



HAL
open science

Étude à haute résolution des cycles hydrologiques et climatiques à partir d'une carotte de glace d'Antarctique avec un focus sur les déglaciations

Antoine Grisart

► To cite this version:

Antoine Grisart. Étude à haute résolution des cycles hydrologiques et climatiques à partir d'une carotte de glace d'Antarctique avec un focus sur les déglaciations. Climatologie. Université Paris-Saclay, 2023. Français. NNT : 2023UPASJ003 . tel-04042459

HAL Id: tel-04042459

<https://theses.hal.science/tel-04042459>

Submitted on 23 Mar 2023

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.

Étude à haute résolution des cycles
hydrologiques et climatiques à partir
d'une carotte de glace d'Antarctique avec
un focus sur les déglaciations
*High resolution climate and water cycle records in Antarctic ice cores
with a focus on deglaciations*

Thèse de doctorat de l'université Paris-Saclay

École doctorale n°129, sciences de l'environnement d'Île-de-France (SEIF)
Spécialité de doctorat : Instrumentation, télédétection, observation et techniques
spatiales pour l'océan, l'atmosphère et le climat
Graduate School : Géosciences, climat, environnement et planètes. Référent : Université
de Versailles-Saint-Quentin-en-Yvelines.

Thèse préparée dans l'unité de recherche **LSCE** (Université Paris-Saclay, CNRS, CEA, UVSQ), sous
la direction d'**Amaëlle LANDAIS**, Directrice de recherche, CNRS, LSCE.

Thèse soutenue à Gif-sur-Yvette, le 19 janvier 2023, par

Antoine GRISART

Composition du jury

Membres du jury avec voix délibérative

Didier PAILLARD
Directeur de Recherche, LSCE
Pierre-Henri BLARD
Directeur de Recherche, CRPG, Nancy
Laurence VIDAL
Professeure, CEREGE
Emilie CAPRON
Chargée de recherche, IGE

Président du jury
Rapporteur & Examineur
Rapporteur & Examinatrice
Examinatrice

Titre : Étude à haute résolution des cycles hydrologiques et climatiques à partir d'une carotte de glace d'Antarctique avec un focus sur les déglaciations.

Mots clés : Paléoclimat, isotopes de l'eau, Antarctique

Résumé : Les carottes de glace provenant des calottes polaires constituent de précieuses archives climatiques qui nous ont permis de documenter le climat et l'environnement passé. La carotte d'EPICA Dôme C (EDC) en Antarctique a été forée jusque 3 189 m de profondeur, ce qui correspond à un âge de 800 000 ans. Cette carotte située sur le plateau Antarctique est actuellement la plus longue archive glaciaire continue permettant d'obtenir des enregistrements à haute résolution d'isotopes stables de l'eau et de gaz piégé dans la glace pour documenter le climat passé. Cette thèse se concentre sur l'étude de la variabilité à haute fréquence à partir de mesures d'échantillons à haute résolution sur la carotte EDC. Nous nous concentrons plus particulièrement sur la variabilité du cycle hydrologique atmosphérique et du climat pendant les déglaciations. Cette thèse a constitué en un important travail analytique. Dans un premier temps, à partir de mesures à haute résolution (11 cm) de la composition isotopique de l'eau sur la carotte EDC, nous avons conclu que la variabilité multi-centennale est plus faible pendant les périodes chaudes, dites interglaciaires, que pendant les périodes froides, dites glaciaires. De plus, cette série de données nous a permis de quantifier l'évolution de la longueur de diffusion tout au long de la carotte

EDC et d'étudier comment la diffusion dans la glace atténue le signal climatique pour la partie la plus profonde de la carotte. Dans un second temps, j'ai effectué des mesures de $\delta^{15}N$ de N_2 , $\delta^{18}O$ de O_2 , $\delta O_2/N_2$ dans l'air piégé dans la glace à une résolution temporelle de 200 à 300 ans sur les différentes déglaciations. Ces données permettent de mieux dater la carotte de glace et d'étudier l'évolution du cycle hydrologique des basses latitudes ($\delta^{18}O$ de O_2). J'ai combiné ces données avec d'autres mesures de $^{17}O - excess$ que j'ai effectuées tous les 55 cm (résolution de 50 à 300 ans) et des données de d-excess sur les mêmes périodes. Le d-excess et le $^{17}O - excess$ sont des traceurs des conditions climatiques des sources d'évaporation. En synthétisant ces données sur les déglaciations, nous avons décrit les séquences d'évènements lors des réchauffements dus au forçage orbital. Nous avons en particulier mis en évidence une variabilité millénaire qui a lieu pendant les déglaciations aux latitudes tempérées mais qui n'affecte pas le climat Antarctique. Il y a donc un découplage entre l'évolution du climat Antarctique et le climat des plus basses latitudes pendant les déglaciations. Enfin, nos résultats analytiques sur les déglaciations ont été comparés à des sorties de modèles de circulation générale (projet PMIP).

Title : High resolution climate and water cycle records in Antarctic ice cores with a focus on deglaciations

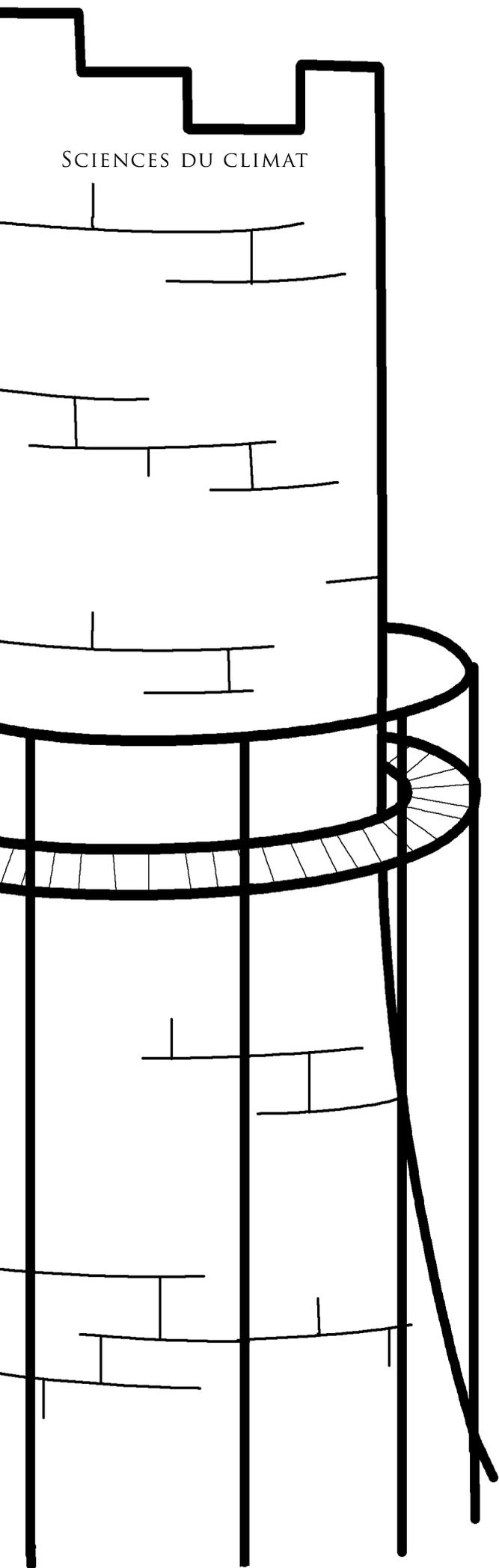
Keywords : Palaeoclimate, water isotopes, Antarctica

Abstract : Ice cores from the polar ice caps are valuable climate archives that have allowed us to document the past climate and environment. The EPICA Dome C (EDC) core in Antarctica was drilled to a depth of 3,189 m, which corresponds to an age of 800,000 years. This core located on the Antarctic Plateau is currently the longest continuous glacial archive providing high resolution stable isotope records of water and gas trapped in the ice to document past climate. This thesis focuses on the study of high frequency variability from high resolution sample measurements on the EDC core. In particular, we focus on the variability of the atmospheric hydrological cycle and climate during deglaciation. This thesis has consisted of extensive analytical work. First, from high resolution (11 cm) measurements of water isotopic composition on the EDC core, we concluded that the multi-centennial variability is lower during warm periods, called interglacials, than during cold periods, called glaciations. In addition, this data set allowed us to quantify the evolution of the diffusion length along the EDC core and to study how the diffusion in the ice attenuates the

climate signal for the deepest part of the core. In a second step, I performed $\delta^{15}N$ measurements of N_2 , $\delta^{18}O$ of O_2 , $\delta O_2/N_2$ in the air trapped in the ice at a time resolution of 200 to 300 years over the different deglaciations. These data allow to better date the ice core and to study the evolution of the low latitude hydrological cycle ($\delta^{18}O$ of O_2). I combined these data with other $^{17}O - excess$ measurements that I made every 55 cm (50-300 year resolution) and d-excess data over the same periods. The d-excess and the $^{17}O - excess$ are tracers of the climatic conditions of the evaporation sources. By synthesizing these deglaciation data, we have described the sequences of events during orbital forcing-driven warming. In particular, we have highlighted a millennial variability that occurs during deglaciations at temperate latitudes but does not affect the Antarctic climate. There is thus a decoupling between the evolution of the Antarctic climate and the climate of the lowest latitudes during deglaciations. Finally, our analytical results on deglaciations have been compared to general circulation model outputs (PMIP project).

SCIENCES DU CLIMAT

Apporter sa contribution



Remerciements

Je remercie grandement ma directrice de thèse, Amaëlle Landais, pour son soutien, son aide et sa gentillesse. Une personne de confiance en étant scientifiquement talentueuse et à la fois humainement attentionnée. Depuis mon stage de fin d'étude à la thèse, j'ai eu la chance d'avoir la meilleure directrice que j'aurai pu imaginer.

Je tiens également à remercier les membres du jury pour avoir accepté de présider durant ma soutenance, pour leur présence, pour leur lecture attentive du manuscrit ainsi que pour les remarques qu'ils m'ont adressé lors de mon oral afin d'améliorer mon travail.

Je remercie l'équipe Glaccios qui m'a accueillie tout au long de ces trois années de recherche, avec les permanents : Elise pour sa grande patience et son organisation à gérer l'équipe malgré tous les aléas de planning, Anaïs pour sa pertinence scientifique au cours de discussions toutes fortes intéressantes, Cécile pour son attitude décontractée tout en maîtrisant avec dextérité les Pythons, Jeanne pour ses convictions écologiques dont je m'en rapproche et dont j'aurai aimé avoir plus de temps pour en parler, Mathieu pour sa classe et son style exemplaire qui est devenu mon modèle, Olivier pour nos discussions informatiques et geek toutes très instructives de savoirs, Olivier pour ses folles histoires à raconter pendant ses missions, Jean pour son humilité et sa bienveillance pour un tel scientifique de renommé, Valérie pour son implication au GIEC et la sphère politique qui a bien besoin de connaître les enjeux à venir, Bénédicte pour sa rigueur dans les laboratoires, Françoise pour apporter de la diversité dans l'équipe et s'ouvrir à d'autres sujets autour des isotopes de l'eau, et pour finir par le meilleur, il ne faut surtout pas oublier Fred, le pilier de l'équipe sur qui tout repose (désolé je n'ai pas les compétences pour écrire un vrai poème, mais promis il aurait été aussi riche en émotions et de compliments que tu as l'habitude de transmettre).

Je pense également à tous les « précaires » de notre équipe (les CDDs) qu'ils soient ingénieurs ou doctorants, Christophe dont j'ai dû essayer toutes ses blagues pendant au moins une année, même s'il y en avait des bonnes parmi les grommellements derrière l'écran d'ordinateur, Aymeric qui avait un humour ... spécial mais en fait on se comprenait très bien donc on partageait autant de bizarreries l'un comme l'autre là-dessus, Margaux avec sa joie de vivre et sa bonne humeur dans les bureaux qui revient de temps en temps nous faire un coucou, Ji-Woong pour son optimisme et sa zénitude de la vie de tous les jours, Clémence que j'ai appris à connaître petit à petit et à qui je me suis attaché sans même m'en rendre compte et puis aussi pour nous motiver à boire des verres et à sortir de nos labos car la vie n'est pas faite que de papiers et de graphes, Sorèn que je n'ai pas vu si souvent mais c'est parce qu'il a préféré la chaleur de Toulouse au plateau de Saclay et je le comprends, Tanguy que nous avons malheureusement peu vu durant sa thèse au LSCE mais dont je sais qu'on se serait très bien entendu, Cécile pour sa clarté d'esprit inspirante sur de très nombreux sujets de la vie qui ne cesseront de m'impressionner, Roxanne pour toujours apporter un sourire et de la positivité dans nos couloirs (et des cookies) (avec plein de beurre) (et de chocolat), Thomas avec qui j'aurai aimé passer plus de temps pour se connaître à travers d'autres activités en dehors du labo mais c'est peut-être parce que tu n'es plus vraiment thésard (je rigole mio fratello), Romilly qui a du courage de venir étudier dans une autre langue que la sienne mais qui ne se démotive pas et dont on devrait peut-être prendre plus exemple pour travailler, Morgane pour nos premières discussions van et apporter un peu de fraîcheur dans l'équipe, Marie qui a été bien plus qu'une formidable cobureau avec qui on pouvait discuter de tout sans prise de tête avec de beaux fous rires par moments et gardait un positivisme qui faisait beaucoup de bien en cette fin de thèse!, Marie avec qui je me suis très bien entendu sur toutes la philosophie climat, écologie et perma dans ses supers projets, Niels avec qui on a pas mal de points communs et que j'aurai aimé connaître davantage durant ma thèse pour discuter de bivouacs, expéditions et vidéos mais il y aura d'autres occasions, Titouan qui est revenu nous voir parce qu'il a tellement apprécié notre équipe (puis on l'aime bien finalement) et que je regrette presque de ne pas avoir eu plus de temps passé ensemble, ainsi que tous les stagiaires de Master qui sont venus apporter du renouveau et de la fraîcheur dans les pauses et repas du midi, dont notamment Baptiste avec qui nous avons travaillé de pair durant ma dernière année. Franchement, on a quand même une super équipe et ça m'a fait plaisir de travailler avec vous tous.

Une pensée à tous nos collègues du bâtiment 714 et 703, car même s'ils étaient loin, on a tout de même pu faire quelques pauses et sorties à côté ou dans le laboratoire. Malgré la distance de nos bureaux nous avons passé de bons moments que ce soit au bar du coin, au volley ou à discuter dans la file d'attente du self. Tiphaine, Germain, Martin, Victor, Marine, Stella, Alizée, Fanny, Gaëlle, Tiphaine, Florentin, Marie, Clément, Diane, Victor, Yann, et ceux dont je ne connais que le visage mais que j'ai oublié le nom.

Je n'oublie pas nos collègues de l'IGE qui ont la chance d'être proche de montagnes, Etienne, Alexis, Aïlsa, Sara pour ceux que j'ai connu dans les labos ou sur la piste.

La mission en Antarctique est l'une des expériences les plus inattendues mais ô combien inoubliable de ma vie, c'est pourquoi je me dois de remercier l'IPEV et le PNRA pour cette fabuleuse opportunité de voler à travers le continent et de plonger au coeur de la recherche de terrain.

Comment oublier le Saint Jardin qui m'a permis de travailler dans un environnement porteur, sain et vertueux durant les deux premières années de ma thèse. Pouvoir travailler en supplément dans ce magnifique écolieu, tous les soirs et les week-end m'a beaucoup reposé. Les relations sur place étaient tellement captivantes que je ne pensais qu'à la bienveillance des "veilleurs du lieux". Heureusement que les woofers étaient là pour porter le projet communautaire, se dévouant corps et âme pour ne séjourner que si peu de temps. Peut-être étaient-ils le seul intérêt pour y être resté si longtemps dans ce lieu ... stimulant.

J'ai d'ailleurs pu y rencontrer des gens qui sont devenus mes amis, Loïc, Severine, Nico, Hugo, Pierre, Clément, Bambou, Nono, Samsam, Etienne, Marie-Anne, Caro, Baptiste, Estephe, JB, Marion, Isabelle, Edouard, Gaël, le père Jérôme, et ceux dont j'ai perdu contact mais avec qui j'ai eu de bons échanges.

Mon van Octylus a été ma seconde maison durant cette dernière année de travail à Paris-Saclay et grâce à ma nouvelle cabane sur roues, j'ai pu découvrir d'autres coins de la vallée de Chevreuse et m'échapper dans les bois et forêts alentours. Un fidèle compagnon mobile dans lequel j'ai fini d'écrire mes dernières lignes de manuscrit.

Merci à la famille Poussin du quartier St Marc qui m'a laissé me garer dans leur propriété avant que leur maison ne se construise. Ces quelques mois m'ont fait découvrir la plénitude de vivre sur un terrain entouré de gentils voisins, perdu dans la campagne de Saclay, entre vaches et lièvres des champs.

Une tendre pensée à Zazie, Adèle, Aurore et Pauline pour le temps passé ensemble avec chacune de vous.

Merci aux relecteurs non spécialistes, je pense notamment à Samy, mon ami d'enfance.

Aux amis qui me connaissent depuis plusieurs années déjà et qui le resteront encore longtemps : Charlotte, Dentin, Joan, Vivien, Maïeu pour les anciens de l'ENS, Renan dans la sphère Bushcraft, Victor et Gaston les Bretons des bois, Felix car a tous un ami Allemand forgeron, Marie avec qui on garde contact depuis des années, Lea qui m'a fait découvrir les montagnes et la vanlife en Suisse, Daniel qui m'a accompagné dans mon projet Pyrénées, ...

Un grand merci à toute ma famille qui a su me soutenir tout le long de ma thèse, cousins, cousines, oncles, tantes, grand-mère, et autres joyeux lurons. Mes parents Serge et Bernadette qui m'ont supporté encore une fois alors que j'étais en train de rédiger ma thèse à la maison en m'apportant un environnement de travail idéal. J'ai eu des moments de galère et de doutes et je les remercie encore une fois car ils ont toujours été là à mes côtés. Je pense aussi à mon frère préféré, Pol, pour son soutien et sa présence depuis des années.

Merci aux arbres, aux fleurs et à tous les petits êtres vivants qui peuplent notre monde. Peace and love.

