, D., Morgan, V., 2006a. Firn-air $\delta^{15}\text{N}$ in modern polar sites and glacial-interglacial ice: a model-data mismatch during glacial periods in Antarctica? *Quaternary Science Reviews* 25, 49–62.
- Landais, A., Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Caillon, N., 2005. Large temperature variations over rapid climatic events in Greenland: a method based on air isotopic measurements. *Comptes Rendus Geoscience* 337, 947–956.
- Landais, A., Masson-Delmotte, V., Jouzel, J., Raynaud, D., Johnsen, S., Huber, C., Leuenberger, M., Schwander, J., Minster, B., 2006b. The glacial inception as recorded in the NorthGRIP Greenland ice core: timing, structure and associated abrupt temperature changes. *Climate Dynamics* 26, 273–284.
- Landais, A., Masson-Delmotte, V., Combouret Nebout, N.C., Jouzel, J., Blunier, T., Leuenberger, M., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S., 2007. Millennial scale variations of the isotopic composition of atmospheric oxygen over Marine Isotopic Stage 4. *Earth and Planetary Science Letters* 258, 101–113.
- Landais, A., Sanchez Goñi, M.F., Masson-Delmotte, V., Jouzel, J., Barnola, J.M., Chappellaz, J., Leuenberger, M., Blunier, T., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., 2008. Continuous Air Isotopic Measurements Over MIS 4 and 5 in the NorthGRIP Ice Core (Greenland): New Constraints on the Sequences of Dansgaard-Oeschger (DO) Events and Links with Environmental Changes. EGU, Vienna (Austria).
- Landais, A., Dreyfus, D., Capron, E., Sanchez-Goni, M.F., Desprat, S., Jouzel, J., Hoffmann, G., Johnsen, S., 2010. What drive orbital- and millennial-scale variations of the $\delta^{18}\text{O}$ of atmospheric oxygen? *Quaternary Science Reviews* 29, 235–246.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M., Levrard, B., 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *A&A* 428, 261–285.
- Lemieux-Dudon, B., Parrenin, F., Waelbroeck, C., Barnola, J.M., 2010. Consistent dating for Antarctica and Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews* 29, 8–20.
- Leuenberger, M.C., 1997. Modeling the signal transfer of seawater $\delta^{18}\text{O}$ to the $\delta^{18}\text{O}$ of atmospheric oxygen using a diagnostic box model for the terrestrial and marine biosphere. *Journal of Geophysical Research* 102, 26841–26850.

- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography* 20, PA1003. doi:10.1029/2004PA001071.
- Loulergue, L., 2007. Contraintes chronologiques et biogéochimiques grâce au méthane dans la glace naturelle: une application aux forages du projet EPICA. PhD thesis, Université Joseph Fourier, pp. 257.
- Loulergue, L., Parrenin, F., Barnola, J.M., Spahni, R., Schilt, A., Raisbeck, G., Chappellaz, J., 2007. New constraints on the gas-ice age difference along the EPICA ice cores, 0–50 kyr. *Climate of the Past* 3, 527–540.
- Loulergue, L., Schilt, A., Spahni, R., Masson-Delmotte, V., Blunier, T., Lemieux, B., Barnola, J.M., Raynaud, D., Stocker, T.F., Chappellaz, J., 2008. Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH_4 over the past 800,000 years. *Nature* 453, 383–386.
- McManus, J.F., Oppo, D.W., Cullen, J.L., 1999. A 0.5-Million-Year Record of the millennial-scale climate variability in the North Atlantic. *Science* 283, 971–975.
- NorthGRIP-community-members, 2004. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* 431, 147–151.
- Paillard, D., Labeyrie, L., Yiou, P., 1996. Macintosh program performs time-series analysis. EOS, Transactions, American Geophysical Union 77 (39), 379.
- Parrenin, F., Barnola, J.M., Beer, J., Blunier, T., Castellano, E., Chappellaz, J., Dreyfus, G., Fischer, H., Fujita, S., Jouzel, J., Kawamura, K., Lemieux-Dudon, B., Loulergue, L., Masson-Delmotte, V., Narcisi, B., Petit, J.R., Raisbeck, G., Raynaud, D., Ruth, U., Schwander, J., Severi, M., Spahni, R., Steffensen, J.P., Svensson, A., Udisti, R., Waelbroeck, C., Wolff, E., 2007. The EDC3 chronology for the EPICA Dome C ice core. *Climate of the Past* 3, 485–497.
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pepin, L., Ritz, C., Saltzman, E., Stievenard, M., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399, 429–436.
- Raisbeck, G.M., Yiou, F., Jouzel, J., Stocker, T.F., 2007. Direct north-south synchronization of abrupt climate change record in ice cores using Beryllium 10. *Climate of the Past* 3, 541–547.
- Ruth, U., Barnola, J.M., Beer, J., Bigler, M., Blunier, T., Castellano, E., Fischer, H., Fundel, F., Huybrechts, P., Kaufmann, P., Kipfstuhl, S., Lambrecht, A., Morganti, A., Oerter, H., Parrenin, F., Rybak, O., Severi, M., Udisti, R., Wilhelms, F., Wolff, E., 2007. "EDML1": a chronology for the EPICA deep ice core from Dronning Maud Land, Antarctica, over the last 150 000 years. *Climate of the Past* 3, 475–484.
- Schwander, J., Sowers, T., Barnola, J.M., Blunier, T., Fuchs, A., Malaizé, B., 1997. Age scale of the air in the summit ice: implication for glacial-interglacial temperature change. *Journal of Geophysical Research* 102, 19483–19493.
- Severi, M., Becagli, S., Castellano, E., Morganti, A., Traversi, R., Udisti, R., Ruth, U., Fischer, H., Huybrechts, P., Wolff, E., Parrenin, F., Kaufmann, P., Lambert, F., Steffensen, J.P., 2007. Synchronisation of the EDML and EDC ice cores for the last 52 kyr by volcanic signature matching. *Climate of the Past* 3, 367–374.
- Severinghaus, J., Beaudette, R., Headly, M.A., Taylor, H., Brook, E.J., 2009. Oxygen-18 of O_2 records the impact of abrupt climate change on the terrestrial biosphere. *Science* 324, 1431–1434.
- Severinghaus, J.P., Sowers, T., Brook, E.J., Alley, R.B., Bender, M.L., 1998. Timing of abrupt climate change at the end of the Younger Dryas interval from thermally fractionated gases in polar ice. *Nature* 391, 141–146.
- Severinghaus, J.P., Grachev, A., Battle, M., 2001. Thermal fractionation of air in polar firn by seasonal temperature gradients. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 2, 2000GC000146.
- Severinghaus, J.P., Brook, E.J., 1999. Abrupt climate change at the end of the last glacial period inferred from trapped air in polar ice. *Science* 286, 930–934.
- Severinghaus, J.P., Battle, M.O., 2006. Fractionation of gases in polar ice during bubble close-off: new constraints from firn air Ne, Kr and Xe observations. *Earth and Planetary Science Letters* 244, 474–500.
- Shackleton, N.J., 2000. The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. *Science* 289, 1897–1902.
- Sowers, T., Bender, M., Raynaud, D., Korotkevich, Y.S., 1992. $\delta^{15}N$ of N_2 in air trapped in polar ice: a tracer of gas transport in the firn and a possible constraint on ice age-gas differences. *Journal of Geophysical Research* 97, 15,683–15,697.
- Sowers, T., Bender, M., Labeyrie, L., Martinson, D., Jouzel, J., Raynaud, D., Pichon, J.J., Korotkevich, Y.S., 1993. A 135,000-year Vostok-Specmap common temporal framework. *Paleoceanography* 8, 737–766.
- Spahni, R., Schwander, J., Flückiger, J., Stauffer, B., Chappellaz, J., Raynaud, D., 2003. The attenuation of fast atmospheric CH_4 variations recorded in polar ice cores. *Geophysical Research Letters* 30, 1571. doi:10.1029/2003GL17093.
- Spahni, R., Chappellaz, J., Stocker, T.F., Loulergue, L., Hausammann, G., Kawamura, K., Flückiger, J., Schwander, J., Raynaud, D., Masson-Delmotte, V., Jouzel, J., 2005. Atmospheric methane and nitrous oxide of the late Pleistocene from Antarctic ice cores. *Science* 310, 1317–1321.
- Stenni, B., Selmo, E., Masson-Delmotte, V., Oerter, H., Meyer, H., Rothlisberger, R., Jouzel, J., Cattani, O., Falourd, S., Fischer, H., Hoffmann, G., Lacumin, P., Johnsen, S.J., Minster, B., 2010. The deuterium excess records of EPICA Dome C and Dronning Maud Land ice cores (East Antarctica). *Quaternary Science Reviews* 29, 146–159.
- Stocker, T.F., Johnsen, S.J., 2003. A minimum thermodynamic model for the bipolar seesaw. *Paleoceanography* 18, 1087.
- Suwa, M., Bender, M.L., 2008. O_2/N_2 ratios of occluded air in the GISP2 ice core. *Journal of Geophysical Research* 113, D11119. doi:10.1029/2007JD009589.
- Svensson, A., Andersen, K.K., Bigler, M., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Davies, S.M., Johnsen, S.J., Muscheler, R., Parrenin, F., Rasmussen, S.O., Röthlisberger, R., Seierstad, I., Steffensen, J.P., Vinther, B.M., 2008. A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology. *Climate of the Past* 4, 47–57.
- Voelker, A.H.L., 2002. Global distribution of centennial-scale records for Marine Isotope Stage (MIS) 3: a database. *Quaternary Science Reviews* 21, 1185–1212.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M., 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews* 21, 295–305.
- Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R.L., Kong, X., Shao, X., Chen, S., Wu, J., Jiang, X., Wang, X., An, Z., 2008. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. *Nature* 451, 1090–1093.
- Yiou, F., Raisbeck, G.M., Baumgartner, S., Beer, J., Hammer, C., Johnsen, S., Jouzel, J., Kubik, P.W., Lestringuez, J., Stievenard, M., Suter, M., Yiou, P., 1997. Beryllium 10 in the Greenland Ice Core Project ice core at Summit, Greenland. *Journal of Geophysical Research* 102, 26783–26794.

ANNEXE 4

Millennial and sub-millennial scale climatic variations recorded in polar ice cores 2 over the last glacial period

E. Capron, A. Landais, J. Chappellaz, A. Schilt, D. Buiron, D. Dahl-Jensen, S. J. Johnsen, J. Jouzel, B. Lemieux-Dudon, L. Loulergue, M. Leuenberger, V. Masson-Delmotte, H. Meyer, H. Oerter, and B. Stenni

Millennial and sub-millennial scale climatic variations recorded in polar ice cores over the last glacial period

E. Capron¹, A. Landais¹, J. Chappellaz², A. Schilt³, D. Buiron², D. Dahl-Jensen⁴, S. J. Johnsen⁴, J. Jouzel¹, B. Lemieux-Dudon², L. Loulergue², M. Leuenberger³, V. Masson-Delmotte¹, H. Meyer⁵, H. Oerter⁵, and B. Stenni⁶

¹Institut Pierre-Simon Laplace/Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA-UMR INSU/CNRS 8212-UVSQ, 91191 Gif-sur-Yvette, France

²Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, CNRS-UJF, 38400 St Martin d'Hères, France

³Climate and Environmental Physics, Physics Institute, and Oeschger Centre for Climate Change Research, University of Bern, Sidlerstr. 5, 3012 Bern, Switzerland

⁴Centre for Ice and Climate, Niels Bohr Institute, Univ. of Copenhagen, Juliane Maries Vej 30, 2100, Copenhagen, Denmark

⁵Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, P.O. Box 120161, 27515, Bremerhaven, Germany

⁶University of Trieste, Department of Geosciences, Via E. Weiss 2, 34127 Trieste, Italy

Received: 13 January 2010 – Published in Clim. Past Discuss.: 11 February 2010

Revised: 7 May 2010 – Accepted: 26 May 2010 – Published: 9 June 2010

Abstract. Since its discovery in Greenland ice cores, the millennial scale climatic variability of the last glacial period has been increasingly documented at all latitudes with studies focusing mainly on Marine Isotopic Stage 3 (MIS 3; 28–60 thousand of years before present, hereafter ka) and characterized by short Dansgaard-Oeschger (DO) events. Recent and new results obtained on the EPICA and NorthGRIP ice cores now precisely describe the rapid variations of Antarctic and Greenland temperature during MIS 5 (73.5–123 ka), a time period corresponding to relatively high sea level. The results display a succession of abrupt events associated with long Greenland InterStadial phases (GIS) enabling us to highlight a sub-millennial scale climatic variability depicted by (i) short-lived and abrupt warming events preceding some GIS (precursor-type events) and (ii) abrupt warming events at the end of some GIS (rebound-type events). The occurrence of these sub-millennial scale events is suggested to be driven by the insolation at high northern latitudes together with the internal forcing of ice sheets. Thanks to a recent NorthGRIP-EPICA Dronning Maud Land (EDML) common timescale over MIS 5, the bipolar sequence of climatic events can be established at millennial to sub-millennial timescale. This shows that for extraordinary long stadial durations the accompanying Antarctic warming amplitude cannot be described by a simple linear relationship between the two as

expected from the bipolar seesaw concept. We also show that when ice sheets are extensive, Antarctica does not necessarily warm during the whole GS as the thermal bipolar seesaw model would predict, questioning the Greenland ice core temperature records as a proxy for AMOC changes throughout the glacial period.

1 Introduction

Continental, marine and polar paleoclimate records preserve abundant evidence that a series of abrupt climate events at millennial scale occurred during the last glacial period (~18–110 thousand years before present, hereafter ka) with different expressions over the entire globe (Voelker, 2002). These so-called “Dansgaard-Oeschger” (DO) events were first described and numbered in the deep Greenland ice cores from Summit back to 100 ka (72°34' N, 37°37' W, GISP2 and GRIP; Dansgaard et al., 1993; Grootes et al., 1993; GRIP-members, 1993). GISP2 and GRIP $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ records highlight millennial scale variability related to the succession of interstadials (defined as the warm phases of the millennial scale variability; hereafter noted GIS for Greenland InterStadial) and stadials (defined as the cold phase of the millennial scale variability; hereafter noted GS for Greenland Stadial; Dansgaard et al., 1993).



Correspondence to: E. Capron
(emilie.capron@lsce.ipsl.fr)

The “iconic” DO event structure is depicted as a GIS, beginning with an abrupt warming of 8 to 16 °C in mean annual surface temperature within a few decades (Severinghaus et al., 1998; Lang et al., 1999; Landais et al., 2004a; Huber et al., 2006; Landais et al., 2006; see also Wolff et al., 2009a for a review). The GIS is then usually characterized by a gradual cooling phase lasting several centuries and its end is marked by a rapid cooling towards a relatively stable cold phase (GS) that persists over several centuries to a thousand of years. This description originates mainly from the DO events occurring over Marine Isotopic Stage 3 (MIS 3, 28–60 ka; See Voelker, 2002 for a review) that benefit from a robust chronology (Fig. 1; e.g. Wang et al., 2001; Shackleton et al., 2003a; Fairbanks et al., 2005; Svensson et al., 2008).

The DO event signature is recorded in both continental and marine archives from high northern latitudes to the tropics (e.g. Bond et al., 1992; Sanchez-Goñi et al., 2000; Sanchez-Goñi et al., 2002; Genty et al., 2003; Wang et al., 2008). This mainly northern hemispheric characteristic is also illustrated by abrupt changes in atmospheric methane (CH₄) concentrations inferred from air trapped in ice associated with Greenland temperature shifts (e.g. Chappellaz et al., 1993; Flückiger et al., 2004; Huber et al., 2006; Louergue et al., 2008).

A dynamical combination between ocean, cryosphere (continental ice sheets and sea ice cover), vegetation and atmosphere is at play during this millennial scale variability (Hendy and Kennett, 1999; Peterson et al., 2000; Kiefer et al., 2001; Wang et al., 2001; Broecker, 2003; Steffensen et al., 2008) but the triggering processes of such a variability are still under discussion (Wunsch, 2006; Friedrich et al., 2009). Current theories point to external forcing mechanisms such as periodic changes in solar activity (Bond et al., 1992; Braun et al., 2008), periodic calving of ice sheets (van Kreveld et al., 2000) and to internal oscillations of the ice sheet-ocean-atmosphere system through freshwater perturbations (Broecker, 1990; MacAyeal, 1993; Ganopolski and Rahmstorf, 2001; Schulz et al., 2002).

In Antarctic ice cores, millennial scale temperature changes are gradual and out of phase with their abrupt northern counterpart (Fig. 1; Bender et al., 1994; Blunier et al., 1998; Blunier and Brook, 2001; EPICA-community-members, 2006; Capron et al., 2010). Such a “bipolar seesaw” pattern is understood as reflecting changes in the strength of the Atlantic Meridional Oceanic Circulation (AMOC; Broecker, 1998). The physical mechanism for this bipolar seesaw pattern has been explored through a large number of conceptual and numerical models of various complexities (e.g. Stocker et al., 1992; Rind et al., 2001; Vellinga and Wood, 2002; Knutti et al., 2004; Kageyama et al., 2009; Liu et al., 2009; Swingedouw et al., 2009). Using the simplest possible model, Stocker and Johnsen (2003) successfully described the Antarctic millennial variability in response to the abrupt temperature changes in the north by involving a southern heat reservoir associated with AMOC

variations. Such an important role of the Southern Ocean for the bipolar seesaw mechanism is supported by marine records (Barker et al., 2009).

Our knowledge of millennial scale climatic evolution before MIS 3 is limited by lower resolution, as well as higher stratigraphic and dating uncertainties. Nevertheless, millennial scale variability is observed from the very beginning of the last glacial period (Cortijo et al., 1994; McManus et al., 1999; Eynaud et al., 2000; Oppo et al., 2001; Genty et al., 2003; Heusser and Oppo, 2003; NorthGRIP-community-members, 2004; Sprovieri et al., 2006; Meyer et al., 2008; Wang et al., 2008) and during previous glacial periods (McManus et al., 1999; Jouzel et al., 2007; Siddall et al., 2007; Louergue et al., 2008).

MIS 5 (~73.5–130 ka; Shackleton, 1987) includes the last glacial inception and the early glacial which are a time period of great interest since they represent an intermediate stage between full interglacial conditions (defined as MIS 5e, Shackleton et al., 2003b; Fig. 1) and glacial conditions encountered during MIS 2–3. At that time, continental ice sheets are extending, corresponding to sea level variations from 20 to 60 m below present-day sea level (Waelbroeck et al., 2002) compared to 120 m below present-day sea level during MIS 2–3. MIS 5 is also marked by a different orbital configuration with stronger eccentricity and therefore larger seasonal insolation changes compared to MIS 3 (Fig. 1).

The NorthGRIP ice core (Greenland, 75°10' N, 42°32' W; 2917 m a.s.l.; present accumulation rate of 17.5 cm water equivalent per year (cm w.e. yr⁻¹)) expands the Summit records back to the last interglacial period (~123 ka) and offers high resolution (1 cm yr⁻¹) due to the basal melt limiting thinning processes (NorthGRIP c.m., 2004). The δ¹⁸O_{ice} profile unveiled GIS 23, 24, and 25 in the early time of the glacial period (~101–113 ka; Fig. 1; NorthGRIP c.m., 2004). The discovery of only six abrupt climatic events during MIS 5 (GIS 20 to 25) reveals a longer pacing than the ~1.5 thousand year (hereafter kyr) approximate DO event frequency suggested by Grootes and Stuiver (1997) between 12 and 50 ka which has been strongly debated (e.g. Grootes and Stuiver, 1997; Schulz, 2002; Rahmstorf, 2003; Ditlevsen et al., 2005, 2007).

We also use here an ice core drilled within the European Project for Ice Coring in Antarctica (EPICA) in the interior of Dronning Maud Land (hereafter, denoted EDML, 75° S, 0° E, 2892 m a.s.l., present accumulation rate of 6.4 cm w.e. yr⁻¹). It represents a South Atlantic counterpart to the Greenland records (EPICA c.m., 2006) and provides a resolution of ~30 yrs during MIS 3 and of ~60 yrs during MIS 5 that makes the EDML core particularly suitable for studying millennial scale climatic variations in Antarctica. During MIS 3, it has been shown that the amplitudes of EDML Antarctic Isotopic Maxima (AIM) are linearly related to the duration of the concurrent GS (EPICA c.m., 2006). Moreover, taking advantage of a new common timescale between EDML and NorthGRIP ice cores based on the global signals

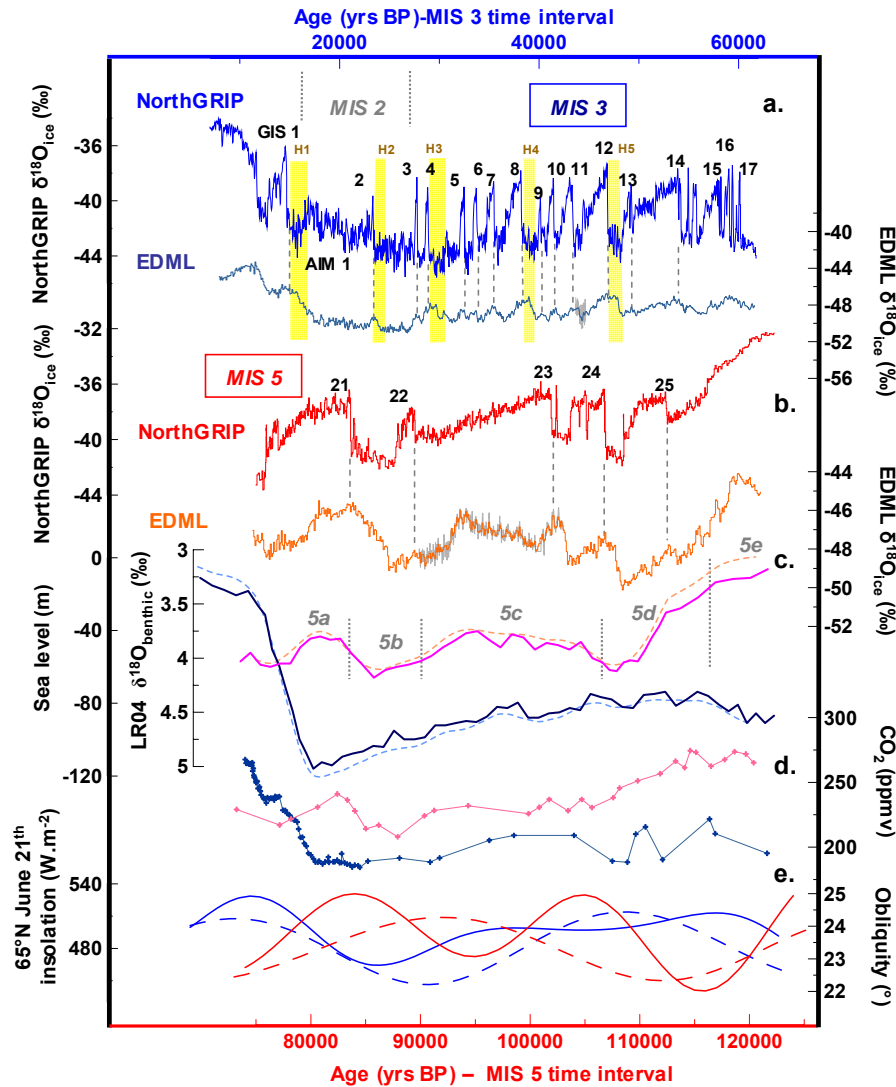


Fig. 1. Comparison of some climatic parameters over MIS 3 and MIS 5. **(a)** MIS 3 NorthGRIP $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ (light blue curve, NorthGRIP c. m., 2004) and EDML $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ (dark blue curve, EPICA c.m., 2006; grey curve, this study). **(b)** MIS 5 NorthGRIP $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ (red curve, NorthGRIP c.m., 2004) and EDML $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ (orange curve, EPICA c.m., 2006; grey curve, this study). Note that new $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ measurements on EDML ice core were performed over AIM events 11 and 23 (grey curve) at Alfred Wegener Institute (Germany) with a depth resolution of 0.05 m, using the CO_2 (H_2)/water equilibration technique (Meyer et al., 2000). **(c)** MIS 3 (dotted light blue curve) and MIS 5 (dotted orange curve) sea level variations (Bintanja et al., 2005) reconstructed from the LR04 $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthic}}$ stack (MIS 3, solid dark blue line; MIS 5, solid pink line; Lisiecki and Raymo, 2005). Both the sea level curve and the LR04 $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthic}}$ stack are displayed on EDC3 timescale. The timescale synchronisation is done in Parrenin et al. (2007a). **(d)** MIS 3 (dark blue curve) and MIS 5 (pink curve) CO_2 concentration. Composite CO_2 from EDC and Vostok ice cores (Petit et al., 1999; Monnin et al., 2001; Lüthi et al., 2008). **(e)** MIS 3 and MIS 5 orbital contexts: 65°N summer insolation (full line) and obliquity (dotted line) (Laskar et al., 2004). Heinrich Events (H-events) and Greenland InterStadials (GIS) are indicated on the NorthGRIP record. Dotted grey lines show the one to one coupling observed between AIM and DO events. Marine Isotopic Sub-stages are indicated on the LR04 $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthic}}$ stack. This highlights the close link between the long-term variations of ice sheet volume and the millennial scale variability since the onsets of GIS 24, 22 and 21 correspond to the transition from Marine Isotopic Sub-stages 5d to 5c, 5c to 5b and 5b to 5a, respectively.

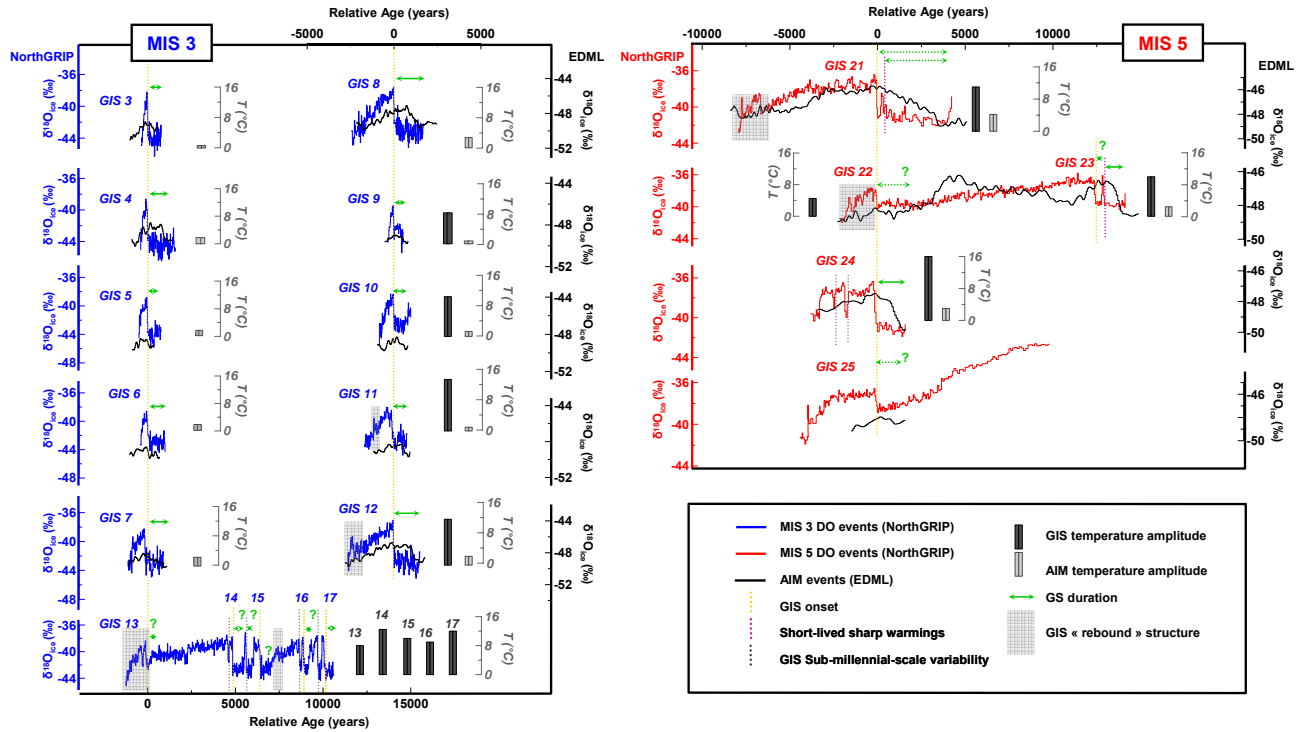


Fig. 2. Synthesis of millennial and sub-millennial scale climatic variability during MIS 3 (blue curve) and MIS 5 (red curve) recorded in NorthGRIP $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ (NorthGRIP c.m., 2004) on a relative age centred on the onset of Greenland rapid events. AIM events recorded in EDML $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ are superimposed (EPICA c.m., 2006; grey curve). Vertical dotted bars mark onsets of GIS (yellow) and precursor-type peak events (purple), sub-millennial scale variability over sequence of events 13–17 and GIS 24 (grey). Shaded grey bands indicate rebound-type events. Horizontal green arrows materialise GS duration (in dotted line when the duration is uncertain). Bars represent amplitudes of local temperature increase at the onset of GIS events based on $\delta^{15}\text{N}$ measurements (dark bars; Huber et al., 2006; Landais et al. 2006; this study) and AIM warming amplitudes (grey bars; EPICA c.m., 2006; this study).

of atmospheric composition changes, Capron et al. (2010) depict a bipolar seesaw structure during MIS 5 extending down to GIS 25 (Fig. 2). They reveal that during the long GS 22 the corresponding AIM 21 amplitude does not reach the warming expected from the linear relationship observed during MIS 3.

In this paper, we combine the full climatic information available from the NorthGRIP and EPICA ice cores in order to provide a complete description of the abrupt climatic oscillations recorded in the polar regions over MIS 5 in comparison to MIS 3. In Sect. 2, we present the common timescales used for the NorthGRIP and EPICA ice cores over MIS 3 and MIS 5. Section 3 deals with new high resolution measurements of EDML $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ and of NorthGRIP $\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{40}\text{Ar}$ which are then used to characterize MIS 5 GS and GIS in terms of structure, temperature amplitude and their relationships with their Antarctic counterparts. In particular, we bring new evidence of sub-millennial scale variability at the onset and the end of the MIS 5 long interstadials. We then discuss the robust features and peculiarities of GIS events of MIS 3 and MIS 5 in relationship with their different climate background (i.e. ice volume, orbital contexts) in Sect. 4. Fi-

nally, in Sect. 5, we test the general applicability of the thermal bipolar seesaw concept for the entire glacial period by comparing our results with north-south time-series generated through the conceptual model of Stocker and Johnsen (2003).

2 Timescale synchronisation and past temperature reconstruction of NorthGRIP and EDML ice cores

2.1 Synchronising NorthGRIP and EDML ice cores

An accurate timescale is necessary to characterize the duration and pacing of climatic events and the sequence of events between the Northern and the Southern Hemispheres.

For MIS 3, we use the most recent GICC05 age scale (Greenland Ice Core Chronology 05) extended back to 60 ka (Svensson et al., 2008) for the NorthGRIP ice core. GICC05 is a timescale based on annual layer counting and has been shown to be compatible within the given counting error with absolutely dated reference horizons in the 0–60 ka period (Svensson et al., 2008; Fleitmann et al., 2009) with GICC05 tending to generally underestimate the age. Synchronization (e.g. Bender et al., 1994; Blunier et al., 1998)

Table 1. Uncertainties on MIS 5 DO events duration associated with the new EDML-NorthGRIP common timescale over MIS 5 (Capron et al., 2010). The uncertainty determination is based on the comparison of DO duration inferred from the EDML-NorthGRIP timescale with their duration on other timescales (marine sediment cores: MD95-2042, Shackleton et al. (2004) and NEAP18K, Chapman and Shackleton (2002); Sanbao Cave speleothem record, Wang et al. (2008); lake record from Monticchio, Brauer et al. (2007)).

^a DO duration on each chronology: (1) EDML-NorthGRIP timescale (2) MD95-2042 timescale (3) NEAP18K timescale, (4) Sanbao Cave timescale, (5) Lago di Monticchio timescale.

^b For each rapid event, we calculate the mean DO duration deduced from DO durations estimated on each chronology (a).

^c The uncertainty of each event duration is given as a percentage of error calculated as the ratio between the standard deviation of DO durations on each timescale (a) and the mean event duration (b).

	DO duration on each chronology (yrs) ^a					Mean DO ^b duration (yrs)	Event ^c duration uncertainty (%)
	(1) EDML-NGRIP	(2) MD95-2042	(3) NEAP-18 K	(4) Sanbao Cave	(5) Monticchio		
DO25	5530	3950	2990	3970	2610	3810	30
DO24	4850	4130	4940	5150	4820	4778	8
DO23	12 570	11 190	11 530	13 900	9460	11 730	14
DO22	5870	6300	4940	6750	5340	5840	12
DO21	9350	6460	9700	7360		8218	19

performed using the isotopic composition of atmospheric oxygen ($\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$) and CH_4 records from air entrapped in EDML and NorthGRIP ice (EPICA c.m., 2006; Blunier et al., 2007) allowed us to place the two ice cores on the same timescale. From 25 to 50 ka, the maximum uncertainty between the two records is estimated to reach 500 yrs at the onset of GIS 12.

To study MIS 5, we transfer the NorthGRIP record onto the EDML1 timescale (Parrenin et al., 2007a; Ruth et al., 2007; Severi et al., 2007) between 75 and 123 ka using also a $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ and CH_4 synchronisation (Capron et al., 2010). The new EDML-NorthGRIP timescale enables us to quantify the exact phasing between the onsets of AIM and GIS with an accuracy of a few centuries except for the onset of GIS 25, where the uncertainty is higher than 1 kyr due to the lack of high-resoluted methane records both on EDML and NorthGRIP that would enable one to determine a precise gas age marker between the two records. Unlike for MIS 3, we are not using an absolute timescale for MIS 5 however focussing on the duration and sequence of events only requires a relative timescale. NorthGRIP basal melting induces a timescale almost linearly proportional to depth by reducing the ice thinning (NorthGRIP c.m., 2004; Dahl-Jensen et al., 2003). For the new EDML-NorthGRIP age-scale, we obtain a smooth evolution of age as a function of depth with less than 10% deviation from the slope deduced from the age/depth relationship of the NorthGRIP glaciological timescale (NorthGRIP c.m., 2004). We thus consider our age markers as being consistent with ice flow conditions at the NorthGRIP site.

We compare this new timescale with independent chronologies from other paleoclimatic archives (Table 1) and this enables us to derive uncertainties associated with the duration of each GIS/GS succession over MIS 5. In the North

Atlantic region, marine cores show rapid cooling events (C events) (McManus et al., 1994) that were associated with the GS (i.e. event C 24 is associated with GS 25, McManus et al., 1994; NorthGRIP c.m., 2004; Rousseau et al., 2006). Using such associations, NorthGRIP DO event duration is compared to the one deduced from two marine sediment cores: (i) MD95-2042, providing an age scale with two absolute age markers derived from the Hulu cave between 115 and 81 ka (Shackleton et al., 2003a; Wang et al., 2001) and (ii) NEAP18K, whose age model was constructed by correlation of the benthic $\delta^{18}\text{O}$ records with an orbitally tuned $\delta^{18}\text{O}$ stratigraphy (Shackleton and Pisias, 1985).

Then, the same exercise is carried out by comparing our age-scale with the chronology from a lacustrine sediment core from Lago grande di Monticchio (Brauer et al., 2007) whose chronology is based on lamination counting. Finally, assuming synchronous climatic shifts at low and high latitudes enables us to compare rapid event succession recorded in ice cores through independent dating from speleothem records (i.e. Wang et al., 2001, 2008). Such a comparison is difficult because few speleothem records display a clear sequence of rapid events over MIS 5 except the record from Sanbao cave on which we can identify the onset of each GIS event (Wang et al., 2008).