Table des matières

Remerciements	5
1 Contexte introductif	10
1.1 Système climatique	11
1.1.1 Le fonctionnement du climat à différentes échelles de temps	11
1.1.2 Histoire du Quaternaire	13
1.1.3 Le forçage orbital : les cycles de Milankovitch	14
1.1.4 Événements millénaires	16
1.1.5 Liens entre le forçage orbital et les événements millénaires pendant une déglaciation	17
1.2 L'Antarctique, un continent de glace	18
1.2.1 Les conditions climatiques à Concordia	18
1.2.2 Les enregistrements climatiques dans les carottes de glace	18
1.2.3 Le forage d'EPICA Dôme C	19
1.2.4 Description et but de ma mission sur le terrain	22
1.3 Objectifs de la thèse	24
1.4 Organisation du manuscrit	26
2 Les traceurs dans les carottes de glace : dans la matrice glace et dans la matrice air	28
2.1 Isotopes stables de l'eau	28
2.1.1 Définitions	28
2.1.2 Les fractionnements isotopiques	32
2.1.2.1 Fractionnement à l'équilibre	32
2.1.2.2 Fractionnement cinétique associé à la diffusion	32
2.1.3 d-excess	34
2.1.4 $^{17}\text{O} - excess$	35
2.1.5 La distillation de Rayleigh	37
2.1.6 Limite à l'interprétation du signal isotopique	38
2.1.6.1 Saisonnalité des précipitations	39
2.1.6.2 Changement d'origine des précipitations	39
2.1.6.3 Déposition non homogène de la neige	39
2.1.6.4 Post-déposition	40
2.1.6.5 Diffusion	40
2.2 Traceurs dans les bulles de gaz	41
2.2.1 $\delta^{18}\text{O}$ de O_2 ou $\delta^{18}\text{O}_{atm}$	41
2.2.2 Le rapport isotopique du dioxygène et du diazote $\delta\text{O}_2/\text{N}_2$	44
2.2.3 Le $\delta^{15}\text{N}$ du N_2	44
2.2.4 Le méthane, ou CH_4	45
2.2.5 Le dioxyde de carbone, ou le CO_2	46
2.3 Datation des carottes de glace, le cas particulier de la datation AICC2012	47
2.3.1 Comptage de couches	47
2.3.2 Marqueurs externes	47
2.3.3 Synchronisation par les gaz	47
2.3.4 Datation orbitale	48
2.3.5 Modèles numériques	48
2.3.6 Radiométrie	48
3 Matériel et méthodes	51
3.1 Mesures et protocoles	51
3.1.1 Méthode de fluorination pour la mesure du $^{17}\text{O} - excess$	51
3.1.2 Extraction semi-automatique de l'air pour les mesures de $\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{18}\text{O}_{atm}$ et $\delta\text{O}_2/\text{N}_2$	53
3.2 Appareils de mesure	55
3.2.1 Spectrométrie de masse	55
3.2.2 Spectroscopie laser	56
3.3 Correction des données brutes pour la mesure de $\delta^{18}\text{O}_{atm}$	58
4 Variabilité climatique sub-millénaire à partir d'enregistrements d'isotopes de l'eau à haute résolution dans la carotte de glace d'EPICA Dôme C.	60
4.1 Introduction	60
4.2 Résumé en Français	61
4.3 Article	61
4.4 Suite de l'article	75

4.4.1	Transition	75
4.4.2	Série isotopique et méthode de Multi Taper	75
4.4.3	Hypothèses de départ	75
4.4.4	Outils et méthode	76
4.4.5	Résultats	77
4.4.6	Méthode pour la calcul théorique et influence de la température et de l'amincissement	78
4.4.7	Description des résultats	79
4.4.8	Discussion	80
4.4.9	Perspectives de comparaison entre EDC et Beyond EPICA	81
4.5	Conclusion	83
5	Séquence d'événements à haute résolution pendant les déglaciations des 800 derniers ka à partir de la carotte de glace d'EDC	85
5.1	Introduction et transition avec la partie précédente	85
5.2	Résultats des nouvelles mesures sur la carotte EDC	87
5.2.1	Description des résultats aux longues échelles de temps	87
5.2.1.1	Enregistrement de d-excess sur les derniers 800 ka	87
5.2.1.2	Enregistrement du $^{17}O - excess$ sur les derniers 800 ka	89
5.2.1.3	Enregistrement du $\delta^{18}O_{atm}$ et du $\delta O_2/N_2$ sur les derniers 800 ka	91
5.2.2	Etude des déglaciations à haute résolution	95
5.2.2.1	Enregistrement du d-excess Terminaison par Terminaison	105
5.2.2.2	Enregistrement du $^{17}O - excess$ Terminaison par Terminaison	106
5.2.2.3	Enregistrement du $\delta^{18}O_{atm}$ Terminaison par Terminaison	107
5.3	Interprétation des données issues des carottes de glace pour les différentes Terminaisons	108
5.3.1	Interprétation générale des traceurs $^{17}O - excess$, d-excess et $\delta^{18}O_{atm}$ sur les derniers 800 ka	108
5.3.1.1	Évolution du $^{17}O - excess$ sur les 9 dernières Terminaisons	108
5.3.1.2	Évolution du $\delta^{18}O_{atm}$ sur les Terminaisons 7 à 2	108
5.3.1.3	Évolution du d-excess sur les 9 dernières Terminaisons	110
5.3.1.4	Synthèse partielle	111
5.3.2	L'apport d'autres traceurs pour documenter le climat des basses latitudes pendant les déglaciations	111
5.3.3	Synthèse de l'évolution climatique pour chaque déglaciation des derniers 800 ka	113
5.3.3.1	Synthèse pour la Terminaison 2	113
5.3.3.2	Synthèse pour la Terminaison 3	116
5.3.3.3	Synthèse pour la Terminaison 4	119
5.3.3.4	Synthèse pour la Terminaison 5	121
5.3.3.5	Synthèse pour la Terminaison 6	123
5.3.3.6	Synthèse pour la Terminaison 7	125
5.3.3.7	Synthèse pour la Terminaison 8	127
5.3.3.8	Synthèse pour la Terminaison 9	129
5.4	Mécanismes généraux à l'œuvre durant une Terminaison et différences entre chacune d'entre elles	131
5.5	Conclusion	134
6	Interprétation des traceurs paléoclimatiques - comparaisons modèle-données	136
6.1	Motivations	136
6.2	Méthode de modélisation : les modèles participant à l'exercice PMIP	136
6.2.1	Modèles PMIP	139
6.2.2	Sorties de modèle	139
6.3	Résultats	140
6.3.1	d-excess et température source de la zone d'évaporation	140
6.3.2	$^{17}O - excess$ et humidité source de la zone d'évaporation	141
6.4	Interprétations – comparaison aux données expérimentales issues de la carotte de glace EPICA Dôme C	144
6.4.1	d-excess et source de température	144
6.4.2	$^{17}O - excess$ et humidité relative des régions source d'évaporation	145
6.5	Comparaison avec la variabilité à échelle centennale	146
6.5.1	Méthode	146
6.5.2	Résultats	147
6.5.3	Discussion	147
6.6	Conclusion	148
7	Conclusion générale et Perspectives	149
7.1	Conclusion	149
7.2	Perspectives	150
	Bibliographie	154
	Annexes	178

1 - Contexte introductif

Les connaissances actuelles du climat sur Terre résultent des données accumulées récemment par l'Homme depuis les 50 dernières années, mais aussi et surtout des données obtenues avant que les instruments de mesure directs n'existent. La paléoclimatologie est la science du climat dans le passé et permet de contextualiser la variabilité climatique naturelle dans les changements environnementaux passés. Grâce aux études faites dans des sites exceptionnels aux longues échelles de temps, nous sommes en mesure d'étudier les acteurs climatiques, responsables des changements passés, mais aussi les mécanismes de rétroaction interne au sein du système Terre encore mal expliqués.

De nombreuses archives permettent de retracer l'histoire climatique du dernier million d'années qui est une période très étudiée en raison de l'abondance d'archives climatiques et du contexte géographique (e.g. position des continents) similaire à l'actuel. Depuis 2,6 millions d'années, ce qui correspond à l'ère du Quaternaire caractérisée par la mise en place de la calotte arctique (Groenland), des successions de périodes glaciaires et interglaciaires sont observées sur la planète. Actuellement nous sommes en période interglaciaire, mais les températures vont continuer de varier dans le futur. Le but est d'accumuler des connaissances sur l'environnement des écosystèmes pendant les cycles glaciaires/interglaciaires afin de comprendre les interactions entre les différents environnements et de pouvoir faire des prévisions sur les changements climatiques à venir.

Les carottes de glace restent des archives uniques par le fait qu'elles enregistrent des informations telles que les concentrations de gaz à effet de serre passées, non disponibles dans d'autres archives plus anciennement et largement utilisées, comme les carottes sédimentaires. De plus, la haute résolution permise par les enregistrements glaciaires leur confère une possibilité de détail exceptionnelle comparativement aux autres archives du climat. Face à cette riche diversité d'information, les expéditions scientifiques sont rapidement venues aux endroits les plus fournis en glaces, à savoir les pôles et particulièrement l'Antarctique où les glaciers comptent parmi les plus vieux au monde.

1.1 . Système climatique

1.1.1 . Le fonctionnement du climat à différentes échelles de temps

Les variations climatiques se font à plusieurs échelles de temps, de l'ordre des millions d'années à des années pour les périodes les plus courtes. Le forçage externe principal de ces variations climatiques est la répartition d'énergie reçue sur Terre depuis le soleil, perçue ou renvoyée, déséquilibrant alors le bilan énergétique de notre système Terre. Ce forçage a des répercussions sur toutes les composantes du système climatique. Atmosphère, biosphère, lithosphère, cryosphère, et océans vont subir les variations extérieures pour ensuite interagir les uns avec les autres, à leurs différentes échelles de temps. Ces perturbations énergétiques déséquilibrent le système climatique qui tend à revenir à son équilibre par des déplacements de matière et d'énergie par ses composantes climatiques. Des modifications de circulations atmosphériques et océaniques vont transporter de la chaleur aux endroits déficitaires. Au final, les mécanismes internes peuvent jouer dans deux sens opposés : soit revenir aux conditions initiales par un jeu de réajustements, soit amplifier la tendance première du forçage externe en entraînant une réaction en chaîne. Ces mécanismes sont ce qu'on appelle les boucles de rétroaction.

Les forçages climatiques existent à plusieurs échelles (figure 1.1) et nous citons quelques exemples :

- À l'ordre du milliard d'années, le soleil, qui est le moteur du système climatique, a vu sa quantité d'énergie émise augmenter au cours du temps. On estime que son énergie lumineuse a augmenté de 30 % depuis sa création, il y a 4,6 milliards d'années.
- Aux échelles de temps géologiques, c'est-à-dire à l'échelle du million d'années, la tectonique des plaques a elle aussi son influence sur le climat. Selon la forme et la configuration des continents (regroupés ou éclatés, haute ou basse latitude), le climat va fortement être influencé via la concentration atmosphérique de CO_2 reliée à l'érosion des chaînes de montagnes ou au volcanisme. De plus leur position (regroupés autour de l'équateur ou proche des pôles) va permettre ou non une accumulation de glace sur le continent, ce qui va favoriser les glaciations.
- Sur des périodes de centaines de milliers d'années, c'est la position de la Terre par rapport au soleil qui va avoir son influence majeure, dictant les périodes de glaciations/déglaciations. La répartition de l'énergie reçue sur notre planète est modulée par les variations lentes des astres.
- À l'ordre de la décennie, le soleil, qui est le principal apport d'énergie sur Terre, voit sa quantité d'énergie émise varier (cycles solaires). Cependant, ces variations sont plutôt faibles (0,1 %) et ne contribueraient qu'à des différences de température de quelques centièmes de degrés à cette échelle.
- Les influences volcaniques sont à plusieurs échelles de temps, jusqu'au million d'année dans certains cas exceptionnels mais elles peuvent aussi avoir des répercussions saisonnières ou annuelles selon l'importance des éruptions. Ces changements se caractérisent par des refroidissements globaux sur le court terme, mais aussi par de légers réchauffements sur le plus long terme.
- Et plus récemment, les Hommes ont eux aussi droit à leur place dans les facteurs externes provoquant des changements climatiques sur Terre. La libération rapide de carbone stocké dans la lithosphère déséquilibre l'énergie retenue par l'atmosphère par le biais des gaz à effets de serre, modifiant les échanges entre toutes les composantes du système climatique, résultant d'une augmentation de température.

Seulement, tous ces facteurs externes ne sont pas les seules causes de changements climatiques observés. Les interactions internes au système peuvent également modifier le climat du fait des rééquilibres énergétiques. La compréhension globale de la machine climatique permet de faire la différence entre cause et conséquences.

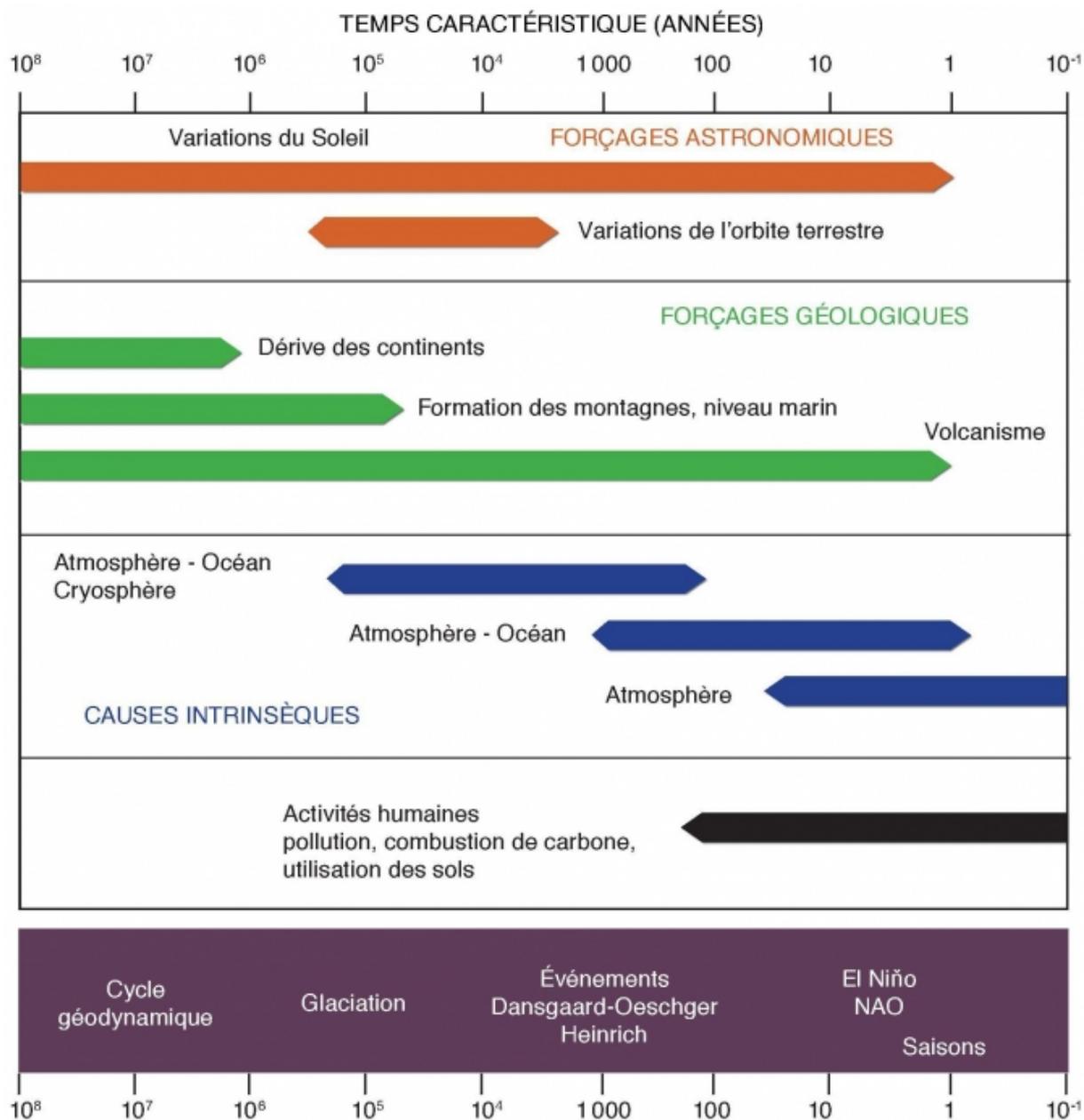


Figure 1.1 – Schéma en unité logarithmique présentant les principales causes de changements du climat ainsi que quelques exemples caractéristiques de fluctuations climatiques. En rouge et en vert sont distingués les forçages externes au système climatique, en bleu les réarrangements internes au système et finalement en noir les effets anthropiques. Source : Bard, Leçon inaugurale du Collège de France, 2002

1.1.2 . Histoire du Quaternaire

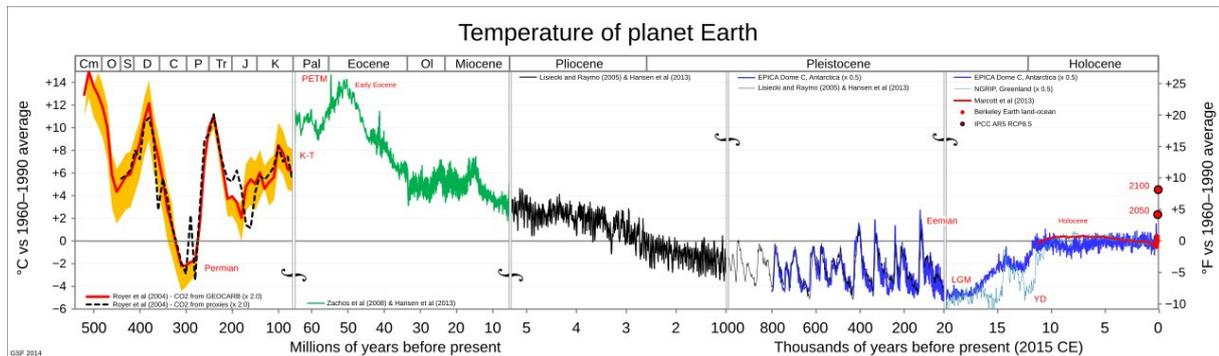


Figure 1.2 – Greg, 2015. Graphique présentant les températures passées de la planète Terre. Téléchargé depuis http://gergs.net/all_palaeotemps-2/

Géologiquement parlant, les premières traces du Quaternaire se sont révélées par l'étude morphologique de la région alpine. De gros blocs rocheux comme « posés » au milieu d'un substratum étranger, des vallées en U, des sédiments détritiques particulièrement développés ... Les géologues notaient leurs intrigantes observations en proposant un âge glaciaire pas si éloigné de notre époque, autour de 20 000 ans (on notera ensuite 1 000 ans = 1 ka).

Plus tard, des scientifiques relevant des archives climatiques passées dans les sédiments marins (Imbrie and Imbrie (1980) et (Lisiecki and Raymo (2005)) ou glaciaires (epica community members (2004)) concluent que le climat des derniers millions d'années est fait de successions de périodes froides (glaciaires) et de périodes chaudes (interglaciaire). La figure ci-dessus (figure 1.2) montre plusieurs enregistrements paléoclimatiques assurant la fiabilité de ces changements à travers le monde, démontrant la réponse globale du système. Durant le Pléistocène supérieur, les périodes glaciaires durent environ 80 ka à 100 ka montrant un refroidissement lent et progressif, contrairement aux périodes interglaciaires chaudes d'une durée d'environ 10 ka montrant des réchauffements rapides (quelques milliers d'années). Ces cycles glaciaires/interglaciaires durent en moyenne 100 ka sur le dernier million d'années. Géologiquement parlant, ces cycles sont considérés comme lents alors qu'à notre échelle humaine, il est difficile de s'imaginer de si grands bouleversements. Actuellement, nous sommes en période chaude depuis 10 ka dans l'interglaciaire que nous appelons « Holocène » (voir figure 1.2). Si on compare les variations orbitales (figure 1.3) avec les courbes de température, de niveau marin et de concentration à effet de serre (CO_2 et CH_4) on remarque une étonnante similarité. Les variations climatiques ont le même rythme que les variations astronomiques. Lorsque l'insolation est au plus fort, la température locale en Antarctique augmente de $8^\circ C$, de même que le niveau marin augmente de 120 mètres et la concentration de CO_2 passe de 180 à 280 ppm. Autre remarque, c'est que Shakun et al. (2012) ont observé sur une compilation de températures globale, que le CO_2 est légèrement (≈ 500 ans) en retard par rapport au réchauffement global de $0,3^\circ C$. Cette découverte suggère que le CO_2 joue le rôle d'amplificateur avec un retard multicentennal alors que les variations astronomiques sont des déclencheurs.

Afin de se repérer, une numérotation scientifique a été mise en place dans le cadre d'étude des enregistrements marins. Ce repérage est connu sous le nom de Stades Isotopiques Marins (MIS). L'utilisation de cette notation est aujourd'hui acquise pour l'ensemble des enregistrements paléoclimatiques, même terrestres. Il s'agit de la notation adoptée dans la communauté des carottes de glace pour évoquer un interglaciaire dont le numéro est toujours impair (les périodes glaciaires ont des numéros pairs). Toutefois, lorsque nous décrivons la période de transition entre une période glaciaire à interglaciaire, nous parlons de la déglaciation et nous utilisons le mot de Terminaison (pour terminaisons glaciaires) Parrenin et al. (2013).

Les cycles climatiques sont tant visibles dans les archives sédimentaires que glaciaires, notamment à EPICA Dôme C. Nous allons baser notre étude sur ce site du plateau Antarctique pour décrire les dernières oscillations climatiques jusqu'à 800 ka (figure 1.3). On peut noter un changement clair dans l'amplitude des changements glaciaires-interglaciaires avant et après le MIS 12 (420 ka), la période plus ancienne étant caractérisée par un seul minimum aussi bas que ceux observés au cours des 400 derniers ka, et par des maxima constamment plus faibles (d'environ 20‰ dans le δD qui est un traceur de la température locale en Antarctique, voir chapitre suivant). Ce changement d'amplitude correspond au changement climatique du Mid Brunhes. Le MBE est caractérisé par une nouvelle augmentation des variations du volume de glace avec, depuis lors jusqu'à aujourd'hui, quatre cycles glaciaires-interglaciaires de grande amplitude, dominés par des périodes de 100 ka.

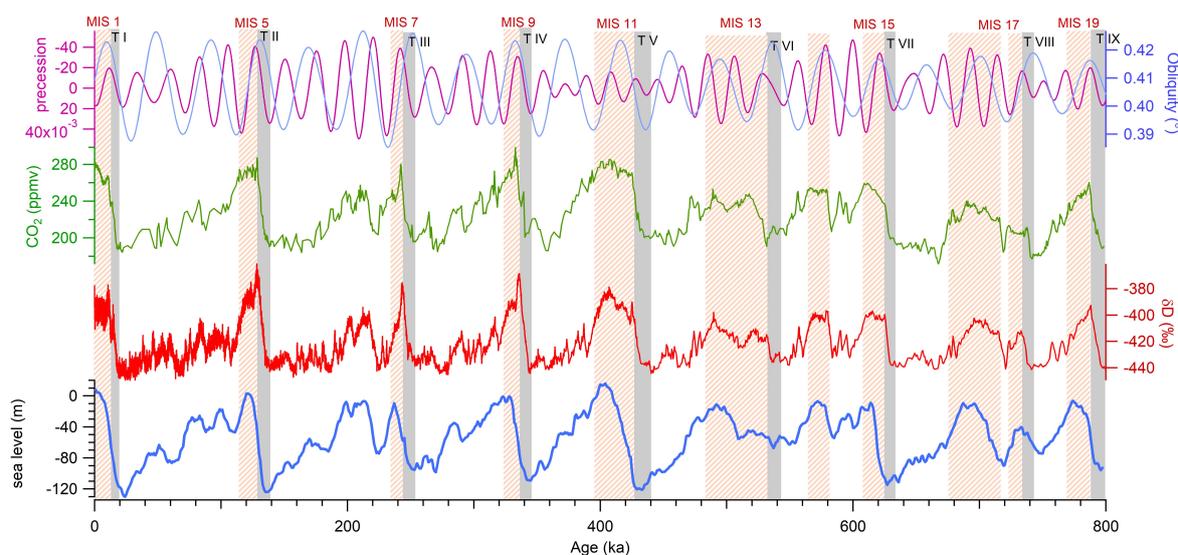


Figure 1.3 – 9 dernières déglaciations enregistrées par le niveau de la mer (bleu) et δD d'EPICA Dôme C d'Antarctique (rouge, EPICA Community members, 2004) dans des contextes différents en termes de concentration de CO_2 (vert, Luthi et al., 2008 ; Bereiter et al., 2015), forçage astronomique (bleu et violet, Laskar et al., (2004)).

1.1.3 . Le forçage orbital : les cycles de Milankovitch

Milutin Milankovitch (1879-1958) était un mathématicien serbe avec des attraites pour l'astronomie et la climatologie. Il a eu l'intuition que les variations climatiques à large échelle étaient influencées par les variations d'apport d'énergie solaire sur Terre. Il a démontré ses idées par des calculs mathématiques concernant la corrélation entre cycles astronomiques et climatiques publiés dans *Théorie astronomique du climat*. Ce n'est que plus tard, à partir de 1976, que sa théorie a été illustrée par des carottes sédimentaires marines montrant des alternances de couches liées au climat, selon des cycles qu'il avait prédits. La corrélation et ensuite l'influence des cycles orbitaux sur la présence de calottes ont été démontrées (Hays et al. (1976)).

Ces cycles sont des forçages externes qui nous concernent directement, car leur influence génère les cycles glaciaires/interglaciaires présentés plus haut (figure 1.4). Les cycles de Milankovitch se réfèrent à trois grands paramètres orbitaux décrits comme suivant :

- La Terre tourne autour du soleil mais pas sur un cercle parfait. Sa trajectoire se rapproche davantage d'une ellipse due aux perturbations gravitaires des autres planètes (il y a environ 5 millions de km entre son point le plus proche et le plus éloigné du soleil, soit 3.3 % de sa distance moyenne). Lorsque l'excentricité est de 0, alors la trajectoire de la Terre autour du soleil décrit un cercle parfait, et si sa valeur est de 0.06 au maximum, alors sa trajectoire prendra la forme d'une ellipse allongée. Ces variations d'excentricité sont décrites par des signaux de période de 100 ka et 400 ka. À ces moments, la Terre se retrouve plus proche du soleil (périhélie) ou plus éloignée (aphélie).

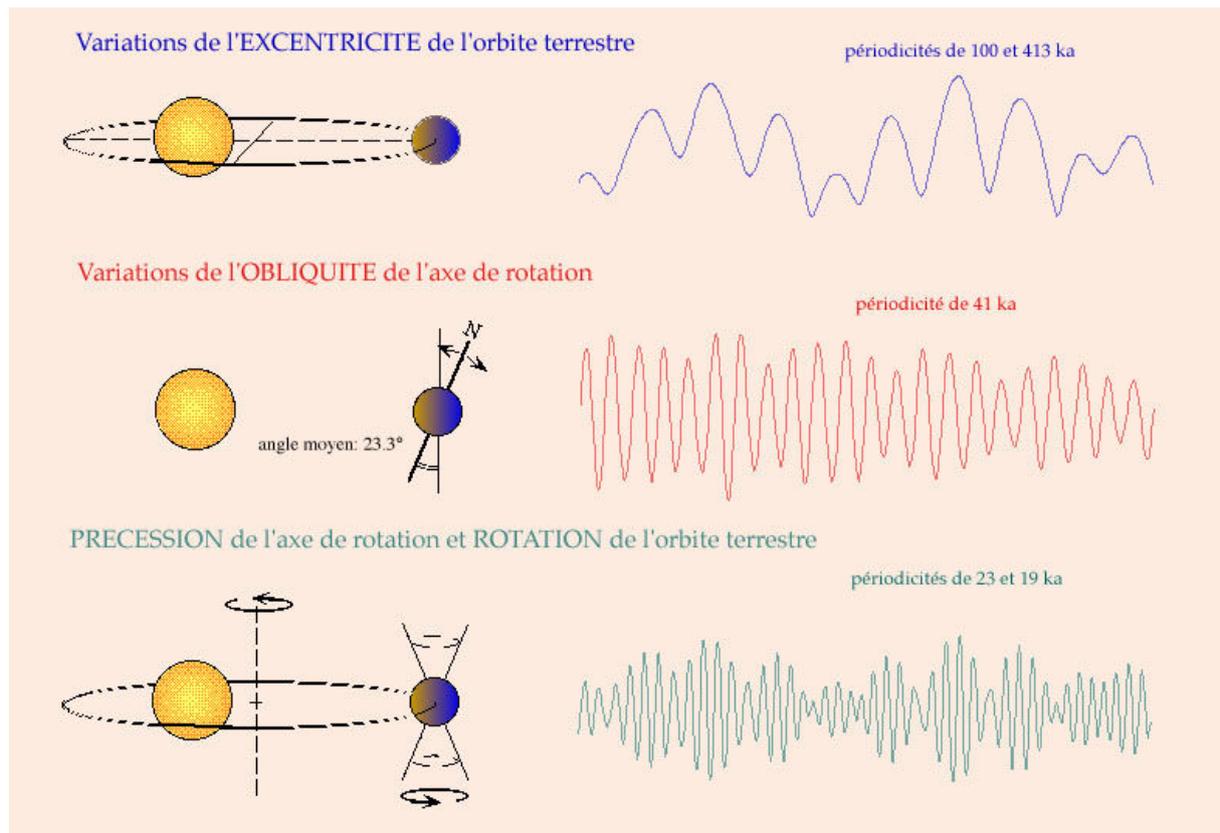


Figure 1.4 – Schéma expliquant les notions d'excentricité, inclinaison et précession par les cycles de Milankovitch, Louernos Nature, observatoire de la biodiversité.

Une des conséquences est que le contraste entre saisons est amplifié lorsque l'excentricité est forte. Si c'est pendant l'été que la Terre est en périhélie, alors il y a potentiellement davantage de glace à fondre sur les calottes et nous commençons une ère interglaciaire. Mais ce n'est pas le seul paramètre à prendre en compte. Il faut aussi que les paramètres suivants soient en concordance pour amener à une grande déglaciation.

- L'obliquité est l'inclinaison de l'axe de la Terre par rapport au plan écliptique, ou autrement dit, il s'agit de l'angle entre l'axe de rotation et la perpendiculaire au plan orbital. Cette inclinaison a un angle qui oscille entre 22.1 et 24.5° tous les 41 ka. L'inclinaison est l'origine directe des saisons au-delà des tropiques. C'est ce qui fait que l'été ou l'hiver nous recevons plus ou moins d'énergie du soleil. On peut retenir que plus l'obliquité est forte, plus l'amplitude de température entre été et hiver dans l'hémisphère Nord est élevée. Si l'obliquité était nulle, il n'y aurait plus de saisons sur Terre. Et à noter que les régions polaires sont les plus sensibles à ces changements d'obliquité.
- Pour finir, la précession décrit le changement de direction de l'axe de rotation entre l'aphélie et le périhélie tous les 21 ka. Pour simplifier, la précession entraîne un décalage régulier de la position des solstices et des équinoxes de la Terre. Par exemple, en ce moment le solstice d'été de l'hémisphère Nord se situe à l'aphélie (direction de l'étoile Polaire) alors qu'il y a 10 500 ans, il se situait au périhélie (direction de l'étoile Vega). Dans le premier cas, nous avons des étés tempérés et des hivers moins rigoureux, alors qu'il y a 10 500 ans, les étés étaient très chauds et les hivers très froids dans l'hémisphère Nord.

Ces trois paramètres d'excentricité, obliquité et précession sont des signaux quasi-périodiques (figure 1.4). Combinés ensemble, on peut calculer le taux d'insolation reçu dans l'hémisphère Nord à 65°. Cette zone est la plus déterminante dans l'histoire du climat, car nous sommes dans une phase géologique terrestre où la plupart des larges continents se retrouvent dans l'hémisphère Nord. Étant donné que les calottes se forment uniquement sur des continents, la présence de grandes surfaces émergées aux hautes latitudes est déterminante sur la possibilité de présence de calotte et d'ère glaciaire. Les enregistrements climatiques montrent que lors des faibles insolutions à 65°N, la calotte Fennoscandienne (Nord de l'Europe) et de la Laurentide (Canadienne) se développent et à l'inverse, lors des fortes insolutions, on observe une réduction de celles-ci. (Milankovitch (1941)). Il faut bien faire la distinction que ce n'est pas la quantité totale d'énergie annuelle reçue sur Terre qui varie, mais sa répartition et son équilibre sur une année entière qui a un rôle déterminant sur la calotte polaire Nord.

Étant donné que les courbes astronomiques sont bien déterminées et prévisibles, il est aisé de calculer l'insolation à un endroit sur Terre pendant le Quaternaire en passant par exemple par l'interface web de Laskar et al. (2004).

1.1.4 . Évènements millénaires

Maintenant que nous avons connaissance des variabilités à échelle multimillénaire, nous pouvons nous intéresser aux événements qui ont lieu à plus petite échelle, de l'ordre de la centaine d'années jusqu'au millier d'années (figure 1.5).

Des événements rapides à échelle millénaire à sub-millénaire ont été observés pendant le dernier cycle climatique dans les enregistrements glaciaires du Groenland et de l'Antarctique, mais également dans d'autres archives dans le monde (Mayewski et al. (1997), Campbell et al. (1998), Bianchi and McCave (1999), Chapman and Shackleton (2000), Rouse et al. (2006)).

Les événements millénaires les plus connus sont les événements de Heinrich, ils surviennent lors de décharges massives d'icebergs provenant de la Laurentide résultant en un afflux d'eau douce dans l'Atlantique Nord dû à une déstabilisation rapide des calottes de l'hémisphère Nord (Elliot et al. (2002), Eynaud et al. (2012)). Ces débâcles résultent en une libération de sédiments se déposant sur le fond marin. Ces sédiments spécifiques appelés IRD (Ice Rafted Debris) se composent de galets non arrondis de taille variable (Heinrich (1988), McManus et al. (1999), Hodell et al. (2008)). Les glaciers ont charrié des sédiments de toutes tailles sur le sol continental, emportant à la fois des poussières et des graviers, mais aussi des roches de taille métrique. Les événements de Heinrich sont associés à une modification de la circulation thermohaline et des déplacements de la zone de convergence intertropicale (ITCZ) vers le Sud (Chiang and Bitz (2005)).

Un autre type d'évènement millénaire très rapide sont les événements de Dansgaard-Oeschger (D-O) (Dansgaard (1985)). Ils sont caractérisés par des variations de températures enregistrées dans les glaces du Groenland de l'ordre de 5 à 15°C en l'espace de quelques décennies à un siècle (Severinghaus et al. (1998), Lang et al. (1999), NGRIP community members (2004), Kindler et al. (2014)). Il est observé une succession entre des périodes froides et sèches (parfois associées à un événement de Heinrich) et des périodes chaudes et humides, la transition entre phase chaude (interstade) et froide (stade) durant plusieurs siècles. Les D-O sont liés aux maximums isotopiques en Antarctique (AIM) par le couplage de la bascule bipolaire (Pedro et al. (2018)). Certaines hypothèses privilégient l'idée que ces variations sont dues à des comportements du système climatique interne, telles que les variations dynamiques et combinées de l'océan, la cryosphère, la végétation et de l'atmosphère (Wang et al. (2008); Broecker (2003), Li et al. (2005), Steffensen et al. (2008)). Dans les explications proposées, il serait envisagé que la circulation océanique et en particulier l'AMOC aurait une influence prépondérante (Schulz (2002), Alvarez-Solas et al. (2010)).

Ces événements peuvent aussi avoir lieu pendant une déglaciation qui intègre donc à la fois une composante de variabilité orbitale (lié au forçage orbital décrit à la section précédente) et une composante de variabilité millénaire.

1.1.5 . Liens entre le forçage orbital et les évènements millénaires pendant une déglaciation

Pendant une déglaciation avec un forçage orbital faisant réchauffer l'ensemble de la Terre (comme vu à la section 1.1.3, la température augmente uniformément, déstabilisant les équilibres de l'ère glaciaire. S'ensuit alors un jeu d'interactions entre différents réservoirs et transporteurs de chaleur.

Sous l'effet de la fonte de glace continentale se déversant dans l'Atlantique Nord, la circulation thermohaline (AMOC) ralentirait, car perturbée dans ses deux moteurs étant la quantité de sel et de chaleur.

Ce faisant, la quantité de chaleur captée aux régions équatoriales n'est plus transportée via les courants marins vers l'Atlantique Nord, et localement en Atlantique Nord, les températures baissent. Suite à cela, le forçage orbital toujours grandissant continue de réchauffer la planète, en complément des boucles de rétroaction positives qui ajoutent au phénomène de déglaciation (albedo, permafrost, relargage de CO_2 océanique, augmentation du niveau marin, etc.). Les concentrations de méthane et dioxyde de carbone dans l'atmosphère montrent effectivement un réchauffement planétaire. Ceci finit par réchauffer l'ensemble des deux hémisphères, et comme la plupart de la glace a déjà fondu, l'AMOC peut reprendre son rythme élevé et équilibrer les flux de chaleur reçus sur Terre par convection d'eau océanique.

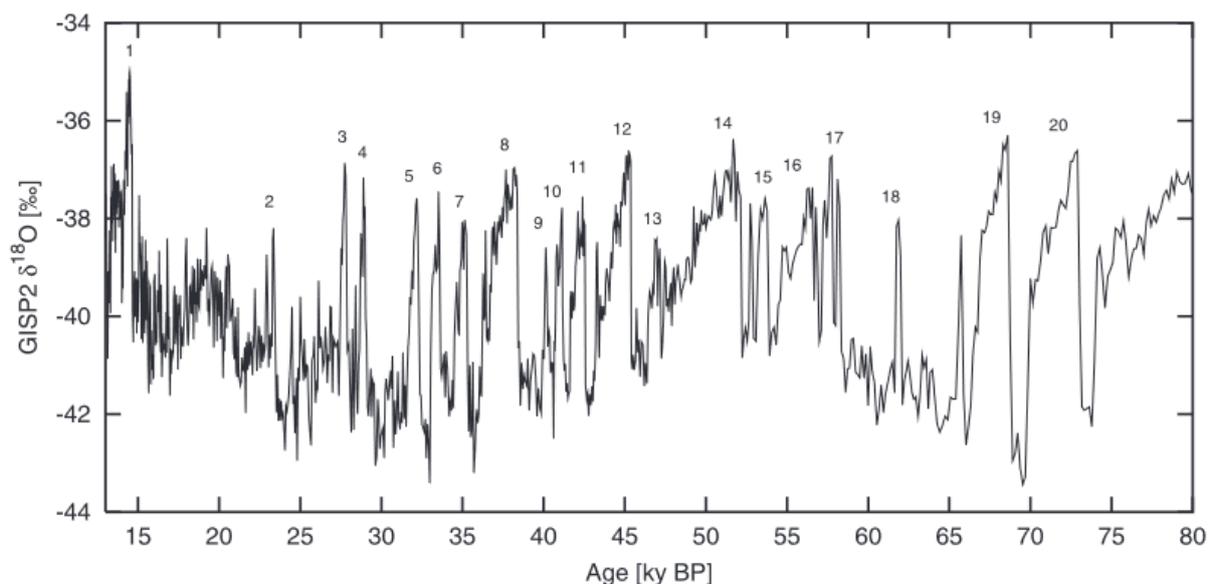


Figure 1.5 – Enregistrement des isotopes de l'oxygène ($\delta^{18}O$) au Groenland (carotte de glace GISP2 Grootes and Stuiver (1997)). Les chiffres au-dessus des maxima de $\delta^{18}O$ indiquent les événements d'interstade de Dansgaard-Oeschger (WS et al. (1993)).