Uncertainties on DO event durations (i.e. durations of GIS plus GS) obtained from the comparison of the five records are summarized in Table 1. In the following we limit our study to the sequence of events 24, 23, 22, and 21 since the EDML-NorthGRIP synchronisation lacks of robust chronological constraints around GIS 25 (Capron et al., 2010). The uncertainties associated with the durations of GIS/GS 24, 23, 22 and 21 represent less than 19% of the duration of each DO event. This general agreement makes the

Table 2. North-South rapid events recorded in NorthGRIP and EPICA ice cores.

^a NorthGRIP $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ amplitude ($\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$) at the onset of abrupt events (NorthGRIP c.m., 2004).

^b Accompanying warming amplitude (ΔT) estimated from $\delta^{15}\text{N}$ data with associated uncertainty.

^c Huber et al. (2006) and Landais et al. (2006) provide a quantification of abrupt temperature change through air isotopes measurements of most of the rapid events over the last glacial period and our study provides new results of temperature estimates at the onset of GIS 21 and GIS 22.

^d Spatial slope deduced at the onset of each rapid event as $\alpha = \Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}/\Delta T$. Note that a $\pm 2.5^\circ\text{C}$ uncertainty on temperature change is translated to an error of ~ 0.2 in the calculation of α .

^e GS durations are given (1) on the GICC05 age scale for GS 2 to GS 12 (Blunier et al., 2007; Svensson et al., 2008), (2) on ss09sea age scale for GS 18 to GS 20 (NorthGRIP c.m., 2004) and (3) on the EDML-NorthGRIP synchronised timescale for GS 21 to GS 24 (Capron et al., 2010). GS duration is defined by the interval between the midpoint of the stepwise temperature change at the start and end of a stadial. The errors associated with stadial duration are estimated by using different splines through the data that affect the width of the DO transitions and are linked to visual determination of maxima and minima during transitions. No estimate of GS is given where the beginning of the GS is hard to pinpoint due to the particular structure of events and the corresponding events are labeled with #.

^f AIM warming amplitudes are given for the EDML ice core based on the temperature reconstruction of Stenni et al. (2010). AIM 22 is damped after d-excess corrections and labeled as * (See Stenni et al. (2010) for details). The amplitude is determined following EPICA c.m. (2006) from the Antarctic $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ maximum to the preceding minimum of each event. Uncertainties on MIS 3 AIM amplitudes are determined in EPICA c.m. (2006). For AIM events during MIS 2, MIS 4 and MIS 5, we consider that an error bar of $\pm 0.4^\circ\text{C}$ encompasses the uncertainty on the determination of the warming amplitude by using different splines through the data.

DO	NG $\Delta\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ (‰) ^a	NG ΔT (°C) ^b	Reference ^c	NorthGRIP α (‰/°C) ^d	GS Δt (yrs) ^e	AIM	EDML ΔT (°C) ^f	Reference
2	3.9				4100±100 (1)	2	2±0.4	This study
3	5.5				800±150 (1)	3	0.6±0.2	EPICA c.m., 2006
4	4.9				1600±250(1)	4	1.8±0.2	EPICA c.m., 2006
5	4.2				900±150(1)	5	1.1±0.2	EPICA c.m., 2006
6	4.2				1000±150 (1)	6	1.2±0.3	EPICA c.m., 2006
7	4.2				1300±250 (1)	7	1.9±0.3	EPICA c.m., 2006
8	4.7	11 (+3;−6)	Huber et al., 2006	0.43	1800±150 (1)	8	2.7±0.3	EPICA c.m., 2006
9	2.6	9 (+3;−6)	Huber et al., 2006	0.29	800±150 (1)	9	0.8±0.3	EPICA c.m., 2006
10	4	11.5 (+3;−6)	Huber et al., 2006	0.35	2000±250(1)	10	1.4±0.2	EPICA c.m., 2006
11	5.4	15 (+3;−6)	Huber et al., 2006	0.33	1100±150 (1)	11	1.5±0.4	This study
12	5.6	12.5 (+3;−6)	Huber et al., 2006	0.45	1600±150 (1)	12	2.4±0.4	EPICA c.m., 2006
13	2.9	8 (+3;−6)	Huber et al., 2006	0.36	#	13		
14	4.9	12±2.5	Huber et al., 2006	0.41	#	14		
15	4	10 (+3;−6)	Huber et al., 2006	0.40	#	15		
16	3.9	9 (+3;−6)	Huber et al., 2006	0.43	#	16		
17	4	12 (+3;−6)	Huber et al., 2006	0.33	#	17		
18	4.5	11±2.5	Landais et al., 2004a	0.41	5200±100 (2)	18	1.7±0.4	This study
19	6.7	16±2.5	Landais et al., 2004a	0.42	1600±150 (2)	19	2.1±0.4	This study
20	6	11±2.5	Landais et al., 2004a	0.55	1200±150(2)	20	1.5±0.4	This study
21	4.2	12±2.5	This study	0.35	3600±300 (3)	21	4.2±0.4	This study
22	2	5±2.5	This study	0.40	#	22	*	This study
23	3.3	10±2.5	Landais et al., 2006	0.33	1400±200 (3)	23	2.4±0.4	This study
23a	3.8				300±60 (3)	23a	1±0.4	This study
24	5	16±2.5	Landais et al., 2006	0.31	1700±100 (3)	24	3±0.4	This study
25	1.9					25		

possibility of a large (greater than 1.6 kyr) error in interstadial duration unlikely and provides a firm basis to confidently analyse the interstadial structure and pacing of these events over MIS 5.

2.2 Past temperature reconstructions

The stable isotopic composition of precipitation at mid and high latitudes is related to local air temperature through the so-called spatial slope (Dansgaard, 1964) with an average

of $0.67\text{‰}-\delta^{18}\text{O}$ per °C in Greenland (Johnsen et al., 1989) and $0.75\text{‰}-\delta^{18}\text{O}$ per °C in Antarctica (Lorius and Merlivat, 1977, Masson-Delmotte et al., 2008). This spatial slope, which results from air mass distillation processes, can be used as a surrogate for the temporal slope and may vary over time due to past changes in evaporation conditions or atmospheric transport. However, the ice isotopic composition as a tool for past temperature reconstructions (Dansgaard, 1964) has to be interpreted carefully. Indeed, the hypothesis of similar spatial and temporal slopes is only valid if

certain assumptions are satisfied, in particular those concerning the origin and seasonality of the precipitation (Jouzel et al., 1997).

In fact, past Greenland temperature reconstructions based on the spatial isotope-temperature slope have been challenged by alternative paleothermometry methods such as (i) the inversion of the borehole temperature profile (e.g. Dahl-Jensen et al., 1998; Cuffey and Clow, 1995; Johnsen et al., 1995) and (ii) the thermal diffusion of air in the firn arising during abrupt climate changes (Severinghaus et al., 1998). The quantitative interpretation of $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ in term of temperature variations using this spatial relationship leads to a systematic underestimation of temperature changes (Jouzel, 1999). The amplitudes and shapes of temperature changes can be biased by past changes in precipitation seasonality (Fawcett et al., 1996; Krinner et al., 1997), changes in moisture sources during rapid events (Charles et al., 1994; Boyle, 1997; Masson-Delmotte et al., 2005a) and surface elevation (i.e. Vinther et al., 2009).

In contrast, available information suggests that reconstruction of local surface temperature in Antarctic ice cores using the present-day spatial relationship between isotopic composition of the snow and surface temperature (“isotopic thermometer”) is correct, with a maximum associated uncertainty of 20% at the glacial-interglacial scale (Jouzel et al., 2003). As a consequence, the isotopic thermometer is commonly used to quantify past changes in temperature based on the stable isotopic composition measured in deep Antarctic ice cores (e.g. EPICA c.m., 2006; Jouzel et al., 2007). More recently, a modelling study dedicated to the stability of the temporal isotope-temperature slope suggests that the classical interpretation of the ice core stable isotopes on EDC may lead to an underestimation of past temperatures for periods warmer than present conditions (Sime et al., 2009).

2.2.1 Greenland temperature reconstruction

Measurements of the isotopic composition of nitrogen ($\delta^{15}\text{N}$) and/or argon ($\delta^{40}\text{Ar}$) from air trapped in ice cores provide independent quantitative reconstructions of abrupt local temperature changes (Severinghaus et al., 1998; Lang et al., 1999; Severinghaus and Brook, 1999; Landais et al., 2004a, b, c; Huber et al., 2006). Trapped-air $\delta^{15}\text{N}$ variations are only produced by firn isotopic fractionation due to gravitational settling and thermal diffusion since atmospheric $\delta^{15}\text{N}$ is constant over the past million years (Mariotti, 1983). The combined use of $\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{40}\text{Ar}$ data together with the modelling of physical processes (densification, temperature and gas diffusion) enable the estimation of abrupt surface temperature magnitudes with an accuracy of 2.5°C (Landais et al., 2004a). Table 2 and Fig. 2 display a synthesis of all available $\delta^{15}\text{N}$ -based temperature estimates for GIS amplitudes. Abrupt warmings of GIS 8 to GIS 17 vary between 8 to 15°C (interval of uncertainty: $+3/-6^\circ\text{C}$; Huber et al., 2006). Over MIS 5, GIS 23 and 24 amplitudes

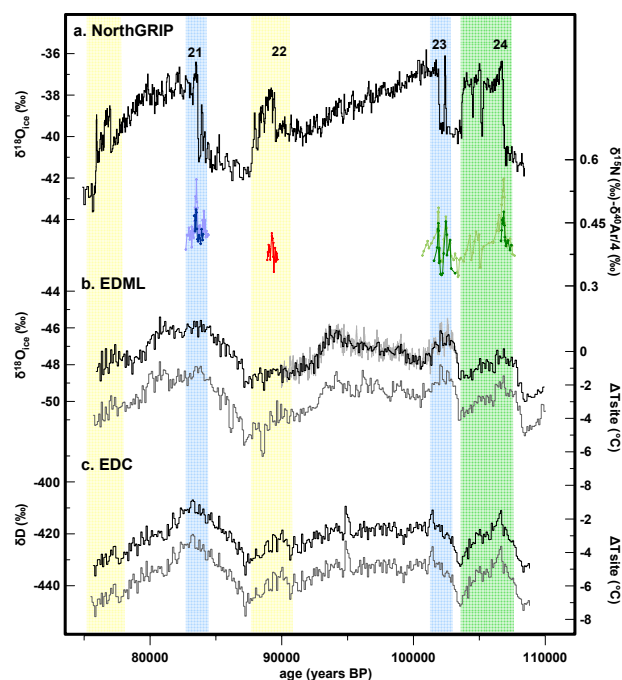


Fig. 3. Greenland-Antarctic isotopic records between 75 and 109 ka. (a) NorthGRIP $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ records (black curve, NorthGRIP c.m., 2004), $\delta^{15}\text{N}$ measurements at the onset of GIS 21 (light blue curve, Capron et al., 2010), 22 (red curve, this study), 23 and 24 (light green curve, Landais et al., 2006) and $\delta^{40}\text{Ar}$ measurements at the onset of GIS 21 (dark blue curve, this study), 23 and 24 (dark green curve, Landais et al., 2006). (b) EDML $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ plot of (i) bag sample data filtered on 100 yr time step (black curve; EPICA c.m., 2006) and (ii) high-resolution data (a 50 yr smoothing is performed on the 10 yr time step data, light grey curve, this study) and T_{site} reconstruction from Stenni et al. (2010, a 700 yr smoothing is performed on the 100 yr time step data, dark grey curve). (c) EDC $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ plot of bag sample data filtered on 100 yr time step (black curve; Jouzel et al., 2007) and T_{site} reconstruction from Stenni et al. (2010; a 700 yr smoothing is performed on the 100 yr time step data, dark grey curve). Shaded bands mark the sub-millennial scale variability over MIS 5 GIS and their counterparts in Antarctica (Rebound-type events, yellow; Precursor-type events, blue; GIS 24, green).

show a warming of $10^\circ\text{C} \pm 2.5^\circ\text{C}$ and $16^\circ\text{C} \pm 2.5^\circ\text{C}$, respectively (Landais et al., 2006). In the present paper, we complete the quantification of MIS 5 abrupt warming events based on published $\delta^{15}\text{N}$ measurements (Capron et al., 2010) with new $\delta^{40}\text{Ar}$ data for the onset of GIS 21 and new $\delta^{15}\text{N}$ measurements over GIS 22 (Fig. 3). Following the approach of Landais et al. (2004a), we find that the GIS 21 onset is marked by a warming of $11 \pm 2.5^\circ\text{C}$ while new high resolution gas measurements over GIS 22 reveal a weak $\delta^{15}\text{N}$ variation (0.063‰) corresponding to a maximum warming amplitude of 5°C (Fig. 3).

Compared to the classical isotope-temperature relationship, the temporal slope between changes in $\delta^{18}\text{O}$ and in $\delta^{15}\text{N}$ -derived temperature at the onset of GIS events is systematically lower and varies from 0.29 to 0.55‰/°C. Previous studies suggest an effect of obliquity and ice-sheet on the temporal $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ /temperature slope mainly via the seasonality of the precipitation and/or moisture source (Denton et al., 2005; Masson-Delmotte et al., 2005a; Flückiger et al., 2008). Here, we do not find any systematic relationship between the evolution of the temporal slope and the long term evolution of components such as ice sheet volume or orbital parameters. We suggest instead that the temporal slope and thus seasonality and/or moisture source change at the GIS scale.

Note that the amplitude of temperature change at the onset of the different GIS in NorthGRIP should not be used as a quantitative reference for Greenland climate. As an example, NorthGRIP and GISP2, only 325 km apart, present different temperature changes at the onset of GIS 19: 16 °C and 14 °C, respectively (Landais et al., 2004a; Landais, 2004). These regional differences are probably due to a more continental climate at NorthGRIP as has been suggested by the comparison of GRIP and NorthGRIP $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ curves (NorthGRIP c.m., 2004). Indeed, it has been observed that the difference in $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ between NorthGRIP and GISP2 is highly correlated with past continental ice volume reconstructions. This suggests that larger ice sheets enhance the remoteness of NorthGRIP from low latitudes air masses while Summit (GRIP/GISP2) is less affected by such continentality effect. Regional differences in moisture origin during the current interglacial period have also been identified in deuterium excess profiles (Masson-Delmotte et al., 2005b). Finally changes in ice sheet topography can also generate regional elevation changes impacting regional temperature at ice core sites (Vinther et al., 2009). However, these differences modulate the regional expressions of climate variability and do not prevent us to use the NorthGRIP $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ profile to qualitatively characterise the relative amplitudes and shapes (Johnsen et al., 2001; NorthGRIP c.m., 2004).

2.2.2 Antarctica temperature reconstruction

Few studies have used so far the gas fractionation paleothermometry method on Antarctic records (Caillon et al., 2001; Taylor et al., 2004). Based on $\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{40}\text{Ar}$ data performed on the Vostok ice core, Caillon et al. (2001) estimate a temperature change at the MIS 5d/5c transition consistent within 20% of the classical interpretation of water stable isotope fluctuations. In general, the smoother shape of millennial scale temperature changes prevents the use of the isotopic composition of the air to infer local temperature change during AIM events using thermal diffusion. For Antarctic temperature reconstruction, we thus use the $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ -based method improved by using the deuterium excess data ($d\text{-excess} = \delta D - 8 \times \delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$; Dansgaard, 1964) which allows us

to correct for the changes in moisture source conditions (e.g. Stenni et al., 2001, 2010; Vimeux et al., 2002).

Here we use two different temperature reconstructions to characterize AIM warming amplitudes in East Antarctica. First, new high resolution and already published EDML $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ and EDC δD profiles (Fig. 3) are corrected for global seawater isotopic composition (Bintanja et al., 2005) following Jouzel et al. (2003) and then converted to past temperatures using the observed spatial slope of $0.82 \times \delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ per °C for EDML (Oerter et al., 2004) and $6.04 \times \delta D$ per °C for EDC (Lorius and Merlivat, 1977; Masson Delmotte et al., 2008). These temperatures are corrected for elevation variations and changes in ice origin (upstream and elevation correction; for EDML: Huybrechts et al., 2007; for EDC: Parrenin et al., 2007b).

Secondly, we use the EDML and EDC temperature profiles derived using d-excess data recently published by Stenni et al. (2010). Based on isotopic profiles corrected for sea water isotopic composition and upstream effects, they estimate changes in source conditions and site temperature at both sites (Stenni et al., 2001; Masson-Delmotte et al., 2004). These site temperature reconstructions are expected to be more robust because they account for changes in evaporation conditions. However, for some rapid events, this “inverted” temperature is noisier and makes the beginning and the end of the warming more difficult to identify (Fig. 3; Stenni et al., 2010). Thus, both “classical” and “site” temperature reconstructions are used for EDC and EDML to identify AIM and associated warming amplitudes.

The AIM temperature change amplitudes are presented in Table 2. We estimate a maximum uncertainty of 0.4 °C based on (i) the warming amplitude difference between the two reconstructions and (ii) the determination of the minima and maxima for Antarctic temperature changes. The moisture correction does not have any major impact on AIM amplitudes nor on their shapes.

Note that Antarctic events with amplitudes of less than 1‰ (equivalent to 0.5 °C) remain delicate to interpret since corrections based on deuterium excess profiles add noise to the temperature reconstruction. We choose hereafter to discuss only small events that have a Greenland counterpart and to ignore the other small $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ fluctuations.

3 Structure of MIS 5 abrupt climate variability

The exceptionally long duration of the GIS during MIS 5 reveals an additional variability within the classical GIS/GS succession. Three types of sub-millennial scale events are identified: (i) short-lived and sharp warming preceding GIS 21 and GIS 23, (ii) abrupt warming during the cooling phase of GIS 21 and (iii) abrupt cooling phases during GIS 24.

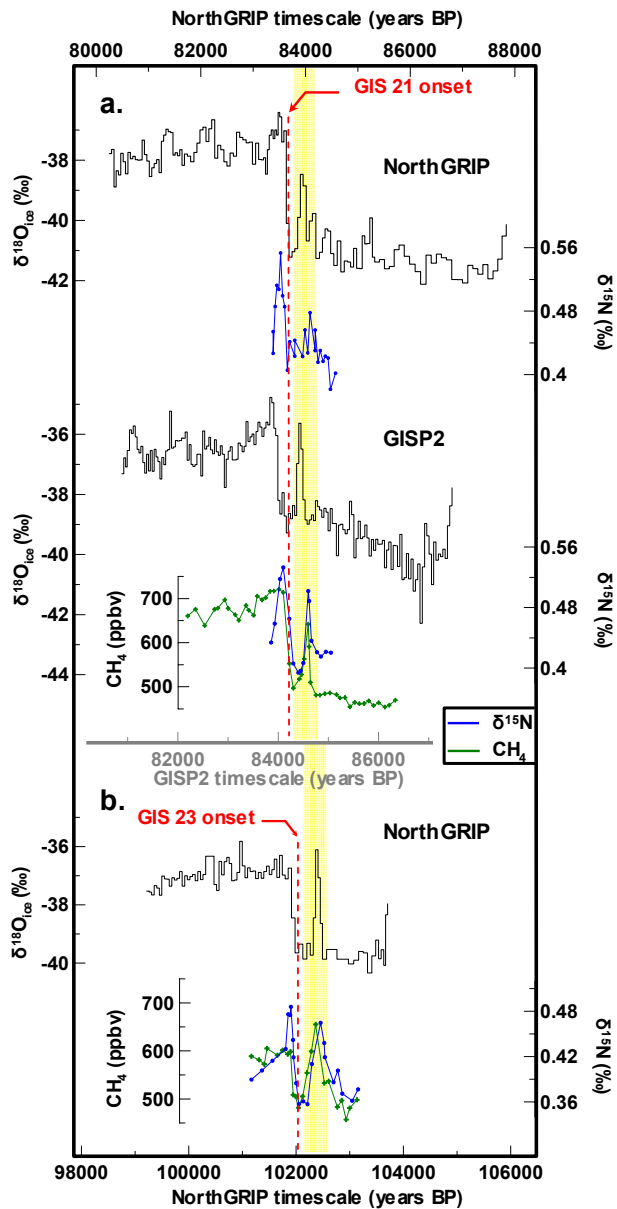


Fig. 4. (a) Short-lived sharp warming preceding GIS 21 recorded in NorthGRIP $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ (NorthGRIP c.m., 2004) and $\delta^{15}\text{N}$ (Capron et al., 2010) and in GISP2 $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ (Grootes and Stuiver, 1993), $\delta^{15}\text{N}$ and CH_4 (Grachev et al., 2007). (b) Short-lived sharp warming preceding GIS 23 recorded in NorthGRIP $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ (NorthGRIP c.m., 2004) CH_4 (Capron et al., 2010) and $\delta^{15}\text{N}$ (Landais et al., 2006).

3.1 Precursor-type peak events

The NorthGRIP isotopic profile contains dramatic reversals in $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ before the two longest GIS of the entire glacial period: GIS 21 and GIS 23 (Fig. 4). The first occurs within 200 yrs with a 2.2‰ variation in $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$. After a short (100 yrs) return to cold conditions, GIS 21 onset occurs with a 4.2‰ increase in $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$. Such a precursor-type struc-

ture is also visible before GIS 23 onset: the $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ rises by 3.8‰ in 125 yrs at ~ 102.5 ka and then drops by 3.6‰ in 100 yrs (hereafter, denoted as GIS 23b). The return to stadial conditions lasts ~ 300 yrs before $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ increases by 3‰ at the onset of GIS 23.

The occurrence of precursor events is confirmed by parallel $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ variations measured in GRIP and GISP2 cores (Johnsen et al., 1992; Grootes and Stuiver, 1997; Grachev et al., 2007) and by their detection in high-resolution records of $\delta^{15}\text{N}$ data and CH_4 . The precursor-type peak event leading GIS 23 exhibits a 200 ppbv variation in CH_4 and a 0.050‰ rapid increase in $\delta^{15}\text{N}$. The reversal prior to GIS 21 is weaker in the NorthGRIP $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ profile (2.2‰) than GISP2 (3.4‰) whereas NorthGRIP $\delta^{15}\text{N}$ data over this reversal indicate a 0.08‰ variation in NorthGRIP comparable to the $\delta^{15}\text{N}$ variation of 0.09‰ measured in GISP2 (Grachev et al., 2007).

Note that these very short $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ variations are not only visible during MIS 5. Indeed, the sequence of DO events 13 to 17 during MIS 3 is also extremely unstable with short temperature peaks of 200–400 yrs accompanied by fast shifts in CH_4 concentration (Blunier and Brook, 2001; Flückiger et al., 2004; Huber et al., 2006). This highlights that abrupt climatic variability over the glacial period is more complex than the millennial scale variations expressed by a GIS/GS succession.

3.2 Rebound-type events

At the end of the regular cooling phase of GIS 21, $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ increases abruptly (~ 2 ‰ in less than 100 yrs) 1.2 kyrs before the sharp return to stadial conditions (Fig. 5). The large scale imprint of the GIS 21 sub-event is detected through GISP2 high resolution CH_4 data (showing a 71 ppbv increase in 140 yrs; Grachev et al., 2009). This “rebound” pattern is identical in $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ magnitude, duration and structure to GIS 22. GIS 23 ends with a smooth cooling making it impossible to clearly identify a GS 23 phase. Finally, the GIS 23–22 sequence of events shows exactly the same type of structure as the one observed over GIS 21.

Rebound-type events are not only restricted to MIS 5 as they are also occurring at the end of GIS 11, 12 and 16 (Fig. 5). GIS 13 also appears as a rebound event after the long GIS 14 without a clear GS 14. These rebound-type features are therefore recurrent over the glacial period and except for GIS 11 and GIS 12, are associated with the precursor-type events before GIS.

We also observe that rebound-type events are occurring at the end of a particularly long cooling phase during the GIS. Figure 5 highlights a linear link between the duration of GIS gradual cooling and the rebound event duration from multi-millennial (e.g. sequence of GIS 22–23 events and GIS 21) to few century timescales (e.g. GIS 11 and 16).

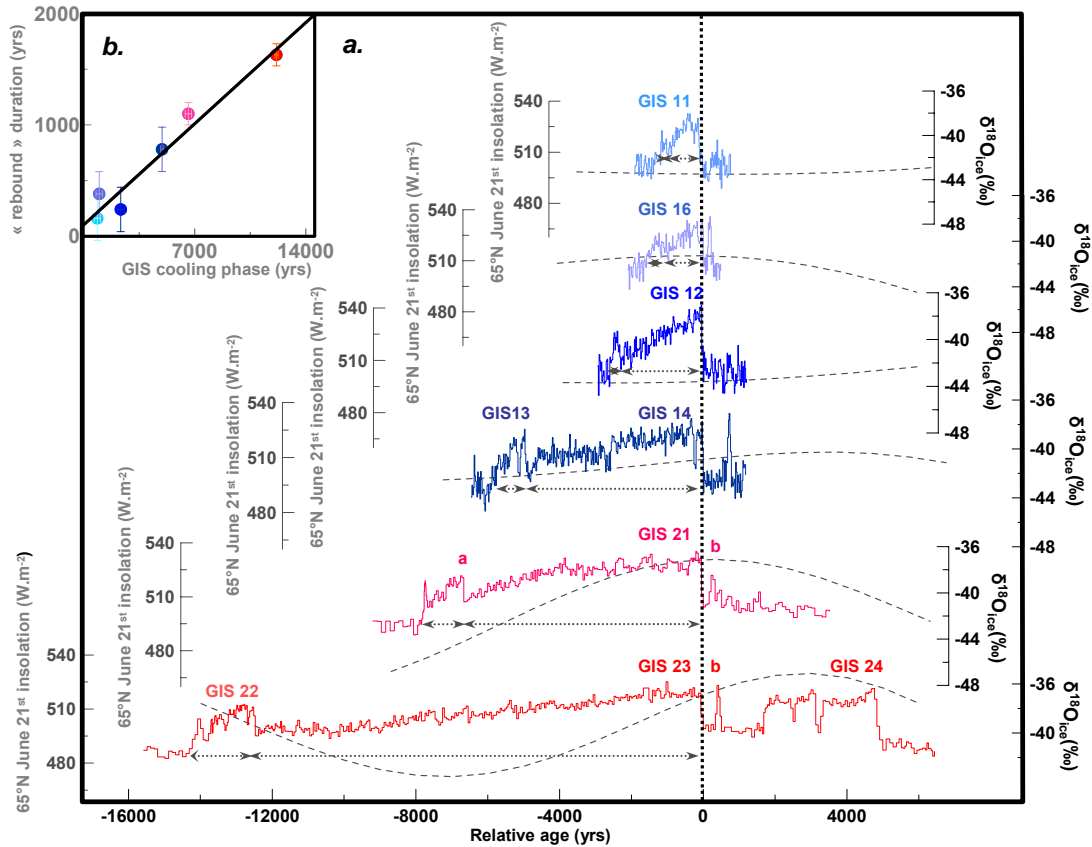


Fig. 5. (a) Sub-millennial scale climatic variability characterised by GIS preceded by precursor-type peak events, a rebound structure after GIS regular cooling phase and rapid cooling phases during GIS 24 (NorthGRIP c.m., 2004). 65° N insolation is superimposed to NorthGRIP isotopic records (Laskar et al., 2004). Dotted grey arrows indicate the gradual GIS cooling phase followed by the abrupt warming depicted as a “rebound” event. (b) Linear relationship between GIS cooling phase duration and associated duration of the rebound with associated uncertainties ($R^2=0.95$).

3.3 Abrupt coolings during GIS 24

GIS 24 presents a square wave structure beginning with an abrupt temperature warming of 16°C (Landais et al., 2006) and ending 3.2 kyrs later by a sudden return to stadial conditions (Fig. 6). The warm phase is punctuated by rapid cold events i.e. the slow $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ decrease is interrupted by a first drop of $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ by 3‰ lasting 200 yrs before a return to interstadial $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ level. A second cooling phase occurs 500 yrs later with a 2.5‰- $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ decrease. Finally, a stable phase is observed with a duration of 500 yrs followed by the final return to stadial conditions in less than 200 yrs. The abrupt changes in $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ are due to changes in surface temperature as confirmed by the associated two 0.04‰ drops in $\delta^{15}\text{N}$ coincident with $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ abrupt variations (Fig. 6).

The first rapid cooling over GIS 24 appears to be accompanied by low latitudes counterparts as documented by a simultaneous drop in CH_4 concentration over 150–200 yrs. In addition, sub-millennial scale variations in $\delta^{18}\text{O}$ of O_2 have

been identified during GIS 24 (Capron et al., 2010) reflecting significant changes of biosphere and hydrological cycles at these short timescales (Landais et al., 2010).

The very rapid climatic variability observed during the sequence GIS 23–24 with rapid events occurring in addition to the classical succession of GIS and GS, shares some similarities with the sequence of GIS/GS 15–17 that include 6 to 8 individual warming events depending on what one counts as a distinct warming event (Fig. 2).

The particularity of GIS 24 is that the first short cold spell occurs only ~1380 yrs after the beginning of the GIS. The general picture of sub-millennial variability for this period is thus one of a cold event interrupting a long warm phase (GIS). By contrast, the later sub-millennial variability is better described in terms of brief warm events (GIS or precursor events) interrupting a long glacial phase (GS). With this view of a sharp cold spell interrupting a rather long warm phase, the sub-millennial variability of GIS 24 can only be compared with the 8.2 ka-event that occurred at the beginning of the Holocene (Alley et al., 1997; Leuenberger et

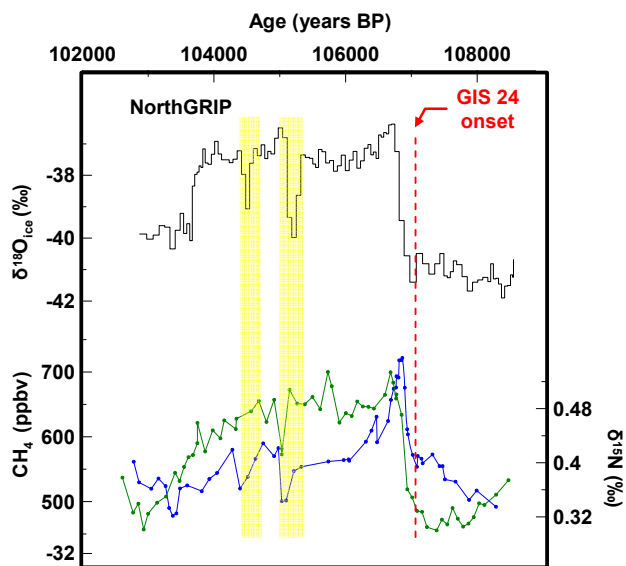


Fig. 6. GIS 24 recorded in NorthGRIP $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ (black, NorthGRIP c.m., 2004), $\delta^{15}\text{N}$ (blue; Landais et al., 2006) and CH_4 (green, Capron et al., 2010). Red dotted line marks the synchronous onset of GIS 24 recorded in both ice and gas phases. Yellow shaded bands highlight abrupt coolings which interrupt the interstadial phase.

al., 1999; Kobashi et al., 2007; Thomas et al., 2007). These two cold events occur during two different periods of transition (glacial inception for the cold events of GIS 24, end of deglaciation for the 8.2 ka-event), but both at a time when ice sheets are relatively small. The AMOC during transitional periods is expected to be subject to rapid instabilities leading to sub-millennial variability because of strong modifications of the freshwater input linked to (i) freshwater discharge (von Grafenstein et al., 1998; Clarke et al., 2004) and/or (ii) enhanced precipitation (Khodri et al., 2001) and favoured by small ice sheets (Eisenman et al., 2009).

3.4 Antarctic sub-millennial scale variability

The new detailed $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ measurements on the EDML ice core allow the identification of an Antarctic counterpart to the stadial phase between the precursor and GIS 23, as a 1‰ $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ variation within a few decades (Fig. 3). This AIM shows a $\sim 1^\circ\text{C}$ temperature increase simultaneous to the cold Greenland phase lasting ~ 400 yrs. As for the rapid variability during GIS 24, Antarctic $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ and T_{site} reconstructions also exhibit sub-millennial counterparts. After reaching a relative temperature maximum corresponding to AIM 24, the general trend shows a regular decrease interrupted by a 1 kyr plateau that may correspond to the short cold spell occurring during GIS 24 (Fig. 3).

Note that we do not identify an Antarctic counterpart to the cold phase between the precursor and GIS 21 (Fig. 3). Two hypotheses could explain such a result: (i) a lack of

resolution in the EDML $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ profile (ii) the damping of Greenland temperature signals when transferred to Antarctica through the Southern Ocean.

4 Discussion

4.1 Millennial to sub-millennial scale GIS variability

The detailed analysis of the long GIS of MIS 5 provides evidence for sub-millennial scale variations during these phases. During GIS 21 and GIS 23, we depict a specific structure composed of a precursor-type warming event leading the GIS and a “rebound-type” abrupt event before the GIS abruptly ends. Such a structure is recurrent during MIS 3 at shorter timescales and Fig. 5 displays a linear relationship between the durations of the “rebound-type event” and of the preceding GIS regular cooling.

Inspired by the factors previously proposed for explaining the classical DO variability, we present here some of the possible mechanisms for favouring these additional sub-millennial scale features: (i) ice sheet size controlling iceberg discharges (MacAyeal, 1993) and the North Atlantic hydrological cycle (Eisenman et al., 2009) and (ii) 65°N insolation affecting temperature, seasonality, hydrological cycle and ice sheet growth in the high latitudes (e.g. Gallée et al., 1992; Crucifix and Loutre, 2002; Khodri et al., 2003; Flückiger et al., 2004). Note that these influences may also be enhanced through feedbacks. In particular, sea ice extent variations are often given as trigger (Wang and Mysak, 2006) or amplifiers (Li et al., 2005) of abrupt warming events.

We first discuss the link between the occurrence of the sub-millennial variability and the ice sheet volume. The length of the GIS displayed on Fig. 5 appears to be related to the mean sea level with the long GIS 23 and 21 being associated with the highest sea level while GIS 11, 12, 14 and 16 are associated with lower sea level during MIS 3 (Fig. 1). Such a link between the GIS length and sea level is expected from a simple Binge-Purge mechanism (MacAyeal, 1993): largest ice-sheets are expected to be easier to destabilize. However, such a Binge-Purge mechanism is unlikely to explain the existence of sub-millennial scale climatic events during sequences of events 21–24 and 15–17 since they occur during relative ice sheet volume minima (Bintanja et al., 2005). A more plausible mechanism for these precursor events would be that the smaller ice sheets as observed during MIS 5 (equivalent to sea level of about 20 to 60 m above present sea level; Bintanja et al., 2005) are more vulnerable than large ice sheets observed during MIS 2-3-4 (sea level between 60 and 120 m above present sea level; Bintanja et al., 2005) to local radiative perturbations. If so, a strong 65°N summer insolation would lead to intermittent freshwater outputs and trigger fast changes in the AMOC intensity.

The influence of the Milankovitch insolation forcing on the sub-millennial variability can also be explored (Fig. 5). During MIS 5, the GIS 21 precursor-type event and GIS 24 are both in phase with two relative maxima in summertime insolation at 65° N. GIS 23 precursor-type event occurs during a relatively strong 65° N insolation and lags the preceding insolation maximum by only ~ 2.5 kyrs (Fig. 5). During MIS 3, we again observe that precursor-type events GIS 14 and 16 are associated with secondary insolation maxima. On the contrary, GIS 11 and 12 are not preceded by a precursor and occur at a time without a marked anomaly in 65° N summer insolation. Our data therefore suggest a link between high 65° N insolation and the presence of a sub-millennial scale climatic variability in addition to the GS-GIS succession. This hypothesis also applies to the last deglaciation. Indeed, centennial-scale variations in the NorthGRIP $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ profile are superimposed to the Bølling-Allerød warm phase followed by the Younger-Dryas cooling (Björck et al., 1998) while the 65° N insolation during those events is equivalent to the one observed during the sequence of events 15–17.

Finally, rebound-type events tend to be associated with long GIS intervals characterized by a slow cooling. We speculate that the rebound at the end of the GIS could be explained by an enhancement of the AMOC. Indeed, a progressive cooling could increase sea ice formation and reduce precipitation amount/runoff, increasing salinity in the North Atlantic region.

4.2 The bipolar seesaw pattern

In the above discussion, we described rapid climatic variations over Greenland. Here, we use our common dating of Antarctic and Greenland ice cores to study the north-south millennial scale variability over the whole glacial period and test the general applicability of the conceptual thermal bipolar seesaw of Stocker and Johnsen (2003) especially over the new types of rapid events identified over MIS 5.

4.2.1 Millennial scale variations

Synchronised EDML and NorthGRIP isotopic records emphasized the close link between the amplitude of MIS 3 AIM warming and their concurrent stadial duration in Greenland (EPICA c.m., 2006). To complete this description we have added on Fig. 7 DO/AIM 2, 21, 23 and 24 using our MIS 5 timescale (EPICA c.m., 2006; Capron et al., 2010). Finally, DO/AIM events 18, 19 and 20 have also been added despite a lack of precise north-south common age scale over this period (Fig. 8).

EPICA c.m. (2006) reveal a linear dependency between the amplitude of the AIM warming and the duration of the concurrent stadial in the north for the shorter GIS and GS events during MIS 3. We observe that the linear fit established over MIS 3 also captures the characteristics of DO/AIM events 19, 20, 23 and 24 (Capron et al., 2010) but

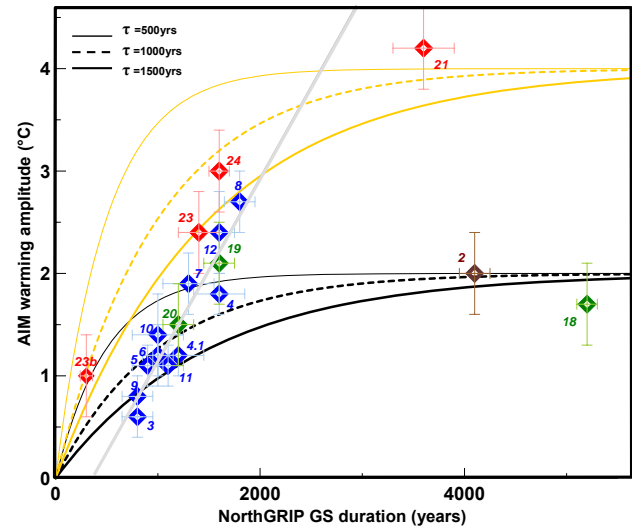


Fig. 7.

- Greenland stadial durations versus AIM warming amplitude over the last glacial period (MIS 5: red diamond, MIS 3: blue diamond, MIS 4: green diamond, MIS 2: brown diamond). Associated uncertainties are determined following EPICA c.m. (2006). Numbers indicate the corresponding AIM and DO events.
- Linear relationship for MIS 3 events established in EPICA c.m. (2006; light grey line).
- Evolutions of the relationship between Greenland stadial durations and AIM warming amplitudes inferred from the conceptual model for a thermal bipolar seesaw (Stocker and Johnsen, 2003; Eq. (1)) depending on (i) different characteristic timescales (500 yrs, thin curve; 1000 yrs, dotted thick curve; 1500 yrs, thick curve) and (ii) different values for T_N ($-1/+1$ amplitude, black curves; $-2/+2$ amplitude; yellow curves).

does not apply for DO/AIM events 2, 18 and 21. In fact, these DO exceptions are all preceded by exceptionally long cold periods in the NorthGRIP record. Exceptionally high temperature amplitudes would be expected from the linear regression as a GS duration of 4 kyr would correspond to an AIM warming of ~ 5 °C, much stronger than the observed warming amplitude of the AIM 2, 18 and 21.

This shows that for extraordinarily long stadial durations the linear relationship between the stadial duration and the accompanying Antarctic warming amplitude is not longer valid. This feature is indeed expected from the bipolar seesaw concept (Stocker and Johnsen, 2003; EPICA c.m., 2006). Stocker and Johnsen (2003) predict that for long period of reduced AMOC (equivalent to GS duration in their model) a new equilibrium is reached and the Antarctic warming would eventually end. This type of situation could be relevant for the long DO/AIM 21, while DO/AIM events during MIS 3 may be too short for an equilibrium to be reached.

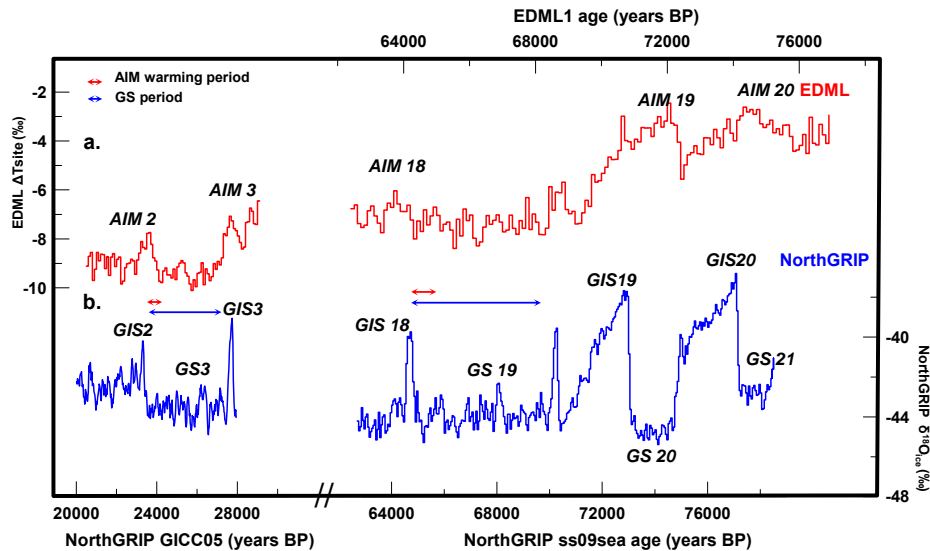


Fig. 8. (a) EDML1 ΔT_{site} (Stenni et al., 2010) over AIM 2 and the sequence of events from AIM 18 to AIM 20. All are presented on the EDML1 timescale (Ruth et al., 2007). (b) NorthGRIP $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ over 20–28 ka: GICC05 timescale (Svensson et al., 2008); over 63–79 ka: ss09sea glaciological timescale (NorthGRIP c.m., 2004). Red Arrows represent warming durations of AIM 2 and AIM 18 and blue arrows represent GS 3 and GS 19 durations.

Here, we make a sensitivity test for the seesaw model in our case using the equation developed in Stocker and Johnsen (2003):

$$\Delta T_S(t) = -(1/\tau) \int [T_N(t-t')e^{-t'/\tau}] dt' \quad (1)$$

Where $\Delta T_S(t)$ represents the time-dependent temperature variation in the Southern Hemisphere, τ is the characteristic timescale of the heat reservoir in the Southern Hemisphere, T_N denotes the time-dependent temperature anomaly of the northern end of the bipolar seesaw. This equation predicts the southern temperature in response to climate signals in the North Atlantic region. The integral form associated with a characteristic time τ for the southern heat reservoir permits to describe the dampened temperature changes in the Southern Ocean in response to abrupt temperature changes in the North Atlantic. Following Stocker and Johnsen (2003), a value of -1 for T_N stands for a GS associated with an “off” mode of the AMOC. To model the abrupt GS/GIS transition associated with resumption of the AMOC, T_N changes from -1 to $+1$. A characteristic timescale τ of about 1000–1500 yrs has been determined to fit the Byrd temperature curve using the GRIP data as input.

On Fig. 7, we display ΔT_S simulations obtained with (i) changes in T_N of $-1/+1$ and $-2/+2$ and (ii) τ varying between 500 and 1500 yrs. The different results clearly illustrate a saturation level reached in the south when Greenland stadials are particularly long (more than 2000 yrs). The simulations with the largest T_N amplitude ($-2/+2$) permit to fit the AIM amplitude/NorthGRIP stadial duration for MIS 5 events, DO/AIM 8, 12 and 19. However, it is impossible

to simulate the behaviours of all events of the glacial period with a fixed amplitude for T_N even with very large modifications of τ .

Our analysis suggests that larger amplitudes for T_N are needed to explain the Antarctic behaviour when ice sheets are smaller. However, one should be cautious with such interpretation since it is based on the hypothesis that the Antarctic temperature reflects the change in the Southern Ocean. This may not be systematically true. Indeed, AIM events can be linked to millennial scale temperature variations in the sub-antarctic surface waters (Pahnke et al., 2003) and a recent study based on a marine sediment core from the Southern Ocean shows that, while the amplitude of AIM 21 is clearly larger than the amplitude of AIM 23 in EPICA ice cores, the two respective Sea Surface temperature (SST) increases have the same magnitude (Govin et al., 2009). As a consequence, this change in Antarctic behaviour in regard to rapid variability of SST can be explained by variations in the heat transmission from Southern Ocean SST signals to the interior of Antarctic from one rapid event to the other. Such variations involve many further processes e.g. ocean-atmosphere heat fluxes, polar vortex position, sea-ice formation, ice sheet altitude that are in part related to ice sheets volume (Rind et al., 2001; Vellinga and Wood, 2002).

The specific behaviour observed for AIM 2 and AIM 18 is not consistent with the same thermal bipolar seesaw pattern (Fig. 8). In fact, AIM 2 and AIM 18 warming periods are shorter than the corresponding northern stadial phases, ~ 700 yrs for each instead of GS durations of 4 kyrs and 5 kyrs, respectively. This highlights that Antarctic warming

does not systematically start with the beginning of a GS. Climate conditions of MIS 2 and MIS 4 were particularly cold as recorded in both marine (Bond et al., 1993; Chapman and Shackleton, 1998; de Abreu et al., 2003) and terrestrial records (e.g. Genty et al., 2003, 2006) and associated with vast ice sheets (Waelbroeck et al., 2002). Numerous studies have already shown that millennial scale climatic variability was reduced during MIS 2 and MIS 4 in relation with ice sheet volume (e.g. McManus et al., 1999; Schulz et al., 2002; Wang and Mysak, 2006; NorthGRIP c.m., 2004; Margari et al., 2010). Our study suggests that the bipolar seesaw was also affected during these cold periods.

Several explanations can be proposed for this particular see-saw pattern: a first possibility could be that the expansion of the Antarctic ice sheet and sea-ice during these two particular periods would increase the isolation of Antarctica and therefore decrease the heat received by the continent from the Southern Ocean (Levermann et al., 2007). A second possibility is linked to the AMOC activity. Marine records have revealed that the AMOC structure and dynamic was different over MIS 4 and end of MIS 2 compared to MIS 3 and MIS 5 in both hemispheres (e.g. Gherardi et al., 2009; Govin et al., 2009; Guihou, 2009). This particular configuration may have led to an AMOC not strictly in an “off” mode during the whole GS. The AMOC might have been significantly reduced for the entire cold period in the north during GS 3 and 19 but could have collapsed just a few hundred years before the end of the cold phase.

4.2.2 Sub-millennial scale variations

In Sect. 3.3, we have shown that an Antarctic counterpart exists for the sub-millennial variability recorded in Greenland. This is especially obvious for GIS 23b. When displaying the amplitude of the Antarctic warming against the duration in the Greenland cold phase (Fig. 7), we find that it is consistent with the curve representing MIS 5 events. This result highlights that even at sub-millennial scale, the bipolar seesaw model of Stocker and Johnsen (2003) is still valid.

Using an amplitude of ± 2 for T_N and a characteristic timescale of 1000 yrs for the heat reservoir turned out to be the best way to describe MIS 5 rapid events. We thus apply this tuning for generating T_S curves corresponding to the sub-millennial scale structures highlighted during MIS 5 (GIS 24 and 23).

When we use a stadial duration of ~ 1150 yr with a ~ 300 yr cold phase between the precursor type peak event and the main abrupt warming, the conceptual model reproduces the same singular structure in the Antarctic counterpart as observed in the data (Fig. 9).

We then construct a time-series of T_N corresponding to GIS 24 characterised by an abrupt cooling phase lasting 200 yr (Fig. 10). We observe a plateau interrupting the regular cooling phase after AIM 24 as depicted by the

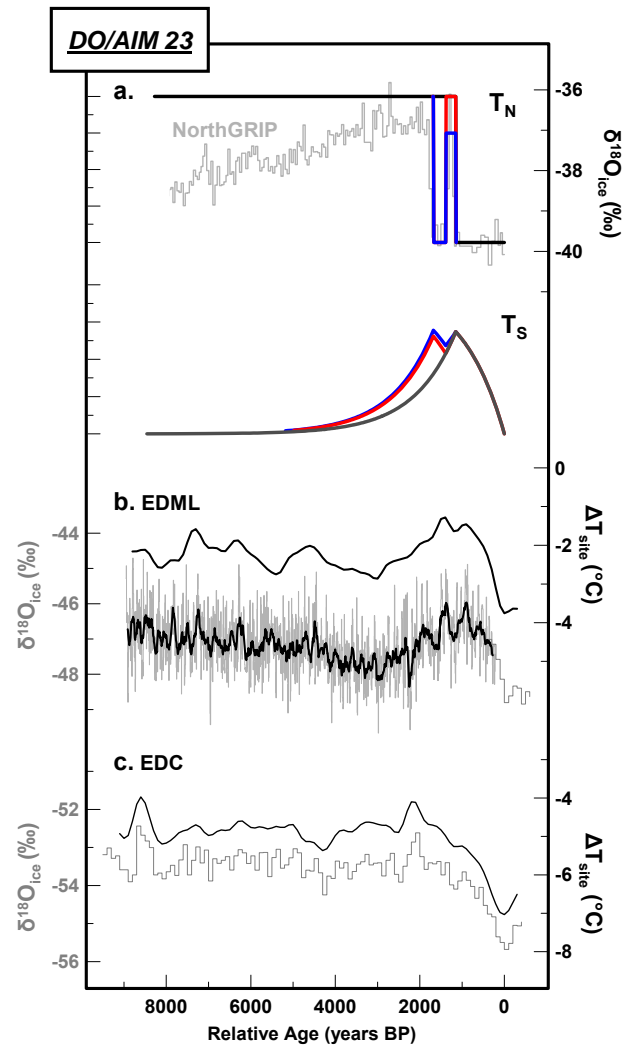


Fig. 9. (a) North-south time-series generated through the conceptual thermal bipolar seesaw model (Stocker and Johnsen, 2003) for GIS 23 associated with the precursor event. Different configurations of the northern perturbation (T_N , superimposed to NorthGRIP $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ data) are used to simulate the response of the Southern Hemisphere (T_S). One configuration (dark grey curve) represents the evolution of T_S in response to T_N that corresponds to an “on-off” signal with 1150 years off (amplitude -2) and 7340 years on (amplitude $+2$). Two additional configurations (blue and red curves) are superimposed to illustrate the thermal bipolar seesaw pattern at a sub-millennial scale. T_N is structured as an “on-off” signal with 1150 years off (amplitude -2), 240 years on (red curve, amplitude $+2$; blue curve, amplitude $+1$), 300 years off (amplitude -2) and 6800 years on (amplitude $+2$). (b) EDML high-resolution data (a 50 yr smoothing is performed on the 10 yr time step data, light grey curve, this study) and T_{site} reconstruction from Stenni et al. (2010, a 700 yr smoothing is performed on the 100 yr time step data, dark grey curve). (c) EDC $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ (grey step curve) and T_{site} reconstruction (dark grey curve; Stenni et al., 2010).

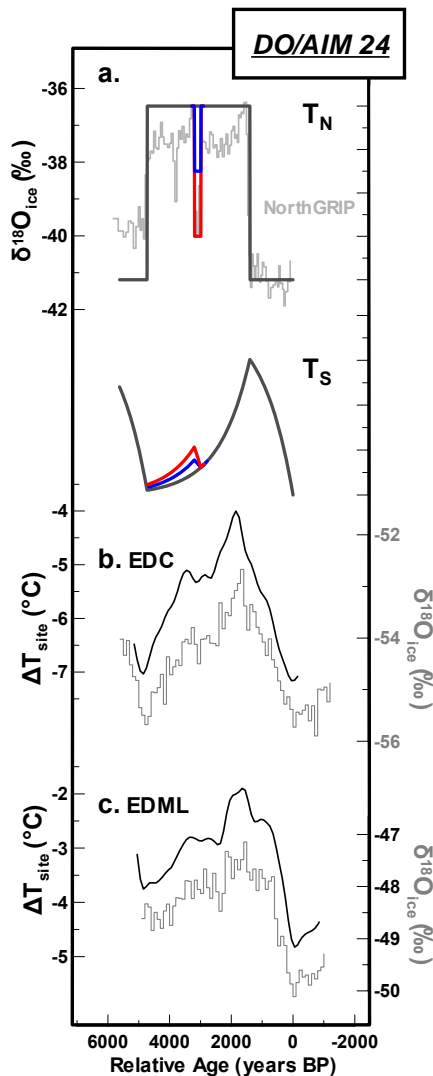


Fig. 10. (a) North-south time-series generated through the conceptual thermal bipolar seesaw model (Stocker and Johnsen, 2003) for GIS 24. Different configurations of the northern perturbation (T_N , superimposed to NorthGRIP $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ data) are used to simulate the response of the Southern Hemisphere (T_S). One configuration (dark grey curve) represents the response of the Southern Hemisphere (T_S) to T_N that corresponds to an “on-off” signal with 1400 years off (amplitude -2), 3330 years on (amplitude $+2$) and 700 years off (amplitude -2). Two other configurations (blue and red curves) are superimposed to illustrate the thermal bipolar seesaw pattern at a sub-millennial scale. T_N is structured as an “on-off” signal with 1400 years off (amplitude -2), 1590 years on (amplitude $+2$), 200 years off (red curve, amplitude -1 ; blue curve amplitude 0), 1530 years on (amplitude $+2$) and 700 years off (amplitude -2). (b) EDC $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ (Jouzel et al., 2007) and T_{site} reconstruction (Stenni et al., 2010). (c) EDML $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ (EPICA c.m., 2006) and T_{site} reconstruction (Stenni et al., 2010).

temperature reconstruction of both EPICA cores. Results obtained on both events 23 and 24 emphasize the ability of the model tuned on MIS 5 to explain the sub-millennial scale variability depicted in Antarctic isotopic records.

5 Summary and perspectives

In this paper, we present the most recent and accurate Greenland–Antarctica common dating over the last 123 ka using the NorthGRIP and EPICA ice cores. We used new and published measurements of air isotopic composition in the NorthGRIP ice core to compare the local amplitudes of temperature changes for GIS of MIS 5 and MIS 3. A study of the $\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$ /temperature slope at the onset of each rapid event shows a strong variability from one GIS event to another but no systematic difference between MIS 3 and MIS 5 events. For Antarctica, we have combined new and published water isotope records to present detailed temperature reconstructions of Antarctic temperature based on EPICA isotopic records.

NorthGRIP records enable us to depict the sub-millennial scale variability during the GIS of MIS 5 and thus, to highlight new type of features (GIS 21, 23) observed also during MIS 3 (GIS 11, 12, 13–14, 16). These new patterns appear as (i) precursor-type events prior to the onset of GIS (ii) rebound events at the end of GIS and (iii) centennial-scale cooling during the long and warm GIS 24. In addition to the internal forcing of ice-sheets on the climatic evolution during these events, we have proposed the external influence of the summertime insolation at 65°N . Disentangling the main processes leading to these sub-millennial scale structures (ice-sheet, insolation, sea-ice, and hydrological cycle forcing) will require dedicated modelling studies. Through our results, we assume that orbital-scale variations play a role in rapid climate change but, also, the millennial-scale variability may hold clues to the long term climatic changes (i.e. Weirauch et al., 2008; Wolff et al., 2009b).

Comparing Antarctic and Greenland behaviour over the succession of AIM/DO back to MIS 5 provides a more complete description of the bipolar seesaw pattern. As expected from the bipolar seesaw concept, a linear relationship between AIM amplitude and preceding GS duration only holds for shorter events, while for extraordinary long GS a new heat flux equilibrium between the Northern and Southern Hemisphere is obtained (EPICA c.m., 2006, Stocker and Johnsen, 2003) and the Southern Ocean warming ceases. The conceptual model of Stocker and Johnsen (2003) for a thermal bipolar seesaw is able to represent most of the variability of the north-south relationship depicted in Greenland and Antarctic isotopic records, even at sub-millennial timescale. However, it is not able to depict the delay of Antarctic warming after the beginning of the GS during the periods associated with large ice sheets (i.e. during MIS 2 and the end of

MIS 4). It shows that Greenland ice core temperature proxy records cannot be taken as direct proxy for AMOC changes as suggested from the conceptual model.

To go beyond our description and the conceptual model of Stocker and Johnsen (2003), the new types of DO events identified during MIS 5 should be studied with more complex models (e.g. Ganopolski and Rahmstorf, 2001; Knutti et al., 2004). This would allow quantification of the influence of insolation, ice-sheet volume, sea-ice and hydrological cycle on sub-millennial-scale variability (precursor and rebound events). This should provide also a better understanding of the response of Antarctica to these types of events.

Acknowledgements. We are grateful to M. Crucifix, H. Fisher, A. Govin and D. Roche for discussions and their helpful comments on the manuscript. We thank Jeff Severinghaus and an anonymous reviewer for their constructive comments that help to improve the manuscript. This work was supported by ANR PICC and ANR NEEM and is a contribution to the European Project for Ice Coring in Antarctica (EPICA), a joint European Science, Foundation/European Commission scientific programme, funded by the EU (EPICA-MIS) and by national contributions from Belgium, Denmark, France, Germany, Italy, The Netherlands, Norway, Sweden, Switzerland and the United Kingdom. The main logistic was provided by IPEV and PNRA (at Dome C) and AWI (at Dronning Maud Land). This work is a contribution to the North Greenland Ice Core Project (NGRIP) directed and organized by the Department of Geophysics at the Niels Bohr Institute for Astronomy, Physics and Geophysics, University of Copenhagen. It is supported by funding agencies in Denmark (SNF), Belgium (FNRS-CFB), France (IPEV and INSU/CNRS), Germany (AWI), Iceland (RannIs), Japan (MEXT), Sweden (SPRS), Switzerland (SNF) and the USA (NSF, Office of Polar Programs). This is EPICA publication n°268 and LSCE publication n°4208.

Edited by: E. Wolff



The publication of this article is financed by CNRS-INSU.



References

- Alley, R. B., Mayewski, P. A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K. C., and Clark, P. U.: Holocene climatic instability: a prominent, widespread event 8200 years ago, *Geology* 25, 483–486, 1997.
- Barker, S., Diz, P., Jautravers, M. J., Pike, J., Knorr, G., Hall, I. R., and Broecker, W. S.: Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation, *Nature* 457, 1097–1102, 2009.
- Bender, M., Sowers, T., Dickson, M. L., Orchardo, J., Grootes, P., Mayewski, P. A., and Meese, D. A.: Climate Correlations between Greenland and Antarctica during the Past 100 000 Years, *Nature* 372, 663–666, 1994.
- Bintanja, R., van de Wal, R. S. W., and Oerlemans, J.: Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years, *Nature*, 437, 125–128, 2005.
- Björck, S., Walker, M. J. C., Cwynar, L. C., Johnsen, S., Knudsen, K. L., Lowe, J. J., and Wohlfarth, B.: An event stratigraphy for the Last Termination in the north Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group, *J. Quaternary Sci.*, 13, 283–292, 1998.
- Blunier, T., Chappellaz, J., Schwander, J., Dällenbach, A., Stauffer, B., Stocker, T. F., Raynaud, D., Jouzel, J., Clausen, H. B., Hammer, C. U., and Johnsen, S. J.: Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period, *Nature* 394, 739–743, 1998.
- Blunier, T. and Brook, E. J.: Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period, *Science*, 291, 109–112, 2001.
- Blunier, T., Spahni, R., Barnola, J.-M., Chappellaz, J., Loulergue, L., and Schwander, J.: Synchronization of ice core records via atmospheric gases, *Clim. Past*, 3, 325–330, doi:10.5194/cp-3-325-2007, 2007.
- Bond, G., Heinrich, H., Huon, H., Broecker, W. S., Labeyrie, L., Andrews, J., McManus, J., Clasen, S., Tedesco, K., Jantschik, R., and Simet, C.: Evidence for massive discharges of icebergs into the glacial Northern Atlantic, *Nature*, 360, 245–249, 1992.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie L., Jouzel J., and Bonani, G.: Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice, *Nature* 365, 143–147, 1993.
- Boyle, E. A.: Cool tropical temperatures shift the global $\delta^{18}\text{O}$ -T relationship: An explanation for the ice core $\delta^{18}\text{O}$ borehole thermometry conflict?, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 273–276, 1997.
- Brauer, A., Allen, J. R. M., Mingram, J., Dulski, P., Wulf, S., and Huntley, B.: Evidence for interglacial chronology and environmental change from Southern Europe, *PNAS* 104/2, 450–455, 2007.
- Braun, H., Ditlevsen, P., and Chialvo, D. R.: Solar forced Dansgaard-Oeschger events and their phase relation with solar proxies, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L06703, doi:10.1029/2008GL033414, 2008.
- Broecker, W. S.: Paleocan circulation during the last deglaciation: A bipolar seesaw?, *Paleoceanography* 13, 119–121, 1998.
- Broecker, W. S.: Does the Trigger for Abrupt Climate Change Reside in the Ocean or in the Atmosphere?, *Science*, 300, 1519–1522, 2003.
- Broecker, W. S., Bond, G., Klas, M., Bonani, G., and Wolfli, W.: A salt oscillator in the glacial Atlantic? The Concept, *Paleoceanography*, 5, 469–477, 1990.
- Caillon, N., Severinghaus, J. P., Jouzel, J., Barnola, J.-M., Kang, J., and Lipenkov, V. Y.: Timing of atmospheric CO_2 and Antarctic temperature changes across termination III, *Science*, 299, 1728–1731, 2001.
- Capron, E., Landais, A., Lemieux-Dudon, B., Schilt, A., Masson-Delmotte, V., Buiron, D., Chappellaz, J., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S. J., Leuenberger, M., Loulergue, L., and Oerter, H.: Synchronising EDML and NorthGRIP ice cores using $\delta^{18}\text{O}$

- of atmospheric oxygen ($\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$) and CH_4 measurements over MIS 5 (80–123 kyr), *Quaternary Sci. Rev.*, 29, 222–234, 2010.
- Chapman, M. R., and Shackleton, N. J.: Millennial-scale fluctuations in North Atlantic heat flux during the last 150,000 years, *Earth Planet Sc. Lett.*, 159, 57–70, 1998.
- Chappellaz, J., Blunier, T., Raynaud, D., Barnola, J.-M., Schwander, J., and Stauffer, B.: Synchronous Changes in Atmospheric CH_4 and Greenland Climate between 40 kyr and 8 kyr BP, *Nature*, 366, 443–445, 1993.
- Charles, C., Rind, D., Jouzel, J., Koster, R., and Fairbanks, R.: Glacial-interglacial changes in moisture sources for Greenland: influences on the ice core record of climate, *Science*, 261, 508–511, 1994.
- Clarke, G. K. C., Leverington, D. W., Teller, J. T., and Dyke, A. S.: Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200 yrs BP cold event, *Quaternary Sci. Rev.*, 23, 389–407, 2004.
- Cortijo, E., Duplessy, J. C., Labeyrie, L., Leclaire, H., Duprat, J., and van Weering, T. C. E.: Eemian cooling in the Norwegian Sea and North Atlantic ocean preceding continental ice-sheet growth, *Nature*, 372, 446–449, 1994.
- Crucifix, M. and Loutre, M. F.: Transient simulations over the last interglacial period (126–115 kyr BP): feedback and forcing analysis, *Clim. Dynam.*, 19, 417–433, 2002.
- Cuffey, K. M. and Clow, G. D.: Temperature, accumulation and ice sheet elevation in central Greenland through the last deglacial transition, *J. Geophys. Res.*, 102(C12), 26383–26396, 1995.
- Dahl-Jensen, D., Mosegaard, K., Gundestrup, N., Clow, G. D., Johnsen, S. J., Hansen, A. W., and Balling, N.: Past temperatures directly from the Greenland ice sheet, *Science*, 282, 268–271, 1998.
- Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Gogineni, P., and Miller, H.: Basal melt at NorthGRIP modeled from borehole, ice-core and radio-echo sounder observations, *Ann. Glaciol.*, 37, 207–212, 2003.
- Dansgaard, W.: Stable isotopes in precipitation, *Tellus* 16, 436–468, 1964.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdóttir, A., Jouzel, J., and Bond, G.: Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record, *Nature*, 364, 218–220, 1993.
- de Abreu, L., Shackleton, N. J., Schönfeld, J., Hall, M., and Chapman, M. R.: Millennial-scale oceanic climate variability of the Western Iberian margin during the last glacial periods, *Mar. Geol.*, 196, 1–20, 2003.
- Denton, G. H., Alley, R. B., Comer, G. C., and Broecker, W. S.: The role of seasonality in abrupt climate change, *Quaternary Sci. Rev.*, 24, 1159–1182, 2005.
- Ditlevsen, P. D., Kristensen, M. S., and Andersen, K. K.: The recurrence time of Dansgaard-Oeschger events and limits on the possible periodic component, *J. Climate* 18, 2594–2603, 2005.
- Ditlevsen, P. D., Andersen, K. K., and Svensson, A.: The DO-climate events are probably noise induced: statistical investigation of the claimed 1470 years cycle, *Clim. Past*, 3, 129–134, doi:10.5194/cp-3-129-2007, 2007.
- Eisenman, I., Bitz, C. M., and Tziperman, E.: Rain driven by receding ice sheets as a cause of past climate change, *Paleoceanography*, 24, PA4209, doi:10.1029/2009PA001778, 2009.
- EPICA-community-members: One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica, *Nature*, 444, 195–198, 2006.
- Eynaud, F., Turon, J.-L., Sanchez-Goni, M.-F., and Gendreau, S.: Dinoflagellate cyst evidence of ‘Heinrich-like events’ off Portugal during the Marine Isotopic Stage 5, *Mar. Micropaleontol.* 40, 9–21, 2000.
- Fairbanks, R. G., Mortlock, R. A., Chiu, T.-C., Cao, L., Kaplan, A., Guilderson, T. P., Fairbanks, T. W., and Bloom, A. L.: Marine radiocarbon calibration curve spanning 10 000 to 50 000 years B.P. based on Paired $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ and ^{14}C dates on pristine corals, *Quaternary Sci. Rev.*, 24, 1781–1796, 2005.
- Fawcett, P. J., Agústóttir, A. M., Alley, R. B., and Shuman, C. A.: The younger dryas termination and North Atlantic deepwater formation: insights from climate model simulations and Greenland ice data, *Paleoceanography*, 12, 23–38, 1996.
- Fleitmann, D., Cheng, H., Badertscher, S., Edwards, R. L., Mudelsee, M., Göktürk O. M., Fankhauser, A., Pickering, R., C. Raible, C. C., Matter, A., Kramers, J., and Tüysüz, O.: Timing and climatic impact of Greenland interstadials recorded in stalagmites from northern Turkey, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L19707, doi:10.1029/2009GL040050, 2009.
- Flückiger, J., Blunier, T., Stauffer, B., Chappellaz, J., Spahni, R., Kawamura, K., Schwander, J., Stocker, T. F., and Dahl-Jensen, D.: N_2O and CH_4 variations during the last glacial epoch: Insight into global processes, *Global. Biogeochem. Cy.*, 18, doi:10.1029/2003GB002122, 2004.
- Flückiger, J., Knutti, R., White, J. W. C., and Renssen, H.: Modeled seasonality of glacial abrupt climate events, *Clim. Dynam.* 31, 633–645, 2008.
- Friedrich, T., Timmermann, A., Timm, O., Mouchet, A., and Roche, D. M.: Orbital modulation of millennial-scale climate variability in an earth system model of intermediate complexity, *Clim. Past Discuss.*, 5, 2019–2051, doi:10.5194/cpd-5-2019-2009, 2009.
- Gallée, H., van Ypersele, J. P., Fichet, T., Marsiat, I., Tricot, C., and Berger, A.: Simulation of the last glacial cycle by a coupled, sectorially averaged climate-ice sheet model. Part II : Response to insolation and CO variation, *J. Geophys. Res.*, 97, 15713–15740, 1992.
- Ganopolski, A. and Rahmstorf, S.: Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model, *Nature*, 409, 153–158, 2001.
- Genty, D., Blamart, D., Ouahdli, R., Gillmour, M., Baker, A., Jouzel, J., and Van-Exter, S.: Precise dating of Dansgaard Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data, *Nature*, 421, 833–837, 2003.
- Genty, D., Blamart, D., Ghaleb, B., Plagnes, V., Causse, C., Bakalowicz, M., Zouarif, B., Chkir, N., Hellstrom, J., Wainer, K., and Bourges, F.: Timing and dynamics of the last deglaciation from European and North African $\delta^{13}\text{C}$ stalagmite profiles-comparison with Chinese and South Hemisphere stalagmites, *Quaternary Sci. Rev.*, 25, 2118–2142, 2006.
- Gherardi, J. M., Labeyrie, L., Nave S., Francois, R., McManus, J. F., and Cortijo, E.: Glacial-interglacial circulation changes inferred from $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ sedimentary record in the North Atlantic region, *Paleoceanography*, 24, PA2204, doi:10.1029/2008PA001696, 2009.
- Govin, A., Michel, E., Labeyrie, L., Waelbroeck, C., Dewilde, F., and Jansen, E.: Evidence for northward expansion of

- Antarctic Bottom Water mass in the Southern Ocean during the last glacial inception, *Paleoceanography*, 24, PA1202, doi:10.1029/2008PA001603, 2009.
- Grachev, A. M., Brook, E. J., and Severinghaus, J. P.: Abrupt changes in atmospheric methane at the MIS5b-5a transition, *Geophys. Res. Lett.* 34, doi:10.1029/2007GL029799, L207703, 2007.
- Grachev, A. M., Brook, E. J., Severinghaus, J. P., and Pisias, N. G.: Relative Timing and Variability of Atmospheric Methane and GISP2 Oxygen Isotopes Between 68 and 86 ka., *Global Biogeochem. Cy.*, 23, GB2009, doi:10.1029/2008GB003330, 2009.
- GRIP-members: Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core, *Nature*, 364, 203–208, 1993.
- Grootes, P. M., Stuiver, M., White, J. W. C., Johnsen, S. J., and Jouzel, J.: Comparison of the oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores, *Nature*, 366, 552–554, 1993.
- Grootes, P. M., and Stuiver, M.: Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with 10^{-3} – to 10^5 -year time resolution, *J. Geophys. Res.*, 102, 26 455–26 470, 1997.
- Guihou, A.: Reconstitutions des variations de la dynamique de la circulation méridienne Atlantique lors de la dernière entrée en glaciation par le rapport ($^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$) des sédiments marins, Thèse de doctorat de l'Université de Versailles St Quentin en Yvelines, 160 pp., 2009.
- Hendy, I. L. and Kennett, J. P.: Latest Quaternary North Pacific surface-water responses imply atmosphere-driven climate instability, *Geology*, 27, 291–294, 1999.
- Heusser, L. and Oppo, D. W.: Millennial- and orbital-scale climate variability in southeastern United States and in the subtropical Atlantic during Marine Isotope Stage 5: evidence from pollen and isotopes in ODP Site 1059, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 214, 483–490, 2003.
- Huber, C., Leuenberger, M., Spahni, R., Flückiger, J., Schwander, J., Stocker, T. F., Johnsen, S., Landais, A., and Jouzel, J.: Isotope calibrated Greenland temperature record over Marine Isotope Stage 3 and its relation to CH_4 , *Earth Planet. Sc. Lett.* 243, 504–519, 2006.
- Huybrechts, P., Rybak, O., Pattyn, F., Ruth, U., and Steinhage, D.: Ice thinning, upstream advection, and non-climatic biases for the upper 89% of the EDML ice core from a nested model of the Antarctic ice sheet, *Clim. Past*, 3, 577–589, doi:10.5194/cp-3-577-2007, 2007.
- Johnsen, S., Dahl-Jensen, D., Dansgaard, W., and Gundestrup, N.: Greenland palaeotemperatures derived from GRIP bore hole temperature and ice core isotope profiles, *Tellus*, 47B, 624–629, 1995.
- Johnsen, S. J., Dansgaard, W., and White, J. W. C.: The origin of Arctic precipitation under present and glacial conditions, *Tellus*, 41, 452–469, 1989.
- Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C. U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B., and Steffensen, J. P.: Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core, *Nature*, 359, 311–313, 1992.
- Johnsen, S. J., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Steffensen, J. P., Henrick, B., Clausen, H. B., Miller, H., Masson-Delmotte, V., Sveinbjornsdottir, A., and White, J. W. C.: Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP, *J. Quaternary Sci.*, 16, 299–307, 2001.
- Jouzel, J., Alley, R. B., Cuffey, K. M., Dansgaard, W., Grootes, P., Hoffmann, G., Johnsen, S. J., Koster, R. D., Peel, D., Shuman, C. A., Stievenard, M., Stuiver, M., and White, J.: Validity of the temperature reconstruction from ice cores, *J. Geophys. Res.*, 102, 26 471–26 487, 1997.
- Jouzel, J.: Calibrating the isotopic paleothermometer, *Science*, 286, 910–911, 1999.
- Jouzel, J., Vimeux, F., Caillon, N., Delaygue, G., Hoffmann, G., Masson-Delmotte, V., and Parrenin, F.: Magnitude of the isotope/temperature scaling for interpretation of central Antarctic ice cores, *J. Geophys. Res.*, 108, 1029–1046, 2003.
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J.-M., Fisher, H., Gallet, J.-C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., Raynaud, D., Schilt, A., Schwander, J., Selmo, J., Souchez, R., Spahni, R., Stauffer, B., Steffensen, J. P., Stenni, B., Stocker, T. F., Tison, J.-L., Werner, M., and Wolff, E. W.: Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800 000 years, *Science*, 317, 793–796, 2007.
- Kageyama, M., Mignot, J., Swingedouw, D., Marzin, C., Alkama, R., and Marti, O.: Glacial climate sensitivity to different states of the Atlantic Meridional Overturning Circulation: results from the IPSL model, *Clim. Past*, 5, 551–570, doi:10.5194/cp-5-551-2009, 2009.
- Khodri, M., Leclainche, Y., Ramstein, G., Braconnot, P., Marti, O., and Cortijo, E.: Simulating the amplification of orbital forcing by ocean feedbacks in the last glaciation, *Nature*, 410, 570–574, 2001.
- Khodri, M., Ramstein, G., de Noblet-Ducoudre, N., and Kageyama, M.: Sensitivity of the Northern extratropics hydrological cycle to the changing insolation forcing at the 126 and 115 ky BP, *Clim. Dynam.*, 21, 273–287, 2003.
- Kiefer, T., Sarnthein, M., Erlenkeuser, H., Grootes, P. M., and Roberts, A. P.: North Pacific response to millennial-scale in the ocean circulation in the last 60 ka, *Paleoceanography* 16(2), 179–189, 2001.
- Knutti, R., Flückiger, J., Stocker, T. F., and Timmermann, A.: Strong hemispheric coupling of glacial climate through freshwater discharge and ocean circulation, *Nature*, 430, 851–856, 2004.
- Kobashi, T., Severinghaus, J. P., Brook, E. J., Barnola, J. M., and Grachev, A. M.: Precise timing and characterization of abrupt climate change 8200 years ago from air trapped in polar ice, *Quaternary Sci. Rev.*, 26, 1212–1222, 2007.
- Krinner, G., Genthon, C., and Jouzel, J.: GCM analysis of local influences on ice core δ signals, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 2825–2828, 1997.
- Landais, A.: Variabilité climatique rapide en Atlantique Nord: l'apport des isotopes de l'air piégé dans la glace du Groenland, Thèse de doctorat de l'Université Paris, 6, 305 pp., 2004.
- Landais, A., Barnola, J. M., Masson-Delmotte, V., Jouzel, J., Chappellaz, J., Caillon, N., Huber, C., Leuenberger, M., and Johnsen, S. J.: A continuous record of temperature evolution over a sequence of Dansgaard-Oeschger events during Marine Isotopic Stage 4 (76 to 62 kyr BP), *Geophys. Res. Lett.*, 31, L22211.1–L22211.4, doi:10.1029/2004GL021193, 2004a.
- Landais, A., Caillon, N., Goujon, C., Grachev, A. M., Barnola, J.