1.2 . L'Antarctique, un continent de glace

Dans le cadre de ma thèse, j'ai travaillé uniquement sur la carotte de glace qui remonte le plus loin dans le temps avec une stratigraphie continue, la carotte EPICA Dôme C. Cette section est ainsi consacrée à la description des carottes de glace situées sur le plateau Antarctique.

1.2.1 . Les conditions climatiques à Concordia

Contrairement à l'Arctique qui est une mer du pôle Nord entourée de continents, l'Antarctique est un continent à part entière centré sur le pôle Sud. Avec une superficie de 14.2 millions de km², sa taille est supérieure à l'Europe (10.5 millions de km²). Recouvert à 99% de sa surface de glace, l'Antarctique contient plus de 70% de l'eau douce du globe (King and Turner (1997)). La raison est que ce continent accumule de la neige et la conserve du fait de son isolation thermique du reste du monde par le courant circumpolaire antarctique et, situé aux hautes latitudes, il reçoit moins de flux de chaleur solaire que l'équateur.

Le socle rocheux s'est enfoncé sous le poids de la calotte, celle-ci peut dépasser les 3 000 - 4 000 m d'épaisseur. Il s'agit de l'altitude maximale que peut atteindre une calotte glaciaire sous l'effet de la gravité. Au-delà de cette épaisseur, la glace tend à fluer sur les côtés jusqu'au niveau de la mer. En Antarctique de l'Est, une pente importante commence à quelques kilomètres de la côte et atteint son altitude maximale en une centaine de kilomètres de distance. C'est ensuite le plateau Est-antarctique où la variation d'élévation ne change plus beaucoup (figure 1.6).

Les températures sur le plateau continental restent très négatives et varient entre -68°C et -33°C en moyenne de l'hiver à l'été. Sur la côte au contraire, les températures estivales peuvent être positives. C'est la station de Vostok (Figure 1.7) qui a enregistré la température la plus froide sur Terre (-89.2°C) le 21 juillet 1983 (Vasiliev et al. (2011)).

La précipitation annuelle est en dessous de 30 mm en équivalent eau en moyenne sur le plateau. À titre de comparaison, la quantité d'eau qui tombe dans le Sahara annuellement est d'environ 100 à 300 mm (Tierney et al. (2020)). Ce qui fait que l'Antarctique est encore plus sec que le Sahara et qu'il peut porter le nom de désert.

Les vents ont des vitesses faibles sur le plateau, autour de 20 km/h au maximum, tandis que sur la côte, les vents froids descendent la pente par gravité et peuvent atteindre des vitesses de plus de 230 km/h (Nylen et al. (2004), Mawsen (1915)). Ils sont appelés vents catabatiques.

1.2.2 . Les enregistrements climatiques dans les carottes de glace

Si on divise les domaines terrestres compartimentés en boîtes interactives comme l'océan, l'atmosphère, la lithosphère, la biosphère, les calottes polaires appartiennent à la composante de la cryosphère. Leurs positions particulières centrées sur les pôles et leurs tailles leur confèrent un rôle essentiel dans le cycle de l'eau. Au-delà de leur fort impact sur les autres « boîtes », les calottes polaires ont l'intérêt de garder en mémoire de la glace sur plusieurs centaines de milliers d'années. L'englacement de l'Antarctique date de 35 à 40 Ma, le continent n'a jamais cessé de recevoir des précipitations neigeuses depuis ce temps. Malgré tout, le fluage naturel des glaciers par leur propre poids tend à réduire l'âge maximal existant à la base des calottes glaciaires. Dans ces

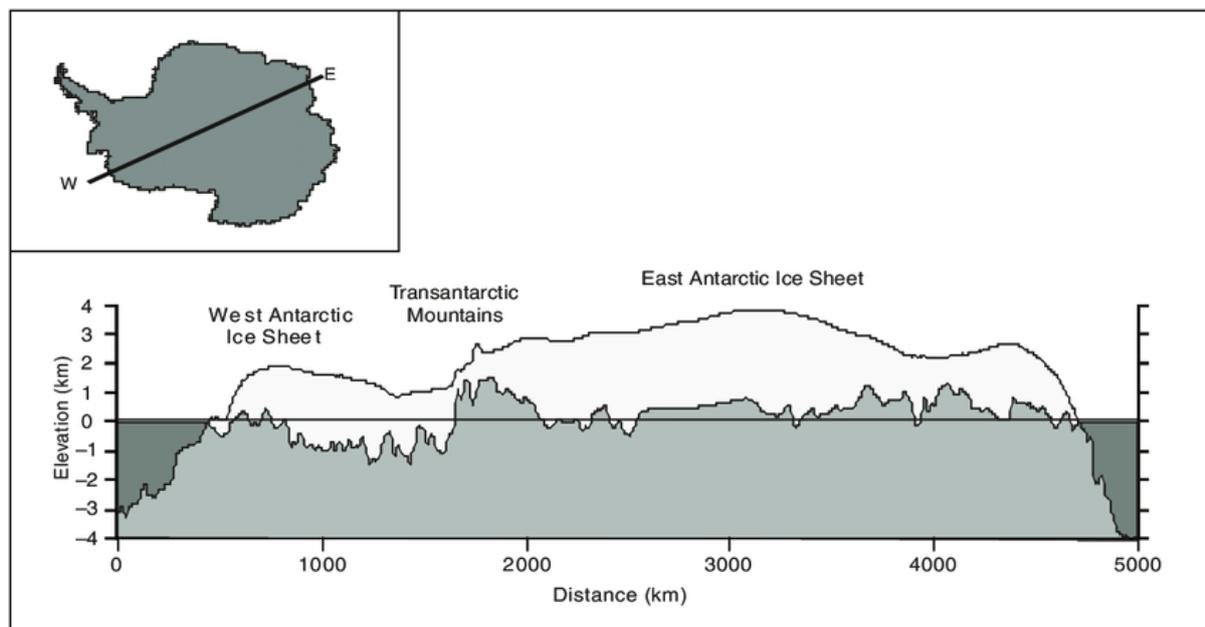


Figure 1.6 – Coupe de profil de la calotte polaire Antarctique basé sur la topographie BEDMAP (Lythe and Vaughan (2001)) et de surface (Liu et al. (1999)). A new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica, *Journal of Geophysical Research B : Solid Earth*, 106 (B6) : pp. 11335-11351 (2001).

couches successives, des foreurs viennent prélever une carotte de 10 cm de diamètre pour accéder aux grandes profondeurs, et donc aux temps anciens.

Les carottes de glace sont de fantastiques enregistrements, car ils sont continus et peuvent remonter jusqu'à 800 ka dans le cas de la carotte d'EPICA Dôme C (appelé ci-après EDC) (figure 1.7). Pour remonter loin dans le passé, les sites de forages sont sélectionnés en fonction de l'accumulation et de l'épaisseur de glace. Dans le cas du Dôme C, il tombe 2.5 cm équivalent eau de précipitation par an (cm w.e./an). Comparativement, il tombe 2.1 cm w.e./an Vostok, 6.4 cm w.e./an EDML et 8 cm w.e./an à TALDICE (epica community members (2004)). Il n'est souvent pas possible d'avoir une résolution annuelle sur ces sites. Au Groenland, l'accumulation est de l'ordre de 17.1 cm w.e./an à NGRIP (NGRIP community members (2004)), ce qui permet d'observer des variations saisonnières dans les couches de glace.

Le socle rocheux est situé à 3 192 m de profondeur environ sur le site de Dôme C. Ce qui fait de ce site un emplacement idéal pour forer une longue et vieille carotte de glace. Le site de Dôme C a ainsi vu s'ériger dans ce but une station, nommée Concordia, sous la direction Franco-Italienne. À 1 100 km des côtes et 3 233 m d'altitude, la station Concordia fait partie des sites les plus isolés de la planète (75°06'12"S 123°21'20"E).

1.2.3 . Le forage d'EPICA Dôme C

Un peu d'histoire ...

Willy Dansgaard est le chercheur qui a fait le lien entre la composition isotopique de l'eau et la température du site de précipitation. Étant Danois, il se tourne patriotiquement vers de grands volumes de glaces qui lui sont accessibles via son pays, le Groenland. Des kilomètres de glace sont forés avec l'aide des Américains à Camp Century en 1966. La carotte atteint 1390 m de profondeur, révélant 100 ka de variations climatiques (Dansgaard et al. (1969)). Après cette première carotte au Groenland, d'autres s'ensuivent sur la même ca-

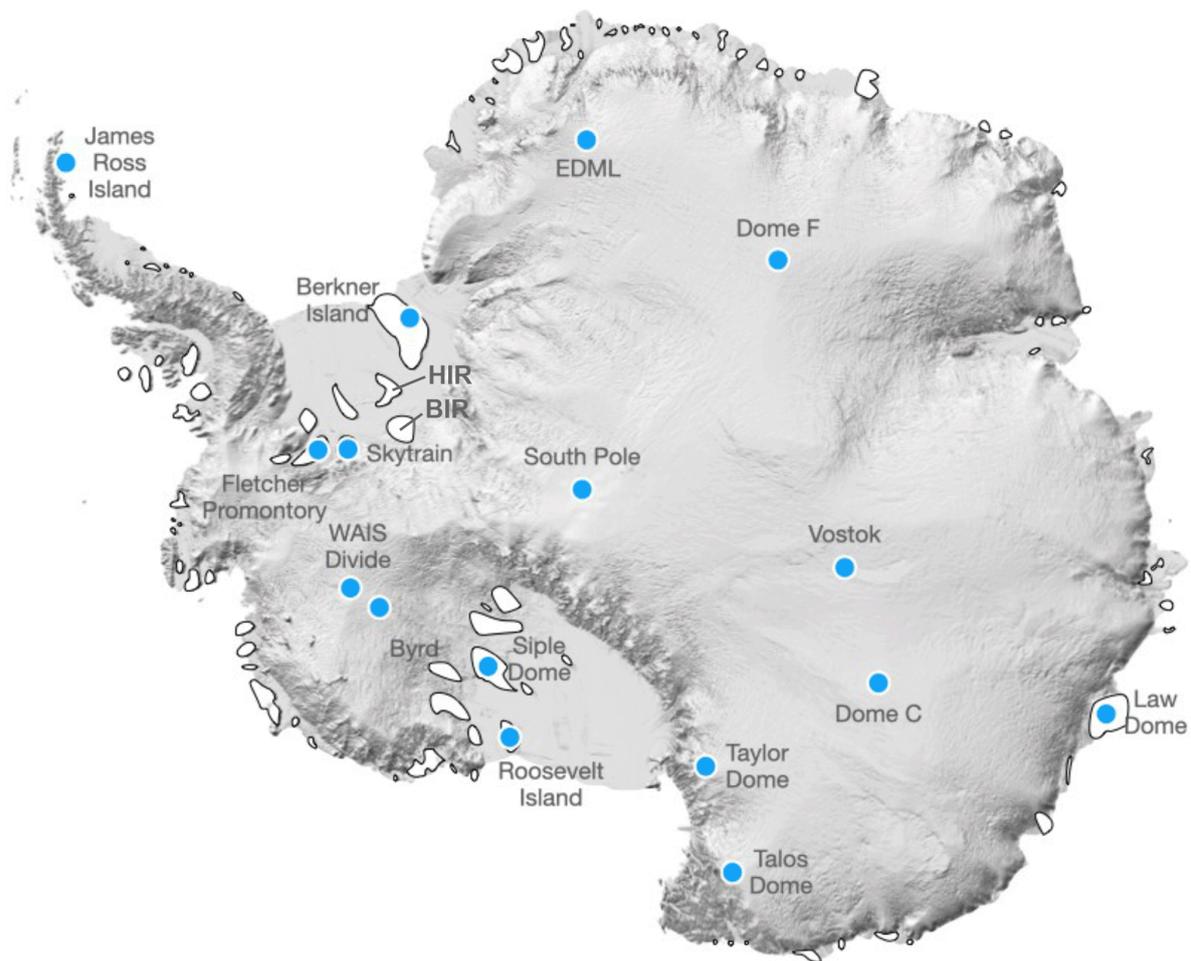


Figure 1.7 – Carte de l'Antarctique montrant la localisation des principaux sites de carottage de glace profonds, Joanne 2022.

lotte glaciaire, mais la temporalité limitée incite les foreurs à se déplacer sur un autre lieu encore plus vaste. Si les carottes groenlandaises ont permis de retracer très précisément les variations climatiques jusqu'au dernier interglaciaire (l'Eemien), les enregistrements sont limités en taille due à la forte accumulation de neige des sites. C'est ainsi que les Américains se placent en premier en Antarctique où ils extraient leur première carotte de 2000 m de longueur à la station Byrd en 1968, remontant ainsi jusqu'à 80 ka (Epstein et al. (1970)). Il s'agit d'un premier essai montrant un âge moins ancien qu'espéré et moins ancien que les âges obtenus sur la glace forée sur le site de Camp Century mais ce nouveau continent se voit comme prometteur.

Vinrent ensuite les Français, parmi eux, Claude Lorius qui emboîte le pas de Paul-Emile Victor pour effectuer des prélèvements de carottes peu profondes en Terre Adélie et Jean Jouzel qui analyse à son tour les échantillons prélevés.

De l'observation de bulles d'air dans la glace vient l'idée de mesurer ce gaz piégé. Des informations précieuses sont enfermées dans ces bulles d'air, comme la composition atmosphérique passée avec entre autres, les quantités de gaz à effet de serre. Leurs premiers résultats montrent une multitude d'informations jamais obtenues jusque-là (Delmas et al. (1980), Oeschger and Stauffer (1986), Neftel et al. (1982)).

Des Français rejoignent par la suite les Russes à la station Vostok. Pour la première fois, les glaces polaires remontent des informations climatiques jusqu'à 160 ka, le dernier interglaciaire. Ces nouvelles informations uniques permettent aux scientifiques de comparer notre climat actuel à une autre période très similaire en termes de température et de gaz à effet de serre (Lorius et al. (1985), Barnola et al. (1987), Genthon et al.

(1987), Jouzel et al. (1987)). Le forage continuant sur plusieurs années a permis de remonter en 1998 de la glace jusqu'à 420 ka (Petit et al. (1999), soit 4 cycles glaciaires interglaciaires.

Face à ce succès, les travaux sont partagés entre le Groënland et l'Antarctique où désormais la possibilité de remonter plus loin dans le passé est plus grande. Si le site de Vostok ne permet pas de remonter à plus de 420 ka avant aujourd'hui à cause de la présence d'un lac sous-glaciaire, le site de Dôme C est plus prometteur : il n'est pas altéré par des problèmes de fonte basale et permet donc une meilleure préservation de la glace. Un nouveau projet prend alors place dans la communauté scientifique, celui d'EPICA (European Project for Ice Coring Antarctica). Toutes les chances sont réunies pour retrouver de la glace vieille de plus de 500 ka d'après les estimations. L'accumulation est faible, la glace profonde est non perturbée contrairement à Vostok, les études préalables montrent une stratification homogène.

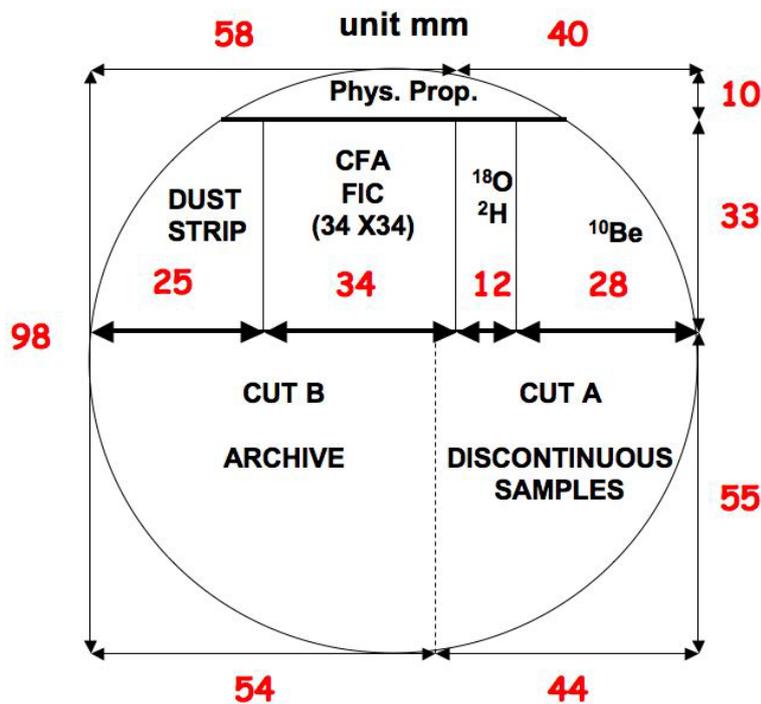


Figure 1.8 – Plan de découpe d'une carotte de glace (exemple de la carotte de Talos Dôme).

Le projet de forage d'EPICA a débuté en 1996 et s'est terminé en 2004. Le site de forage a été choisi précisément en fonction de la faible déformation de la glace sous la surface. Après 3 ans de forage, le carottier a été bloqué à 788 m de profondeur (environ 45 ka équivalence âge). La même année, l'équipe s'est déplacée de plusieurs mètres pour continuer de forer parallèlement à cette première tentative. Cette fois, le socle rocheux a été atteint en 2004 à une profondeur totale de 3 190 m. Cette seconde carotte nommée EDC2 a 19 m en commun avec EDC1, ce qui a été utilisé pour synchroniser les deux carottes.

Les échantillons ont été analysés pour la composition isotopique de l'eau dans un premier temps à basse résolution, c'est-à-dire à 55 cm de distance entre chaque mesure. La carotte a été coupée longitudinalement en 4 parties pour diverses analyses comme les isotopes de l'eau, les propriétés physiques, mesure d'éléments cosmochimiques, chimie, gaz ... Un quart de la carotte est conservé sous forme d'archive dans la cave EPICA,

se situant en Antarctique sous la surface (figure 1.8). La température moyenne est de -50°C à l'année, ce qui est une température parfaite pour conserver la glace sur plusieurs années sans moyen énergétique et donc un moyen sûr.

1.2.4 . Description et but de ma mission sur le terrain

J'ai eu l'opportunité d'effectuer une mission de terrain à la station Concordia dans le but de découper et ramener des échantillons de glace en France et les analyser. Le départ s'effectuait de Paris le 16 novembre 2019 pour un retour le 3 janvier 2020. Sur une mission d'un mois et demi, je ne suis resté qu'un mois sur la station Concordia (figure 1.9). Le trajet via Hong Kong, Christchurch et la station italienne en bord de côte Mario Zucheli, pour ensuite atteindre Concordia, s'est fait exclusivement en avion en plusieurs étapes, mais a déjà pris 5 jours.

L'acclimatation à Dôme C prend plusieurs jours également car nous sommes à plus de 3 000 m d'altitude. Ce qui fait qu'il y a peu d'oxygène et que la pression atmosphérique est faible (650 hPa à mon arrivée). Le froid est omniprésent à l'extérieur, avec des températures affichées à -40°C en fin novembre, mais un ressenti pouvant aller plus bas en conditions venteuses (jusque -60°C vécu). Pendant l'été austral, une soixantaine de personnes vivent sur la station. Principalement des Français et Italiens, mais d'autres nationalités européennes viennent régulièrement. Plus occasionnellement des Américains, Russes, Chinois, Japonais qui ont également des stations sur le plateau. La majorité des équipements est regroupée dans les deux tours dont les travaux ont été achevés en 2004. Il y a la tour « calme » avec une partie des dortoirs, espace de vie, logistique et bureaux de travail. Tandis que dans l'autre tour « bruyante » on y trouve les ateliers, la restauration et les espaces conviviaux.