- M., Chappellaz, J., Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., and Leuenberger, M.: Quantification of rapid temperature change during DO event 12 and phasing with methane inferred from air isotopic measurements, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 225, 221–232, 2004b.
- Landais, A., Caillon, N., Severinghaus, J., Barnola, J.-M., Goujon, C., Jouzel, J., and Masson-Delmotte, V.: Isotopic measurements of air trapped in ice to quantify temperature changes, *C. R. Geosci.*, 336, 963–970, 2004c.
- Landais, A., Masson-Delmotte, V., Jouzel, J., Raynaud, D., Johnsen, S., Huber, C., Leuenberger, M., Schwander, J., and Minster, B.: The glacial inception as recorded in the NorthGRIP Greenland ice core: timing, structure and associated abrupt temperature changes, *Clim. Dynam.* 26, 273–284, 2006.
- Landais, A., Dreyfus, D., Capron, E., Sanchez-Goni, M. F., Desprat, S., Jouzel, J., Hoffmann, G., and Johnsen, S.: What drive orbital- and millennial-scale variations of the $\delta^{18}\text{O}$ of atmospheric oxygen?, *Quaternary Sci. Rev.*, 29, 235–246, 2010.
- Lang, C., Leuenberger, M., Schwander, J., and Johnsen, S.: 16 °C rapid temperature variation in central Greenland 70 000 years ago, *Science*, 286, 934–937, 1999.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A. C. M., and Levrard, B.: A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth, *A&A* 428, 261–285, 2004.
- Leuenberger, M. C., Lang, C., and Schwander, J.: $\delta^{15}\text{N}$ measurements as a calibration tool for the paleothermometer and gas–ice age differences: a case study for the 8200 BP event on GRIP ice, *J. Geophys. Res.-Atmospheres*, 104, 22163–22170, 1999.
- Levermann, A., Schewe, J., and Montoya, M.: Lack of bipolar seesaw in response to Southern Ocean wind reduction, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L12711, doi:10.1029/2007GL030255., 2007.
- Li, C., Battisti, D. S., Schrag, D. P., and Tziperman, E.: Abrupt climate shifts in Greenland due to displacements of the sea ice edge, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L19702, doi:10.1029/2005GL023492, 2005.
- Lisiecki, L. E. and Raymo, M. E.: A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic delta O-18 records, *Paleoceanography*, 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071., 2005.
- Liu, Z., Otto-Bliesner, B. L., He, F., Brady, E. C., Tomas R., Clark, P. U., Carlson, A. E., Lynch-Stieglitz, J., Curry, W., Brook, E., Erickson, D., Jacob, R., Kutzbach, J., and Cheng, J.: Transient Simulation of Last Deglaciation with a New Mechanism for Bølling-Allerød Warming, *Science*, 325, 310–314, 2009.
- Lorius, C. and Merlivat, L.: Distribution of mean surface stable isotope values in East Antarctica. Observed changes with depth in a coastal area, in: *Isotopes and impurities in snow and ice*, edited by: IAHS Publication, Vienna, IAHS, 125–137, 1977.
- Loulergue, L., Schilt, A., Spahni, R., Masson-Delmotte, V., Blunier, T., Lemieux, B., Barnola, J.-M., Raynaud, D., Stocker, T. F., and Chappellaz, J.: Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH₄ over the past 800 000 years, *Nature*, 453, 383–386, 2008.
- Lüthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J.-M., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, J., Fischer, H., Kawamura, K., and Stocker, T. F.: High-resolution carbon dioxide concentration record 650 000–800 000 years before present, *Nature*, 453, 379–382, 2008.
- MacAyeal, D. R.: Binge/purge oscillations of the Laurentide ice sheet as a cause of the North Atlantic's Heinrich events, *Paleoceanography*, 8, 775–784, 1993.
- Margari, V., Skinner, L. C., Tzedakis, P. C., Ganopolski, A., Vautravers, M., and Shackleton, N. J.: The nature of millennial-scale climate variability during the past two glacial periods, *Nat. Geosci.*, 3, 127–131, 2010.
- Mariotti, A.: Atmospheric nitrogen as a reliable stable standard for ^{15}N abundance measurements, *Nature*, 303, 685–687, 1983.
- Masson-Delmotte, V., Stenni, B., and Jouzel, J.: Common millennial scale variability of Antarctic and southern ocean temperatures during the past 5000 years reconstructed from EPICA Dome C ice core, *The Holocene*, 14, 145–151, 2004.
- Masson-Delmotte, V., Jouzel, J., Landais, A., Stievenard, M., Johnsen, S. J., White, J. W. C., Sveinbjornsdottir, A., and Fuhrer, K.: Deuterium excess reveals millennial and orbital scale fluctuations of Greenland moisture origin, *Science*, 309, 118–121, 2005a.
- Masson-Delmotte, V., Landais, A., Stievenard, M., Cattani, O., Falourd, S., Jouzel, J., Johnsen, S., Dahl-Jensen, D., Sveinbjornsdottir, A., White, J. W. C., Popp, T., and Fischer, H.: Holocene climatic changes in Greenland: different deuterium excess signals at Greenland Ice Core Project (GRIP) and NorthGRIP, *J. Geophys. Res.*, 110, doi:10.1029/2004JD005575, 2005b.
- Masson-Delmotte, V., Hou, S., Ekaykin, A., Jouzel, J., Aristarain, A., Bernardo, R. T., Bromwich, D., Cattani, O., Delmotte, M., Falourd, S., Frezzotti, M., Gallée, H., Genoni, L., Isaksson, E., Landais, A., Helsen, M. M., Hoffmann, G., Lopez, J., Morgan, V., Motoyama, H., Noone, D., Oerter, H., Petit, J. R., Royer, A., Uemura, R., Schmidt, G. A., Schlosser, E., Simões, J. C., Steig, E. J., Stenni, B., Stievenard, M., van den Broeke, M. R., van de Wal, R. S. W., van de Berg, W. J., Vimeux, F., and White, J. W. C.: A review of Antarctic surface snow isotopic composition: observations, atmospheric circulation and isotopic modelling, *J. Climate*, 21, 3359–3387, 2008.
- McManus, J. F., Bond, G. C., Broecker, W. S., Johnsen, S. J., Labeyrie, L., and Higgins, S.: High-resolution climatic records from the North Atlantic during the last interglacial, *Nature*, 371, 326–329, 1994.
- McManus, J. F., Oppo, D. W., and Cullen, J.-L.: A 0.5-Million-Year Record of the millennial-scale climate variability in the North Atlantic, *Science*, 283, 971–975, 1999.
- Meyer, H., Schönicke, L., Wand, U., Hubberten, H.-W., and Friedrichsen, H.: Isotope studies of hydrogen and oxygen in ground ice ? Experiences with the equilibration technique, *Isot. Environ. Health S.*, 36, 133–149, 2000.
- Meyer, M. C., Spötl, C., and Magini, A.: The demise of the last interglacial recorded in isotopically speleothems from the Alps, *Quaternary Sci. Rev.*, 27, 476–496, 2008.
- Monnin, E., Indermühle, A., Dällenbach, A., Flückiger, J., Stauffer, B., Stocker, T. F., Raynaud, D., and Barnola, J.-M.: Atmospheric CO₂ concentrations over the last glacial terminaison, *Science*, 291, 112–114, 2001.
- NorthGRIP-community-members: High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period, *Nature*, 431, 147–151, 2004.
- Oerter, H., Graf, W., Meyer, H., and Wilhelms, F.: The EPICA ice core from Dronning Maud Land: first results from stable-isotope measurements, *Ann. Glaciol.*, 39, 307–312, 2004.
- Oppo, D. W., Lloyd, D., Keigwin, L. D., and McManus, J. F.: Persistent suborbital climate variability in marine isotope stage 5 and Termination II, *Paleoceanography*, 16, 280–292, 2001.

- Pahnke, K., Zahn, R., Elderfield, H., and Schulz, M.: 340 000-year centennial-scale marine record of Southern Hemisphere climatic oscillation, *Science*, 301, 948–952, 2003.
- Parrenin, F., Barnola, J.-M., Beer, J., Blunier, T., Castellano, E., Chappellaz, J., Dreyfus, G., Fischer, H., Fujita, S., Jouzel, J., Kawamura, K., Lemieux-Dudon, B., Loulergue, L., Masson-Delmotte, V., Narcisi, B., Petit, J.-R., Raisbeck, G., Raynaud, D., Ruth, U., Schwander, J., Severi, M., Spahni, R., Steffensen, J. P., Svensson, A., Udisti, R., Waelbroeck, C., and Wolff, E.: The EDC3 chronology for the EPICA Dome C ice core, *Clim. Past*, 3, 485–497, doi:10.5194/cp-3-485-2007, 2007.
- Parrenin, F., Dreyfus, G., Durand, G., Fujita, S., Gagliardini, O., Gillet, F., Jouzel, J., Kawamura, K., Lhomme, N., Masson-Delmotte, V., Ritz, C., Schwander, J., Shoji, H., Uemura, R., Watanabe, O., and Yoshida, N.: 1-D-ice flow modelling at EPICA Dome C and Dome Fuji, East Antarctica, *Clim. Past*, 3, 243–259, doi:10.5194/cp-3-243-2007, 2007.
- Peterson, L. C., Haug, G. H., Hughen, K. A., and Röhl, U.: Rapid Changes in the Hydrologic Cycle of the Tropical Atlantic During the Last Glacial, *Science*, 290, 1947–1951, 2000.
- Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., Pepin, L., Ritz, C., Saltzman, E., and Stevenard, M.: Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature*, 399, 429–436, 1999.
- Rahmstorf, S.: Timing of abrupt climate change: A precise clock, *Geophys. Res. Lett.*, 30(10), 1050, doi:10.1029/2003GL017115, 2003.
- Rind, D., Demenocal, P., Russell, G. L., Sheth, S., Collins, D., Schmidt, G. A., and Teller, J.: Effects of glacial meltwater in the GISS Coupled Atmosphere-Ocean Model: Part I: North Atlantic Deep Water response, *J. Geophys. Res.*, 106, 27335–27354, 2001.
- Rousseau, D. D., Kukla, G., and McManus, J.: What is what in the ice and the ocean?, *Quaternary Sci. Rev.*, 25, 2025–2030, 2006.
- Ruth, U., Barnola, J.-M., Beer, J., Bigler, M., Blunier, T., Castellano, E., Fischer, H., Fundel, F., Huybrechts, P., Kaufmann, P., Kipfstuhl, S., Lambrecht, A., Morganti, A., Oerter, H., Parrenin, F., Rybak, O., Severi, M., Udisti, R., Wilhelms, F., and Wolff, E.: “EDML1”: a chronology for the EPICA deep ice core from Dronning Maud Land, Antarctica, over the last 150 000 years, *Clim. Past*, 3, 475–484, doi:10.5194/cp-3-475-2007, 2007.
- Sanchez-Goñi, M. F., Turon, J.-L., Eynault, F., and Gendreau, S.: European climatic response to millennial-scale changes in the atmosphere-ocean system during the last glacial period, *Quaternary Res.*, 54, 394–403, 2000.
- Sanchez-Goñi, M. F., Cacho, I., Turon, J.-L., Guiot, J., Sierro, F. J., Peyrouquet, J.-P., and Shackleton, N. J.: Synchronicity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region, *Clim. Dynam.*, 19, 95–105, 2002.
- Schulz, M.: On the 1470-year pacing of Dansgaard-Oeschger warm events, *Paleoceanography*, 17, 4.1–4.10, 2002.
- Schulz, M., Paul, A., and Timmermann, A.: Relaxation oscillators in concert: A framework for climate change at millennial timescales during the late Pleistocene, *Geophys. Res. Lett.*, 29(24), 2193, doi:10.1029/2002GL016144, 2002.
- Severi, M., Becagli, S., Castellano, E., Morganti, A., Traversi, R., Udisti, R., Ruth, U., Fischer, H., Huybrechts, P., Wolff, E., Parrenin, F., Kaufmann, P., Lambert, F., and Steffensen, J. P.: Synchronisation of the EDML and EDC ice cores for the last 52 kyr by volcanic signature matching, *Clim. Past*, 3, 367–374, doi:10.5194/cp-3-367-2007, 2007.
- Severinghaus, J. P., Sowers, T., Brook, E. J., Alley, R. B., and Bender, M. L.: Timing of abrupt climate change at the end of the Younger Dryas interval from thermally fractionated gases in polar ice, *Nature*, 391, 141–146, 1998.
- Severinghaus, J. P. and Brook, E. J.: Abrupt climate change at the end of the last glacial period inferred from trapped air in polar ice, *Science*, 286, 930–934, 1999.
- Shackleton, N. J. and Pisias, N. G.: Atmospheric carbon dioxide, orbital forcing, and climate, *Geoph. Monog. Series*, 32, 412–417, 1985.
- Shackleton, N. J.: Oxygen isotopes, ice volume and sea level, *Quaternary Sci. Rev.*, 6, 183–190, 1987.
- Shackleton, N. J., Sanchez-Goni, M. F., Pailler, D., and Lancelot, Y.: Marine isotope substage 5e and the Eemian interglacial, *Global Planetary Changes*, 36, 151–155, 2003a.
- Shackleton, N. J., Sanchez Goñi, M. F., Pailler D., and Lancelot, Y.: Marine isotopic Substage 5e and the Eemian interglacial, *Global Planetary Changes*, 36, 151–155, 2003b.
- Siddall, M., Thomas, F., Stocker, T., Blunier, T., Spahni, R., Schwander, J., Barnola, J.-M., and Chappellaz, J.: Marine Isotope Stage (MIS) 8 millennial variability stratigraphically identical to MIS 3, *Paleoceanography* 22, PA1208, doi:10.1029/2006PA001345, 2007.
- Sime, L. C., Wolff, E. W., Oliver, K. I. C., and Tindall, J. C.: Evidence for warmer interglacials, *Nature*, 462, 342–345, 2009.
- Sprovieri, R., Di Stefano, E., Alessandro Incarbona, A., and Oppo, D. W.: Suborbital climate variability during Marine Isotopic Stage 5 in the central Mediterranean basin: evidence from calcareous plankton record, *Quaternary Sci. Rev.*, 25, 2332–2342, 2006.
- Steffensen, J. P., Andersen, K. K., Bigler, M., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M., Johnsen, S. J., Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Popp, T., Rasmussen, S. O., Röthlisberger, R., Ruth, U., Stauffer, B., Siggaard-Andersen, M.-L., Sveinbjörnsdóttir, A. E., Svensson, A., and White, J. W. C.: High-Resolution Greenland Ice Core Data Show Abrupt Climate Change Happens in Few Years, *Science*, 321, 680–683, 2008.
- Stenni, B., Masson-Delmotte, V., Johnsen, S., Jouzel, J., Longinelli, A., Monnin, E., Röthlisberger, R., and Selmo, E.: An oceanic cold reversal during the last deglaciation, *Science*, 293, 2074–2077, 2001.
- Stenni, B., Selmo, E., Masson-Delmotte, V., Oerter, H., Meyer, H., Röthlisberger, R., Jouzel, J., Cattani, O., Falourd, S., Fischer, H., Hoffmann, G., Lacumin, P., Johnsen, S. J., and Minster, B.: The deuterium excess records of EPICA Dome C and Dronning Maud Land ice cores (East Antarctica), *Quaternary Sci. Rev.*, 29, 146–159, 2010.
- Stocker, T. F., Wright, D. G., and Mysak, L. A.: A zonally averaged, coupled ocean-atmosphere model for paleoclimate studies, *J. Climate*, 5, 773–797, 1992.
- Stocker, T. F., and Johnsen, S. J.: A minimum thermodynamic model for the bipolar seesaw, *Paleoceanography*, 18, 1087, 8 pp., 2003.

- Svensson, A., Andersen, K. K., Bigler, M., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Davies, S. M., Johnsen, S. J., Muscheler, R., Parrenin, F., Rasmussen, S. O., Röthlisberger, R., Seierstad, I., Steffensen, J. P., and Vinther, B. M.: A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology, *Clim. Past*, 4, 47–57, doi:10.5194/cp-4-47-2008, 2008.
- Swingedouw, D., Fichetef, T., Goosse, H., and Loutre, M. F.: Impact of transient freshwater releases in the Southern Ocean on the AMOC and climate, *Clim. Dynam.*, 33, 365–381, 2009.
- Taylor, K. C., White, J. W. C., Severinghaus, J. P., Brook, E. J., Mayewski, P. A., Alley, R. B., Steig, E. J., Spencer, M. K., Meyerson, E., Meese, D. A., Lamorey, G. W., Grachev, A., Gow, A. J., and Barnett, B. A.: Abrupt climate change around 22 ka on the Siple Coast of Antarctica, *Quaternary Sci. Rev.*, 23, 7–15, 2004.
- Thomas, E. R., Wolff, E. W., Mulvaney, R., Steffensen, J. P., Johnsen, S. J., Arrowsmith, C., White, J. W. C., Vaughn, B., and Popp, T.: The 8.2 ka event from Greenland ice cores, *Quaternary Sci. Rev.*, 26, 70–81, 2007.
- van Kreveld, S. A., Sarnthein, M., Erlenkeuser, H., Grootes, P., Jung, S., Nadeau, M. J., Pflaumann, U., and Voelker, A. H. L.: Potential links between surging ice sheets, circulation changes and the Dansgaard-Oeschger cycles in the Irminger Sea, 60–18 kyr, *Paleoceanography*, 15, 425–442, 2000.
- Vellinga, M. and Wood, R. A.: Global climatic impacts of a collapse of the Atlantic thermohaline circulation, *Climatic Change*, 54, 251–267, 2002.
- Vimeux, F., Cuffey, K., and Jouzel, J.: New insights into Southern Hemisphere temperature changes from Vostok ice cores using deuterium excess correction over the last 420 000 years, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 203, 829–843, 2002.
- Vinther, B. M., Buchardt, S. L., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S. J., Fisher, D. A., Koerner, R. M., Raynaud, D., Lipenkov, V., Andersen, K. K., Blunier, T., Rasmussen, S. O., Steffensen, J. P., and Svensson, A. M.: Holocene thinning of the Greenland ice sheet, *Nature*, 461, 385–388, 2009.
- Voelker, A. H. L.: Global distribution of centennial-scale records for Marine Isotope Stage (MIS) 3: a database, *Quaternary Sci. Rev.*, 21, 1185–1212, 2002.
- von Grafenstein, U., Erlenkeuser, H., Müller, J., Jouzel, J., and Johnsen, S. J.: The cold event 8200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland, *Clim. Dynam.*, 14, 73–81, 1998.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J. C., McManus, J. F., Lambeck, K., Balbon, E., and Labracherie, M.: Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records, *Quaternary Sci. Rev.*, 21, 295–305, 2002.
- Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R. L., Kong, X., Shao, X., Chen, S., Wu, J., Jiang, X., Wang, X., and An, Z.: Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224 000 years, *Nature*, 451, 1090–1093, 2008.
- Wang, Y. J., Cheng, H., Edwards, R. L., An, Z. S., Wu, J. Y., Shen, C.-C., and Dorale, J. A.: A High-Resolution Absolute-Dated Late Pleistocene Monsoon Record from Hulu Cave, China, *Science*, 94, 234–2348, 2001.
- Wang, Z. and Mysak, L. A.: Glacial abrupt climate changes and Dansgaard-Oeschger oscillations in a coupled climate model, *Paleoceanography*, 21, PA2001, doi:10.1029/2005PA001238, 2006.
- Weirauch, D., Billups, K., and Martin, P.: Evolution of millennial-scale climate variability during the mid-Pleistocene, *Paleoceanography*, 23, PA3216, doi:10.1029/2007PA001584, 2008.
- Wolff, E. W., Chappellaz, J., Blunier, T., Rasmussen, S. O., and Svensson, A.: Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record, *Quaternary Sci. Rev.*, doi:10.1016/j.quascirev.2009.10.013, in press, 2009a.
- Wolff, E. W., Fischer, H., and Röthlisberger, R.: Glacial terminations as southern warmings without northern control, *Nat. Geosci.*, 2, 206–209, 2009b.
- Wunsch, C.: Abrupt climate change: An alternative view, *Quaternary Res.*, 65, 191–203, 2006.

ANNEXE 5

A comparison of the Present and Last Interglacial periods in six Antarctic ice cores

Valérie Masson-Delmotte, Daphne Buiron, A. Ekaykin, Massimo Frezzotti, Hubert Gallée, J. Jouzel, Gerhard Krinner, Amaelle Landais, Hideaki Motoyama, Hans Oerter, Katy Pol, David Pollard, Catherine Ritz, Elisabeth Schlosser, Louise C. Sime, Harald Sodemann, Barbara Stenni, Ryu Uemura, Françoise Vimeux

A comparison of the Present and Last Interglacial periods in six Antarctic ice cores

Valérie Masson-Delmotte¹, Daphne Buiron², A. Ekaykin³, Massimo Frezzotti⁴, Hubert Gallée², J. Jouzel¹, Gerhard Krinner², Amaelle Landais¹, Hideaki Motoyama⁵, Hans Oerter⁶, Katy Pol¹, David Pollard⁷, Catherine Ritz², Elisabeth Schlosser⁸, Louise C. Sime⁹, Harald Sodemann¹⁰, Barbara Stenni¹¹, Ryu Uemura^{1,12}, Françoise Vimeux^{1, 13}

¹ Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (IPSL-CEA-CNRS-UVSQ, UMR 8212), Gif-sur-Yvette, France

² Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE), CNRS and UJF Grenoble, France

³ Arctic and Antarctic Research Institute, 38 Beringa St., 199397 St Petersburg, Russia

⁴ ENEA, Roma, Italy

⁵ Research Organization of Information and Systems, National Institute of Polar Research, 10-3, Midoricho, Tachikawa, Tokyo 190-8518, Japan

⁶ AWI, Bremerhaven, Germany

⁷ Earth and Environmental System Institute, Pennsylvania State University, USA

⁸ Institute of Meteorology and Geophysics, University of Innsbruck, Austria

⁹ British Antarctic Survey, Cambridge, U.K.

¹⁰ Norwegian Institute for Air Research (NILU), Kjeller, Norway

¹¹ Department of Geosciences, University of Trieste, Italy

¹² University of the Ryukyus, Japan

¹³ Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Laboratoire HydroSciences Montpellier (HSM), UMR 5569 (CNRS-IRD-UM1-UM2), Montpellier, France

Abstract

We compare the present and last interglacial periods as recorded in Antarctic water stable isotope records now available at various temporal resolutions from six East Antarctic ice cores: Vostok, Taylor Dome, EPICA Dome C (EDC), EPICA Dronning Maud Land (EDML), Dome Fuji and the recent TALDICE ice core from Talos Dome. We first review the different modern site characteristics in terms of ice flow, meteorological conditions, precipitation intermittency and moisture origin, as depicted by meteorological data, atmospheric reanalyses and Lagrangian moisture source diagnostics. This is motivated by the different factors which can affect past changes in temperature and precipitation water stable isotopes. Using five records with sufficient resolution on the EDC3 age scale, common features are quantified through principal component analyses. Consistent with instrumental records and atmospheric model results, the ice core data depict rather coherent and homogenous patterns in East Antarctica during the last two interglacials. Across the East Antarctic plateau, regional differences, with respect to the common East Antarctic signal, appear to have similar patterns during the current and last interglacials. We identify two

abrupt shifts in isotopic records during glacial inception at TALDICE and EDML, likely caused by regional sea ice expansion. These regional differences are discussed in terms of moisture origin and in terms of past changes in local elevation histories which are compared to ice sheet model results. Our results suggest that, for coastal sites, elevation changes may contribute significantly to inter-site differences. These elevation changes may be underestimated by current ice sheet models.

1. Introduction

In the context of global warming, documenting past natural climatic variability in polar regions offers a benchmark against which to test Earth system models (Masson-Delmotte et al., 2006b). The current and last interglacial periods provide useful case studies to explore climate feedbacks in response to orbital forcing (Jouzel et al., 2007; NorthGRIP-community-members, 2004; Otto-Bliesner et al., 2006). The last interglacial period appears exceptionally warm in East Antarctica, in the context of the past 800 ka (thousand of years) (Jouzel et al., 2007; Watanabe et al., 2003).

We focus here on the description of Antarctic climate variability, which can be documented at high resolution by ice core records of water isotopic composition (Masson et al., 2000). Changes in ice core isotopic composition are affected by changes in climate and water cycle, through changes in evaporation conditions, air mass distillation history, and local condensation conditions including snowfall intermittency (Jouzel et al., 2003; Masson-Delmotte et al., 2006a; Noone and Simmonds, 1998; Sodemann and Stohl, 2009). Glaciological features can also affect ice core records, through changes in local elevation (Vinther et al., 2009) and through changes in ice origin (Huybrechts et al., 2007). The motivation of this study is to compare the temporal trends and the spatial variability of Antarctic ice core records of water isotopic composition for the present and past interglacial periods, which are now available from six Antarctic ice core sites (Table 1, Figure 1), and to begin to identify the processes accounting for inter-site differences.

A previous comparison of eleven Antarctic ice core records spanning the Holocene period (Masson et al., 2000) has revealed robust features, such as the early Holocene optimum and

millennial variability, but also different local or regional characteristics, especially in the Ross Sea sector. Since this synthesis effort, many new records have become available, such as the Siple Dome record in West Antarctica (Brook et al., 2005), two EPICA ice cores at Dome C (Jouzel et al., 2007) and Dronning Maud Land (EPICA-community-members, 2006), the Dome Fuji ice core (Watanabe et al., 2003), and the Taylor Dome (Grootes et al., 2001) and TALDICE ice cores in the Ross Sea sector (Stenni et al., submitted). The last five records also span the last interglacial, only covered by the Vostok core fifteen years ago.

Hereafter, we compare the present and last interglacial ice core water stable isotope records (0 to 145 ka) from the six available records, by historical order, Vostok, Dome F (hereafter DF), EPICA Dome C (EDC), EPICA Dronning Maud Land (EDML), Talos Dome ice core (TALDICE) and Taylor Dome ice core (TD) (Figure 1, Table 1). All located on the East Antarctic Plateau, at elevations between 2315 to 3810 m, they face different ocean basins, with EDML and Dome F being situated in front of the Atlantic Sector, Vostok, EDC in front of the Indian Ocean sector and TD and TALDICE in the Ross Sea sector. Seasonal changes in sea ice cover are particularly large in the Atlantic and Ross sea sector (Figure 1), potentially modifying the seasonal moisture origin for the nearby sites (Sodemann and Stohl, 2009). Present-day annual mean temperature ranges between -40 to -57°C at these sites (Table 1). Most of our study focuses on the five ice core sites offering high resolution records of both the current and last interglacial periods, which is not the case for TD due to the strong compression of the last interglacial ice at this site (Figure 1b, Table 2).

In section 2, we introduce the orbital and deglacial contexts of the present and last interglacial, and the patterns and sequences of events previously identified by comparison of the EPICA Dome C records with climate reconstructions from other latitudes (Masson-Delmotte et al., 2010a). Section 3 describes the meteorological and glaciological contexts at the different sites. Section 4 presents the available stable isotope records from ice cores, and the dating uncertainties. Section 5 analyses the similarities and differences between the present and last interglacials and between ice core records, using different methods. A strong homogeneity is depicted, as well as site specific anomalies which have similar patterns during the present and last interglacial. We examine the potential sources of biases linked with changes in moisture origin, using the available deuterium excess – based

temperature reconstructions. We finally compare the stable isotope anomaly specific to each deep drilling site with past elevation reconstructions derived from ice flow models, before a summary of our results and their implications (section 6) is given.

2. Orbital and deglacial contexts for the present and last interglacials

The present (Holocene or Marine Isotopic Stage 1) and last interglacial period (Marine Isotopic Stage 5.5, or Eemian) (Shackleton et al., 2003) occurred under different orbital configurations and exhibit different mean climatic levels, amplitudes and trends at different latitudes (Masson-Delmotte et al., 2010a) (Figure 7b and c). Eccentricity is much stronger during the last interglacial, enhancing the impact of precession and seasonal contrasts. The phase between precession and obliquity is also different. During the last interglacial, obliquity reached its maximum at 131 ky (thousand of years before present) followed by a minimum in precession parameter at 127 ky, while the Holocene precession parameter minimum occurred at 12 ky, followed by an obliquity maximum at 10-9 ky. While the orbital configuration is well known, the exact mechanisms relating changes in Antarctic climate and orbital parameters remain controversial, with ice core studies pointing to a link with northern hemisphere summer insolation (Kawamura et al., 2007), albeit with large lags with respect to precession and obliquity (Jouzel et al., 2007), and modelling studies pointing to the importance of local seasonal insolation (Huybers and Denton, 2008; Timmermann et al., 2009) and possible biases due to changes in accumulation seasonality (Huybers, 2009). The present and last interglacial periods offer the possibility to explore the response of climate to orbital forcing with roughly comparable contexts in terms of ice volume (Bintanja et al., 2005) and greenhouse gas concentrations (Loulergue et al., 2008; Siegenthaler et al., 2005), two of the major feedbacks at play during glacial-interglacial transitions (Hansen et al., 2008; Masson-Delmotte et al., 2010a).

The onset of the current interglacial in Greenland has been precisely dated thanks to annual layer counting on Greenland ice cores. The abrupt warming ending the Younger Dryas cold period is recorded at 11 703 years before year 2000 A.D (Vinther et al., 2006). In Antarctic ice cores, several parameters can be used to detect the onset and end of warm intervals:

records of local climate in ice core $\delta^{18}\text{O}$ or δD , records of sea salt or terrestrial aerosol deposition reflecting regional climate conditions (in relationship with sources of sea salt or dust and transportation) in ice core chemistry, or records of global atmospheric composition. In EPICA Dome C ice core, a δD threshold of -403‰ (Holocene average) (EPICA-community-members, 2004) to -405‰ (threshold marking the end of the glacial correlation between dust flux and EDC δD , 10‰ below the late Holocene δD average) (Petit and Delmonte, 2009; Röthlisberger et al., 2008) was defined as the lower limit of an interglacial. Using a threshold of -405‰ on EDC δD and the EDC3 age scale (Parrenin et al., 2007a) leads to an onset of the Antarctic present day interglacial at 12.2 ky (thousand years before year 1950 A.D., or Before Present), therefore about 600 years before the onset of the Holocene recorded in Greenland ice cores, and the parallel atmospheric CH_4 concentration rise (Severinghaus and Brook, 1999). During the last interglacial, the EDC final abrupt methane increase is dated at ~ 128.6 ky, while δD crosses the “interglacial” threshold at ~ 132.4 ky (3.8 ka earlier) and at ~ 116 ky, when the glacial inception appears in phase between northern and southern high latitudes (Landais et al., 2005). There are therefore differences between the timing of the onset of warm Antarctic intervals and the timing of interglacial periods as seen from the northern hemisphere, and the early part of “Antarctic interglacial periods” are known to be still affected by the final decay of glacial ice sheets and associated changes in freshwater flux (Debret et al., 2009; Renssen et al., 2010).

Atmospheric general circulation models equipped with water stable isotopes have been extensively used to explore the climatic controls on present day and glacial Antarctic snowfall isotopic composition, and, so far, have simulated a rather constant isotope-temperature relationship in Central East Antarctica between glacial and present-day conditions (Jouzel et al., 2007). Due to the difficulty to simulate past climates warmer than today in central Antarctica in response to changes in orbital forcing (Masson-Delmotte et al., 2010b; Overpeck et al., 2006), only few modelling studies have been dedicated to the stability of the isotope-temperature relationship under warmer conditions (Schmidt et al., 2007; Sime et al., 2008). The Dome C, Vostok and Dome Fuji ice core records spanning the last 340 ka were compared and model simulations were used to propose explanations for the differences amongst the records (Sime et al., 2009b). Their climate projections showed relatively homogeneous temperature change induced by the A1B projection scenario across

the three long East Antarctic ice-cores sites. This, alongside with the comparison of ice core records and isotopic modelling, led them to interpret the differences in stable isotope ratios as reflecting changes in the isotope-temperature relationships especially between Dome Fuji and Dome C. This work points to non-linearities in some the isotope-temperature relationships, and to some uncertainty in the individual core isotope-temperature conversions. They concluded that peak Antarctic temperatures during the last interglacial could have been more than 6°C above present-day. However, we note that an increased CO₂ warming scenario is an imperfect analogue for the boundary conditions of past interglacials.

It has been argued (Masson-Delmotte et al., 2010a; Masson et al., 2000) that the early Holocene and last interglacial optima recorded in EPICA Dome C isotopic records are caused by a bipolar see-saw pattern occurring under interglacial contexts and caused by the northern hemisphere ice sheet deglacial history, similarly to glacial Antarctic Isotopic Maxima (Capron et al., 2010). As the deglacial freshwater feedback is not part of standard climate simulations, this may be the reason why climate models do not simulate any significant annual mean Antarctic warming during the last interglacial unless they take into account Greenland ice sheet meltwater (Masson-Delmotte et al., 2010b). Recent simulations show Antarctic warming reaching 1-2°C and larger at Dome F than at Dome C, in response to freshwater forcing during the last interglacial. The simulated Antarctic warming can reach up to 5°C warming in response to both freshwater forcing and to the removal of the West Antarctic Ice Sheet (Holden et al., 2010), suggesting that changes in Antarctic topography may also be significant. Northern hemisphere deglacial feedbacks are also expected to be at play during the early Holocene optimum (or Antarctic Isotopic Maximum number 0) (Masson-Delmotte et al., 2010a). The question of changes in topography is one motivation for exploring past differences between ice core records.

3. Deep drilling sites : climatological and glaciological characteristics

The six deep drilling locations are all situated in the central East Antarctic Plateau, at elevations varying from 2315 m to 3810 m above sea level. They have different modern climatological backgrounds, with an annual mean temperature between -40°C and -57°C, and a modern accumulation rate between ~21 and 80 mm per year (1 mm water equivalent

per year corresponds to $1 \text{ kg/m}^2/\text{yr}$). Differences between the sites arise from their latitude (and insolation), elevation, distance to the nearest open ocean, and from atmospheric heat and moisture advection.

In this section, we first describe the present day climatological context of different deep drilling sites in terms of precipitation regimes (section 3.1), moisture origins (section 3.2), , the importance of precipitation intermittency for the archiving of temperature variability in ice cores (section 3.3) and finally the ice flow contexts for the deep drilling sites (section 3.4). These characteristics will be used in section 5 when assessing the different processes which can explain differences between deep ice core records from different East Antarctic sectors.

3.1 Precipitation regimes of the ice core site locations

For a correct ice core interpretation it is highly important to understand the precipitation regime of the drilling location. In the interior of the continent, on the majority of days only clear-sky precipitation (“diamond dust”) is observed. However, the amount of accumulation from diamond dust is extremely low. In recent years, increasing evidence has been found that also on the high east Antarctic plateau precipitation events occur that yield precipitation amounts one or two orders of magnitude larger than diamond dust. Although such events occur only a few times per year, they can thus bring a substantial part of the total yearly accumulation. In most cases, such events are connected to an amplification of Rossby waves that leads to increased meridional flow patterns (e.g. (Schlosser et al., 2010a)). This means advection of relatively warm and moist air from lower latitudes to the continent, which is then orographically lifted and cooled, delivering high precipitation amounts.

Several studies were conducted for the EDML drilling site, Kohnen Station (Birnbaum et al., 2006; Schlosser et al., 2008; Schlosser et al., 2010a; Schlosser et al., 2010b). Whereas (Birnbaum et al., 2006) investigated only a restricted number of cases observed during summer campaigns using ECMWF data, (Schlosser et al., 2008; Schlosser et al., 2010a) used data from the Antarctic Mesoscale Prediction System (AMPS) (Powers et al., 2003) to investigate the characteristics of such “high-precipitation events” between 2001 and 2006.

They found that only 20% of the events were directly caused by frontal systems of passing cyclones in the circumpolar trough, the vast majority of the events being connected to advection of warm air by amplified Rossby waves. They estimated the ratio of diamond dust to synoptic precipitation at the EDML site to be 40% to 54%.

At Dome Fuji, in eastern Dronning Maud Land (DML), at an altitude almost 1000m higher than Kohnen Station, the same mechanisms have been observed. (Enomoto et al., 1998) and (Hirasawa et al., 2000) studied meteorological conditions at Dome Fuji. In particular, they investigated blocking anticyclones in winter, which were found to be able to change meteorological conditions considerably by advection of warm air that led to cloud formation. This increased the downward long-wave atmospheric radiation, destroying the inversion layer and thus dramatically changing temperatures. However, not in all cases the humidity of the advected air was sufficient to produce precipitation. (Fujita and Abe, 2006) carried out daily precipitation measurements at Dome Fuji during a period of approximately 12 months during their wintering 2003/2004. They estimated the amount of diamond dust compared to synoptically induced precipitation to 52% of the total precipitation, which is in good agreement with (Schlosser et al., 2010a), who estimated a value of 55% using AMPS archive data. The EDML drilling site and Dome Fuji can get precipitation from the same blocking high (Schlosser et al., 2010b), but usually, Dome Fuji would get precipitation from a blocking situation linked with an anticyclone situated above the more eastern parts of DML. (Suzuki et al., 2008) investigated moisture sources for Dome Fuji by calculating 5-day backward trajectories using ERA40 reanalysis data. They also found that snowfall conditions were often connected to high-pressure ridges that force moist air from the Atlantic and Indian Oceans to move over the continent to Dome Fuji.

Vostok is situated slightly further south than Dome Fuji, but at an altitude about 300m lower. The mean annual temperatures are comparable, with differences $<2^{\circ}\text{C}$. Changes in accumulation rate and isotopic composition were studied in the snow of Vostok (Ekaykin et al., 2004), using monthly accumulation from stake measurements and meteorological observations. These authors compared months with and without precipitation from clouds and thus estimated the amount of diamond dust to approximately 75% of the total precipitation, albeit with large uncertainties (59 to 91%). In spite of this relatively low

fraction of synoptically induced precipitation, they explain the observed changes in accumulation rate and isotope ratio over several decades by changes in cyclonic activity.

For Dome C, no daily precipitation measurements are available yet. Being located at the same latitude as Kohnen Station, it is nevertheless situated considerably farther away from the coast and at approximately 300m higher altitude. (Massom et al., 2004) investigated the precipitation regime of the Dome C and Law Dome areas using satellite imagery, AWS data, and ECMWF model data. Their results show that intermittent blocking-anticyclone events in the South Tasman Sea can cause significant precipitation events on the East Antarctic ice sheet, but no firm conclusions are drawn about their contribution to the total precipitation amount. They further note that not only blocking situations, but also slowly moving cyclones offshore can cause significant individual precipitation events. They diagnosed a moisture origin between 40°S and 35°S, which is consistent with moisture trajectories (Sodemann and Stohl, 2009) discussed in section 2.1, and with Rayleigh isotopic modelling (Stenni et al., 2001).

Talos Dome is by far the lowest drilling site, and it has the shortest distance to the coast and also the highest accumulation rate (80mm). (Scarchilli et al., submitted) investigated precipitation conditions at Dome C and Talos Dome. They also found that high-precipitation events are often caused by blocking anticyclones, leading to increased moisture transport towards the drilling site. Talos Dome is influenced by moisture originating mainly from the Indian and secondarily from Pacific sectors of the Southern Ocean. Snow precipitation originating from the Indian Ocean falls mainly during winter (70%), whereas the snowfall events originating from Pacific Ocean/Ross Sea are more homogeneously distributed during the year (50% in winter, 50% in summer). The snowfall events originating from the Pacific Ocean arrive at Talos / Taylor Dome mainly crossing the Ross Sea, where extensive presence of sea ice also occurs during summer. Longer and cooler distillation pathways of these air mass trajectories are expected to produce more negative $\delta^{18}\text{O}$ precipitation values at TD compared to the ones originating from the Indian Ocean. During the Last Glacial Maximum (LGM) and most of the deglaciation, a glacial ice sheet was covering the Ross Sea sector up to the modern continental margins. As a result, the glacial air masses coming from the

Pacific sector are expected to have shorter pathways from ice-free oceans than during the Holocene (Stenni et al., submitted) (Scarchilli et al., submitted).

At the inter-annual scale, the occurrence of high-precipitation events is strongly connected to the Southern Annular Mode (SAM), which is the dominant mode of climate variability at high latitudes in the southern hemisphere (Marshall, 2003). When the SAM is in its positive phase, the circumpolar westerlies are strong due to the large north-south air pressure gradient, which means a highly zonal flow with little meridional exchange of heat and moisture. A negative phase of the SAM, however, means weaker westerlies above the polar ocean and a more meridional flow due to amplified Rossby waves, which favours the formation of blocking highs that lead to the precipitation events mentioned earlier. Generally, an East Antarctic cooling is observed during periods with strongly positive SAM, warming when SAM is negative (Kwok and Comiso, 2002; Marshall, 2007).

The East Antarctic ice core stable isotope records depict periods with stable isotope values less depleted than today, suggesting warmer conditions (Masson-Delmotte et al., 2010b). If past warm conditions are marked by a negative SAM, one must expect a higher frequency of the previously described blocking events and a larger contribution of high-precipitation events to the total accumulation. Climate projections under scenarios of increased greenhouse gas concentrations and stratospheric ozone depletion point by contrast to a more positive SAM (IPCC, 2007) (section 10.3.5.6). While ice cores may offer the potential to depict past SAM variations (Divine et al., 2009), information about SAM may be needed for the quantitative interpretation of the ice core data. The SAM itself is strongly connected to ENSO; however, the interaction between SAM and ENSO is highly non-linear and not fully understood yet and there is evidence that it varies temporally (Fogt and Bromwich, 2006; Genthon and Cosme, 2003), since it additionally depends on tropical forcings.

3.2 Moisture sources for precipitation

Backward trajectories calculated from atmospheric reanalysis products have been used in a number of studies to characterize the origin of East Antarctic air masses and water vapor for precipitation. A first comprehensive study dedicated to several drilling locations was focused

on snowfall days and suggested a dominant (30% of precipitation) austral moisture source (50-60°S) together with significant seasonal and inter-annual variability (Reijmer et al., 2002). However, East Antarctic precipitation was seriously underestimated in this approach. Field studies indeed reveal a strong contribution of clear sky precipitation to surface mass balance at Vostok (Ekaykin, 2003) and DF (Fujita and Abe, 2006). Moreover, isotope modelling studies and water tagging simulations in general circulation models both have suggested a more distant moisture origin (Delaygue et al., 2000a; Masson-Delmotte et al., 2008; Werner et al., 2001).

More recently, a quantitative moisture source diagnostic has been developed (Sodemann, 2008). Backward calculations were conducted on long periods (20 days) as compared to the commonly applied 5-day calculation period used in previous studies. Moisture sources from precipitating air parcels were diagnosed at a 6 hour interval in a 100 km radius around each drilling site. Monthly mean moisture sources for each ice core site were then calculated from a precipitation weighted average of the evaporation-weighted mean moisture source latitude and longitude diagnosed from each tracked air parcel. This moisture source diagnostic was applied in conjunction with a Lagrangian particle dispersion model to Antarctica, covering a period from October 1999 to April 2005, using ECMWF analysis data (Sodemann and Stohl, 2009). This 5-year climatology of Antarctic moisture origin shows more distant moisture sources than from previous back-trajectory based studies, the results being consistent with water tagging simulations and isotope modeling in GCMs (Delaygue et al., 2000b; Werner et al., 2001). In this analysis, we have focused on the average moisture source, calculated on the period 1999-2005. Due to the length of analysis, we could not address the drivers of inter-annual, decadal or longer time scale changes in moisture origin, for instance in relationship with the Southern Annular Mode (SAM).

Figure 2 displays the results of this calculation in terms of the mean and standard deviation of moisture source latitude and longitude for winter (JJA) and summer (DJF) seasons for our six drilling locations. The central East Antarctic Plateau sites (Vostok, DF and EDC) show rather consistent moisture origin, with an annual mean moisture source located around 42°S (not shown), shifting ~2° south in summer (DJF), possibly in relationship with the reduced sea ice cover. The inter-site differences remain within the limits of the seasonal mean

variability spread of intra to inter-annual moisture sources. Because sea surface temperature acts on kinetic fractionation at evaporation (Merlivat and Jouzel, 1979), differences in moisture sources are expected to be reflected in deuterium excess. We cannot explain the inconsistency between the moisture source modeling, where Vostok exhibits the most northward moisture source in winter (JJA) (expected to result in the highest deuterium excess values), and the ice core data, which show the highest present day mean deuterium excess at Dome F (Masson-Delmotte et al., 2008; Uemura et al., 2004). Further investigations will need to compare the isotopic composition of snowfall on an event basis (Fujita and Abe, 2006) at different sites with daily moisture origin calculations.

Differences clearly appear between the “highest elevation sites” (Vostok, DF and EDC) and the “lower elevation” drilling sites (EDML, Taylor Dome and TALDICE). On the annual mean, TALDICE and EDML share a moisture origin at $\sim 45^{\circ}\text{S}$ (not shown), while the moisture source of Taylor Dome is located further south at $\sim 52^{\circ}\text{S}$. However, marked seasonal differences appear: in winter (JJA), TALDICE has a moisture source similar to the inland sites, but EDML exhibits a $\sim 45^{\circ}\text{S}$ moisture origin, which contrasts with the large Atlantic sector maximum sea-ice cover (Fig. 1 and 2a), and Taylor Dome appears to receive moisture from $\sim 49^{\circ}\text{S}$. In summer (DJF), TD and TALDICE are the exceptions, showing the most southward moisture origins. In the Ross Sea area, the dominant moisture source longitude appears shifted westwards in summer with respect to winter, a feature much stronger for TD than for TALDICE (Scarchilli et al., submitted; Sodemann and Stohl, 2009). This anomaly could be due to the topographic configuration of the Ross Sea and to the cyclogenesis from the sea-ice free Ross Sea sector, with the strongest distance of moisture transport for Taylor Dome.

At the scale of Antarctica, coastal / ice sheet margin areas undergo minimum seasonal shifts in moisture source (Figure 2c). By contrast, the inner sector of East Antarctica and the Ross Sea sector (including TALDICE and Taylor Dome) exhibit the strongest seasonality in moisture source location. Both elevation and distance to the open ocean therefore seem to affect the seasonal shifts in moisture origin. The precise links between the seasonality of moisture origin and the isotopic records is difficult to assess due to the low accumulation at most of the ice core sites and the lack of seasonal resolution (Tables 1 and 2).

Ice core records obtained from our different drilling sites are therefore expected to reflect changes in local site characteristics (accumulation, condensation temperature sampled through precipitation intermittency) and features linked with the initial ocean basin where the moisture is formed. During the last glacial periods and the last termination, Antarctic Isotopic Maxima (AIM) have different shapes in EDC and TALDICE, receiving moisture from the Indo-Pacific sector, and EDML, receiving moisture from the Atlantic sector (Stenni et al., submitted; Stenni et al., 2010). In section 5, we will discuss if inter-site differences in interglacial trends can be attributed to regional changes in moisture sources thanks to the available deuterium-excess data.

3.3 Impact of precipitation intermittency on temperature recording

Water stable isotope records from deep ice cores can only archive climate information at times when precipitation occurs. This section is focused on the impact of precipitation intermittency on the temperature information archived in ice cores, and makes use of atmospheric reanalyses to quantify the regional differences in this potential bias.

ECMWF ERA40 reanalysis is considered reliable for both temperature and precipitation across much of Antarctica from 1980 onwards (Marshall, 2009; Miles et al., 2008). Mean annual temperature and precipitation from 22 years (1980-2002) of ECMWF ERA40 data are shown in Figure 3a. The ERA40 data can be used to characterize precipitation intermittency (at the synoptic to seasonal scales) and its impact on the archiving of temperature information in stable isotope records from deep ice cores. One study showed that the reanalysis captures well the seasonal cycle of coastal Antarctic precipitation, but that it may overestimate the amount of central East Antarctic summer precipitation (Marshall, 2009).

The effect of covariance between temperature and precipitation on the recorded ice core temperature can be investigated by calculating the precipitation weighted temperature (Krinner et al., 1997; Krinner and Werner, 2003; Sime et al., 2009a; Sime et al., 2008; Sime et al., 2009b; Steig et al., 1994; Werner and Heimann, 2002). This signal can moreover be decomposed into the sum of a high-pass filtered component capturing synoptic scale

covariance (<60 days) and one low-pass filtered component capturing seasonal scale covariance (60-375 days) (Sime et al., 2009a; Sime et al., 2008).

Figure 3b-d shows the 1980-2002 temperature “biasing” effect, that is the mean temperature minus the precipitation-weighted temperature due respectively to total, seasonal, and synoptic temperature and precipitation covariance (Sime et al., 2008; Sime et al., 2009b). The results are quite similar to those obtained for present-day biasing from HadAM3 (Sime et al., 2008). They allow to quantify the degree to which Antarctic precipitation occurs under warmer than average conditions. Interesting features of the results are (1) the strong seasonal biasing effect is largely restricted to central East Antarctic regions; (2) the synoptic biasing term is significantly larger than the seasonal effect for most of Antarctica, and is very large in coastal regions; and (3) the total size of the biasing is quite large, at between 6 and 8.5K, for most of East Antarctica. This bias reflects warmer temperatures during snowfall events in East Antarctica. This is presumably due to the relationship between heat and moisture advection, and perhaps also to local radiative feedbacks linked with increased moisture and cloudiness (Gallée and Gorodetskaya, 2008). The large size of the biasing terms means that rather small percentage changes in the biasing, during a climate shift, can have rather large effects on the temperature-isotope relationship across Antarctica. We note for the deep ice core sites of interest here, that the seasonal bias seems slightly larger for Dome C and Vostok than for Dome F, and that the synoptic bias appears stronger for EDML than for TALDICE.

Annual mean temperature and annual mean precipitation-weighted temperature (using daily mean data) are calculated across Antarctica from 1980-2002 data. Using only grid points south of 60°S, this gives 2581 time series of 22 years (where each year is represented by a single value), on an approximately equal area grid, with an approximate grid spacing of 100 km. Cross-correlating all 2581 time series provides information on the regional coherency of inter-annual temperature and precipitation weighted temperature changes (Figure 3e). The regional coherency is depicted by contouring the number of grid points which exceed an arbitrary correlation value, chosen to be $R=0.75$ (Figure 3). We note that a similar pattern also emerges for higher correlation threshold values. As such, this pattern

seems to depict a robust picture of regional coherency in inter-annual variations in temperature.

Inter-annual changes in temperature and precipitation-weighted temperature are highly coherent across the East Antarctic plateau region (Figure 3e). This coherency is stronger in temperature than in precipitation-weighted temperature. Both temperature and precipitation-weighted temperature show a sharp decline in regional coherency in a band which stretches across West Antarctic, extending across the TALDICE region. There is a slight increase in coherency across the Siple Dome area, and also across the west side of the Antarctic Peninsula. We emphasise that these results are obtained from a rather short 22 year ERA40 time-series, and their validity at longer time scales remains to be explored. The reanalyses suggest that temperature or precipitation weighted temperature in the TD/TALDICE sector may not be expected to be coherent with the central East Antarctic Plateau. Finally, we note that windy areas across Antarctica, including in the region of Talos Dome, are also subject to high levels of surface snow sublimation (Frezzotti et al., 2004). During past warm episodes, changes in sublimation rates across core sites could introduce further additional regional variation into the ice core records. This is not pursued further in this present work.

The importance of precipitation intermittency has been highlighted on a variety of time scales (decadal variability, response to orbital forcing, response to greenhouse gas concentration increases). Using an atmospheric general circulation model equipped with water stable isotopes, (Sime et al., 2008) have shown that, in response to increased greenhouse gas concentrations, the simulated temperature-isotope temporal slope is weaker than the spatial slope at Dome F or EDML, and is about 40% of the spatial slope near Dome C and Vostok. The low temporal slope is mostly caused by changes in precipitation intermittency under warmer projected climates. (Krinner et al., 2007) highlighted a stronger increased greenhouse gas concentrations response in central versus coastal East Antarctica (possibly linked with an increased frequency of cloud cover days), and a minimum precipitation weighting bias near Dome F area. Finally, (Schmidt et al., 2007) explored the temporal isotope-temperature relationship in Antarctic precipitation using a coupled ocean-atmosphere model equipped with the explicit modelling of stable isotopes, at the inter-

annual scale but also during mid-Holocene, in response to changes in orbital forcing. In all their simulations, the temporal East Antarctic slope (0.2-0.5 ‰ of $\delta^{18}\text{O}$ per °C) appears systematically weaker than the present-day modern slope, but they do not analyse the regional differences or the reasons for the weaker temporal slope.

The available modelling framework therefore quantifies how precipitation intermittency affects temperature reconstructions based on ice core records of precipitation isotopic composition. The results suggest that, during interglacial periods, this precipitation intermittency effect can be different between sites on the East Antarctic plateau, and between the East Antarctic plateau and the TD/TALDICE area. Over the time scales explored here (inter-annual variability, mid Holocene, increased greenhouse gas concentrations), model results suggest rather coherent temperature anomalies in the East Antarctic sector, as well as a weaker isotope-temperature temporal gradient than the modern spatial slope. These changes have probably caused previous underestimation of past peak interglacial temperature in Antarctica (Sime et al., 2008; Sime et al., 2009b).

3.4 Glaciological contexts

When drilling sites are located on modern domes, the ice at depth is provided from the same geographical origin as today and the ice flow mostly results from vertical thinning. These assumptions only hold true if the domes have stayed at the same locations. Recent studies conducted for EDC and TALDICE suggest that respective changes in advection and accumulation can induce local spatial and temporal accumulation changes and induce migration of dome summits, even at decadal to centennial scale (Urbini et al., 2008). At Vostok and EDML, located on ice ridges, ice core records are formed upstream and transported downward the drilling site by ice flow, which requires corrections for upstream effects (due to spatial gradients in accumulation or surface snow isotopic composition).

On the central Antarctic Plateau, changes in elevation are expected to be primarily driven by changes in accumulation. Glaciological dating of deep ice cores lies on the assumption of an exponential relationship between water stable isotopes and accumulation rate (due to the temperature dependence of saturation vapor pressure) (Parrenin et al., 2007a). In the EDC3

age scale, modeled accumulation rates are 50 to 20% higher in the early-late LIG compared to the late Holocene. Higher LIG accumulation rates seem supported by ice core chemistry data (Wolff et al., 2010). Ice core data clearly show that the interglacial accumulation rates are at least twice higher than the glacial accumulation rates (Udisti, 2004). As a result from this accumulation effect, the central Antarctic Plateau gradually rises over the course of interglacials. Glaciological models suggest rather similar elevation histories at EDC, Vostok or DF locations, within a few tens of meters (Pollard and DeConto, 2009) (Figure 6b), also consistent with homogeneous changes in East Antarctic plateau accumulation changes simulated by climate models (Sime et al., 2008; Sime et al., 2009b).

By contrast, the ice flow is more complex near TALDICE. The ice can flow on two sides of TALDICE, either through the small outlets located in the Transantarctic Mountains, or through Wilkes Land, near an efficient ice stream. At this place, shifts in the grounding line – linked with local sea level – affect upstream ice thickness. During the last glacial period, changes in ice flow induced a ~ 170 m thicker ice sheet near TALDICE. Together with the increase of accumulation during the deglaciation, this feature is expected to result in a ~100±50 m higher elevation at the early Holocene, reaching present day values around 7 ky (Stenni et al., submitted). It is not expected that MIS5.5 sea level high stand would affect ice flow, as it would only induce a small retreat of the grounding line. Changes in TALDICE elevation are therefore expected to be rather smooth (typically tens of meters per millennium) but remain difficult to be realistically simulated by ice sheet models which cannot capture realistically the Transantarctic ice flow and fail to capture the right location of the dome.

Ignoring flow effects and assuming that elevation changes would be purely driven by accumulation, the present day differences in accumulation between the different sites (Table 1) could account for elevation differences between Vostok, EDC and DF by a few meters/millennium, and, for EDML or TALDICE, 40-60 m per millennium with respect to the three central Plateau sites.

Differences in ice core records may provide constraints on past relative elevation changes. The spatial Antarctic surface air temperature – elevation slope is larger than the dry

adiabatic lapse rate, reaching respectively -11.3, -11.6 and -11.9°C per 1000 m for our drilling locations (without TD) (n=5, $R^2=0.91$), for all the Antarctic database (n=1280, $R^2=0.81$) and for the subset of sites located above 2000 m (n=587, $R^2=0.61$) (Masson-Delmotte et al., 2008). Sensitivity studies conducted with climate models can be used to estimate the local impact of changes in ice sheet topography. Using the LMDZ model, LGM simulations were run with different estimates of glacial Antarctic topography, leading to different elevations at EDC and EDML of 250 and 200 m, respectively. The simulated “temporal” slopes are respectively of -14.5 and -10.8°C per 1000 m (Masson-Delmotte et al., 2010b). In previous ice core works, a correction of 9 °C per 1000 m was used for correcting past temperatures from changes in EDC elevation (Jouzel et al., 2007). The spatial relationships between elevation and δD (resp. $\delta^{18}O$) are -7.4‰ per 1000m, $R^2=0.74$ (-0.93‰ per 1000m, $R^2=0.75$) for the whole modern database (n=1280), and appear enhanced above 2000 m to -8.0‰ per 1000m, $R^2=0.56$ (-1.13‰ per 1000m, $R^2=0.64$) (n=587), possibly because of the stronger thermal inversion. Stable isotope – elevation relationships will be used in section 5 for the interpretation of anomalies between the deep ice core stable isotope records, and for comparison with elevation changes simulated by ice sheet models.

4. Data

For all the ice cores, isotopic measurements are conducted on successive thin pieces of ice (with lengths varying here between 0.1 and 5 m), producing continuous records albeit with different temporal resolutions. Temporal resolution can be enhanced by conducting isotopic measurements at higher depth resolutions but it is limited by wind scouring mixing the initial snow layers and by firn and ice diffusion processes as clearly demonstrated for the deepest part of the EDC ice core (Pol et al., in press). Based on an intensive study of stake array data, pits and shallow cores at Vostok, (Ekaykin et al., 2004) showed that, in central Antarctica, it is possible to reach ~decadal variability using stable isotope records.

4.1 Isotopic records: resolution and age scales

Vostok : $\delta^{18}O$ and δD are available from a shallow core (138m, BH8) and deep ice cores with a depth step of 50 cm (BH8), 5m (down to 2083 m) and 1m (below 2083 m). Data were

measured at LSCE with an accuracy of $\pm 0.5\text{‰}$ for δD , $\pm 0.05\text{‰}$ for $\delta^{18}\text{O}$ data down to 1413 m and below 2083 m, and $\pm 0.1\text{‰}$ between 1413 and 2083 m (Vimeux et al., 2001b; Vimeux et al., 1999). Several glaciological age scales have been released for Vostok (Parrenin et al., 2001; Petit et al., 1999; Salamatin et al., 2009). On the initial GT4 age scale, the temporal resolution of the data is 220 ± 50 years (3σ δD and $\delta^{18}\text{O}$) and 22 ± 5 years (BH8 δD) for the Holocene and 290 ± 70 years for the last interglacial; here, the error bar is not related to the dating uncertainty, but to the variability of the temporal resolution over the periods of interest (linked with the ice core sampling). We have used the published synchronisation of the Vostok ice core records on the EDC3 age scale (Parrenin et al., 2007a).

EDC: $\delta^{18}\text{O}$ and δD are available on the EDC1 core (Holocene) (Jouzel et al., 2001; Stenni et al., 2001) and the EDC2 core (last interglacial) (Jouzel et al., 2007) with a depth step of 55 cm. δD data were measured at LSCE with an accuracy of $\pm 0.5\text{‰}$ and $\delta^{18}\text{O}$ data in Trieste and Parma Universities with an accuracy of $\pm 0.05\text{‰}$. With the EDC3 timescale (Parrenin et al., 2007a), this corresponds to a time step of 18 ± 3 years for the Holocene and 40 ± 4 years for the last interglacial. Changes in local elevation changes were estimated from the glaciological model and used to correct temperature reconstructions. A slightly modified age scale spanning the Holocene and late glacial has been produced (Lemieux-Dudon et al., 2010) by improved synchronisation of Antarctic and Greenland records.

EDML: $\delta^{18}\text{O}$ and δD are available with a depth step of 50 cm (EPICA-community-members, 2006; Stenni et al., 2010) and were measured by Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research (AWI). δD data were measured with an accuracy $\pm 0.5\text{‰}$ and $\delta^{18}\text{O}$ data with an accuracy of $\pm 0.05\text{‰}$. Data are not available from the main core for the upper part (first 113m corresponding to the past 1.2 ky) and the gap was filled using the nearby 148.84 m deep B32 shallow ice core, sampled on a depth step of $6.2\pm 1.4\text{cm}$ and spanning years 167 B.C.-1997 A.D. A systematic 0.23‰ offset is identified from the overlapping period between B32 and EDML main core (1.2-1.6 ky) and corrected before stacking the data. As the drilling site is not located on a dome, upstream corrections must be performed to account for spatial gradients in surface conditions (EPICA-community-members, 2006). The EDML1 age scale (Ruth et al., 2007) was built to be coherent with EDC3 through volcanic and gas tie points and the synchronisation was recently updated (Lemieux-Dudon et al., 2010). The

depth sampling translates into a temporal resolution of 0.8 ± 0.2 years for the past 1.2 ka, 9 ± 2 years for the Holocene (1.2 to 12.2 ky) and 85 ± 25 years for the last interglacial (118 to 131 ky).

DF: $\delta^{18}\text{O}$ data are available from the DF1 ice core with a depth step varying between 0.05 and 0.6 m. For the Holocene, the mean depth sampling is 0.27 ± 0.16 m, and it is systematically 0.5 m for the last interglacial. Two age scales are available for DF, a glaciological age scale (Parrenin et al., 2007b; Watanabe et al., 2003) and an orbitally tuned age scale (Kawamura et al., 2007). On this orbital DFO-2006 age scale, the temporal resolution of the data is 9 ± 6 years for the Holocene and 44 ± 8 years for the last interglacial. DF was also placed on EDC3 age scale by peak to peak synchronisation of isotopic records, assuming synchronous Antarctic Isotopic Maxima and transitions.

TD: $\delta^{18}\text{O}$ data are available on a ~ 0.15 m step for the current interglacial and ~ 0.22 m step for the last interglacial (Table 2). The original TD age scale (Steig et al., 1998) has been questioned for the last termination likely due to very low glacial accumulation rates (Mulvaney et al., 2000). The last interglacial record has been tied to Vostok GT4 age scale based on similarities in the stable isotope records. No synchronisation with GICC05 and EDC3 is yet available. With the original age scale, the temporal resolution of the data is around 5 ± 5 years for the current interglacial but 750 ± 480 years for the last interglacial, which is compressed within only 5 meters of ice. We do not have sufficient constraints to produce new age scales for TD. Because of the very low resolution for the last interglacial and the age scale uncertainties, we have decided to display TD data in Figure 4a and discuss the general structure of the present and last interglacial in this record but could not include this ice core record in subsequent analyses of common variance.

TALDICE: $\delta^{18}\text{O}$ data are available on a 1 m depth step (Stenni et al., submitted). A glaciological age scale model specific to TALDICE has been developed by methane synchronisation with GICC05 (Buiron et al., submitted; Stenni et al., submitted). Here, we use for the Last Interglacial a preliminary age scale established using methane tie points with EDC3 and inverse modelling as described in (Lemieux-Dudon et al., 2010). The available 1 m record corresponds to a Holocene temporal resolution of 27 ± 5 years and a Last Interglacial

temporal resolution of 400 ± 160 years. In order to improve the temporal resolution, 980 additional measurements were conducted for Termination II and the last interglacial on a 5 cm depth step (from ~ 146 to ~ 116 ky). The TALDICE age scale was then extrapolated at this depth scale. The new temporal resolution for the Last Interglacial is now 20 ± 8 years.

In summary, the records offer temporal resolutions ranging from ~ 10 (EDML, DF) to ~ 30 years (Vostok, TALDICE, EDC) for the Holocene, and 20 (TALDICE) to ~ 300 years (Vostok) for the Last Interglacial. For the sake of comparisons between records and between the Holocene and Last Interglacial, we choose to focus on the long term trends and therefore select a 200 year time step to re-sample all the records (Figure 4a).

While Greenland Holocene ice cores can be accurately dated using layer counting methods (Vinther et al., 2006), this is not the case for the dry central Antarctica where wind scouring and diffusion erase seasonal signals. The dating of the Holocene records lies on glaciological and accumulation modelling, together with absolute or relative age markers such as volcanic horizons, gas synchronisation with Greenland records, cosmogenic isotope variations. Altogether, the age scale of Antarctic records for the Holocene is estimated to be associated with a maximum uncertainty of ~ 200 years (Lemieux-Dudon et al., 2010). For this reason, assessing the consistency of central Antarctic records on centennial or shorter time scales is out of reach, and we will focus on multi-centennial and longer term trends.

The uncertainty linked with the last interglacial absolute age is estimated to be ~ 3 ka, and the uncertainty on its duration about 20% (Kawamura et al., 2007; Parrenin et al., 2007a). The EDC3 age scale has recently been supported by the absolute dating of Mount Moulton tephra (Dunbar et al., 2008; Popp et al., 2004). We have therefore chosen to use all the other records (Vostok and DF) on EDC3 age scale. This synchronisation lies on volcanic, methane and dust tie points (EDML, TALDICE) for the Holocene and last deglaciation. For the previous interglacial, it mostly lies on hypothesis of synchronous climate and water stable isotope fluctuations. (Marino et al., 2009) recently demonstrated coherent geochemical dust composition at EDML and EDC, confirming earlier results obtained at Vostok and EDC and showing a common southern South American provenance of glacial dust to East Antarctica.

The available dust data clearly confirm the synchronism of Eastern Antarctic stable isotope variations.

4.2 Sea water and glaciological corrections

Sea water isotopic composition :

Ice core $\delta^{18}\text{O}$ data incorporate a signature of changes in sea water $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$, which varies during glacial-interglacial periods due to changes in ice volume. Classically, $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ is extracted from paleoceanography data (Bintanja et al., 2005) and synchronised on ice core age scales such as EDC3 (Parrenin et al., 2007a). $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ affects the initial water vapour isotopic composition and this initial anomaly is altered during distillation, leading to a final imprint $\delta^{18}\text{O}$ on ice core $\delta^{18}\text{O}$ which is expressed by:

$$\Delta^{18}O_{\text{corr}} = \Delta^{18}O_{\text{sw}} \frac{\left(1 + \frac{\Delta^{18}O_{\text{ice}}}{1000}\right)}{\left(1 + \frac{\Delta^{18}O_{\text{sw}}}{1000}\right)}$$

Over the last 150 ky, our five ice cores display $\delta^{18}\text{O}$ values ranging between -62 and -33‰, leading to minor (~0.03‰) differences in the classical sea water correction applied to the different sites. This factor cannot explain any significant differences between sites.

Glaciological corrections

VOSTOK: The ice below Vostok has been transported from its surface upstream origin, towards Ridge B. (Vimeux et al., 2001a) indeed showed a marked change in Vostok deuterium excess prior to 250 000 years ago (at depths lower than 2820 m), corresponding to a surface ice origin 230 km from Vostok. Holocene ice was deposited 0-30 km near Vostok, while last interglacial ice originates in an area located 110-130 km further in the direction of Ridge B. Changes in accumulation gradients were discussed by (Parrenin et al., 2004) and used for improving the Vostok glaciological age scale. Based on a linear interpolation of the modern spatial $\delta^{18}\text{O}$ gradient between Vostok and Dome B (2‰ over 280 km), an initial deposition site 130 km upstream of Vostok is expected to induce a progressive glaciological $\delta^{18}\text{O}$ depletion reaching ~1‰ during the last interglacial. Glaciological investigations carried out in the interval 0-110 km from Vostok towards Ridge B

along the flow line showed however no significant trend in surface snow $\delta^{18}\text{O}$ content (Ekaykin et al., 2010), thus no correction was performed on stable isotope records. Vostok ice core total air content data (Lipenkov, pers. comm.) are coherent with a ~ 80 m lower initial surface elevation during glacial maxima than at present day.