Mon travail consistait à ramener des échantillons de glace en France. Ils ont été sélectionnés selon leur profondeur pour s'intéresser aux moments des déglaciations. Mon lieu de travail est une cave enterrée sous 3 m de neige, la cave EPICA. Fermée l'hiver par de grandes portes, la température est en moyenne autour des -50°C , ce qui est une température idéale pour la conservation des carottes de glace sans utiliser de moyens énergétiques. Un plan et une liste renseignent sur l'emplacement des échantillons dans chaque boîte, chaque étagère, chaque allée. Les échantillons sont placés au nombre d'une vingtaine dans des boîtes de polystyrène extrudés et numérotés. Une fois les boîtes sélectionnées, je les ramenaient en motoneige dans la tranchée froide qui était gardée à -50°C . Toute la journée, je cherchais le morceau de carotte correspondant à la profondeur voulue pour découper 5 cm de longueur dans le bas de la carotte. Puis je refermais le plastique dans lequel était stocké l'échantillon, dans le bon sens. Il y a eu près de 600 échantillons à découper pour mes futures mesures, ainsi que pour celles d'Etienne Legrain à Grenoble et l'Université de Bern, pour des analyses respectives en dioxyde de carbone (CO_2) et en méthane (CH_4). Je pouvais rester moins d'une heure dans la tranchée froide, ce après quoi, les gants n'étaient plus assez chauds pour se prémunir du froid. Les découpes duraient toute la journée, du lundi matin au samedi soir.

Fin décembre, j'avais fini de tout découper et il a fallu emballer les colis pour les envoyer en France par avion, tout en conservant une température de -20°C au moins durant le transport. Il n'y a pas eu de problème de réchauffement des échantillons ni de temps d'attente durant ces trajets.

Je suis parti de la station Concordia le 22 décembre 2019 pour rejoindre la station de Mario Zucheli sur la côte en avion. Puis nous avons embarqué le jour même à bord du brise-glace italien, le Laura Bassi. Nous avons fêté Noël sur l'eau après avoir passé la mer de glace et nous sommes arrivés le 31 décembre en Nouvelle-Zélande, après 8 jours en mer. Le 3 janvier, j'étais en France en repassant par le même itinéraire aérien qu'à l'aller.



Figure 1.9 – Arrivée à la station Concordia, Dôme C.

1.3 . Objectifs de la thèse

L'intérêt sociétal majeur de l'étude du paléoclimat est classiquement celui de la compréhension des mécanismes climatiques pour mieux prévoir le climat futur.

Dans cet objectif, les modèles climatiques sont indispensables pour simuler les futures trajectoires environnementales sur Terre tout en prenant en compte les émissions de gaz à effet de serre d'origine anthropique. Afin de tester la validité de ces modèles, ceux-ci sont comparés en premier lieu aux évolutions climatiques des périodes passées, désignées comme les études paléoclimatiques. Dans ce cadre, il est nécessaire que les études paléoclimatiques décrivent le plus précisément possible (notamment via une bonne chronologie) l'évolution de l'état moyen du climat lors des grands changements climatiques, notamment les transitions glaciaires – interglaciaires dans le cadre de cette thèse.

En plus de l'évolution de l'état moyen, il est essentiel de documenter l'amplitude et la fréquence de la variabilité au cours du temps. Le changement de variabilité haute fréquence (échelle décennale à multicentennale) issu des données paléoclimatiques est en effet difficilement reproduit par des modèles (Rehfeld et al. (2020)). Il existe peu d'études caractérisant la variabilité sub-millénaire passée, toutefois Rehfeld et al. (2018) ont récemment observé des différences notables entre le dernier maximum glaciaire et le dernier interglaciaire. Ils avaient noté une baisse de la variabilité de la température d'un facteur quatre alors que le climat s'est réchauffé de 3 à 8°C entre le LGM (21 ka) et l'Holocène (les derniers 11,5 ka). Les périodes plus anciennes, avant le dernier maximum glaciaire, ont peu été étudiées. Pourtant la multiplicité des périodes glaciaires interglaciaires permettrait d'enrichir nos connaissances sur un plus grand nombre d'intervalles de temps. De plus, un enregistrement climatique à suffisamment haute résolution est primordiale pour étudier les événements à échelle millénaire. Les carottes de glace offrent de très bonnes caractéristiques pour répondre à ces questions, notamment la carotte d'EDC qui remonte jusqu'à 800 ka, retraçant 9 déglaciations sur 3200 m de glace.

Si des études avaient déjà été publiées sur EDC avant ma thèse, ce n'était qu'à basse résolution (55 cm) pour documenter les variations de températures lors des cycles glaciaires interglaciaires (Jouzel et al. (2007)). Cette performance a été possible au détriment d'une résolution fine des variations climatiques, réservée à des études ultérieures. Une seconde découpe à 11 cm était disponible et destinée à l'étude de la haute résolution mais une telle étude demandait un effort analytique conséquent. Les mesures ont été réparties entre laboratoires membres du projet EPICA qui se sont occupés séparément de certaines portions de la carotte mais une question est de savoir si toutes ces données peuvent être regroupées en un seul et même enregistrement de 800 ka. Le premier objectif de ma thèse était d'étudier l'homogénéité d'une telle série de mesure et d'en déduire l'évolution de la variabilité haute fréquence au cours des derniers 800 ka.

Quelques séries de données à haute résolution avaient été publiées avant le début de ma thèse. Ainsi, Pol et al. (2010), Pol et al. (2011), Pol et al. (2014) ont étudié plusieurs interglaciaires (MIS 5, 7, 11 et 19). Ces analyses ont permis d'améliorer la résolution accessible à ces interglaciaires par un facteur 5 et donc de décrire pour une première fois l'évolution de la variabilité à haute fréquence. D'autres périodes encore n'avaient pas été explorées, notamment entre le MIS 11 et le MIS 19 où les auteurs ont décrit une diminution de la variabilité plus importante, avec au MIS 19 une disparition de la variabilité à haute fréquence. Il était donc essentiel de documenter le fond de la carotte pour comprendre l'évolution de la variabilité climatique enregistré dans la glace et de quantifier l'atténuation d'une partie du signal à cause de la diffusion isotopique. De plus, Pol et al. (2010), Pol et al. (2011), Pol et al. (2014) ont effectué leur étude seulement sur les interglaciaires mais il n'y avait pas d'informations sur les périodes glaciaires anciennes.

Un autre objectif à ma thèse, toujours en lien avec de la haute résolution temporelle est de caractériser finement la séquence des différentes déglaciations et notamment la caractérisation d'événements millénaires ou sub-millénaires au cours des transitions glaciaires interglaciaires. En effet, il existe des événements courts qui se superposent à la variabilité lente induite par le forçage orbital pendant les déglaciations mais l'enchaînement des différents événements est encore mal connu, surtout pour les périodes anciennes. Les Terminaisons ont lieu dans des contextes orbitaux et environnementaux parfois très différents. Le fait que le démarrage d'une déglaciation n'arrive pas toujours au même moment par rapport au forçage orbital doit nous permettre de

mieux comprendre ces variations climatiques. De plus, il est important de caractériser les interactions entre les différents compartiments Terrestres et les différentes régions pendant ces transitions glaciaires – interglaciaires. Pour comprendre l'ensemble des mécanismes il faut décrire suffisamment précisément l'enchaînement des changements climatiques et environnementaux avec une haute résolution temporelle. Cette prouesse est réalisable grâce aux carottes de glaces qui permettent d'avoir accès à des traceurs qui documentent le climat et l'environnement sur plusieurs endroits sur Terre, à la fois dans la glace dont l'eau provient des latitudes plus tempérées, et à la fois par les gaz piégés entre les grains de glace qui proviennent d'un mélange atmosphérique pour les espèces à longue durée de vie. De plus, une haute résolution temporelle est possible dans ces archives glaciaires car le taux d'accumulation de la neige sur le continent Antarctique permet un enregistrement aux fines échelles. Avec des mesures à haute résolution dans les carottes de glace, nous devrions être en mesure de décrire la séquence temporelle des événements lors d'une déglaciation.

1.4 . Organisation du manuscrit

Après ce **premier chapitre** introductif rappelant les bases du fonctionnement de notre sujet d'étude, à savoir le climat passé de la Terre, nécessaire à la mise en contexte de l'étude, le **chapitre II** sera consacré aux définitions des outils que nous utiliserons par la suite pour la compréhension du présent sujet. Les isotopes de l'eau et autres traceurs dans les carottes de glace seront décrits pour connaître comment ces traceurs peuvent être reliés aux conditions climatiques passées. Parce que la température n'est pas directement mesurable dans les temps anciens, nous faisons appel à des indicateurs qui donnent des estimations des conditions physico-chimiques de l'époque.

Le **chapitre III** fera ensuite état des méthodes expérimentales et analytiques utilisées dans le but d'obtention de mesure des précédents traceurs. Les lignes d'extractions présentes au LSCE seront décrites pour chaque usage ayant été fait auprès des échantillons. On présentera le potentiel des nouvelles mesures en $\delta O_2/N_2$ et $\delta^{18}O_{atm}$ contenu dans les bulles d'air piégées dans la glace, à mettre en relation avec le $^{17}O - excess$ mesuré à haute précision sur les 8 dernières Terminaisons d'EDC. Et pour finir, on expliquera l'obtention de la série d'enregistrements en $\delta^{18}O$ et δD de l'eau à haute résolution permettant de nouvelles études sur la variabilité haute fréquence. Ensuite, les appareils analytiques présents au laboratoire seront exposés afin d'avoir une vue d'ensemble de leur fonctionnement.

Le **chapitre IV** est la présentation d'un article scientifique publié en premier auteur sur l'étude de la variabilité climatique sub-millénaire, à partir des isotopes de l'eau à haute résolution, dans la carotte de glace EDC. Ce premier article posera d'entrée de jeu le problème de la diffusion isotopique pour la conservation des variations climatiques haute fréquence au fond de la carotte d'EDC. Une discussion fait suite à ces travaux, explorant davantage les questions de diffusion isotopique dans la carotte de glace. Une estimation de la longueur de diffusion sera réalisée sur EDC en comparaison avec un modèle simple s'appuyant sur les paramètres influant directement la diffusion, à savoir la température et l'amincissement des couches de glace. Enfin, ce chapitre se terminera par des estimations de longueur de diffusion pour la prochaine carotte de glace visant à remonter jusqu'à 1,5 million d'années, pour le projet Beyond EPICA.

Le **chapitre V** fera suite au chapitre précédent par l'observation plus précise des séquences d'évènements observés à l'échelle millénaire pendant les déglaciations. En utilisant les traceurs à disposition dans la carotte EDC, nous mettrons en évidence des changements dans le cycle atmosphérique et hydrologique aux basses latitudes. L'analyse combinée du $^{17}O - excess$, $\delta^{18}O_{atm}$ et du d-excess nous donnera un aperçu des mécanismes à l'œuvre, expliquant un découplage climatique entre les hautes et les basses latitudes observées dans la carotte EDC. En supplément, d'autres traceurs issus de la même carotte de glace et d'autres latitudes seront ajoutés afin de compléter notre étude entre les interactions des hautes et des basses latitudes, impliqués dans le cycle climatique et hydrologique de la Terre. Les neuf Terminaisons seront décrites pour comprendre les mécanismes durant la séquence climatique de la terminaison II, puis des autres déglaciations de 200 à 800 ka.

Pour finir, le **chapitre VI** sera une partie dédiée à la comparaison entre les données produites dans cette thèse et les sorties de modèles climatiques dans le passé. Le but est de confronter les deux approches, théorique et expérimentale, afin de nuancer les résultats obtenus. Dans un premier temps, une étude de la variabilité sera faite entre le dernier maximum glaciaire et le dernier interglaciaire pour vérifier si nos analyses spectrales sont cohérentes. Et dans un second temps, nous étudierons la comparaison modèle - données sur la dernière déglaciation pour les paramètres climatiques reconstruits à partir des traceurs mesurés et présentés dans le chapitre V.

2 - Les traceurs dans les carottes de glace : dans la matrice glace et dans la matrice air

Nous avons vu dans le chapitre précédent une synthèse de connaissances générales décrivant les cycles climatiques du passé, mais on peut se demander comment ces informations du passé ont été obtenues. Retrouver des conditions climatiques par des mesures directes est limité dans le passé jusqu'à l'arrivée des instruments d'origine humaine. Pouvoir rassembler des informations environnementales plus anciennes est un enjeu des sciences du climat. Pour répondre à cette problématique, des outils retraçant les conditions climatiques du passé ont été mis en place. Il en existe un grand nombre spécialisé en fonction du type d'archive, de la période passée visée, ou encore des techniques expérimentales accessibles. Dans notre cas, nous utiliserons les traceurs isotopiques, c'est-à-dire en rapport avec les différences atomiques d'échantillons étudiés, qui seront définis dans ce chapitre.

2.1 . Isotopes stables de l'eau

Un beau matin de 1952, Willi Dansgaard faisait des analyses sur l'eau de pluie récoltée depuis les cieux de Copenhague et il observe un étrange lien entre la composition isotopique de l'eau et la température lors de la précipitation. Cette découverte lui servira plus tard quand il aura l'idée d'appliquer cette même méthode aux eaux anciennes. Ainsi, il sera en mesure de déduire les températures au moment où la goutte de pluie est précipitée et d'estimer les conditions climatiques passées (Dansgaard et al. (1969)).

Dans ce chapitre, nous allons détailler les processus qui régissent les fractionnements des isotopes de l'eau. Nous allons nous baser sur l'état de l'art des propriétés physiques des isotopes de l'eau. Ces propriétés sont fondamentales pour comprendre la modification de la composition isotopique de l'eau lors du cheminement d'une masse d'air humide depuis l'évaporation au-dessus de l'océan, jusqu'à la précipitation dans les régions polaires, et pour interpréter les enregistrements isotopiques de l'eau des carottes de glace.

2.1.1 . Définitions

La molécule d'eau H_2O est composée de 3 atomes distincts : un atome d'oxygène (O) et deux d'hydrogène (H). Les atomes sont construits d'un noyau contenant des protons (chargés positivement) et des neutrons (non chargés), autour desquels gravitent des électrons (chargés négativement). Dans le cas de l'oxygène, le noyau contient 8 protons et 8 neutrons, ce qui lui confère une masse de 16 unités de masse atomique (ou 16 g.mol^{-1}). Il est équilibré électriquement car 8 électrons négatifs compensent la charge positive des 8 protons. Parfois, il arrive qu'un neutron s'ajoute au noyau sans changer ses propriétés ni sa charge. Seul son poids sera augmenté du nombre de neutrons ajouté. C'est la définition d'un isotope, du grec ισος (isos, "même") et τοπος (topos, "place") : ce sont des atomes qui possèdent le même nombre d'électrons et de protons, mais un nombre différent de neutrons (figure 2.1). Cette particularité les maintient aux mêmes places sur le tableau périodique, ils conservent leurs propriétés chimiques.

Pour prendre l'exemple de l'oxygène, cet atome peut supporter un à deux neutrons supplémentaires. Il existe donc de l'oxygène de masse atomique 16 g.mol^{-1} , mais aussi 17 et 18 g.mol^{-1} (figure 2.1). Dans le cas de l'hydrogène de masse atomique 1 g.mol^{-1} -aussi appelé protium- qui ne contient qu'un proton dans son noyau, un neutron peut s'ajouter pour former de l'hydrogène de masse atomique 2 g.mol^{-1} . Dans ce cas, il est plus couramment appelé deutérium. S'il y a deux neutrons qui s'ajoutent au proton solitaire, l'hydrogène

de masse 3 est alors appelé tritium. Mais dans ce cas, ce nucléide est radioactif et il sort de notre sujet d'étude. Nous nous focalisons uniquement sur les isotopes stables de l'eau qui sont au nombre de neuf, catégorisés dans le tableau 2.1 suivant selon leur abondance relative :

Isotope	Abondance (%)
^1H	99,985
^2H	0,015
^{16}O	99,757
^{17}O	0,038
^{18}O	0,205

Isotopologue	Abondance (%)	Masse (g/mol)
$^1\text{H}^1\text{H}^{16}\text{O}$	99,73098	18
$^1\text{H}^1\text{H}^{18}\text{O}$	0,199978	20
$^1\text{H}^1\text{H}^{17}\text{O}$	0,037888	19
$^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$	0,031460	19
$^1\text{H}^2\text{H}^{18}\text{O}$	0,0000006	21
$^1\text{H}^2\text{H}^{17}\text{O}$	0,0000001	20
$^2\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$	0,00000002	20
$^2\text{H}^2\text{H}^{18}\text{O}$	0,00000000005	22
$^2\text{H}^2\text{H}^{17}\text{O}$	0,00000000001	21

Tableau 2.1 – Gauche, abondance relative de chaque isotope stable de l'hydrogène et de l'oxygène. Droite, abondance relative des neuf possibilités d'isotopes de l'eau.

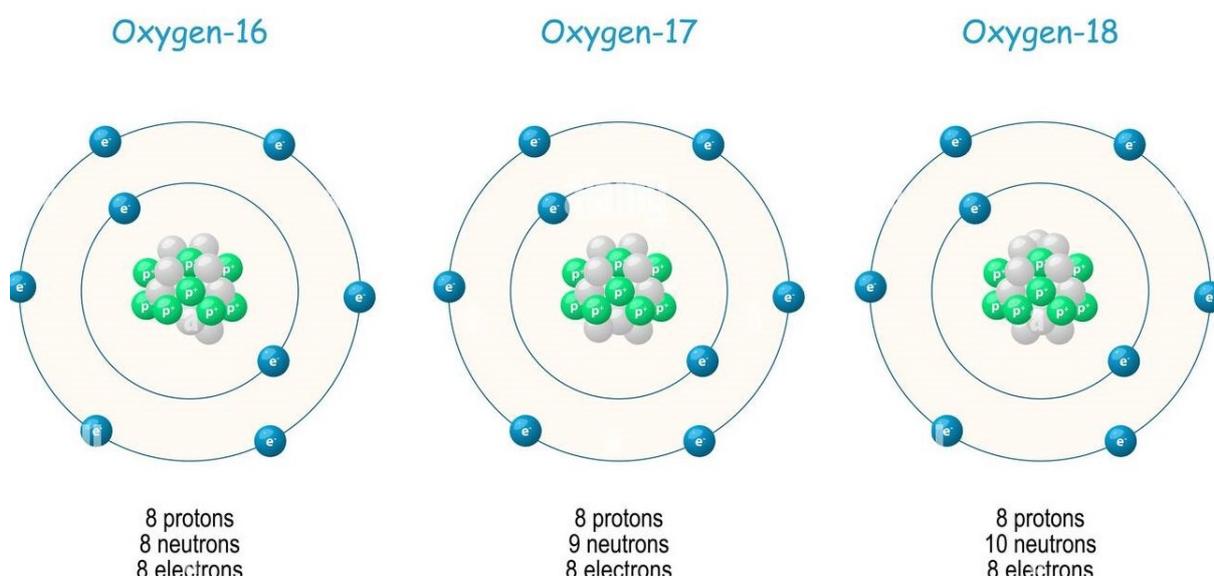


Figure 2.1 – Représentation atomique des trois isotopes stables de l'Oxygène.

Nous pouvons constater que les molécules d'eau les plus courantes sont les plus légères. On peut alors parler d'eau légère et d'eau lourde. Les eaux les plus lourdes ont une probabilité très faible d'exister. En général, on ne considère que les quatre premières molécules ($^1\text{H}_2^{16}\text{O}$, $^1\text{H}_2^{17}\text{O}$, $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$, $^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$) qui ont le plus de probabilité de se trouver dans le cycle de l'eau et donc dans les glaces de l'Antarctique.