EDML: Using a glaciological model forced by temperature and accumulation derived from ice core data, (Huybrechts et al., 2007) simulated EDML elevation history and the upstream origin of EDML ice, expressed in elevation as well. The change in elevation of surface ice was then used to correct EDML $\delta^{18}\text{O}$ using the present day local isotope-elevation slope (-0.96 ‰ per 100 m). Upstream of EDML, the ice sheet surface is expected to be higher during glacial periods and lower during interglacial periods, in response to changes in ice flow. The elevation effect is modelled to vary between -50 and -125 m during the last interglacial; the upstream origin effect is expected to add -190 to -220 m for the same time interval. Altogether, the glaciological effects are simulated to induce an elevation effect between -250 and -335 m from 120 to 130 ka, corresponding to a $\delta^{18}\text{O}$ “glaciological” depletion of 2.4 to 3.2‰, going back to ~ 1.2 ‰ during MIS6 (because of a higher glacial elevation in this area). In the next sections, raw data are used because of uncertainties on glaciological corrections (Stenni et al., 2010).

EDC: A sub-product of the 1D glaciological model used in the inverse glaciological model (Parrenin et al., 2007b) is the reconstruction of local ice thickness, mainly responding to accumulation changes. This was used by (Jouzel et al., 2007) to correct EDC temperature reconstructions. For EDC, a comparison of existing glaciological simulations (Huybrechts et al., 2007; Parrenin et al., 2007b; Pollard and DeConto, 2009) (Figure 7) shows comparable orders of magnitude, typically ~ 100 m at the glacial-interglacial scale, but strong differences over the course of the last interglacial. While elevation corrections remain secondary at the glacial-interglacial scale (about 10% of the temperature amplitude), within an interglacial period they can reach amplitudes comparable to temperature trends derived from stable isotope data ($\sim 1^\circ\text{C}$).

Changes in Antarctic elevation have also been extracted for Vostok, Dome F, EDML, and EDC from a long 3D ice sheet simulation (Pollard and DeConto, 2009) forced by marine data. This

simulation does not use ice core data and therefore ignores the impact of local accumulation or temperature changes – which are however expected to be rather homogeneous on the East Antarctic plateau as discussed previously. This produces rather homogeneous elevation changes at Vostok, EDC, and DF (Figure 7c and d).

4.3 Comparison between the different ice core records

All records (Figure 4a and b) depict comparable glacial (LGM) to present-day (last millennium) $\delta^{18}\text{O}$ increase, with a mean amplitude of $\sim 5.2\text{‰}$ and an inter-site standard deviation of 0.4‰ . In this section, we will refer to differences between a given past period and present day (average values over the last millennium) as “anomalies”. We note that these results are sensitive to the prescribed definition of “the present-day” and also to the data filtering applied. We explore both of these aspects in Section 4.4 and Figure 4c.

All sites exhibit an early Holocene maximum between ~ 12 and 9 ky, albeit with different amplitudes: while it reaches an anomaly of $\sim 2\text{‰}$ above present-day at Vostok, this anomaly is only $\sim 1.6\text{‰}$ at DF, $\sim 1.1\text{‰}$ at EDML and 0.9‰ at EDC. At TALDICE, early Holocene levels even stay below present-day levels. After this optimum, Vostok and DF exhibit a decreasing trend towards present-day values, while EDC, EDML and TALDICE exhibit a mid-Holocene secondary maximum, most strongly imprinted in TALDICE. There are therefore strong differences in glacial-interglacial amplitudes if one considers the reference period as the last millennium or the early Holocene. The most depleted sites (Vostok and DF) exhibit the weakest glacial-present day magnitude, but strongest early Holocene optimum magnitude. This points to either different amplitudes of temperature changes or different isotope-temperature relationships in the different Antarctic sectors (Vostok and DF being more coherent than EDC and EDML). The Holocene $\delta^{18}\text{O}$ at TALDICE appears as an exception which could arise from changes in local elevation and/or in moisture source and pathways linked to the open Ross Sea during the deglaciation (Figure 4).

The magnitude of MIS6 $\delta^{18}\text{O}$ anomaly differs more strongly between sites than for the LGM, plausibly as a consequence of upstream ice origin at EDML and Vostok imposing stronger

depletion. At DC and DF, MIS6 appears 0.6-0.7‰ less depleted than the LGM (around 25 ky). Assuming that the reference sites are DC and DF, this would suggest an upstream effect reaching -0.5‰ at Vostok and -2.5‰ at EDML, compatible with glaciological constraints suggesting EDML upstream and elevation effects of ~ 300 m (Figure 4).

The early optimum of the LIG appears systematically stronger than the early Holocene maximum, leading to larger deglacial amplitude (between the glacial minimum and the interglacial maximum levels) during Termination II than during Termination I; this amplification varies from 20% (Vostok) to 32% (EDML). The LIG optimum anomaly (with respect to present day) is strongest at DF (3.8‰), DC (3.5‰), and Vostok (2.8‰), followed by EDML (2.0‰) and TALDICE (1.8‰).

Interestingly, the initial isotopic profiles (Figure 4) also highlight two abrupt decreases in the isotopic values at TALDICE and EDML, around 118.5 ka (black vertical arrows on Figure 4). These two rapid drops are not recorded at the more inland sites (DF, EDC and Vostok). It is unlikely that both result synchronously from an abrupt increase in local ice sheet topography, by about 200 m within <400 yrs, in two different areas. It is likely that such a fast isotopic decrease, at the two sites most sensitive under interglacial conditions to high latitude moisture transport (see Section 3), results either from changes in precipitation intermittency or from an abrupt shift of moisture origin. During glacial inception, an increased seasonal ice cover in the Ross Sea / Weddell Sea sector may have closed a previous local moisture source, enlarging the distance between source and site. Such changes in moisture transport could have contributed to a stronger final isotopic depletion. This hypothesis needs further investigation for instance using proxies of moisture origin (e.g. deuterium and oxygen 17 excess), and of regional sea ice, potentially available from marine records or ice core aerosols.

4.4 Sensitivity study of the inter-site differences

The simple comparison discussed in the previous section highlights inter-site differences and suggests that they may differ from one warm interval to the next. Here, we assess the robustness of these inter-site $\delta^{18}\text{O}$ differences (Figure 4b). For this purpose, we quantify the

sensitivity of the $\delta^{18}\text{O}$ anomaly analysis examining the results for the same past periods, except for the older MIS6 glacial maximum which is not sufficiently resolved in the available TALDICE and EDML records.

The sensitivity check is carried out with respect to i) the smoothing of the data, and ii) the reference “present-day” period. First, for each event, and for each ice core, we calculate a mean value for a given past period (as defined in Figure 4b, e.g. the Early Holocene $\delta^{18}\text{O}$ maximum between 7-13 ka). We repeat this analysis, using progressively more strongly smoothed (low-pass filtered) $\delta^{18}\text{O}$ time series. The low-pass filtering is carried out over a large range of values between 0.2 and 8 ky, using 0.2 ky filtering intervals. This provides forty sets of values, for each ice core and for each past period, calculated using gradually more strongly smoothed time-series. Secondly, we calculate “present-day” mean values for each ice core site using three alternative specifications. These specifications are: a last millennium mean (0-1 ka mean); a late Holocene mean (0-3 ka mean); and a mid-Holocene mean (0-6 ka mean).

For each ice core-site, each of the forty past period mean values is subtracted from each of these three “present-day” reference values. This gives 120 possible anomaly values for each core site and each period, providing a relatively complete depiction of the dependency of Figure 4b on the data smoothing and the specification of “present-day”. Figure 4c depicts these sensitivity test results. The results are presented as “geographical percentage differences”, calculated as the ratio between the individual ice core anomaly and the EDC ice core anomaly. We used EDC as a reference because it appears to have an “average” behaviour in Figure 4b and because it is drilled on a central East Antarctic plateau dome (with therefore minimal glaciological biases).

A percentage difference of 0% means that the individual site period anomaly is equal to the EDC anomaly, and therefore shows that there is no geographical difference between the anomaly at this ice-core site and at EDC. A difference of 100% would mean that the ice core site anomaly is twice larger than the EDC anomaly, indicating a large geographical difference.

The results are displayed as a function of the smoothing length. They depict robust similarities between the geographical anomalies of the EH and LIG, with the exception of the Vostok and EDML sites (which are likely affected by a negative glaciological bias, see section 4.2). DF appears to have generally ~60% larger anomalies than EDC, and TALDICE systematically -120 to -150% anomalies. Our sensitivity study shows that the geographical percentage differences vary a lot for the EH depending on the filtering length, especially above 4 ky. For other periods, the results do not appear very sensitive to the “smoothing length”. The choice of the “present day” reference period can also induce comparable (~50%) changes in the geographical percentage differences.

Our sensitivity tests show that the analysis of the “peak” $\delta^{18}\text{O}$ anomaly values can be sensitive to data smoothing and to the specification of “present-day”. An alternative “relative rate of change” approach for examining geographical patterns, was outlined in Sime et al. (2009b). This method can alleviate the problems linked with glaciological trends and may be worthwhile pursuing in the future.

The inter-site comparison is indeed complicated by glaciological biases for non dome sites such as Vostok and EDML. The analysis confirms that there are systematic differences between EDC and DF East Antarctic Plateau sites, with a stronger isotopic anomaly at DF than at EDC during warm periods. With this type of analysis, we cannot reach a definitive conclusion about the stability of the VK or EDML patterns between the different warm periods, due to glaciological effects. Our analysis nevertheless suggest that EDC, DF, and probably VK (if corrected for glaciological trends) $\delta^{18}\text{O}$ follow a similar geographical pattern of EH and LIG anomalies on the high East Antarctic Plateau. We note the complex structure of EDML anomalies, which may display different patterns of warm period isotopic responses during the EH and LIG (Figures 4abc). Finally, the specificity of TALDICE is confirmed, with a distinct site specific pattern robust between EH and LIG.

5. Analysis of the inter-site differences

The previous section clearly evidences that there are both common signals and local specificities in the ice core records of the present and last interglacials. This section is dedicated to the analysis of the inter-site differences. We first specify the problems arising from changes in isotope-temperature relationships (Section 5.1), and analyse the potential contribution of changes in moisture source to regional anomalies, thanks to corrections using deuterium excess measurements (section 5.2). We then quantify the isotopic signal common to the five high resolution records using principal component analyses (section 5.3). As our overview of the modern climatology (section 3) had evidenced that regional differences may arise from differences in moisture origin, we then. We finally quantify elevation changes which could account for local differences, and compare them with ice sheet model results (section 5.4).

5.1 Interpretation of isotopic deviations

For each of our ice core sites (i), and for each time period (t), we have access to the local and instantaneous ice core isotopic composition $\delta^{18}\text{O}_{i,t}$. Changes in $\delta^{18}\text{O}_{i,t}$ are expected to depend on local temperature $T_{i,t|z_0}$ “at fixed elevation”, but also on local elevation changes $Z_{i,t}$:

$$\delta^{18}\text{O}_{i,t} = \alpha_{i,t}T_{i,t|z_0} + \beta_{i,t}Z_{i,t} \quad (1)$$

Equation (1) relates $\delta^{18}\text{O}_{i,t}$ to changes in local air temperature through a “temporal slope” $\alpha_{i,t}$ varying with site (i) and time (t). The modern Antarctic spatial slope is well established from a database of modern snowfall and surface snow isotopic composition, with an average Antarctic slope of 0.8‰ per °C (Masson-Delmotte et al., 2008). This isotope-temperature coefficient hides a variety of factors that add to the well known Raleigh distillation effect, such as intermittency / seasonality of snowfall, inversion strength, moisture source effects and advection history (see section 3).

Until recently, Antarctic temperature reconstructions have assumed a linear and temporally constant $\alpha_{i,t}$ on the glacial-present-day scale, an hypothesis supported by glacial climate simulations conducted with isotopic atmospheric general circulation models (Jouzel et al.,

2007; Sime et al., 2009b) . This implies that anomalies in $\delta^{18}\text{O}_{i,t}$ are expected to mainly depend on anomalies in local temperature and/or elevation. However, modelling studies conducted under projected increased atmospheric CO_2 concentrations (Sime et al., 2008) have recently questioned whether the single linear $\alpha_{i,t}$ hypothesis holds for climates warmer than present day, and suggested temporally and spatially varying $\alpha_{i,t}$. An analysis of the relative rates of changes of $\delta^{18}\text{O}_{i,t}$ between Vostok, EDC and DF alongside with isotope-enabled model outputs have been used to suggest a rather small α_{DF} but a climatically variable $\alpha_{\text{EDC},t}$ (Sime et al., 2009b) for Vostok and EDC.

Due to the lack of independent temperature and elevation constraints, equation (1) is under-constrained and cannot be solved. Assuming a homogeneous temperature change on the central Antarctic plateau immediately attributes anomalies in $\delta^{18}\text{O}_i$ to spatial differences in $\bar{\alpha}_i$, defined as the average of $\alpha_{i,t}$ between the periods t and t_0 :

$$\frac{\delta^{18}\text{O}_{i,t} - \delta^{18}\text{O}_{i,t_0}}{\delta^{18}\text{O}_{j,t} - \delta^{18}\text{O}_{j,t_0}} \sim \frac{\bar{\alpha}_i}{\bar{\alpha}_j} \quad (2)$$

In order to explore these inter-site anomaly ratios, Figure 4b displays the early Holocene, MIS2, MIS6, LIG optimum and LIG plateau anomalies for DF, TALDICE, Vostok, EDC and EDML. Let us explore if we can identify a constant scaling between the various sites, with the example of EDC/DF. The EDC/DF anomaly ratio (as defined in equation 2) is slightly higher than 1 during glacial maxima (resp. 1.12 and 1.13 for MIS2 and MIS6), weak during the early Holocene optimum (0.6) and LIG plateau (0.7), and again higher (0.9) during the LIG optimum. Ignoring glaciological effects (e.g. due to local elevation changes), and assuming a homogeneous temperature change at EDC and DF, the data suggest smaller isotope-temperature slopes at EDC compared to DF, for periods warmer than today. However, the results do not appear stable over the three warm periods analysed here. The processes accounting for changes in the isotope-temperature slope, such as precipitation intermittency of moisture origin effects, may differ between these various warm episodes (EH, LIG plateau, LIG optimum) which have very likely different causes (bipolar seesaw, response to orbital forcing...) (Masson-Delmotte et al., 2010a).

For Vostok and EDML, this comparison does not fully make sense because of uncertain upstream corrections (as indicated by black vertical arrows on Figure 4b). TALDICE clearly

appears as an outlier, with almost no change during the EH or the LIG plateau, and a small anomaly during the LIG optimum. TALDICE shows coherent trends and amplitudes during glacial periods with Plateau cores, whereas it exhibits a strong difference during the Early Holocene. This different behaviour is coherent with the sensitivity of the site to ice sheet retreat during the opening of the Ross Sea (Stenni et al., submitted). It should however be noted that despite its sensitivity to ice sheet retreat, TALDICE is qualitatively coherent with other ice cores at the LIG optimum.

Finally, the TD ice core appears quite peculiar. It exhibits the strongest positive anomalies with respect to the present day levels during the present and last interglacials, but the smallest negative glacial amplitudes. Differences between TD and TALDICE are particularly surprising given the proximity of the drilling sites, but consistent with large differences in moisture sources (Section 3, Figure 2). Given earlier findings regarding the possible accumulation hiatus during the last glacial (Morse et al., 1998), we cannot rule out for this specific site that part of the characteristics arise from site specific precipitation intermittency and/or wind erosion effects.

5.2 Changes in moisture origin

The analysis of moisture origin (section 3) has demonstrated regional specificities in modern seasonal moisture source. Changes in moisture origin and evaporation conditions are known to affect the initial water vapour isotopic composition, and therefore the isotopic composition of Antarctic snowfall (Dansgaard, 1964). Second order isotopic parameters such as deuterium excess and oxygen 17-excess are more sensitive to evaporation conditions than δD or $\delta^{18}O$. These supplementary data can provide constraints on changes in moisture origin and correct their impacts of δD or $\delta^{18}O$. Methodologies have been developed to quantify changes in source and site temperatures. For our sites and periods of interest, estimates of biases linked with changes in moisture sources have been produced using deuterium excess for EDC, EDML, Dome F and Vostok; this is not yet the case for TALDICE and TD.

Figure 5 displays the comparison between the $\delta^{18}\text{O}$ records and these published site temperature reconstructions, which take into account deuterium excess constraints on changes in moisture origin, as well as changes in sea water isotopic composition (see section 3). Based on Rayleigh models, these reconstructions do not take into account precipitation intermittency. Classical temperature reconstructions are linearly related to isotopic records and do not take into account these source effects. The differences between the isotopic records (or the conventional reconstructions) (solid lines, Figure 5) and the site temperature estimates (dashed lines, Figure 5) are used here to illustrate the possible magnitude of moisture source biases.

For EDC, the site temperature estimate is up to $\sim 0.5^\circ\text{C}$ higher than the conventional temperature reconstruction around 9.5 to 6 ka (Masson-Delmotte et al., 2004). For the last interglacial, the site temperature estimate show $\sim 0.5^\circ\text{C}$ - 1°C warmer conditions after the early interglacial optimum, and enhance by $\sim 1.5^\circ\text{C}$ the secondary temperature optimum (Stenni et al., 2010). For EDML, the site temperature estimate up to 1°C lower than the conventional temperature reconstruction during the Early Holocene optimum, $\sim 0.5^\circ\text{C}$ during the secondary last interglacial optimum (Stenni et al., 2010). At DF, a site temperature estimate has been published (Kawamura et al., 2007) using deuterium excess data (Uemura et al., 2004). The visual comparison between the site temperature and $\delta^{18}\text{O}$ records (from their Figure 2) shows some differences. During the Holocene, the moisture source correction leads to a 0.5°C weaker early Holocene optimum, and removes the $\sim 1^\circ\text{C}$ mid to late Holocene decreasing trend derived from $\delta^{18}\text{O}$ data. During the last interglacial, the moisture source correction also slightly lessens the early optimum (by about 0.5°C), produces a secondary temperature optimum of $\sim 2^\circ\text{C}$ and delays glacial inception cooling. Surprisingly, DF site temperature shows more similarity with DC temperature or isotopic records than DF and DC isotopic records.

Vostok site temperature estimates have been published using deuterium excess data (Cuffey and Vimeux, 2001; Vimeux et al., 2002). As for DF, the moisture source correction leads to a $\sim 1^\circ\text{C}$ weaker early Holocene optimum and a reduced late Holocene decreasing trend, a later and slightly weaker early Last Interglacial optimum and a weaker cooling trend during the last glacial inception. Temperature differences remain within $\sim 1.5^\circ\text{C}$.

Inspection of corrections introduced by the use of deuterium excess suggests limited albeit non negligible influence on interglacial trends. We show that the available information (i) rules out that early interglacial or mid interglacial maxima and differences between interglacials are artefacts caused by changes in moisture source; (ii) rules out a dominant contribution of changes in moisture source on isotopic trends over the course of interglacials. Figure 5 suggests that the relative amplitude of maxima can be affected by moisture source effects, with different amplitudes for the different events and the different sites. This calls for further examination of moisture source impacts on past isotope-temperature changes, using both second order isotope data such as deuterium and oxygen 17 excess, and isotopic atmospheric general circulation models. The caveats of our analysis lie in different quantification methods and different temporal resolutions for site temperature reconstructions, and the lack of published deuterium excess information for TALDICE and TD. For this reason, we do not perform the subsequent analyses on the site temperature estimates, but on the $\delta^{18}\text{O}$ records.

5.3 Principal component analyses

To explore the reasons for the inter-site differences, one can assume that each site $\delta^{18}\text{O}_{i,t}$ isotopic record is made of a linear combination of a common Antarctic signal $\overline{\delta^{18}\text{O}_t}$ (expected to reflect a "mean Antarctic temperature history") and a local anomaly $\Delta^{18}\text{O}_{i,t}$, which can then depend on (i) local elevation, (2) local temperature, (3) isotopic processes linked with moisture origin, transport, and precipitation intermittency, (4) upstream glaciological effects, (5) errors on ice core synchronisation:

$$\delta^{18}\text{O}_{i,t} = \overline{\delta^{18}\text{O}_t} + \Delta^{18}\text{O}_{i,t} \quad (3)$$

In this section, we first describe the extraction of the mean signal, then the local residuals, and discuss the local glaciological or climate-isotopic processes that can be at play. The five $\delta^{18}\text{O}_{i,t}$ records are all placed on a common age scale (here, EDC3) and re-sampled on a common time step of 200 years. These re-sampled data are then smoothed using a 5 point

binomial filter. Figure 4a displays the raw data (light lines) and therefore the differential initial temporal resolution of each time series, together with the smoothed data (bold lines).

In order to extract the common $\overline{\delta^{18}\text{O}_t}$ signal, a principal component analysis has been performed on the five smoothed records using the Analyseries software (Paillard et al., 1996). For the current interglacial period, the first two EOF calculated on data from 0 to 15 ky capture respectively 78% and 18% of common variance. For the last interglacial period, the first two EOF calculated on data from 135 to 116 ky capture 91% and 5% of common variance (Table 3, Figure 6). PC1 is interpreted to reflect the common $\overline{\delta^{18}\text{O}_t}$ signal, with PC2 expressing some of the site specific differences. The magnitude of variance expressed in PC1 clearly demonstrates homogeneous stable isotope changes in the five East Antarctic records.

For the current interglacial period, PC1 shows a $\sim 1\text{‰}$ early Holocene optimum from 11.5 to 10 ka, followed by a minimum at 8 ka (comparable to present day) and a secondary maximum reaching $\sim 0.4\text{‰}$ at 4 ka (Figure 6). PC2 mostly accounts for a $\sim 1\text{‰}$ decreasing trend from 12 to 2 ka. The long term trend seen in PC2 is most likely due to long term glaciological changes. For the previous interglacial, PC1 peaks at 128.5 ka with a $\sim 2\text{‰}$ strong early optimum, followed by a minimum at 126 ka, and a secondary weak maximum ($\sim 0.2\text{‰}$) at 124 ka (difficult to detect from the millennial variability), and a progressive decreasing trend. PC2 appears as a $\sim 2\text{‰}$ decreasing trend (albeit with different rates of changes over time). We therefore observe rather comparable patterns of changes over the course of the present and last interglacials, with about twice larger magnitude during the last interglacial period in East Antarctica. The larger magnitude of changes during MIS5e may be linked with the different orbital contexts (Figure 6, right panel) marked by a larger eccentricity, stronger variations in the precession parameter, as well as a different phasing between the precession and obliquity extrema than during the Holocene. The links between orbital forcing and Antarctic temperature variations remains elusive, as both local seasonal insolation (Renssen et al., 2004; Timmermann et al., 2009) and northern hemisphere insolation (Kawamura et al., 2007) may be at play (e.g. through the impact of northern hemisphere insolation on the deglacial freshwater flux and ocean circulation). With the EDC3 age scale, we can simply rule out a constant phase lag between early interglacial optima and

the precession parameter (as the MIS5e occurs prior to the precession parameter minimum, while the early Holocene occurs later).

5.4 Local residuals

In order to characterize the specificities of each ice core site, we have extracted the residual between each ice core record and the first principal component of the 5 records (Figure 7, upper panels). For the Holocene, the EDML ice core exhibits a small positive anomaly during the early and secondary optima (decreasing towards the present), and a negative anomaly around 8 ka; they all remain lower than 0.5‰. EDC shows no significant anomaly during the early Holocene optimum, a negative anomaly around 8 ka, followed by an increasing trend towards the present; the anomalies also remain small (lower than 0.5‰). By contrast, two sites have a tendency to display positive anomalies during the period 12-5 ka: Vostok and DF. For Vostok, the anomaly peaks during the early Holocene (reaching 1.5‰) and subsequently decreases. For DF, the anomaly is rather stable (almost 1‰) until 6ka, followed by a decrease. Finally, TALDICE exhibits a generally negative anomaly, maximum (~1‰) during the early Holocene optimum, and progressively reduced until around 4 ka. The EDML and EDC records are clearly those with minimum deviation from PC1 (from the sum of the squared residuals).

For the last interglacial, the same features are observed; note that upstream negative $\delta^{18}\text{O}$ effects reaching about 1‰ are expected for both Vostok and EDML (see Figure 4b arrows). Again, (upstream corrected) EDML and Dome C show smaller deviations from the average than each of the other records. Again, Vostok and DF exhibit a positive residual (1 to 1.5‰), and TALDICE a negative residual (up to 1.5‰), particularly marked at the beginning of the Antarctic warm period (132 to 124 ka).

From present day spatial gradients (Section 4), $\delta^{18}\text{O}$ anomalies may be translated into elevation anomalies with a slope of 1‰ per 100 m (see previous section). The site residuals can be compared with the local elevation changes as derived from 1D (Parrenin et al., 2007b) or 3D ice flow models (Huybrechts et al., 2007; Pollard and DeConto, 2009) (Figure 7, lower panel). The latter model produces very small elevation anomalies during the late

Holocene, positive elevation anomalies (reaching at most a few tens of m) during the early Holocene (by decreasing magnitudes, for DF, Vostok, EDC and EDML) and a negative anomaly for TALDICE. The patterns of elevation changes modelled for the Last Interglacial appear comparable to those of the Holocene, with comparable magnitude; this may result from the simple marine record-based forcing of (Pollard and DeConto, 2009) ice sheet model, which does not account for the changes in accumulation between the two periods as derived from the ice core data. We note that this model suggests a mid-interglacial change in anomaly at TALDICE (at 6 ka and 124 ka), which seems to occur later in the TALDICE residual. Finally, no modelling result can account for the observed EDML anomaly at the beginning of the last interglacial, suggesting spurious ice flow features close to EDML bedrock not accounted for by the current ice flow simulations, a feature previously noted by (Stenni et al., 2010).

The general features of the ice flow calculations support the view that multi-millennial local residuals may embed a small but significant local elevation signal, and that the ice flow calculations may underestimate past changes in elevation, especially during the last interglacial, in some areas (e.g. TALDICE, Vostok, EDML). This points to a cautious interpretation of local isotopic differences only in terms of various isotope-temperature gradients. While the triplet (elevation, temperature, isotope-temperature slope) can be estimated in Greenland, because both stable isotope and borehole temperature records are available as well as peripheral dome records with minimum elevation changes, the problem cannot be easily solved in Antarctica due to the current lack of independent constraints on past temperature changes.

6. Conclusion and perspectives

We have reviewed the modern glaciological and climatological contexts of these different East Antarctic sites. Meteorological observations, atmospheric analyses, back-trajectory and atmospheric modelling point to site-specific properties in terms of precipitation intermittency and moisture sources, but to coherent central East Antarctic Plateau variations in annual mean surface air temperature. We find very strong precipitation intermittency

biasing effects across Antarctica; this implies that the “isotopic thermometer” is likely sensitive to climatic changes affecting precipitation intermittency. Particularly intriguing is the difference in air mass trajectories and moisture sources for adjacent sites such as TALDICE and Taylor Dome. Further work to confirm this finding, for instance using moisture tagging in regional atmospheric circulation models, would be of considerable interest. Ice sheet dynamics are expected to have different responses at inland sites, where changes in local elevation appear mostly driven by the accumulation history, and at coastal locations, where ice flow response is important.

The comparison of the available ice core oxygen 18 records depicts a strong homogeneity in East Antarctica during the present and last interglacial, which is likely due to a homogeneity of past temperature changes in the central East Antarctic Plateau. “Coastal” sites such as TD, TALDICE and EDML exhibit different characteristics. Both interglacials are marked by strong early and mid period maxima. Within the EDC3 age scale, different phase lags are observed with respect to precession and obliquity maxima: the links between the East Antarctic signal and the orbital context remain elusive.

An analysis of the site specific residuals highlights systematic differences, such as larger magnitudes of changes at Dome F than at EDC. Although detailed inspection of the different “warm” periods reveal a complex picture, with non constant ratios between sites, considerable similarities exist between the inter-site geographical pattern of isotopic change during the Early Holocene and the Last Interglacial. A network of high spatial resolution ice core records is needed to document regional characteristics. Future work might investigate the differences between sites at shorter time scales, using improved age scale synchronization. Regional differences may also be tracked using an integrated perspective combining ice core stable isotope and aerosol records with marine sediment records, a target of the ESF HOLOCLIP initiative (<http://www.holoclip.org/>).

Further modelling investigations would be useful to better understand the causes of temporal and regional changes in the isotope-temperature relationships. Our analysis of inter-site differences both during the instrumental period and between ice core records suggests that very high spatial resolution atmospheric modelling is needed. Further work

exploring and comparing the impacts on Antarctic isotope-temperature relationships of various forcings, such as changes in atmospheric greenhouse gas concentrations, orbital forcing, freshwater perturbations and changes in Antarctic ice sheet topography would be of high interest. Our preliminary comparison of site temperature reconstructions, taking into account deuterium excess constraints, suggests that changes in moisture origin may be at play, especially for Dome F. Documenting deuterium excess and oxygen 17 excess along interglacials is therefore needed, both in terms of observations and isotopic general circulation model diagnoses.

The quantification of past regional temperature changes is likely affected by changes in precipitation intermittency and perhaps by changes in moisture sources. We note that the ice core records do not offer any direct means of quantifying the biases linked with precipitation intermittency. However, independent observational constraints of temperature and accumulation rate during interglacial periods could be obtained from $\delta^{15}\text{N}$ in the air trapped in Antarctic ice cores. Indeed, this parameter should give a faithful indication of the firn depth during interglacial periods when convective zones at the surface of the firn are negligible (Dreyfus et al., 2010; Landais et al., 2006). Firnification models forced by temperature and accumulation rate were shown to be reliable during this period (Landais et al., 2006). Hence, the combination of firnification model and $\delta^{15}\text{N}$ measurements may be a powerful tool to constraint past changes in temperature and accumulation rate. Obtaining these independent constraints will moreover provide added value for inverse dating methods (Parrenin et al., 2007a). However, in the meantime, we will likely remain dependent on atmospheric circulation modelling to help us explain the temporal and geographical patterns of isotopic change across multiple Antarctic ice cores.

A priority of the International Partnership for Ice Core Science (IPICS, <http://www.pages-igbp.org/ipics/>) is to improve the spatial coverage of Antarctic ice core records, in order to improve the documentation of regional climate variability. In addition to homogeneous temperature changes on the central East Antarctic Plateau, our comparison highlights two abrupt decreases in the isotopic values at the two most coastal TALDICE and EDML sites, around 118.5 ka. These changes could be linked with regional changes in sea ice extent. Documenting the last interglacial in West Antarctic ice cores would complement our

analysis, in an area where local elevation effects are expected to be particularly strong (Siddall et al., submitted).

Acknowledgements. We thank Gaël Durand for constructive discussions. HS acknowledges funding by the Norwegian Research Council in the framework on the project WaterSIP. This work is a contribution to EPICA, a joint European Science Foundation/European Commission scientific program, funded by the EU (EPICA-MIS) and by national contributions from Belgium, Denmark, France, Germany, Italy, The Netherlands, Norway, Sweden, Switzerland, and the United Kingdom. The main logistic support was provided by IPEV and PNRA (at Dome C) and AWI (at Dronning Maud Land). The Talos Dome Ice core Project (TALDICE), a joint European programme, is funded by national contributions from Italy, France, Germany, Switzerland and the United Kingdom. Primary logistical support was provided by PNRA at Talos Dome. The inter-site comparison of past interglacials was supported by ANR DOME A project (ANR-O7-BLAN-0125) and the analysis of modern climatic backgrounds by ANR VANISH. This work was supported by funding to the Past4Future project from the European Commission's 7th Framework Programme, grant number 243908 and is a contribution to ESF HOLOCLIP project. The HOLOCLIP Project, a joint research project of ESF PolarCLIMATE programme, is funded by national contributions from Italy, France, Germany, Spain, Netherlands, Belgium and the United Kingdom. This is EPICA publication XXX, TALDICE publication YYY, PAST4FUTURE publication ZZZ, HOLOCLIP publication WWW and LSCE publication ###.

Tables

Table 1: site characteristics. Accumulation (Acc.) is given in cm water equivalent per year (equivalent to 10 kg/m²/yr).

Site	Short name	Drilling period	Latitude	Longitude	Elevation m. a.s.l.	Mean annual temperature	Acc.	10 m wind speed	Comments
Vostok	VK	1982-1989 (Hole 3)	78°28' S	106°48' E	3488	-55.3°C (1958 to 2008 with 8 missing years) Seasonal amplitude : 36.1°C (www.nerc-bas.ac.uk/icd/gjma/)	2.15	4.2 m/s www.aari.ag/stations/vostok/vostok_en.html	Records for the Holocene have been compiled from several shallow cores (BH7, BH8). Records for the LIG are provided by core 3G.
EPICA Dome C	EDC	1993-2004	75°06'S	123°21'E	3233	-54.5°C Seasonal amplitude : 34.9°C (www.meteoclimat.net)	~2.5	2.9 m/s (1984-2003)	Records for the Holocene are from core EDC1 and for the LIG from EDC2.
EPICA Dronning	EDML	2001-2006	75°00'S	00°04'E	2882	-44.6 Seasonal amplitude : 26.9°C	6.4	4.9 m/s (M. van den Broeke, pers. comm.)	Main core data

Maud Land (Kohnen Station)										
Talos Dome	TALDICE	2005-2008	72°47'S	159°04'E	2315	-40.1°C Seasonal amplitude: 24.5°C (AWS Priestley station)	8	~4.5-5.1 m/s (M. Frezzotti, pers. comm..)		Main core data
Dome Fuji	DF	1995-1996 and 2003-2007	77°19'S	39°40'E	3810	-57°C Seasonal amplitude : ~ 40°C (Fujita and Abe, 2006)	2.3	5.4 m/s (http://polaris.nipr.ac.jp/~domef/home/eng/page4.html)		Records are from DF1 ice core.
Taylor Dome	TD	1993-1994	77°47'S	158°43'E	2365	-43°C	5-7	?		Main core data

Table 2. Depth range where the present interglacial (in Antarctica, with EDC3 age scale, 0-12.1 ky) and last interglacial (with EDC3 age scale, 116-132.6 ky) ice is found in each deep ice core (in m), mean number of years per meter of ice for each ice core and each time period, and thinning ratio between the two interglacial periods. The beginning of Last Interglacial is found in the middle of the ice depth at DF (59%), Vostok (52%) and EDC (53%) but closer to bedrock at EDML (86%) and TALDICE (88%). Thinning is minimum at Vostok due to the impact of subglacial Lake Vostok on ice flow, and is maximum for TALDICE and Taylor Dome above a dry bedrock

	Holocene depth range (0-12.2 ky EDC3)	Number of Holocene years per m of ice	Holocene sampling	Holocene resolution	Last Interglacial depth range (116-132.6 ky BP EDC3)	Total ice depth	Last Interglacial depth span	Number of Last Interglacial years per m of ice	Sampling available	Last Interglacial resolution	Thinning ratio between Holocene and last interglacial
DF	0-372 m	33 y	~0.25 m	~8 y	1637-1800 m	3035.2 m	163 m	102 y	0.50 m	~50 y	3.1
VOSTOK	0-274 m	44 y	0.50 m between 0 and 138 m (BH8); 5 m down to 1413 m.	~22 y ~220 y	1615-1903 m	3623 m	288 m	58 y	2 m	~115 y	1.3
DC	0-376 m	32 y	0.55 m	~18 y	1524-1744 m	3259.7 m	220 m	75 y	0.55 m	~40 y	2.3
EDML	0-709 m	17 y	0.50 m	~8 y	2284-2381 m	2774 m	97 m	171 y	0.50 m	~85 y	9.9
TALDICE	0-689 m	18 y	1.0 m	~18 y	1384-1420 m	1620 m (but bedrock not reached)	46 m	361 y	1.0 m 0.1 m	~460 y ~46 y	26.0
TD	0-359 m	34 y	~0.15 m	~5 y	525-530 m	554 m	5 m	~750 y	~0.22 cm	~740 y	97.6

Table 3. Principal component analysis of the five smoothed $\delta^{18}\text{O}$ records for the present and last interglacial periods: percentage of variance explained by the first and second EOF and their sum, and linear coefficients applied to each record. The third EOF accounts for $\sim 2.5\%$ of variance and is not displayed. TD is not included due to its low resolution and dating accuracy for the last interglacial.

Period	% of variance	DF	EDC	TD	VK	EDML
Current interglacial	EOF1 78.4%	0.44	0.50	0.44	0.26	0.54
	EOF2 17.8%	0.37	-0.11	-0.63	0.67	-0.01
	Total : 96.2%					
Last Interglacial	EOF1 91.1%	0.57	0.46	0.27	0.51	0.36
	EOF2 5.2%	0.17	-0.003	-0.59	0.53	-0.58
	Total: 96.3%					

Figures

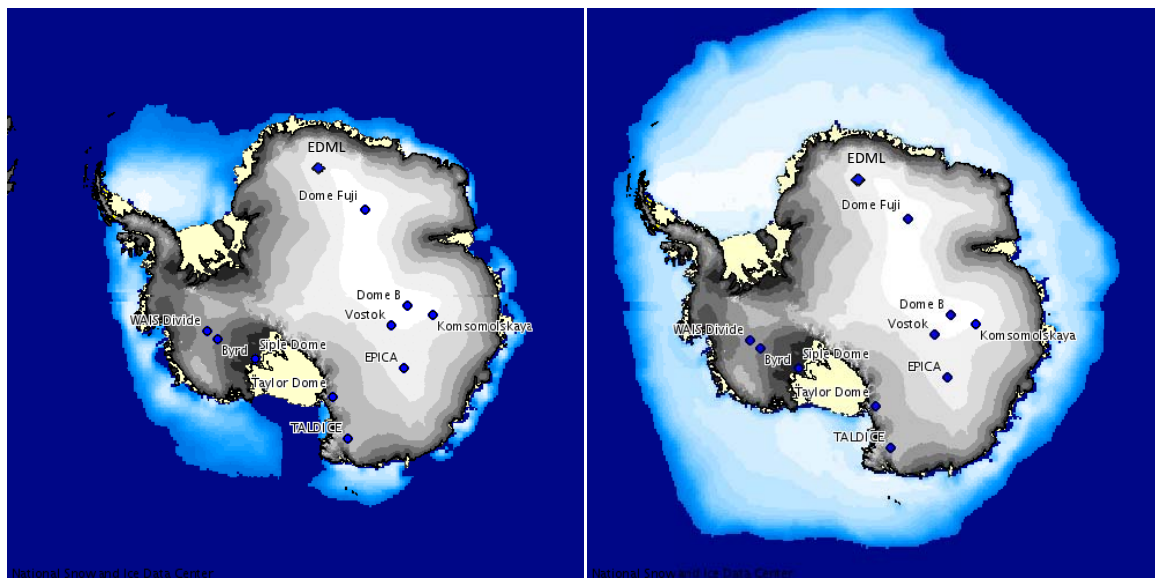


Figure 1a. Location of deep drilling sites going back to MIS5.5: Vostok, Dome Fuji, EPICA Dome C (here labelled “EPICA”) and Dronning Maud Land, Taylor Dome and TALDICE. The grey shading displays present day Antarctic elevation. The blue shading displays monthly mean sea ice concentration in February (right) and August (left). Maps were generated using the NSIDC software (<http://www.nsidc.org>). The distance from EPICA Dome C to Vostok is 560 km, and from Vostok to Dome F ~1500 km.

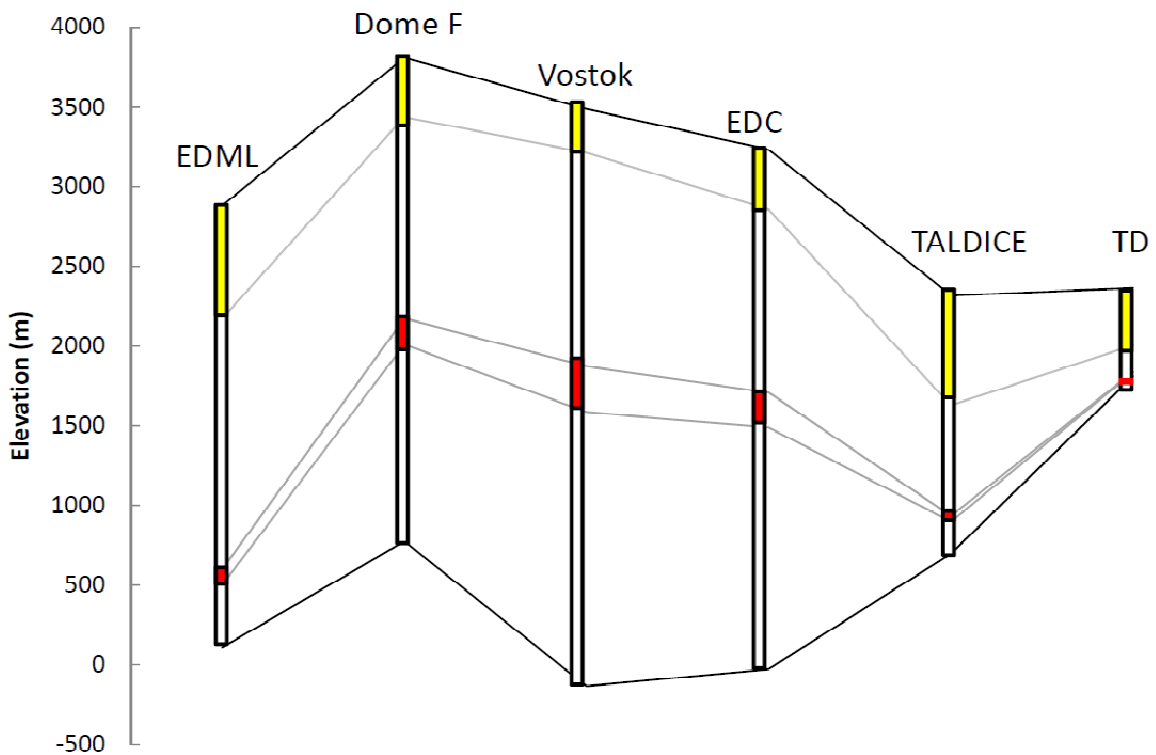


Figure 1b. Surface elevation (upper line), ice core depths (vertical rectangles) and position of the Holocene (yellow rectangles) and Last Interglacial (red rectangles) periods (as defined in Table 2, using EDC3 age scale for all records with the exception of TD). Note that the horizontal axis is not proportional to distance.

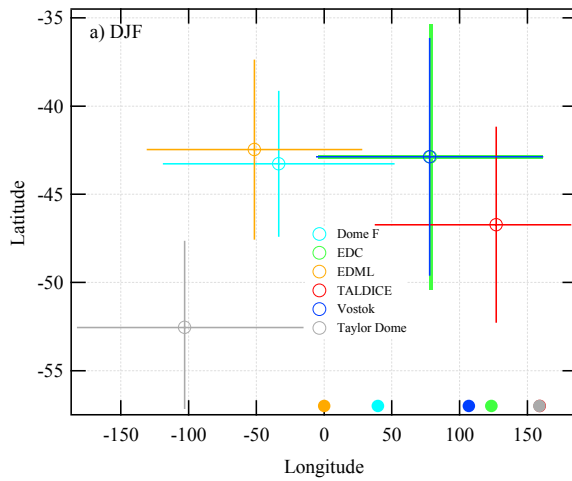


Figure 2ab. Moisture origin calculated from ECMWF analysis data using a Lagrangian moisture source diagnostic and extracted for two seasons (a, DJF, December-January-February, and b, JJA, June-July-August), for the six deep drilling locations studied here (Dome F, EDC, EDML, TD, TALDICE and Vostok). The longitude of each drilling site is displayed with a filled circle on the horizontal axis (the grey and red circles for TD and TALDICE are overlapping each other). The mean moisture source latitude and longitude is displayed with an open circle. Error bars depict the standard deviation of the source latitude and longitude calculated (precipitation-weighted) from the monthly mean values (themselves based on 6-hourly trajectories), for each season, for the grid points within a 100 km radius around each ice core site.

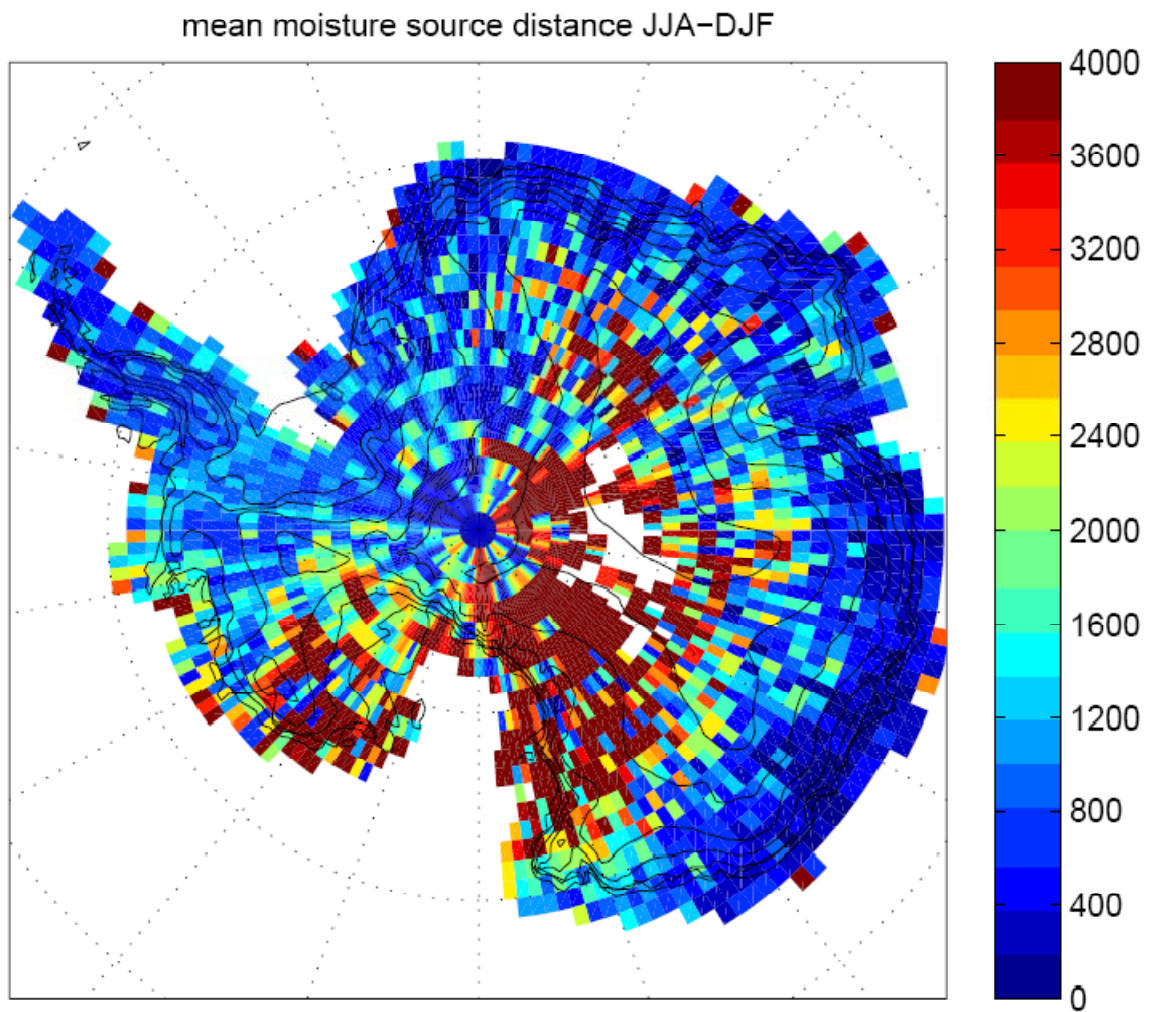


Figure 2c. Mean seasonal amplitude of the moisture source shifts, indicated by the distance (km) between the DJF and JJA mean moisture source location from the Lagrangian moisture source diagnostic (Sodemann and Stohl, 2009).

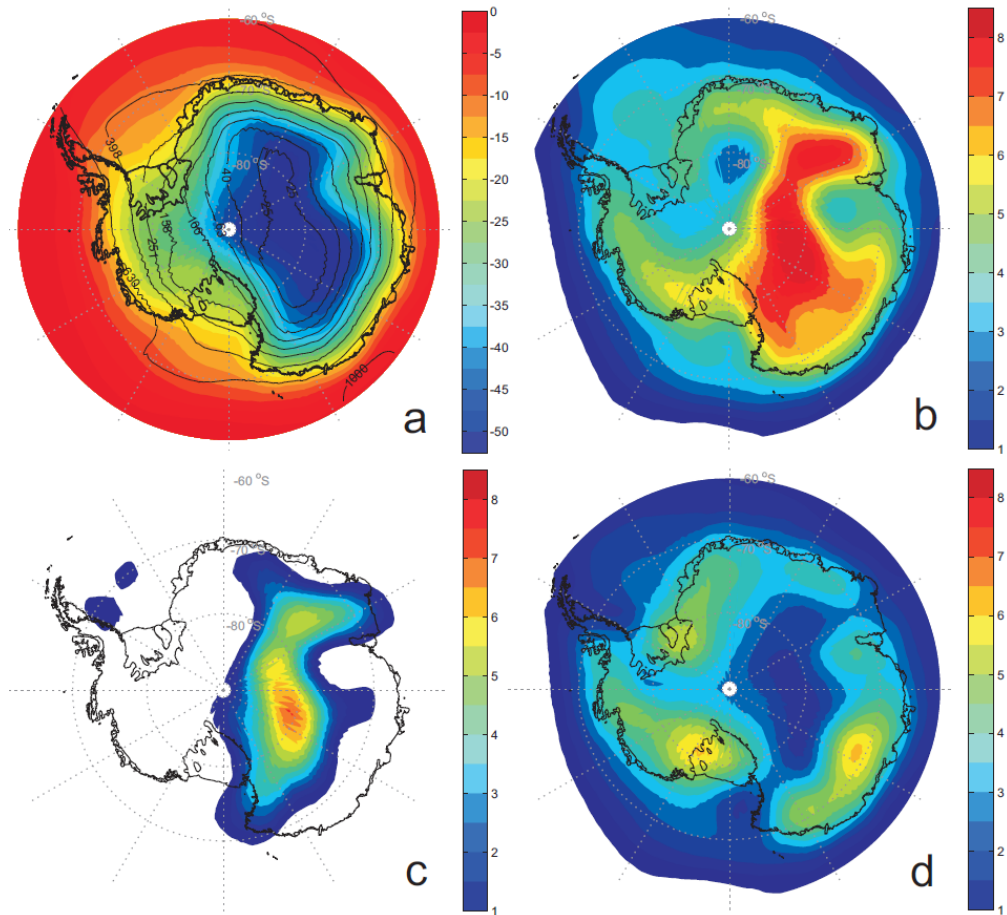


Figure 3. Panel a shows the mean annual 2 m air temperature (shaded) and precipitation (contours show $\text{kg/m}^2/\text{yr}$ equal to mm/yr water equivalent) on a logarithmic interval scale) from 22 years (1980-2002) of ECMWF ERA40 data. Panels b-d show the biasing anomaly, ie. the difference between temperature weighted by precipitation and mean annual temperature. Panel b is total biasing (covariance of all frequency temperature and precipitation), contoured at 0.5K intervals; panel c is the seasonal (60-375 day biasing signal); and panel d is synoptic (<60 days biasing signal). All data are presented using a 400 km averaging radius (see (Sime et al., 2008)).

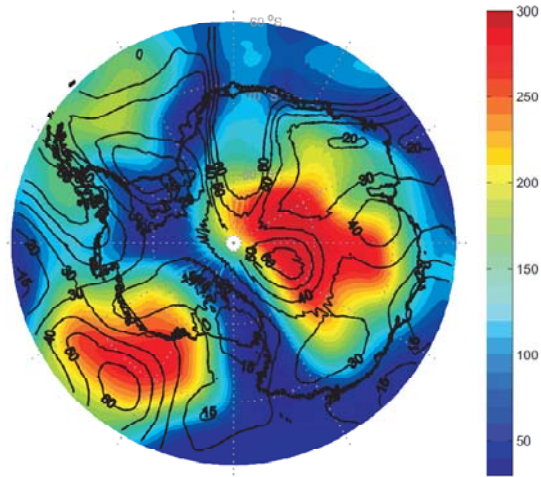


Figure 3e. The regional coherency of ERA40 inter-annual temperature and precipitation weighted temperature changes. The colour scale displays the number of locations with correlated time-series ($R > 0.75$, 22 years) of temperature (shaded) and precipitation-weighted temperature (contoured) for each grid point.

Figure 4a. Original water stable isotope records available from all ice core sites, displayed on EDC3 age scale for the current (left panel) and last (right panel) interglacial periods with the exception of TD on its initial age scale (grey, left vertical axis with the same vertical scaling as for the right axis). All raw data (thin lines) and 5 point binomial filter 200 year re-sampled data are displayed (bold lines). Two series of measurements are available for the last interglacial period for TALDICE : bag samples (1 m) and fine samples (0.1 m). The high resolution data have been artificially shifted by 1‰ for readability. The black arrows display the abrupt TALDICE and EDML $\delta^{18}\text{O}$ decrease observed at ~ 118 ka.

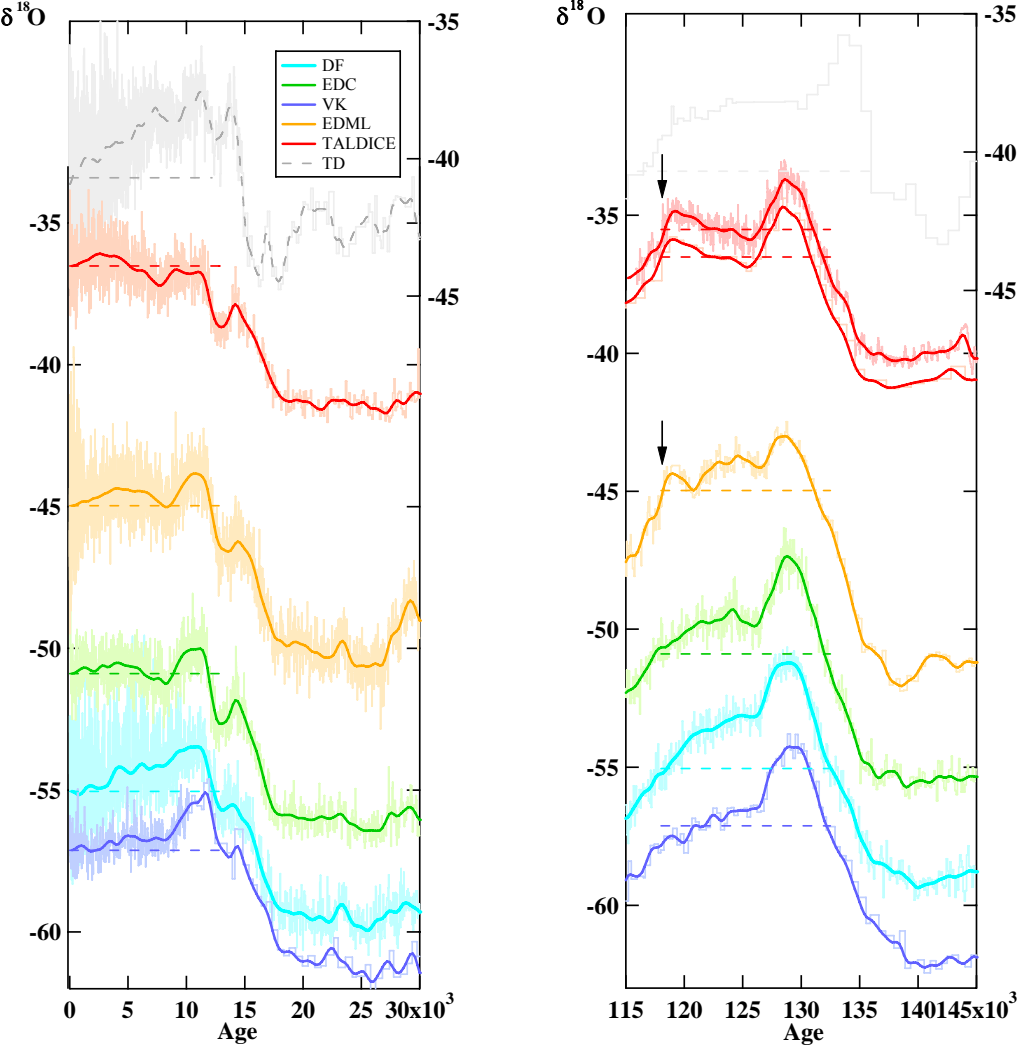
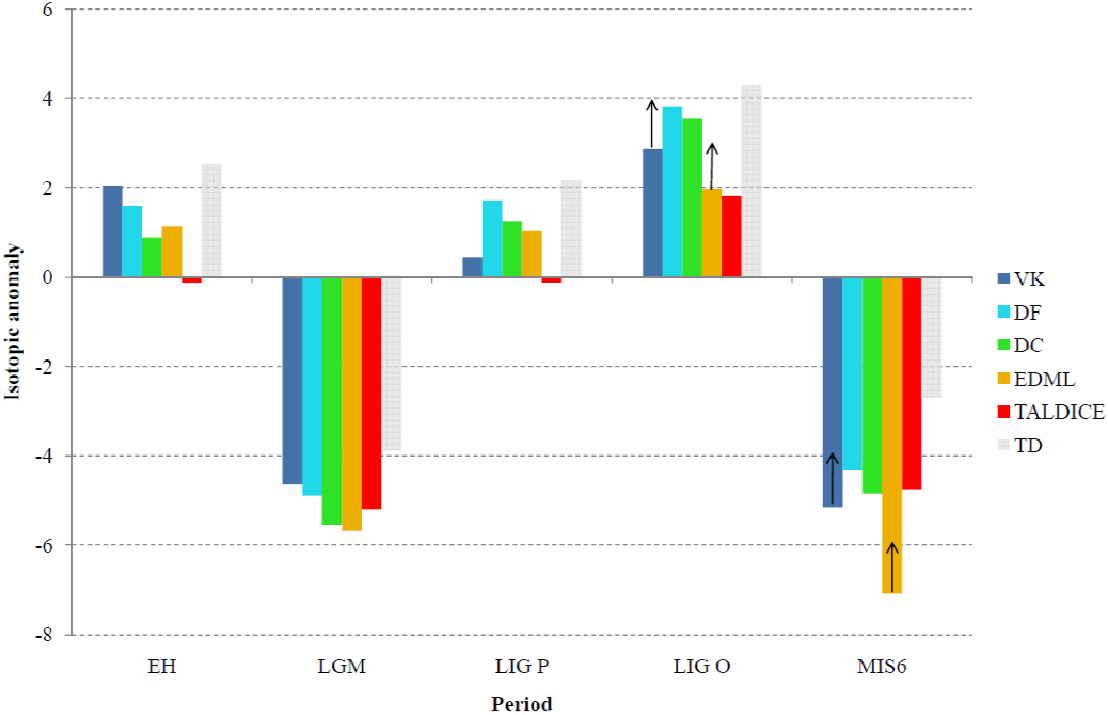


Figure 4b. Based on the smoothed records displayed in Figure 2a, comparison of the $\delta^{18}\text{O}$ anomalies (‰ between the last millennium (reference), the early Holocene EH (warmest millennium between 7 and 13 ky), the Last Glacial Maximum LGM (coldest millennium between 18 and 30 ky), the optimum of the Last Interglacial LIG O (warmest millennium between 18 and 30 ky), the plateau of the Last Interglacial LIG P (mean conditions between 100 and 140 ky), the plateau of the Last Interglacial LIG P (mean conditions between 122 and 126 ky) and the previous glacial maximum MIS6 (coldest millennium between 130 and 150 ky). The Vostok and EDML record are affected by changes in upstream ice origin leading to a decreasing $\delta^{18}\text{O}$ trend clearly visible for LIG O and MIS6. The published estimates for the upstream effects are displayed as vertical arrows (without taking into account changes in ice sheet elevation with time). The same analyses were conducted on TD despite chronological uncertainties (grey bars).



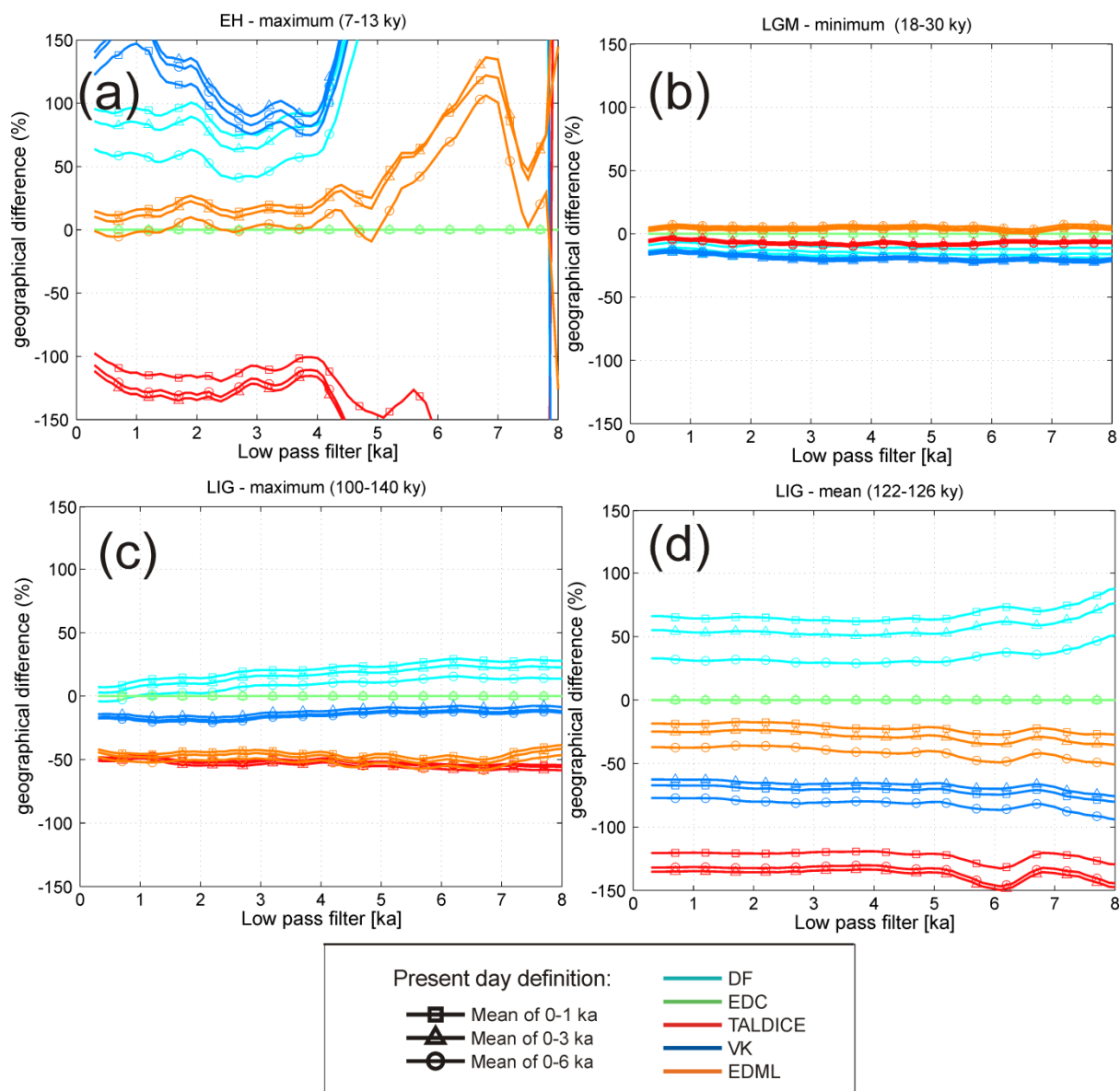


Figure 4c. Sensitivity analysis of the $\delta^{18}\text{O}$ geographical anomalies: tests conducted with respect to the definition of the “present-day” (0-1 ky, 0-3 ky or 0-6 ky mean, different symbols) and with respect to the smoothing length applied to the data (0.2 to 8 ka, horizontal axis). Percentage differences are relative to EDC and displayed for each time interval (a: Early Holocene, b: LGM, c: LIG maximum and d: LIG mean). For clarity, different y-axis scales are used for the different panels. Note that the Vostok and EDML record are affected by changes in upstream ice origin leading to a decreasing $\delta^{18}\text{O}$ trend for the oldest time periods.

Figure 5. Comparison between the initial isotopic records (left axis) and the site temperature (right axis, same temperature scaling for all records) estimated after correction for sea water isotopic composition and moisture source correction taking into account deuterium excess data, for EDC and EDML (Stenni et al., 2010), Vostok (Vimeux et al., 2001a) and Dome F (Kawamura et al., 2007; Uemura et al., 2004). The resolution of the T_{site} records varies between 200 years (EDC and EDML), 300 years (DF) and 400 years (Vostok). They have been smoothed using a binomial filter to highlight only multi millennial trends. a) Current interglacial, and b) Last interglacial. With this approach, strong increases in deuterium excess during interglacials at Vostok and DF (not shown here) appear to account for long term interglacial isotopic decreases.

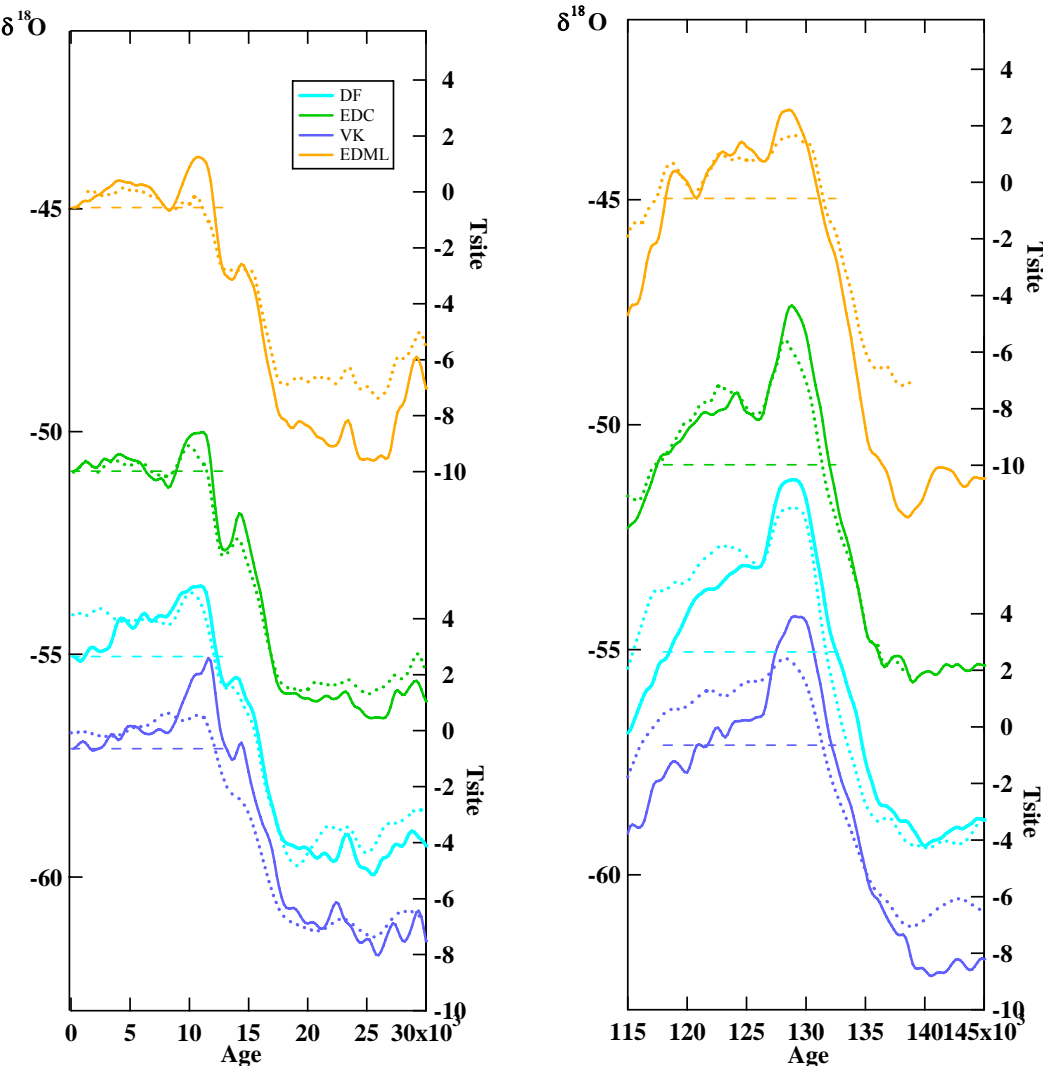


Figure 6. Left : a) Common and residual signals highlighted by principal component analyses, showing the first (red) and second (blue) principal components of the 5 $\delta^{18}\text{O}$ records (TD not included) together with the percentage of variance explained, for the Holocene. b) Same as a) but for the last interglacial. c) Last interglacial orbital context, as displayed by variations in obliquity (thick black line) and reversed precession parameter (dashed grey line) (Laskar et al., 1993). d) Same as c) but for the Holocene.

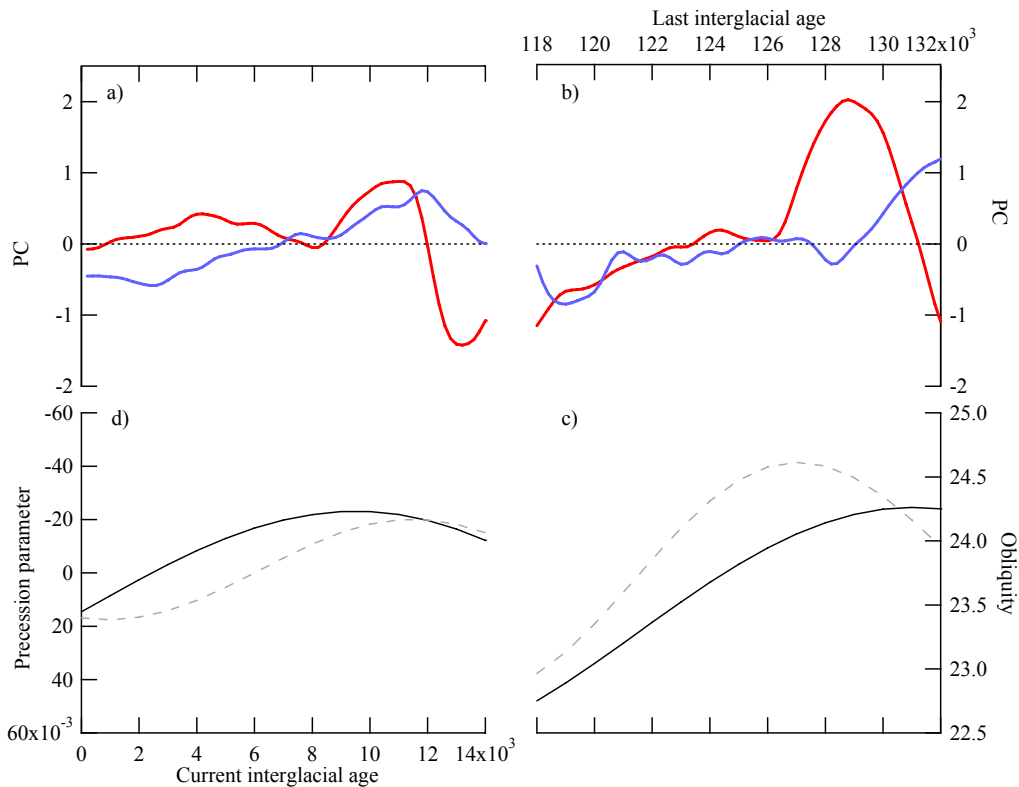
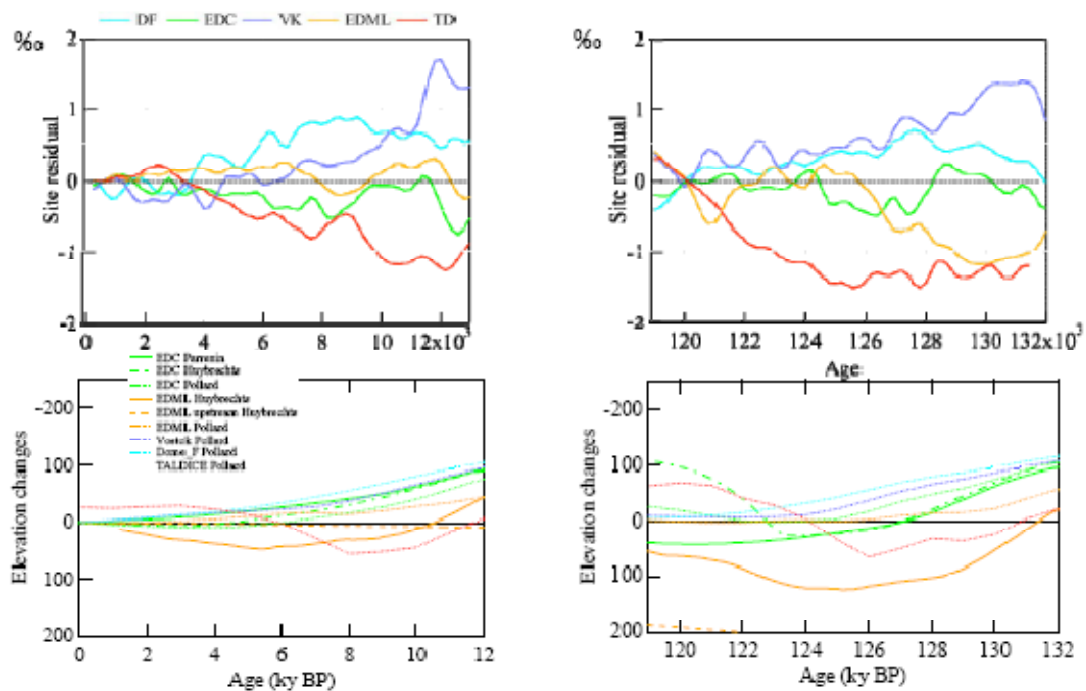


Figure 7. a) Current interglacial and b) Last Interglacial $\delta^{18}\text{O}$ residuals between each record and the first PC of the five records (PC1 from Figure 5), expressed in ‰. The colour code is the same as in Figure 2. 200 year data have been smoothed with a 3 point binomial filter and centred to have zero values respectively at 0 and 120 ka. **c)** and **d)** Anomalies of elevation changes simulated at EDML (orange), EDC (green), Vostok (blue) and Dome F (light blue) by (Huybrechts et al., 2007) (long dashed line), (Parrenin et al., 2007b) (solid line) and (Pollard and DeConto, 2009) (dotted line). Anomalies are calculated with respect to the present day elevation (also displayed with the zero horizontal dashed black line). For EDML is also displayed the elevation change due to the geographical shift in surface ice origin (Huybrechts et al., 2007) (“upstream” dashed orange curve). The sizes of the left (Holocene) and right (last interglacial) panels have been adjusted to be proportional to the durations which are displayed.