Thermodynamiquement, cette différence de masse influence les propriétés des isotopes. Les molécules isotopiquement plus lourdes ont une plus faible mobilité en comparaison aux plus légères, ce qui rend leur diffusion moins importante. De plus, les molécules isotopiquement plus lourdes ont de plus fortes énergies de cohésion, ce qui rend les liaisons chimiques plus difficiles à briser.

Pour mesurer la quantité d'eau lourde, on se réfère à un rapport d'isotopes lourds et de légers, appelé rapport d'abondance, noté R . Par exemple pour l'oxygène, on définit la quantité de ^{18}O par rapport à l'isotope le plus léger qui est le plus courant, le ^{16}O . Le tout est défini, pour les isotopes de l'oxygène dans les molécules d'eau, en fonction d'un standard connu, le V-SMOW (pour Vienna Standard Mean Ocean Water). La notation adoptée est celle de δ , introduite par [McKinney et al. \(1950\)](#). Elle est définie comme suit :

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{R_{\text{échantillon}}}{R_{\text{référence}}} - 1 \right) \times 1000 \quad (2.1)$$

Avec $R_{\text{échantillon}}$ le rapport isotopique de l'échantillon $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et $R_{\text{référence}}$ le rapport isotopique du standard associé, ici le V-SMOW. Le $\delta^{18}\text{O}$ est exprimé en ‰(permil) d'où la multiplication par mille dans l'équation (2.1).

Une valeur positive de δ indique que l'échantillon mesuré est enrichi en isotopes lourds par rapport au standard, et lorsque le δ est négatif, alors l'échantillon est appauvri en isotopes lourds par rapport au standard.

— Droite globale des eaux météoritiques

Lors d'observations, Harmon Craig découvre en 1961 qu'à l'échelle globale le δD et le $\delta^{18}\text{O}$ dans les précipitations sont liés (figure 2.2).

Cette droite est considérée comme globale, car c'est l'observation faite lorsque toutes les valeurs des eaux de pluies sont mises ensemble. La GMWL est une approximation de la relation entre le δD et le $\delta^{18}\text{O}$ aux larges échelles spatiales. Les variations locales peuvent avoir d'autres coefficients, introduisant le concept de droite locale des eaux météoritiques (LMWL) ([Rozanski et al. \(1992\)](#)). La pente des LMWLs varie entre des valeurs allant de 4.8 à 10.9, selon les systèmes d'évaporations du site d'étude (lacs ou mers).

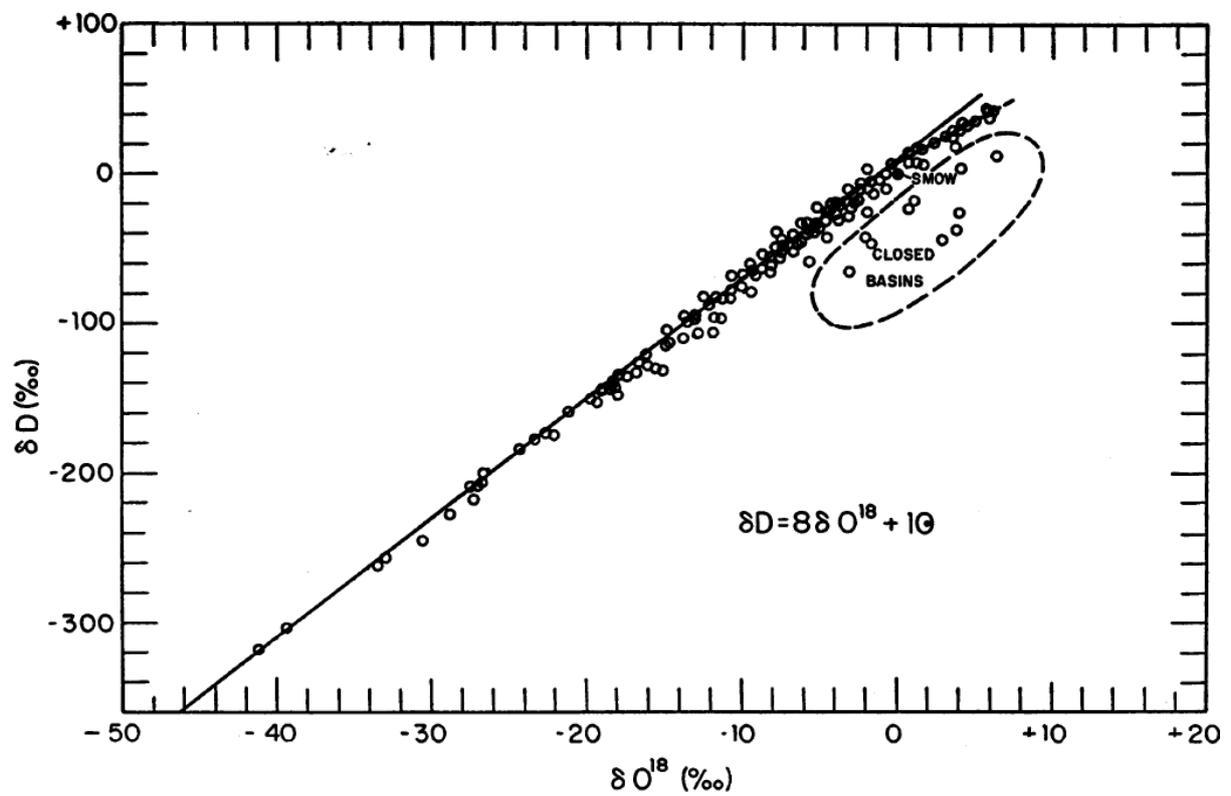


Figure 2.2 – droite globale des eaux météoritiques (GMWL) (Dansgaard (1964))

2.1.2 . Les fractionnements isotopiques

Le fractionnement est le phénomène qui modifie la composition isotopique d'un élément par un processus de changement d'état physique ou de changement de composition chimique. La raison pour laquelle les isotopes de l'eau ont des propriétés physiques et chimiques différentes, est qu'ils ont une symétrie, une masse et des vibrations qui les distinguent les uns des autres. Ces différences ont des conséquences sur la pression de vapeur saturante, dépendante aussi de la température, ou la diffusivité moléculaire.

On définit le fractionnement, noté α , comme le rapport d'abondance d'un isotope lourd par rapport au léger dans un composé A, divisé par le même rapport dans un autre composé B, tel que :

$$\alpha_{A/B} = \frac{R_A}{R_B} \quad (2.2)$$

Mais la notation de ϵ est souvent utilisée par commodité, car les rapports de fractionnement sont proches de 1, de sorte que :

$$\epsilon_{A/B} = (\alpha_{A/B} - 1) \quad \text{en permil} \quad (2.3)$$

Nous nous intéressons ici aux deux fractionnements qui régissent la variation de composition isotopique de l'eau dans le cycle hydrologique.

2.1.2.1 Fractionnement à l'équilibre

À cause des différentes énergies de cohésion des différents isotopologues (espèce chimique ne différant d'une autre que par ses isotopes, mais identique sur le plan de la structure atomique), la pression de vapeur saturante est plus faible pour les molécules contenant des isotopes lourds que pour les molécules contenant des isotopes légers, plus abondants. Donc les isotopes lourds se retrouvent de préférence dans les phases condensées. C'est ce phénomène de fractionnement qui a lieu lorsque de l'eau s'évapore de l'océan (figure 2.3).

2.1.2.2 Fractionnement cinétique associé à la diffusion

Il s'agit d'un fractionnement qui s'ajoute à celui à l'équilibre. Celui-ci est hors équilibre car il est incomplet ou unidirectionnel. Il est dû aux différentes diffusions des molécules d'eau dans l'air qui dépendent de la masse et la symétrie des molécules ((Mook, 1994)). Les molécules ayant des isotopes légers sont plus dynamiques et plus mobiles que les lourdes. Cela est tout simplement relié au fait que pour déplacer des molécules plus lourdes il faut davantage d'énergie. Craig (1956) et Craig et al. (1963) ont montré expérimentalement que l'évaporation d'un réservoir d'eau est caractérisée par un échange rapide de molécules avec l'atmosphère. Von Ehhalt and Knott (1965) ont montré qu'il y avait un fractionnement cinétique lors du transport diffusif d'une molécule d'eau dans la couche atmosphérique surmontant une surface d'eau. Ce fractionnement est donc essentiel lors de l'évaporation de l'eau au-dessus de l'océan. Ce fractionnement est lié aux coefficients de diffusion des différents isotopologues de la vapeur d'eau dans l'air et il a été quantifié pour la première fois par Merlivat (1978).

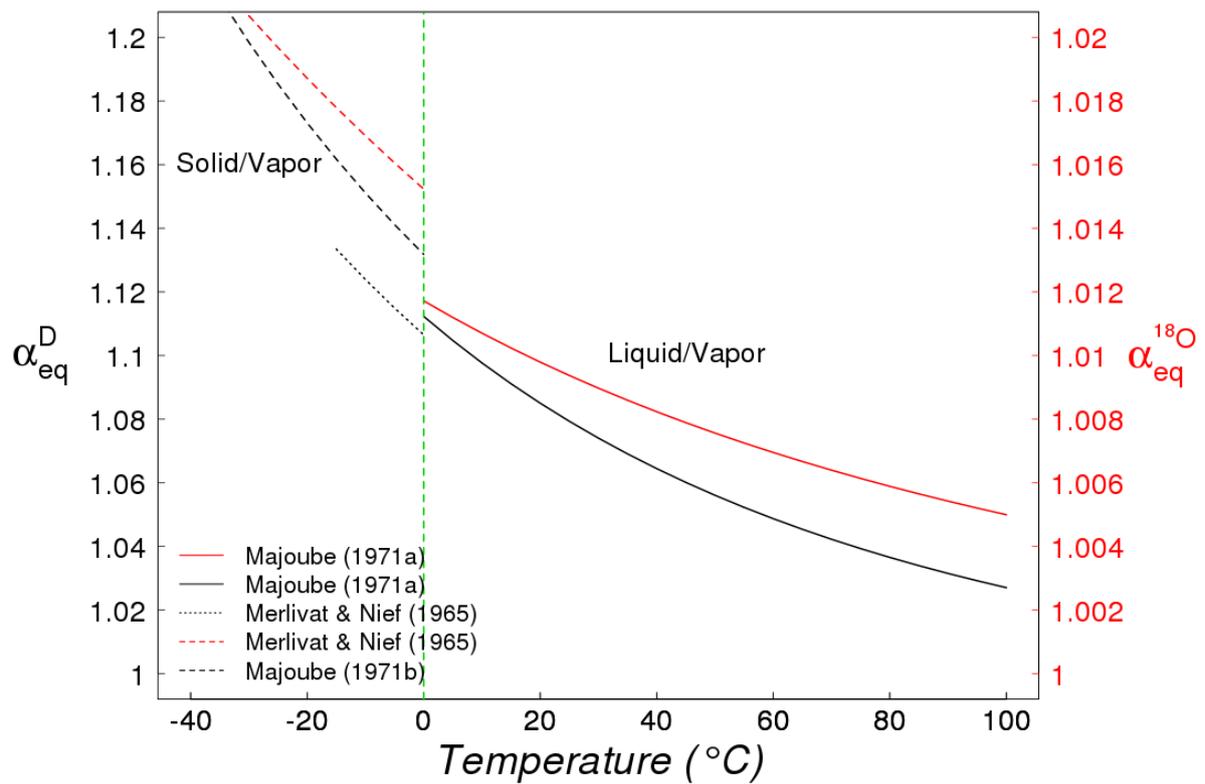


Figure 2.3 – Coefficients de fractionnement à l'équilibre entre l'eau et la vapeur d'eau ainsi que la glace et la vapeur d'eau en fonction de la température, pour le deutérium (courbes noires, axe de gauche) et l'oxygène 18 (courbes rouges, axe de droite), tels qu'ils ont été déterminés expérimentalement, [Tremoy \(2012\)](#).

2.1.3 . d-excess

Comme indiqué dans la section 2.1.1, Craig (1961) avait remarqué la relation linéaire qui définit la droite des eaux météoritiques (GMWL) entre le δD et le $\delta^{18}O$ selon l'équation suivante :

$$\delta D = 8 \times \delta^{18}O + 10 \quad (2.4)$$

Ce facteur 8 entre δD et $\delta^{18}O$ est directement lié au rapport des coefficients de fractionnement à l'équilibre associés aux δD et $\delta^{18}O$. Par exemple, durant une condensation à l'équilibre, le δD dans la vapeur restante s'appauvrit 8 fois plus que le $\delta^{18}O$.

On définit l'excès en deutérium comme : Craig (1961), Dansgaard (1964)

$$d - excess = \delta D - 8 \times \delta^{18}O \quad (2.5)$$

Lors du fractionnement cinétique, le rapport entre changement de δD et de $\delta^{18}O$ est plutôt proche de 1, ce qui est très différent du rapport 8 associé au fractionnement à l'équilibre. Cette valeur correspond au rapport des écart de masse des isotopes respectifs de l'oxygène et de l'hydrogène. Lors de l'évaporation, l'importance relative du fractionnement cinétique augmente avec la diminution de l'humidité relative. Le d-excess est ainsi très sensible à l'humidité relative lors de l'évaporation au-dessus de l'océan en raison des différentes sensibilités de δD et $\delta^{18}O$ au fractionnement cinétique et d'équilibre (Gat (1996), Masson-Delmotte et al. (2008)). De plus, comme les facteurs de fractionnement à l'équilibre associés au δD et $\delta^{18}O$ présentent des sensibilités différentes à la température, le d-excess est également largement influencé par la différence de température entre la région d'évaporation source et le site de précipitation.

Le d-excess mesuré dans les glaces polaires est donc un traceur des conditions climatiques, température et humidité relative à la région source de l'évaporation sur l'océan (Ciais and Jouzel (1994), Petit et al. (1991), Jouzel et al. (1982)). Il a été montré qu'il dépend aussi de la composition isotopique de la surface de l'océan, de la vitesse du vent au-dessus de l'océan et de la température du site de précipitation Stenni et al. (2001), Vimeux et al. (2002). Interpréter les variations passées du d-excess nécessite donc de prendre en compte tous ces effets, notamment par une approche de modélisation simple (Masson-Delmotte et al. (2008), Masson-Delmotte et al. (2008), Vimeux et al. (1999)).

Reconstruction des évolutions de T_{site} et T_{source} :

Le modèle isotopique des nuages mixtes (MCIM pour Mixed Cloud Isotopic Model) a permis d'étudier la composition isotopique (δD et $\delta^{18}O$) de la vapeur d'eau et des précipitations le long d'une trajectoire d'humidité partant d'une source d'humidité évaporative océanique vers un site de précipitation en Antarctique (Ciais and Jouzel (1994)). Ce modèle est basé sur la distillation de Rayleigh (qui sera expliquée dans la section 2.1.5) et a été largement appliqué à l'interprétation des profils isotopiques de Vostok, de Dôme F et d'EDC. Le modèle contient plusieurs paramètres (la plage de température de coexistence de l'eau liquide et de la neige, la quantité de liquide/neige restant dans le nuage, la relation entre la sursaturation et la température) qui ont été réglés pour reproduire l'évolution de $\delta^{18}O$ et de d-excess dans la neige de surface en Antarctique. Le modèle s'étend de la côte aux sites de forage de carottes de glace. Plus précisément, le MCIM a été réglé et appliqué à Dôme F, Vostok et EDC (Uemura et al. (2012), Vimeux et al. (2002), Stenni et al. (2010)).

pour déduire des variations de δD et $\delta^{18}O$, un scénario pour la température des précipitations finales (Tsite) ainsi que pour la température de la source d'humidité correspondante (Tsource). Ci-dessous sont les équations obtenues par les différentes études précédentes centrées sur EDC (Landais et al. (2021)).

EDC :

$$\Delta T_{source} = 0.06 \times \Delta \delta D_{corr} + 0.93 \times \Delta d_{corr}$$

$$\Delta T_{site} = 0.16 \times \Delta \delta D_{corr} + 0.44 \times \Delta d_{corr}$$

δD_{corr} , $\delta^{18}O_{corr}$ et d_{corr} sont calculés comme :

$$\delta^{18}O_{corr} = \delta^{18}O - \delta^{18}O_{sw} \times (1 + \delta^{18}O) / (1 + \delta^{18}O_{sw})$$

$$\delta D_{corr} = \delta D - 8 \times \delta^{18}O_{sw} \times (1 + \delta D) / (1 + 8 \times \delta^{18}O_{sw})$$

$$d_{corr} = \delta D_{corr} - 8 \times \delta^{18}O_{corr}$$

ΔT_{source} et ΔT_{site} sont les différences de température entre la Tsource et la Tsite entre l'actuel et la période passée d'intérêt. Δd_{corr} , $\Delta \delta D_{corr}$ et $\Delta \delta^{18}O_{corr}$ sont les différences de d-excess, δD et $\delta^{18}O$ entre l'actuel et la période passée d'intérêt, après correction de l'influence du $\delta^{18}O$ de l'océan ($\delta^{18}O_{sw}$).

2.1.4 . $^{17}O - excess$

En analogie avec la définition du d-excess, le $^{17}O - excess$ a été défini par Barkan et Luz (2007) comme suit :

$$^{17}O - excess = \ln(\delta^{17}O + 1) - 0.528 \times \ln(\delta^{18}O + 1) \quad (2.6)$$

Contrairement au système 2H vs. ^{18}O , dans lequel la pente est, entre autres facteurs, influencée par la température à la source d'humidité, le rapport $\ln(\delta^{17}O + 1)$ vs. $\ln(\delta^{18}O + 1)$ ne dépend pas de la température de la source d'humidité, comme l'ont montré les mesures de (Barkan and Luz (2007), Luz et al. (2009)) (figure 2.5) pour des températures comprises entre 10 et 40°C. Ces mesures ont montré que le rapport entre les facteurs de fractionnement diffère pour le fractionnement à l'équilibre et le fractionnement cinétique (figure 2.4). Ils ont trouvé une valeur de 0,529 ($= \ln 17\alpha_{eq} / \ln 18\alpha_{eq}$) pour le fractionnement à l'équilibre et de 0,518 pour le fractionnement cinétique. Pendant l'évaporation, un fort fractionnement cinétique, avec une pente de processus de 0.518, conduit à la création d'un $^{17}O - excess$ positif. Ensuite, comme le rapport $\ln 17\alpha_{eq} / \ln 18\alpha_{eq}$ ne dépend pas de la température, le $^{17}O - excess$ n'est pas modifié pendant la distillation de la masse d'air humide des basses vers les hautes latitudes, excepté pour les régions extrêmes du plateau Est-Antarctique et le $^{17}O - excess$ mesuré dans les carottes de glace qui reflète assez bien l'humidité relative de la source d'évaporation.

Landais et al. (2008) ont été les premiers à mesurer le $^{17}O - excess$ dans les carottes de glace avec un premier profil sur les derniers 150 ka à Vostok avec des augmentations de 20 ppm sur les deux dernières transitions glaciaires-interglaciaires. Ce signal a d'abord été interprété comme des baisses d'humidité relatives de 20 % ou une vitesse plus importante des vents localisés sur la région d'évaporation source océanique pendant les périodes glaciaires par rapport aux périodes interglaciaires. Cependant, Winkler et al. (2012) a montré que cet effet était davantage local, car en comparant avec d'autres carottes de Talos Dome et EDC, il s'est aperçu que les évolutions ne suivaient pas celles de Vostok. Alors que la carotte de glace prélevée par les Russes montre une augmentation de 20 ppm pendant la terminaison, EDC décrit une augmentation de $^{17}O - excess$ de 12 ppm, alors que Talos Dome ne montre aucune augmentation entre le dernier maximum glaciaire et l'Holocène. Pour les $\delta^{18}O$ très bas (en dessous de -50 ‰), le $^{17}O - excess$ est en effet dépendant de la température locale, ce qui explique le signal important de changement de $^{17}O - excess$ observé sur la carotte de Vostok.