References

- Bintanja, R., van de Wal, R., and Oerlemans, J., 2005, Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years: *Nature*, v. 437, p. 125-128.
- Birnbaum, G., Brauner, R., and Ries, H., 2006, Synoptic situations causing high precipitation rates on the Antarctic plateau: observations from Kohlen Station, *DML: Antarctic Science*, v. 18, p. 279-288.
- Brook, E.J., White, J.W.C., Schilla, A.S.M., Bender, M.L., Barnett, B., Severinghaus, J.P., Taylor, K.C., Alley, R.B., and Steig, E.J., 2005, Timing of millennial-scale climate change at Siple Dome, West Antarctica, during the last glacial period: *Quaternary Science Reviews*, v. 24, p. 1333-1343.
- Buiron, D., Chappellaz, J., Stenni, B., Frezzotti, M., Baumgartner, S., Capron, E., Landais, A., Lemieux-Dudon, B., Masson-Delmotte, V., Montagnat, M., Parrenin, F., and Schilt, A., submitted, TALDICE-1 age scale of the Talos Dome deep ice core, East Antarctica: *Climate of the Past*.
- Capron, E., Landais, A., Chappellaz, J., Schilt, A., Buiron, D., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., Jouzel, J., Lemieux-Dudon, B., Loulergue, L., Leuenberger, M., Masson-Delmotte, V., Meyer, H., Oerter, H., and Stenni, B., 2010, Millennial and submillennial scale climatic variations recorded in polar ice cores over the last glacial period: *Climate of the Past*, v. 6, p. 345-365.
- Dansgaard, W., 1964, Stable isotopes in precipitation.: *Tellus*, v. 16, p. 436-468.
- Debret, M., Sebag, D., Crosta, X., Massei, N., Petit, J.R., Chapron, E., and Bout-Roumazelles, V., 2009, Evidence from wavelet analysis for a mid-Holocene transition in global climate forcing: *Quaternary Science Reviews*, v. 28, p. 25-26.
- Delaygue, G., Jouzel, J., Masson, V., Koster, R.D., and Bard, E., 2000a, Validity of the isotopic thermometer in central Antarctica; limited impact of glacial precipitation seasonality and moisture origin: *Geophysical Research Letters*, v. 27, p. 2677-2680.
- Delaygue, G., Masson, V., Jouzel, J., and Koster, R.D., 2000b, The origin of Antarctic precipitation: a modelling approach: *Tellus*, v. 52B, p. 19-36.
- Divine, D., Isaksson, E., Kaczmarek, M., Goldliebsen, F., Oerter, H., Schlosser, E., Johnsen, S.J., van den Broeke, M., and Van de Wal, R., 2009, Tropical Pacific-high latitude south Atlantic teleconnections as seen in $\delta^{18}\text{O}$ variability in Antarctic coastal ice cores: *J. Geophys. Res.*, v. 114, p. doi: 10.1029/2008JD010475.
- Dreyfus, G., Jouzel, J., Bender, M., Landais, A., Masson-Delmotte, V., and Leuenberger, M., 2010, Firn processes and $\delta^{15}\text{N}$: potential for a gas-phase climate proxy: *Quaternary Science Reviews*, v. 29, p. 28-42.
- Dunbar, N.W., McIntosh, W.C., and Esser, R.P., 2008, Physical setting and tephrochronology of the summit caldera ice record at Mount Moulton, West Antarctica: *GSA Bulletin*, v. 120, p. 796-812.
- Ekaykin, A.A., 2003, Meteorological regime of central Antarctic and its role in the isotopic composition of snow thickness: Grenoble, Université Joseph Fourier, Grenoble.
- Ekaykin, A.A., Lipenkov, V.Y., Kuzmina, I., Petit, J.R., Masson-Delmotte, V., and Johnsen, S.J., 2004, The changes in isotope composition and accumulation of snow at Vostok station, East Antarctica, over the past 200 years: *Ann. Glaciol.*, v. 39, p. 569-575.
- Ekaykin, A.A., Lipenkov, V.Y., Popov, S.V., and Shibaev, Y.A., 2010, Glaciological and geophysical investigations of Antarctic ice sheet along the ice flow line passing through Vostok Station, *in* Conference, S.O.S., ed.: Buenos Aires.
- Enomoto, H., Motoyama, H., Shiraiwa, T., Saito, T., Kameda, T., Furukawa, T., Takahashi, S., Kodama, Y., and Watanabe, O., 1998, Winter warming over Dome Fuji, East

- Antarctica, and semiannual oscillation in the atmospheric circulation: *J. Geophys. Res.*, v. 103, p. 101-123.
- EPICA-community-members, 2004, Eight glacial cycles from an Antarctic ice core: *Nature*, v. 429, p. 623-628.
- , 2006, One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica: *Nature*, v. 444, p. 195-198.
- Fogt, R.L., and Bromwich, D., 2006, Decadal variability of the ENSO teleconnection to the high latitude South Pacific governed by coupling with the Southern Annular Mode: *J. Clim.*, v. 19, p. 979-997.
- Frezzotti, M., Pourchet, M., Flora, O., Gandolfi, S., Gay, M., Urbini, S., Vincent, C., Becagli, S., Gragnani, R., Proposito, M., Severi, M., Traversi, R., Udisti, R., and Fily, M., 2004, New estimations of precipitation and surface sublimation in East Antarctica from snow accumulation measurements: *Climate Dynamics*, v. 23, p. 803-813.
- Fujita, K., and Abe, O., 2006, Stable isotopes in daily precipitation at Dome Fuji, East Antarctica: *Geophys. Res. Letters*, v. 33, p. L18503. doi:10.1029/2006GL026936.
- Gallée, H., and Gorodetskaya, I., 2008, Validation of a limited area model over Dome C, Antarctic Plateau, during winter: *Clim. Dyn.*, p. DOI:10.1007/s00382-008-0499-y.
- Genthon, C., and Cosme, E., 2003, Intermittent signature of ENSO in west Antarctic precipitation: *Geophys. Res. Lett.*, v. 30, p. 10.1029/2003GL018280.
- Grootes, P.M., Steig, E.J., Stuiver, M., Waddington, E.D., and Morse, D.L., 2001, The Taylor Dome Antarctic 18O record and globally synchronous changes in climate: *Quat. Res.*, v. 56, p. 289-298.
- Hansen, J., Sato, M., Kharecha, P., Beerling, D., Berner, R., Masson-Delmotte, V., Pagani, M., Raymo, M.E., Royer, D.L., and Zachos, J.C., 2008, Target atmospheric CO₂ : where should humanity aim?: *Open Atmospheric Sciences*, v. 2, p. 217-231.
- Hirasawa, N., Nakamura, H., and Yamanouchi, T., 2000, Abrupt changes in meteorological conditions observed at an inland Antarctic station in association with wintertime blocking: *Geophys. Res. Lett.*, v. 27, p. 1911-1914.
- Holden, P.B., Edwards, N.R., Wolff, E.W., Lang, N.J., Singarayer, J.S., Valdes, P.J., and Stocker, T.F., 2010, Interhemispheric coupling and warm Antarctic interglacials: *Clim. Past. Discuss.*, v. 5, p. 2555-2575.
- Huybers, P., 2009, Antarctica's orbital beat: *Science* v. 325, p. 1085-1086.
- Huybers, P., and Denton, G.H., 2008, Antarctic temperature at orbital timescales controlled by local summer duration: *Nature Geosciences*, v. 1, p. 787-792.
- Huybrechts, P., Rybak, O., Pattyn, F., Ruth, U., and Steinhage, D., 2007, Ice thinning, upstream advection, and non-climatic biases for the upper 89% of the EDML ice core from a nested model of the Antarctic ice sheet: *Climate of the Past*, v. 3, p. 577-589.
- IPCC, 2007, *Climate Change 2007 - The Physical Science Basis*: Cambridge, Cambridge University Press, 1009 p.
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J.M., Chappellaz, J., Fischer, H., Gallet, J.C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., Raynaud, D., Schilt, A., Schwander, J., Selmo, E., Souchez, R., Spahni, R., Stauffer, B., Steffensen, J.P., Stenni, B.S., T.F., Tison, J.L., Werner, M., and Wolff, E., 2007, Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years: *Science* v. 317, p. 793-796.
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Falourd, S., Stievenard, M., Stenni, B., Longinelli, A., Johnsen, S., Steffensen, J.P., Petit, J.-R., Schwander, J., Souchez, R., and Barkov, N.I., 2001, A new 27 Ky high resolution East Antarctic climate record: *Geophysical Research Letters*, v. In press.

- Jouzel, J., Vimeux, F., Caillon, N., Delaygue, G., Hoffmann, G., Masson-Delmotte, V., and Parrenin, F., 2003, Magnitude of the isotope-temperature scaling for interpretation of central Antarctic ice cores: *J. Geophys. Res.*, v. 108, p. 1029-1046.
- Kawamura, K., Parrenin, F., Lisiecki, L., Uemura, R., Vimeux, F., Severinghaus, J.P., Hutterli, M.A., Nakazawa, T., Aoki, S., Jouzel, J., Raymo, M.E., Matsumoto, K., Nakata, H., Motoyama, H., Fujita, S., Goto-Azuma, K., Fujii, Y., and Watanabe, O., 2007, Northern Hemisphere forcing of climatic cycles in Antarctica over the past 360,000 years: *Nature*, v. 448, p. 912-915.
- Krinner, G., Genthon, C., and Jouzel, J., 1997, GCM analysis of local influences on ice core δ signals: *Geophys. Res. Lett.*, v. 24, p. 2825-2828.
- Krinner, G., Magand, O., Simmonds, I., Genthon, C., and Dufresne, J.L., 2007, Simulated Antarctic precipitation and surface mass balance at the end of the twentieth century: *Clim. Dyn.*, v. 28, p. 215-230.
- Krinner, G., and Werner, M., 2003, Impact of precipitation seasonality changes on isotopic signals in polar ice cores: *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 216, p. 525-538.
- Kwok, R., and Comiso, J.C., 2002, Spatial patterns of variability in Antarctic surface temperature: connections to the Southern Hemisphere Annular mode and the Southern Oscillation: *Geophys. Res. Lett.*, v. 29, p. 10.1029/2002GL015415.
- Landais, A., Barnola, J.M., Kawamura, K., Caillon, N., Delmotte, M., Ommen, T.V., Dreyfus, G., Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Minster, B., Freitag, J., Leuenberger, M., Schwander, J., Huber, C., Etheridge, D., and Morgan, V., 2006, Firn-air $\delta^{15}\text{N}$ in modern polar sites and glacial-interglacial ice : a model-data mismatch during glacial periods in Antarctica: *Quaternary Science Reviews*, v. 25, p. 49-62.
- Landais, A., Masson-Delmotte, V., Jouzel, J., Raynaud, D., Johnsen, S., Huber, C., Leuenberger, M., Schwander, J., and Minster, B., 2005, The glacial inception recorded in the NorthGRIP Greenland ice core : information from air isotopic measurements: *Climate Dynamics*, v. 26, p. doi:10.1007/s00382-005-0063-y.
- Laskar, J., Joutel, F., and Boudin, F., 1993, Orbital, precessional, and insolation quantities for the Earth from -20Myr to +10Myr: *Astron. Astrophys.*, v. 270, p. 522--533.
- Lemieux-Dudon, B., Barnola, J.M., Narcisi, B., Parrenin, F., Petit, J.R., Ritz, C., Svensson, A., and Waelbroeck, C., 2010, Consistent dating for Antarctica and Greenland ice cores: *Quaternary Science Reviews*, v. 29, p. 8-20.
- Loulergue, L., Schilt, A., Spahni, R., Masson-Delmotte, V., Blunier, T., Lemieux, B., Barnola, J.M., Raynaud, D., Stocker, T., and Chappelaz, J., 2008, Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH_4 over the last 800 000 years: *Nature*, v. 453, p. 383-386.
- Marino, F., Castellano, E., Nava, S., Chiari, M., Ruth, U., Wegner, A., Lucarelli, F., Udisti, R., Delmonte, B., and Maggi, V., 2009, Coherent composition of glacial dust on opposite sides of the Earth Antarctic Plateau inferred from the deep EPICA ice cores: *Geophys. Res. Lett.*, v. 36.
- Marshall, G.J., 2003, Trends in the southern annular mode from observations and reanalyses: *J. Climate*, v. 16, p. 4134-4143.
- , 2007, Half-century seasonal relationship between the Southern Annular Mode and Antarctic temperatures: *Int. J. Climatol.*, v. 27, p. 373-383.
- , 2009, On the annual and semi-annual cycles of precipitation across Antarctica: *Int. J. Climatol.*, v. 29, p. 2298-2308.
- Massom, R.A., Pook, M.J., Comiso, J.C., Adams, N., Turner, J., Lachlan-Cope, T.A., and Gibson, T.T., 2004, Precipitation over the interior East Antarctic ice sheet related to midlatitude blocking activity: *J. Climate*, v. 17, p. 1914-1928.

- Masson-Delmotte, V., Dreyfus, G., Braconnot, P., Johnsen, S., Jouzel, J., Kageyama, M., Landais, A., Loutre, M.F., Nouet, J., Parrenin, F., Raynaud, D., Stenni, B., and Tüentler, E., 2006a, Past temperature reconstructions from deep ice cores : relevance for future climate change: *Climate of the Past*, v. 2, p. 145-165.
- Masson-Delmotte, V., Hou, S., Ekaykin, A., Jouzel, J., Aristarain, A., Bernardo, R.T., Bromwich, D., Cattani, O., Delmotte, M., Falourd, S., Frezzotti, M., Gallée, H., Genoni, L., Isaksson, E., Landais, A., Helsen, M., Hoffmann, G., Lopez, J., Morgan, V., Motoyama, H., Noone, D., Oerter, H., Petit, J.R., Royer, A., Uemura, R., Schmidt, G.A., Schlosser, E., Simões, J.C., Steig, E., Stenni, B., Stievenard, M., Broeke, M.v.d., Wal, R.v.d., Berg, W.-J.v.d., Vimeux, F., and White, J.W.C., 2008, A review of Antarctic surface snow isotopic composition : observations, atmospheric circulation and isotopic modelling: *J. Climate*, v. 21, p. 3359-3387.
- Masson-Delmotte, V., Kageyama, M., Braconnot, P., Charbit, S., Krinner, G., Ritz, C., Guilyardi, E., Jouzel, J., Abe-Ouchi, A., Crucifix, M., Gladstone, R.M., Hewitt, C.D., Kitoh, A., Legrande, A., Marti, O., Merkel, U., Motoi, T., Ohgaito, R., Otto-Bliesner, B., Peltier, R.W., Ross, I., Valdes, P., Vettoretti, G., Weber, S.L., and Wolk, F., 2006b, Past and future polar amplification of climate change: climate model intercomparisons and ice-core constraints: *Clim. Dyn.*, p. DOI: 10.1007/s00382-005-0081-9.
- Masson-Delmotte, V., Stenni, B., Blunier, T., Cattani, O., Chappellaz, J., Cheng, H., Dreyfus, G., Edwards, R.L., Falourd, S., Govin, A., Kawamura, K., Johnsen, S.J., Jouzel, J., Landais, A., Lemieux-Dudon, B., Laurantou, A., Marshall, G.J., Minster, B., Mudelsee, M., Pol, K., Rothlisberger, R., Selmo, E., and Waelbroeck, C., 2010a, An abrupt change of Antarctic moisture origin at the end of termination II: *Proc. Nat. Acad. Sci.*, p. 10.1073/pnas.0914536107.
- Masson-Delmotte, V., Stenni, B., Pol, K., Braconnot, P., Cattani, O., Falourd, S., Kageyama, M., Jouzel, J., Landais, A., Minster, B., Krinner, G., Johnsen, S., Röthlisberger, R., Chappellaz, J., Hansen, J., Mikolajewicz, U., and Otto-Bliesner, B., 2010b, EPICA Dome C record of glacial and interglacial intensities: *Quaternary Science Reviews*, v. 29, p. 113-128.
- Masson, V., Vimeux, F., Jouzel, J., Morgan, V., Delmotte, M., Ciais, P., Hammer, C., Johnsen, S., Lipenkov, V.Y., Mosley-Thompson, E., Petit, J.-R., Steig, E., Stievenard, M., and Vaikmae, R., 2000, Holocene climate variability in Antarctica based on 11 ice cores isotopic records: *Quaternary Research*, v. 54, p. 348-358.
- Merlivat, L., and Jouzel, J., 1979, Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation: *J. Geophys. Res.*, v. 84, p. 5029-5033.
- Miles, G.M., Marshall, G.J., McConnell, J.R., and Aristarain, A., 2008, Recent accumulation variability and change on the Antarctic Peninsula from the ERA40 reanalysis: *Int. J. Climatol.*, v. 28, p. 1409-1422.
- Morse, D.L., Waddington, E.D., and Steig, E.J., 1998, Ice age storm trajectories inferred from radar stratigraphy at Taylor Dome, Antarctica: *Geophysical Research Letters*, v. 25, p. 3383-3386.
- Mulvaney, R., Röthlisberger, R., Wolff, E.W., Sommer, S., Schwander, J., Hutterli, M.A., and Jouzel, J., 2000, The transition from the last glacial period in inland and near-coastal Antarctica: *Geophysical Research Letters*, v. 27, p. 2673-2676.
- Noone, D., and Simmonds, I., 1998, Implications for interpretations of ice-core isotope data from analysis of modelled Antarctic precipitation: *Ann. Glaciol.*, v. 27, p. 398-402.
- NorthGRIP-community-members, 2004, High resolution climate record of the northern hemisphere reaching into last interglacial period: *Nature*, v. 431, p. 147-151.

- Otto-Bliesner, B.L., Marshall, S.J., Overpeck, J.T., Miller, G.H., Hu, A., and members, C.I.i.p., 2006, Simulating Arctic climate warmth and icefield retreat in the last interglaciation: *Science* v. 311, p. 1751-1753.
- Overpeck, J.T., Otto-Bliesner, B.L., Miller, G.H., Muhs, D.R., Alley, R.B., and Kiehl, J.T., 2006, Paleoclimatic evidence for future ice-sheet instability and rapid sea-level rise: *Science in China*, v. 311, p. 1747-1750.
- Paillard, D., Labeyrie, L., and Yiou, P., 1996, Macintosh program performs time-series analysis: *EOS trans, AGU*, v. 77, p. 379.
- Parrenin, F., Barnola, J.M., Beer, J., Blunier, T., Castellano, E., Chappellaz, J., Dreyfus, G., Fischer, H., Fujita, S., Jouzel, J., Kawamura, K., Lemieux-Dudon, B., Loulergue, L., Masson-Delmotte, V., Narcisi, B., Petit, J.R., Raisbeck, G., Raynaud, D., Ruth, U., Schwander, J., Severi, M., Spahni, R., Steffensen, J.P., Svensson, A.M., Udisti, R., Waelbroeck, C., and Wolff, E., 2007a, The EDC3 chronology for the EPICA Dome C ice core: *Climate of the Past*, v. 3, p. 485-497.
- Parrenin, F., Dreyfus, G., Durand, G., Fujita, S., Gagliardini, O., Gillet, F., Jouzel, J., Kawamura, K., Lhomme, N., Masson-Delmotte, V., Ritz, C., Schwander, J., Shoji, H., Uemura, R., Yoshida, N., Watanabe, O., and Wolff, E.W., 2007b, Ice flow modelling at Dome C and Dome Fuji, East Antarctica: *Climate of the Past*, v. 3, p. 243-259.
- Parrenin, F., Jouzel, J., Waelbroeck, C., Ritz, C., and Barnola, J.-M., 2001, Dating of the Vostok ice core by an inverse method: *J. Geophys. Res.*, v. 106, p. 31837-31851.
- Parrenin, F., Rémy, F., Ritz, C., Siegert, M.J., and Jouzel, J., 2004, New modelling of the Vostok ice flow line and implication for the glaciological chronology of the Vostok ice core: *J. Geophys. Res.*, v. 109, p. D20102, doi:10.1029/2004JD004561.
- Petit, J.R., and Delmonte, B., 2009, A model for large glacial–interglacial climate-induced changes in dust and sea salt concentrations in deep ice cores (central Antarctica): palaeoclimatic implications and prospects for refining ice core chronologies: *Tellus*, v. 61B, p. 768-790.
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, J., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E., and Stievenard, M., 1999, Climate and Atmospheric History of the Past 420000 years from the Vostok Ice Core, Antarctica: *Nature*, v. 399, p. 429-436.
- Pol, K., Masson-Delmotte, V., Johnsen, S., Bigler, M., Cattani, O., Durand, G., Falourd, S., Jouzel, J., Minster, B., Parrenin, F., Ritz, C., Steen-Larsen, H.C., and Stenni, B., in press, New MIS19 EPICA Dome C high resolution deuterium data: hints for a problematic preservation of climate variability in the "oldest ice": *EPSL*, p. doi:10.1016/j.epsl.2010.07.030.
- Pollard, D., and DeConto, R.M., 2009, Modelling West Antarctic ice sheet growth and collapse through the past five million years: *Nature* v. 458, p. 329-332.
- Popp, T., Sowers, T., Dunbar, N.W., McIntosh, W.C., and White, J.W.C., 2004, Radioisotopically dated climate record spanning the last interglacial in ice from Mount Moulton, West Antarctica: *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, v. 85.
- Powers, J.G., Monaghan, A.J., Cayette, A.M., Bromwich, D.H., Kuo, Y., and Manning, K.W., 2003, Real-time mesoscale modeling over Antarctica: the Antarctic Mesoscale Prediction System: *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, v. 84, p. 1522-1545.
- Reijmer, H., van den Broeke, R., and Scheele, M.P., 2002, Air parcel trajectories and snowfall related to five deep drilling locations in Antarctica based on the ERA-15 dataset: *J. Climate*, v. 15, p. 1957-1968.

- Renssen, H., Goosse, H., Crosta, X., and Roche, D.M., 2010, Early Holocene Laurentide Ice Sheet deglaciation causes cooling in the high latitude Southern Hemisphere through oceanic teleconnection: *Paleoceanography*, v. 25, p. PA3204.
- Renssen, H., Goosse, H., Fichefet, T., Masson-Delmotte, V., and Koç, N., 2004, The Holocene climate evolution in the high latitude southern hemisphere simulated by a coupled atmosphere sea ice ocean vegetation model: *The Holocene*, v. 15, p. 951-964.
- Röthlisberger, R., Mudelsee, M., Bigler, M., Angelis, M.d., Fischer, H., Hansson, M., Lambert, F., Masson-Delmotte, V., Sime, L., Udisti, R., and Wolff, E.W., 2008, The southern hemisphere at glacial terminations: insights from the Dome C ice core: *Climate of the Past*, v. 4, p. 345-356.
- Ruth, U., Barnola, J.M., Beer, J., Bigler, M., Blunier, T., Castellano, E., Fischer, H., Fundel, F., Huybrecht, P., Kaufmann, P., Kipfstuhl, J., Lambrecht, A., Morganti, A., Oerter, H., Parrenin, F., Rybak, O., Severi, M., Udisti, R., Wilhelms, F., and Wolff, E., 2007, EDML1: a chronology for the EPICA deep ice core from Dronning Maud Land, Antarctica, over the last 150 000 years: *Clim. Past*, v. 3, p. 475-484.
- Salamatin, A.N., Tsyganova, E.A., Popov, S.V., and Lipenkov, V.Y., 2009, Ice flow line modeling in ice core data interpretation: Vostok Station (East Antarctica), *in* Hondoh, T., ed., *Physics of Ice Core Records, Volume 2: Sapporo, Hokkaido Univ. Press*, p. 167-194.
- Scarchilli, C., Frezotti, M., and Ruti, P., submitted, Snow precipitation at the Talos Dome core site in East Antarctica: Provenance, seasonality and blocking factors: *Clim. Dyn.*
- Schlosser, E., Duda, M.G., Powers, J.G., and Manning, K.H., 2008, The precipitation regime of Dronning Maud Land, Antarctica, derived from AMPS (Antarctic Mesoscale Prediction System) Archive Data: *J. Geophys. Res.*, v. 113, p. 10.1029/2008JD009968.
- Schlosser, E., Manning, K.W., Powers, J.G., Duda, M.G., Birnbaum, G., and Fujita, K., 2010a, Characteristics of high-precipitation events in Dronning Maud Land, Antarctica: *J. Geophys. Res.*, v. 115, p. doi:10.1029/2009JD013410.
- Schlosser, E., Powers, J.G., Duda, M.G., Manning, K.W., Reijmer, C.H., and Van den Broecke, M., 2010b, An extreme precipitation event in Dronning Maud Land, Antarctica - a case study using AMPS (Antarctic Mesoscale Prediction System) archive data: *Polar Research*, v. in press.
- Schmidt, G.A., Legrande, A., and Hoffmann, G., 2007, Water isotope expressions of intrinsic and forced variability in a coupled ocean-atmosphere model: *J. Geophys. Res.*, v. 112, p. doi:10.1029/2006JD007781.
- Severinghaus, J.P., and Brook, E., 1999, Simultaneous tropical-Arctic abrupt climate change at the end of the last glacial period inferred from trapped air in polar ice: *Science*, v. 286, p. 930-934.
- Shackleton, N.J., Sanchez-Goñi, M.F., Pailler, D., and Lancelot, Y., 2003, Marine isotope substage 5e and the Eemian interglacial: *Global and Planetary Changes*, v. 36, p. 151-155.
- Siddall, M., Milne, G.A., and Masson-Delmotte, V., submitted, Uncertainties in elevation changes and their impact on Antarctic temperature records since the end of the last glacial period: *Earth and Planet. Sci. Lett.*
- Siegenthaler, U., Stocker, T.F., Monnin, E., Lüthi, D., Schwander, J., Stauffer, B., Raynaud, D., Barnola, J.-M., Fischer, H., Masson-Delmotte, V., and Jouzel, J., 2005, Stable carbon cycle-climate relationship during the last Pleistocene: *Science* v. 310, p. 1313-1317.

- Sime, L.C., Marshall, G.J., Mulvaney, R., and Thomas, E.R., 2009a, Interpreting temperature information from ice cores along the Antarctic Peninsula: ERA40 analysis: *Geophys. Res. Lett.*, v. 36, p. L18801, doi:10.1029/2009GL038982.
- Sime, L.C., Tindall, J.C., Wolff, E.W., Connolley, W.M., and Valdes, P.J., 2008, Antarctic isotopic thermometer during a CO₂ forced warming event: *J. Geophys. Res.*, v. 113, p. D24119.
- Sime, L.C., Wolff, E.W., Oliver, K.I.C., and Tindall, J.C., 2009b, Evidence for warmer interglacials in East Antarctic ice cores: *Nature* v. 462, p. 342-345.
- Sodemann, H., Schwierz, C., and Wernli, H., 2008, Inter-annual variability of Greenland winter precipitation sources. Lagrangian moisture diagnostic and North Atlantic Oscillation influence: *J. Geophys. Res.*, v. 113, p. D03107, doi:10.1029/2007JD008503.
- Sodemann, H., and Stohl, A., 2009, Asymmetries in the moisture origin of Antarctic precipitation: *Geophys. Res. Lett.*, v. 36, p. L22803.
- Steig, E., Brook, E.J., White, J.W.C., Sucher, C.M., Bender, M.L., Lehman, S.J., Morse, D.L., Waddington, E.D., and Clow, G.D., 1998, Synchronous climate changes in Antarctica and the North Atlantic: *Science*, v. 282, p. 92-95.
- Steig, E.J., Grootes, P.M., and Stuiver, M., 1994, Seasonal precipitation timing and ice core records: *Science*, v. 266, p. 1885-1886.
- Stenni, B., Buiron, D., Frezzotti, M., Albani, S., Barbante, C., Bard, E., Barnola, J.M., Baroni, C., Baumgartner, S., Bonazza, M., Capron, E., Castellano, E., Chappellaz, J., Delmonte, B., Falourd, S., Genoni, L., Iacumin, P., Jouzel, J., Kipfstuhl, J., Landais, A., Lemieux-Dudon, B., Maggi, V., Masson-Delmotte, V., Mazzola, C., Minster, B., Montagnat, M., Mulvaney, R., Narcisi, B., Oerter, H., Parrenin, F., Petit, J.R., Ritz, C., Sarchilli, C., Schilt, A., Schüpbach, S., Schwander, J., Selmo, E., Severi, M., Stocker, T., and Udisti, R., submitted, Unified Antarctic and Greenland climate seesaw during the last deglaciation: *Science*
- Stenni, B., Masson-Delmotte, V., Selmo, E., Oerter, H., Meyer, H., Röthlisberger, R., Jouzel, J., Cattani, O., Falourd, S., Fischer, H., Hoffmann, G., Iacumin, P., Johnsen, S.J., Minster, B., and Udisti, R., 2010, The deuterium excess records of EPICA Dome C and Dronning Maud Land ice cores (East Antarctica): *Quaternary Science Reviews*, v. 29, p. 146-159.
- Stenni, B., Masson, V., Johnsen, S.J., Jouzel, J., Longinelli, A., Monnin, E., Rothlisberger, R., and Selmo, E., 2001, An oceanic cold reversal during the last deglaciation: *Science*, v. 293, p. 2074-2077.
- Suzuki, K., Tamanouchi, T., and Motoyama, H., 2008, Moisture transport to Syowa and Dome Fuji stations in Antarctica: *J. Geophys. Res.*, v. 113, p. doi:10.1029/2008JD009794.
- Timmermann, A., Timm, O., Stott, L., and Menviel, L., 2009, The roles of CO₂ and orbital forcing in driving southern hemispheric temperature variations during the last 21,000 years: *J. Climate*, v. 22, p. 1626-1640.
- Udisti, R., S. Becagli, E. Castellano, B. Delmonte, J. Jouzel, J. R. Petit, J. Schwander, B. Stenni, and E. W. Wolff, 2004, Stratigraphic correlations between the European Project for Ice Coring in Antarctica (EPICA) Dome C and Vostok ice cores showing the relative variations of snow accumulation over the past 45 kyr: *J. Geophys. Res.*, v. 109, p. doi:10.1029/2003JD004180.
- Uemura, R., Yoshida, N., Kurita, N., Nakawo, M., and Watanabe, O., 2004, An observation-based method for reconstructing ocean surface changes using a 340,000 year deuterium excess record from the Dome Fuji ice core, Antarctica: *Geophysical Research Letters*, v. 31, p. L13216.

- Urbini, S., Frezzotti, M., Gandolfi, S., Vincent, C., Scarchilli, C., Vittuari, L., and Fily, M., 2008, Historical behaviour of Dome C and Talos Dome (East Antarctica) as investigated by snow accumulation and ice velocity measurements: *Global and Planetary Change*, p. doi:10.1016/j.gloplacha.2007.08.002. .
- Vimeux, F., Masson, V., Delaygue, G., Jouzel, J., Petit, J.-R., and Stievenard, M., 2001a, A 420,000 year deuterium excess record from East Antarctica : Information on past changes in the origin of precipitation at Vostok: *J. Geophys. Res.*, v. 106, p. 31863-31873.
- Vimeux, F., Masson, V., Jouzel, J., Petit, J.R., Steig, E.J., Stievenard, M., Vaikmae, R., and White, J.W.C., 2001b, Holocene hydrological cycle changes in the southern hemisphere documented in East Antarctic deuterium excess records: *Clim. Dyn.*, v. 17, p. 503-513.
- Vimeux, F., Masson, V., Jouzel, J., Stievenard, M., and Petit, J.R., 1999, Glacial-interglacial changes in ocean surface conditions in the Southern Hemisphere: *Nature*, v. 398, p. 410--413.
- Vinther, B.M., Buchardt, S.L., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., Fischer, D.A., Koerner, R.M., Raynaud, D., Lipenkov, V., Andersen, K.K., Blunier, T., Rasmussen, S.O., Steffensen, J.P., and Svensson, A.M., 2009, Holocene thinning of the Greenland ice sheet: *Nature* v. 461, p. 385-388.
- Vinther, B.M., Clausen, H.B., Johnsen, S.J., Rasmussen, S.O., Andersen, K.K., Buchardt, S.L., Dahl-Jensen, D., Seierstad, I., Siggaard-Andersen, M.-L., Steffensen, J.P., Svensson, A., Olsen, J., and Heinemeier, J., 2006, A synchronized dating of three Greenland ice cores throughout the Holocene: *J. Geophys. Res.*, v. 111, p. D13102.
- Watanabe, O., Jouzel, J., Johnsen, S., Parrenin, F., Shoji, H., and Yoshida, N., 2003, Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles: *Nature*, v. 422, p. 509-512.
- Werner, M., and Heimann, M., 2002, Modeling interannual variability of water isotopes in Greenland and Antarctica: *J. Geophys. Res.*, v. 107, p. 1-13.
- Werner, M., Heimann, M., and Hoffmann, G., 2001, Isotopic composition and origin of polar precipitation in present and glacial climate simulations: *Tellus*, v. 53B, p. 53-71.
- Wolff, E.W., Barbante, C., Becagli, S., Bigler, M., Boutron, C., Castellano, E., De Angelis, M., Federer, B., Fischer, H., Fundel, F., Hansson, M., Hutterli, M., Jonsell, U., Karlin, T., Kaufmann, P., Lambert, F., Littot, G., Mulvaney, R., Röthlisberger, R., Ruth, U., Severi, M., Siggaard-Andersen, M.-L., Sime, L., Steffensen, J.P., Stocker, T., Traversi, R., Twarloh, B., Udisti, R., Wagenbach, D., and Wegner, A., 2010, Changes in environment over the last 800,000 years from chemical analyses of the EPICA Dome C ice core: *Quaternary Science Reviews*.