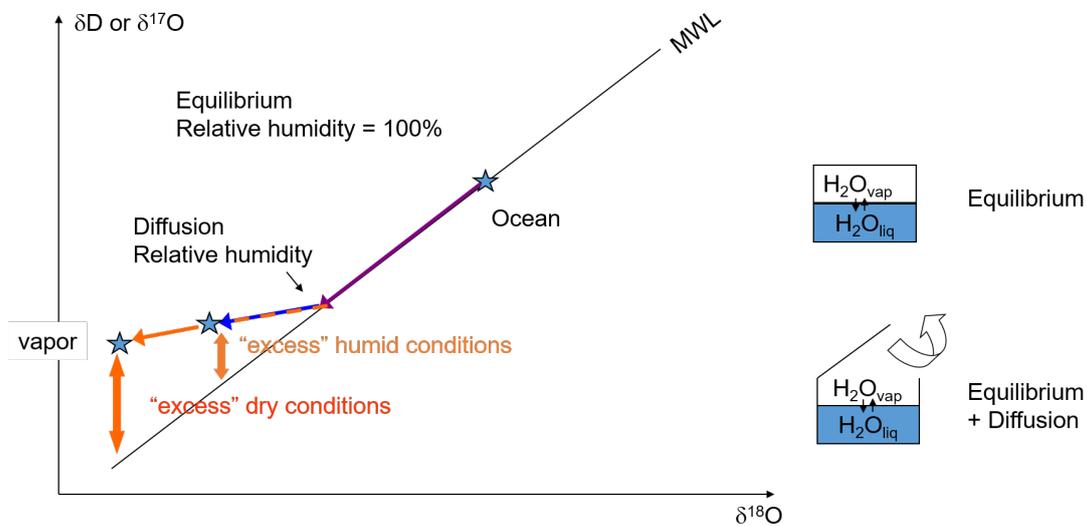


Figure 2.4 – Représentation des deux processus de fractionnement du ^{17}O – *excess* pendant une évaporation comme conceptualisé dans le modèle de Craig et Gordon. Mauve : fractionnement à l'équilibre entre l'eau initiale (non évaporée) et la vapeur atmosphérique. Orange : Fractionnement dû à la diffusion de la vapeur dans l'air humide. Flèches verticale orange : magnitude de l'excès de ^{17}O résultant décrivant l'écart de $\delta^{17}\text{O}$ par rapport à une ligne de référence dont la pente γ est de 0.528, équivalente à la pente de la GMWL.

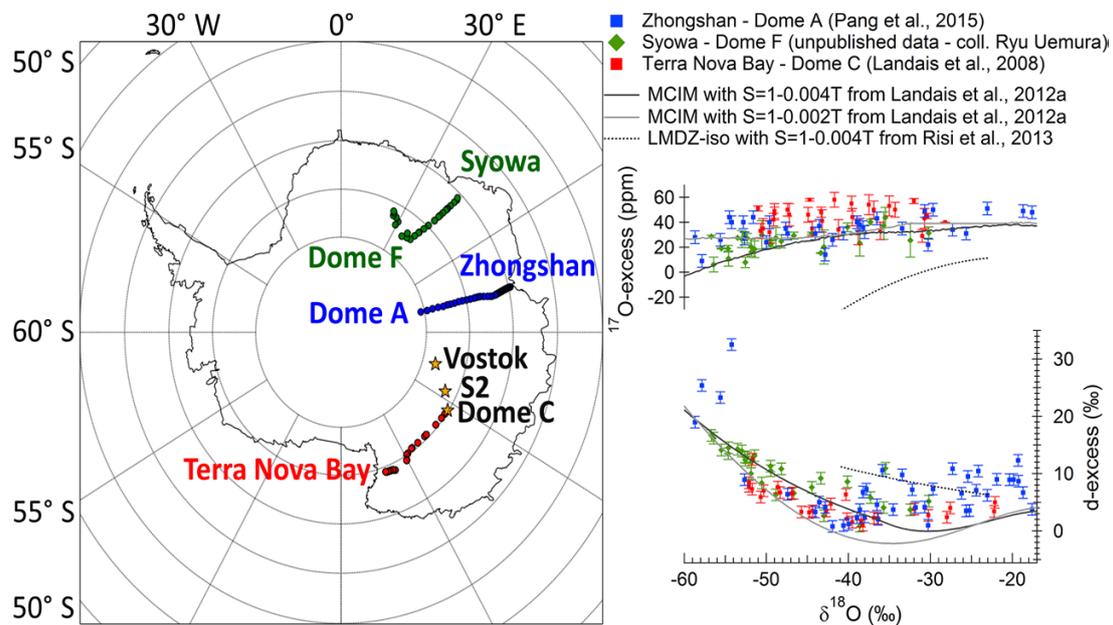


Figure 2.5 – Composition isotopique de l'eau le long des transects antarctiques (Bleu : transect Zhongshan-Dôme A ; vert : Syowa-Dôme F transect ; rouge : Terra Nova Bay-Dôme C) et comparaison avec les résultats de la modélisation (ligne noire et grise). Les résultats de la modélisation (ligne noire et grise : MCIM avec S la supersaturation qui est paramétrée comme dépendant de la température dans le MCIM, tel que $S = 1-0.004T$ et $S = 1-0.002T$ respectivement, d'après Landais et al. (2012) ; ligne pointillée pointillés : LMDZ-iso avec $S = 1-0.004T$; Risi et al. (2013)).

2.1.5 . La distillation de Rayleigh

À cause de la géométrie sphérique de la Terre, il y a une différence d'énergie radiative entre l'équateur et les pôles. Cette inégalité de la répartition de chaleur s'équilibre thermodynamiquement par des transferts d'énergies concrétisés par les vents de surfaces. Les cellules convectives amènent des masses d'air chaudes chargées de vapeur vers les hautes latitudes. En rencontrant de l'air plus froid, cet air se condense, ce qui se matérialise par des précipitations. Seulement, ce sont les isotopes lourds qui vont préférentiellement dans la phase condensée, donc au fur et à mesure que la masse d'air humide se dirige vers les hautes latitudes, il y a un appauvrissement dans la vapeur d'eau du nuage en eau lourde (figure 2.6). C'est ce qu'on appelle la distillation de Rayleigh. Actuellement, la composition isotopique $\delta^{18}O$ de l'océan est proche de zéro et le $\delta^{18}O$ de la calotte polaire Antarctique est de l'ordre de -40 ‰(figure 2.7).

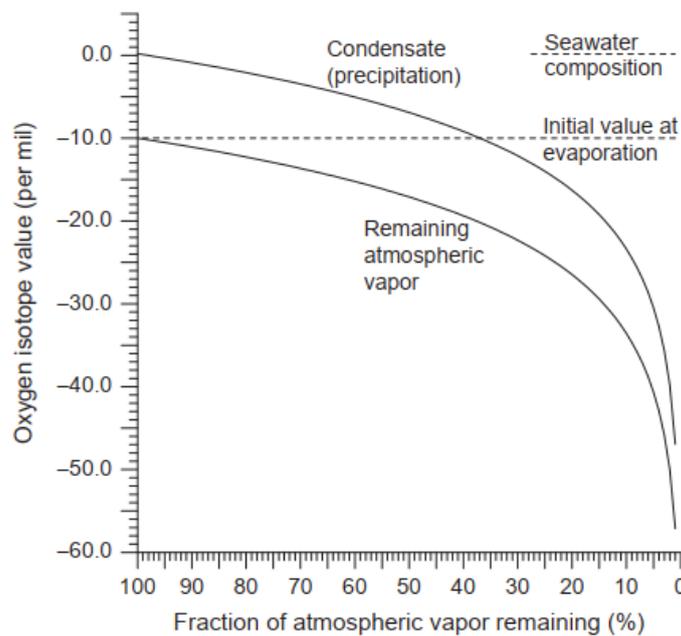


Figure 2.6 – Relation entre la composition isotopique de la vapeur atmosphérique ($\delta^{18}O$) et le rapport entre la quantité de vapeur restant dans le nuage et la quantité de vapeur initiale (i.e. lors de l'évaporation) avec une composition originale $\delta^{18}O = 10$ ‰ lors de la première vapeur et un fractionnement à température constante de 15°C (Rohling (2013)).

Avec la distillation de Rayleigh, nous avons vu que lorsque la masse d'air atteint les hautes latitudes, dans des régions plus froides, le $\delta^{18}O$ diminue. La température est l'un des facteurs principaux qui influence la composition isotopique des eaux de pluies météoriques. C'est ce qui a amené à la notion de thermomètre isotopique. En Antarctique, Lorius et al. (1979) ont regardé la relation empirique entre la composition en $\delta^{18}O$ de la neige et la température locale. Ils ont obtenu une droite de régression linéaire de $\delta^{18}O = 0.75 \times T$ ($\delta D = 6.04 \times T - 51$) qui lie spatialement le $\delta^{18}O$ (et δD) de l'eau avec la température locale (T_{site}). C'est cette relation linéaire qui est appelée le thermomètre isotopique.

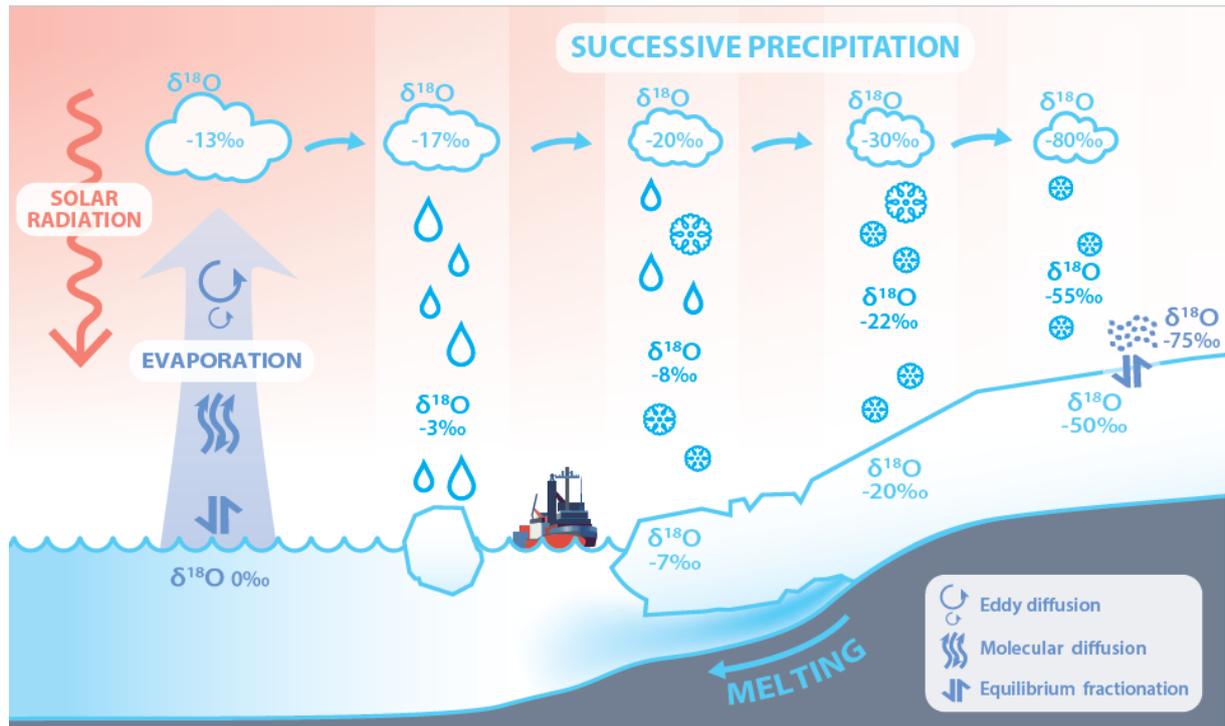


Figure 2.7 – Schéma du fractionnement isotopique associé à chaque étape du cycle de l'eau en Antarctique, Casado (2017).

2.1.6 . Limite à l'interprétation du signal isotopique

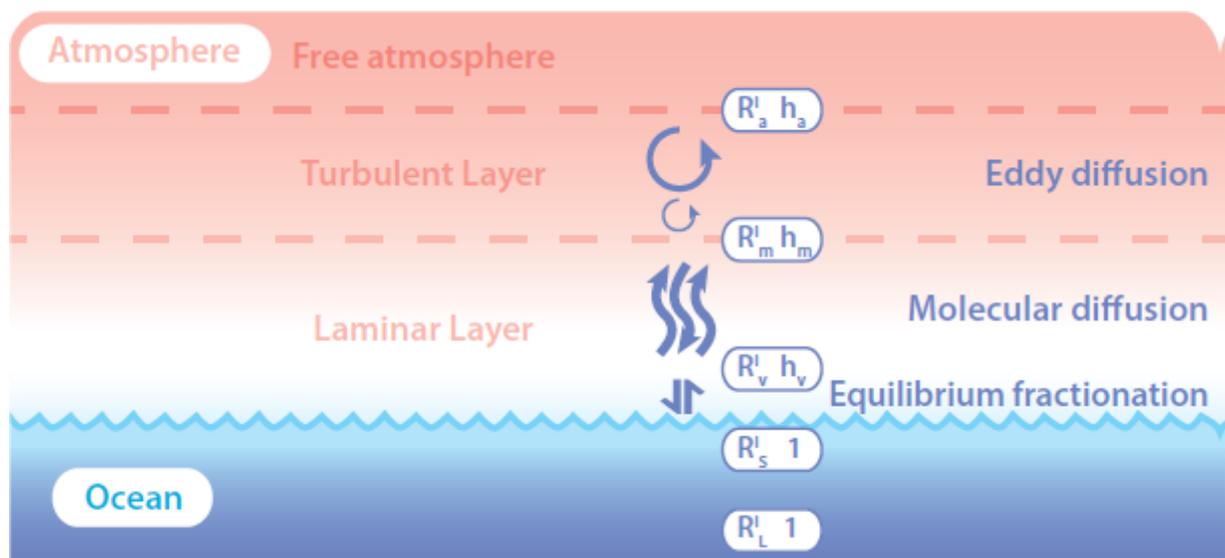


Figure 2.8 – Illustration du modèle de Craig et Gordon, h est l'humidité relative aux différents niveaux de l'atmosphère et R_i le ratio isotopique, Casado (2017).

2.1.6.1 Saisonnalité des précipitations

L'application du thermomètre isotopique pour reconstruire les variations de température du passé à partir de la mesure des isotopes de l'eau dans les carottes de glace, peut être remise en cause par des changements de saisonnalité des précipitations entre périodes glaciaires et interglaciaires, comme l'a montré [Fawcett et al. \(1997\)](#) et [Krinner et al. \(1997\)](#) dans les enregistrements groenlandais. À partir d'études de modélisation, ces auteurs suggèrent que les précipitations n'ont pas lieu au même moment pendant les deux périodes : en ère interglaciaire, les précipitations sont régulières tout au long de l'année tandis qu'en ère glaciaire, les précipitations ont essentiellement lieu en été en raison de changement de trajectoire des passages dépressionnaires. Il en résulte que les précipitations d'ère glaciaire sont biaisées par le fait que les températures enregistrées se font en été, donc le signal retrouvé est supérieur à une moyenne annuelle. Ainsi, les estimations de températures du dernier maximum glaciaire au Groenland par la méthode du thermomètre isotopique donnent des températures trop élevées.

2.1.6.2 Changement d'origine des précipitations

Il n'y a pas que les modifications isotopiques durant la précipitation qui peuvent biaiser notre signal final, la provenance de la masse d'air peut significativement faire changer le résultat obtenu. La zone source d'évaporation peut elle aussi subir des changements climatiques impliquant une modification isotopique de l'eau. Particulièrement, l'eau de mer peut subir des changements qui auront des répercussions dans l'eau évaporée. Ces types de changements à faible échelle ne sont pas différenciables, en revanche, les variations aux échelles glaciaires interglaciaires peuvent être estimées. La quantité de volume de glace aux pôles en périodes chaudes ou froides influe directement sur la composition isotopique moyenne des océans. Par exemple, en période chaude, les glaces ayant des rapports isotopiques très négatifs fondent et diminuent le ratio isotopique de l'océan, alors qu'en période froide, la composition isotopique de l'eau de mer est plus élevée. Cette particularité doit être prise en compte pour corriger les variations de température de site retrouvées dans les glaces polaires. La solution est d'étudier la composition isotopique de l'océan par des dépôts sédimentaires marins contenant des tests de carbonates fossiles ([Bassinot et al. \(1994\)](#), [Lisiecki and Raymo \(2005\)](#), [Wilschut et al. \(2006\)](#)). Ces corrections ont été apportées dans un premier temps pour les reconstructions de températures de Vostok, ce qui a permis de corriger le δD en le baissant de quelques ‰ entre les périodes glaciaires et interglaciaires ([Petit et al. \(1999\)](#), [Jouzel et al. \(2003\)](#), [Jouzel et al. \(2007\)](#)).

Un autre effet peut modifier la composition isotopique finale de la neige, c'est les changements de conditions climatiques (humidité, vent, température) de la région océanique, source d'évaporation. Étant donné que la distillation de Rayleigh est surtout sensible au gradient de température entre le point d'origine et celui d'arrivée, et pas seulement de la température de la dernière condensation, il faut prendre en compte l'histoire en température associée au déplacement latitudinal de la masse d'eau ([Boyle et al. \(1997\)](#)).

2.1.6.3 Dépôt non homogène de la neige

Non seulement la composition de la neige de surface peut être isotopiquement modifiée par les processus cités dans les parties précédentes, mais le sol lui-même n'est pas toujours physiquement plan et peut faire défaut aux mesures faites. Il en résulte que la surface neigeuse est loin d'être parfaitement régulière. Le vent est le principal responsable de ces difformités comme des sastrugi ou des petites dunes telles qu'on les observe sur le sable du désert ou les ondulations créées par les vaguelettes à la plage. En fonction du relief de surface, l'accumulation de neige peut varier localement ainsi que l'érosion par l'action du vent. Ces irrégularités seront à prendre en compte lors de l'extraction d'information climatique.

2.1.6.4 Post-déposition

Lors de la précipitation de neige sur la calotte polaire, la composition isotopique peut être modifiée après dépôt à la surface dû à différents processus (figure 2.8). Le signal climatique archivé peut donc être différent de celui déposé en premier lieu. Il a été récemment montré que la composition de la neige en été est significativement affectée par les échanges entre la neige déposée et la vapeur d'eau (Ritter et al. (2016), Steen-Larsen et al. (2014)). Il y a des phénomènes de sublimation de la neige de surface et de condensation de la vapeur sur la neige qui expliquent une évolution des compositions isotopiques de la neige de surface et de la vapeur (Casado et al. (2018)) (Figure 2.8). Ritter et al. (2016) ont estimé de son côté que pendant l'été à la station Kohonen en Antarctique, la composition isotopique de la neige augmente d'environ 3 ‰ pour le δD et d'environ 0,4 ‰ pour le $\delta^{18}O$.

En plus de l'échange entre la neige de surface et la vapeur d'eau, le métamorphisme de la neige peut également influencer la composition isotopique de la neige. Ces changements affectent la neige de surface et de sub-surface, où les gradients de température sont les plus forts. Ces processus influencent grandement la composition isotopique de la neige de surface et peuvent diminuer la corrélation entre température et composition isotopique de la neige précipitée, rendant la reconstruction de la paléotempérature moins évidente aux petites échelles de temps (annuelle à décennale) pour les sites à faible taux d'accumulation (Casado et al. (2018), Münch et al. (2017)). Cependant, l'interprétation du signal climatique à partir de l'échelle centennale est toujours valide (Laepple et al. (2018)).

2.1.6.5 Diffusion

Le névé constitue les 100 premiers mètres sous la surface, il est fait de neige non compactée dans lequel l'air peut encore circuler librement. Dans cette couche poreuse, la diffusion de la vapeur d'eau modifie également la composition du signal isotopique. Les molécules d'eau sont encore au contact d'un air atmosphérique et des échanges isotopiques peuvent encore avoir lieu (Johnsen et al. (2001), Gkinis et al. (2014)). La diffusion agit comme un filtre passe-bas sur le signal isotopique archivé dans la glace, lissant les variabilités de haute fréquence. Casado et al. (2018) ont montré que la variabilité annuelle et décennale est effacée sur les sites à basse accumulation alors que la variabilité centennale et millénaire est moins affectée par la diffusion (figure 2.8).

La diffusion se produit également dans la glace solide située sous la couche de névé, à plus grande profondeur. La longueur de diffusion quantifie le déplacement diffusif cumulatif moyen des molécules d'eau par rapport à leur emplacement d'origine au moment du dépôt. Ce processus est plus lent que la diffusion dans le névé (Itagaki (1967)), mais il représente néanmoins une part importante de la diffusion nette, car il fonctionne à échelle millénaire. La diffusion isotopique est d'autant plus importante que l'échantillon est profond et affecté par des températures croissantes. Un mécanisme plausible expliquant cette observation est la diffusion le long des limites des grains ou le long d'un réseau de veines Nye (1998). Les veines liquides résultent de processus qui abaissent le point de congélation de l'eau, les impuretés hydrosolubles et les interactions intermoléculaires entre les grains de glace adjacents, les bulles de vapeur et/ou les impuretés.

2.2 . Traceurs dans les bulles de gaz

Le névé est de la neige partiellement compactée, qui se trouve à un stade intermédiaire entre la neige précipitée et la glace de glacier. Les carottes de glace ne contiennent pas que de l'eau solide, entre ses grains de glace, des porosités renferment des bulles de gaz. Celles-ci contiennent de l'atmosphère du passé. Le piégeage de l'air dans les bulles s'effectue à plusieurs dizaines de mètres de profondeur sous la surface de la calotte de glace par le processus décrit ci-après.

Lorsqu'il y a un dépôt de neige, la densité en surface est faible ($\approx 0,35$) car celle-ci n'est pas compactée. La neige se compactifie ensuite dans le névé sous l'effet de son propre poids jusqu'à ce que sa densité atteigne la densité de la glace à environ 100 mètres de profondeur. Le névé est caractérisé par une porosité essentiellement ouverte : dans le névé, l'air diffuse en restant en contact avec l'atmosphère. Lorsque la densité du névé approche celle de la glace, la porosité devient fermée dans la « lock in zone » et l'air est isolé de l'atmosphère. Je décris ci-dessous les principaux traceurs dans la phase gaz que j'ai utilisés pendant ma thèse.

2.2.1 . $\delta^{18}O$ de O_2 ou $\delta^{18}O_{atm}$

L'oxygène est présent à 21 % dans l'air, c'est un gaz qui est utilisé ou produit par la plupart des organismes vivants sur Terre via les processus de respiration et de photosynthèse. Sa concentration diminue en altitude, mais il est globalement présent de façon uniforme sur toute la surface du globe. Son temps de résidence est de 1 200 ans dans l'atmosphère, ce qui est supérieur au mélange atmosphérique entre les deux hémisphères (de l'ordre de l'année) et donc de ce fait, ses variations sont à large échelle (Bender et al. (1994)). Dans les enregistrements polaires passés, on ne peut donc pas avoir des variations annuelles, décennales ni centennales de dioxygène ou de sa composition isotopique.

Dans les carottes de glace, nous utilisons le $\delta^{18}O_{atm}$ qui est issu du rapport entre le ^{18}O et le ^{16}O de la molécule O_2 de l'atmosphère. Il répond notamment aux variations des cycles glaciaires interglaciaires en réponse aux changements de la composition isotopique de l'eau de mer dus à la présence ou non de calottes polaires. Le développement de calottes est accompagné d'un enrichissement de la composition isotopique de l'eau océanique, car les calottes sont formées à partir de précipitations appauvries en eau lourde à cause des processus de fractionnement de la vapeur d'eau vers les régions froides. Ces changements isotopiques influençant la composition isotopique de l'eau de mer sont ensuite transmis au dioxygène de l'atmosphère par la photosynthèse des organismes vivant à la surface des océans (Sowers et al. (1993)).

Le $\delta^{18}O$ de O_2 est un signal complexe non seulement affecté par les changements de niveau des mers, mais est aussi connecté au cycle hydrologique des basses latitudes et de la productivité de la biosphère (Bender et al. (1994)). Plusieurs études ont montré que les variations orbitales du $\delta^{18}O_{atm}$ sont reliées directement au paramètre de précession (Dreyfus et al. (2007), Jouzel et al. (1996), Landais et al. (2010)) (figure 2.9).

Cette corrélation est expliquée par le fait que les variations à l'échelle orbitale des moussons sont directement influencées par les changements de précession, ce qui cause des déplacements de la Zone de Convergence Inter Tropicale (ITCZ). Ces changements influencent à la fois le $\delta^{18}O$ des précipitations (transmis au $\delta^{18}O$ de l' O_2 atmosphérique via la photosynthèse) et la répartition de la biosphère terrestre (qui contrôle une partie des flux de photosynthèse qui produit l' O_2 atmosphérique). Le $\delta^{18}O$ de O_2 ou $\delta^{18}O_{atm}$ est donc influencé aussi par les changements de répartition géographique de la biosphère et par l'intensité du cycle hydrologique (Extier et al. (2018), Landais et al. (2010)). L'interprétation de ce paramètre global nécessite idéalement l'utilisation de modèle pour prendre en compte les différentes influences (Reutenauer et al. (2015)).

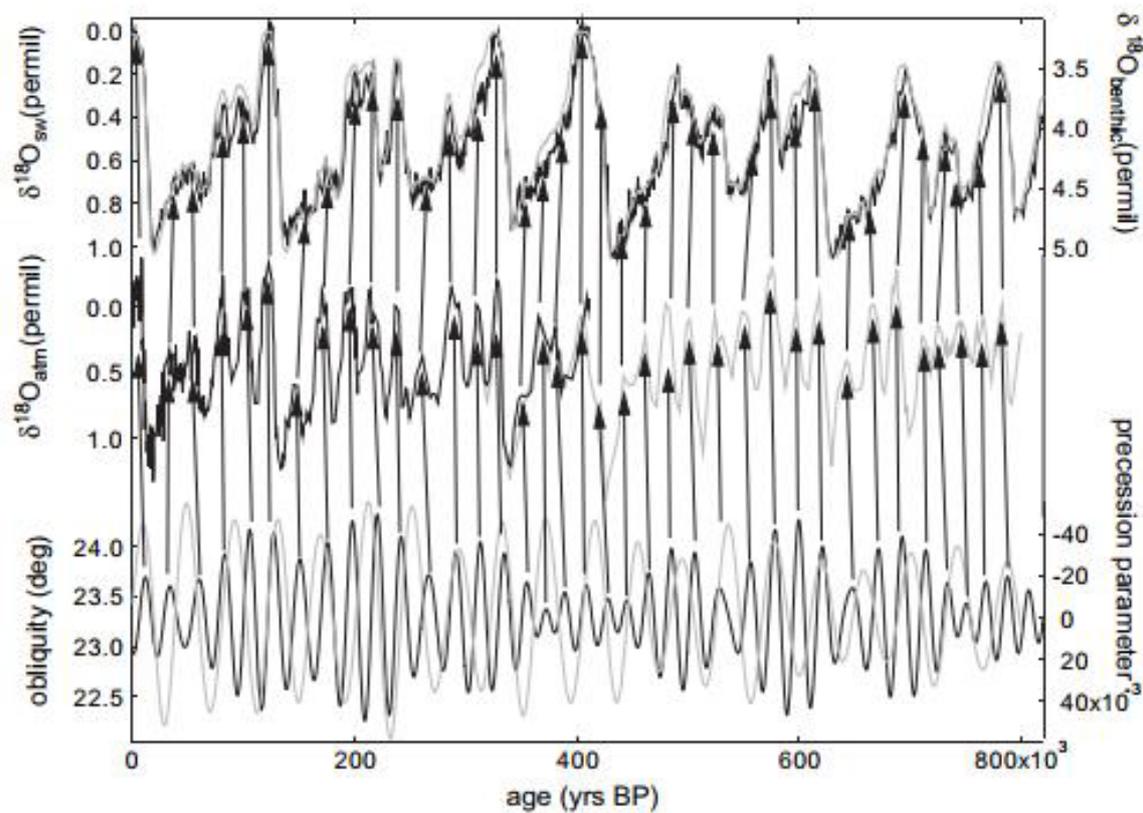


Figure 2.9 – Variations à l'échelle orbitale du $\delta^{18}O_{atm}$ de la carotte de glace de Vostok (noir) et de la carotte de glace du Dôme C (gris) et relations avec les variations du $\delta^{18}O$ de l'eau de mer et du $\delta^{18}O$ benthique (haut) et les variations du paramètre de précession et de l'obliquité (bas) sur l'échelle d'âge EDC3. Les flèches indiquent la correspondance avec les extrema de précession (Landais et al. (2010)).

Sans entrer dans les détails des processus, la forte corrélation entre le $\delta^{18}O_{atm}$ et la courbe d'insolation d'été à 65°N (ou précession) a permis d'utiliser les variations de $\delta^{18}O_{atm}$ comme outil de datation orbitale dans les carottes de glace (Dreyfus et al. (2007), Jouzel et al. (1996), Petit et al. (1999)) ou pour synchroniser les carottes de glace d'Antarctique (Crotti (2022)) et les archives entre l'Antarctique et le Groenland étant donné que le $\delta^{18}O_{atm}$ est un signal global (Sowers and Bender (1995)). Un décalage de 5-6 ka est classiquement appliqué entre les minima de précession et le $\delta^{18}O_{atm}$, comme principalement observé sur le Terminaison 1 (Bender et al. (1994), Jouzel et al. (1996) Jouzel et al. (2002), Petit et al. (1999), Dreyfus et al. (2007)).

L'effet Dole (noté DE) a été introduit par Dole (1935) et Morita (1935) et est défini par un enrichissement du $\delta^{18}O_{atm}$ par rapport au $\delta^{18}O_{sw}$. Il permet de se libérer des effets du niveau marin, car le $\delta^{18}O_{atm}$ est grandement influencé par le $\delta^{18}O_{sw}$ provenant de la photosynthèse marine et terrestre. L'effet Dole offre l'opportunité d'étudier les répercussions du cycle hydrologique et de la productivité de la biosphère sur la composition du $\delta^{18}O_{atm}$. Barkan and Luz (2005) ont mesuré une moyenne de l'effet Dole à 23,88 ‰. On peut exprimer l'effet Dole de la façon suivante Bender et al. (1994) :

$$DE = \delta^{18}O_{atm} - \delta^{18}O_{sw} = (DET \times f_{terrestre}) + (DEO \times f_{océan}) - (\epsilon_{stratosphère}) \quad (2.7)$$

Cette équation présente les influences de l'effet Dole terrestre (DET) et océanique (DEO) calculés respectivement à des valeurs de $23,5 \pm 2,3 \text{ ‰}$ et $23,5 \pm 1,7 \text{ ‰}$ Luz and Barkan (2011), les fractions terrestre $f_{terrestre}$ et marine $f_{océan}$ de la production d'oxygène sont estimées à 0,63 et 0,37 Luz and Barkan (2011) et le fractionnement isotopique dans la stratosphère à 0,4 ‰, qu'on considère comme négligeable comparé à l'effet Dole Bender et al. (1994).

Le $\delta^{18}O_{atm}$ dépend donc des différents flux en lien avec la biosphère terrestre et marine, mais aussi avec le cycle hydrologique et avec les flux liés aux échanges d'oxygène avec la stratosphère (figure 2.10).

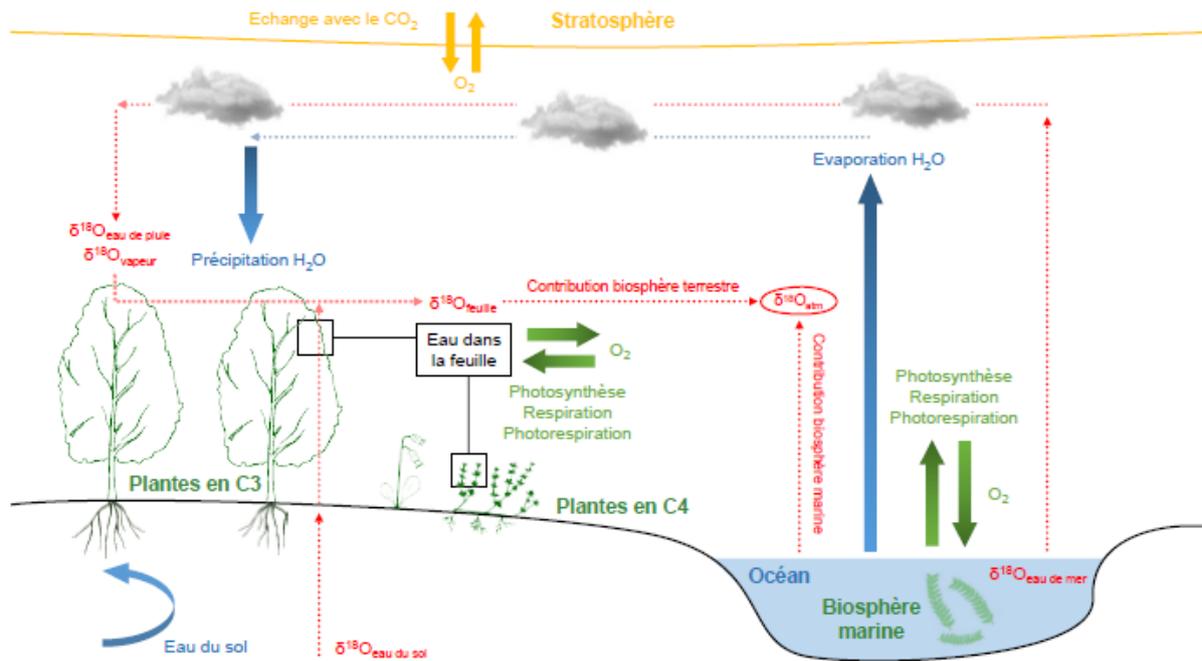


Figure 2.10 – Schéma du cycle de l'oxygène. Les flux d'eau sont représentés en bleu, les flux d'oxygène avec la biosphère continentale et marine en rouge et les flux d'oxygène avec la stratosphère en jaune Extier (2019).

2.2.2 . Le rapport isotopique du dioxygène et du diazote $\delta O_2/N_2$

L'atmosphère est composée de dioxygène, mais aussi de diazote. La taille de ces molécules est différentes (2 contre 2.05 Angstrom, respectivement pour le O_2 et le N_2). La molécule la plus petite circule plus facilement par diffusion dans la matrice glace lors de la fermeture des pores. Il y a donc proportionnellement moins d' O_2 que de N_2 dans les bulles de gaz. Le rapport $\delta O_2/N_2$ varie dans les bulles d'air piégées via un processus encore à identifier, mais qui semble lié à la structure des cristaux de neige en surface (Fujita et al. (2009)).

L'insolation d'été locale (au niveau du site de forage à 75°S pour Dôme C) est le facteur principal des variations de $\delta O_2/N_2$, et une forte corrélation est observée à l'échelle orbitale entre les variations de $\delta O_2/N_2$ et les variations d'insolation locale lors du solstice d'été (Bender (2002), Kawamura et al. (2007)).

Étant donné que le $\delta O_2/N_2$ est directement lié à l'insolation d'été, il est utilisé en tant que traceur de datation orbitale dans la construction d'échelle d'âge dans les carottes de glace (Bender (2002), Kawamura et al. (2007)). Cependant, les incertitudes liées à cette méthode sont difficiles à estimer, car le $\delta O_2/N_2$ est probablement influencé par d'autres forçages que l'insolation comme l'accumulation de neige sur le site. En pratique, le signal du $\delta O_2/N_2$ a déjà été utilisé largement pour la construction de chronologies en Antarctique (Bazin et al. (2013) Kawamura et al. (2007)).

Cependant, des études expérimentales et de modélisation ont montré qu'il y a un effet de stockage dans la perte de gaz de O_2 quand la température est supérieure à -50°C (Kawamura et al. (2007), Landais et al. (2012)).

Pour finir, une tendance à la diminution de 7,9 ‰ par millions d'années a été observée dans le $\delta O_2/N_2$ sur les derniers 800 ka à EDC (Landais et al. (2012), Extier et al. (2018)). Cette tendance a été interprétée comme une modification des flux organiques de carbone sur le long terme (Stolper et al. (2016)).

2.2.3 . Le $\delta^{15}N$ du N_2

Le diazote (N_2) est le gaz le plus abondant dans l'atmosphère terrestre (environ 78%), son isotope le plus courant est le plus léger, le ^{14}N à 99,64 % d'abondance, alors que l'isotope le plus lourd, le ^{15}N est présent à 0.35 %. On considère que l'abondance isotopique de l'azote est constante à échelle globale, car son temps de résidence dans l'atmosphère est supérieur à 10^7 ans (Sowers et al. (1989)). La composition isotopique piégée dans les bulles d'air des carottes de glace doit donc être constante. Cependant, certains processus affectant le névé (e.g. épaisseur de la zone diffusive) peuvent causer un fractionnement et générer une modification de la composition dans les bulles d'air piégées dans la glace.

Les mesures de $\delta^{15}N$ de l'air piégé dans la glace donnent des informations sur l'évolution de la profondeur de piégeage des bulles d'air dans le névé, mais aussi sur sa densification. Le $\delta^{15}N$ permet également de mieux contraindre l'évolution de la température et de l'accumulation lors des transitions glaciaires interglaciaires, ou lors d'évènements plus abrupts. En effet, le $\delta^{15}N$ nous donne aussi des informations sur la température passée dans la phase gaz à différentes échelles de temps millénaire à orbitale; (Severinghaus and Brook (1999), Landais et al. (2013), Guillevic et al. (2014), Orsi et al. (2015)). La profondeur de piégeage, prédite par les modèles de névé, est en général en fort désaccord avec l'évolution de la profondeur de piégeage déduite des mesures de $\delta^{15}N$ dans les bulles d'air piégées dans la glace, sur les sites d'Antarctique de l'Est les plus froids et les plus secs, pendant les déglaciations. Ces différences sont dues à des incertitudes des connaissances sur la structure des névés glaciaires, qui n'ont pas d'équivalents actuels en Antarctique, ou sur les conditions climatiques qui prévalaient sur ces sites antarctiques pendant la dernière période glaciaire.

2.2.4 . Le méthane, ou CH_4

Le méthane atmosphérique est un important gaz à effet de serre et un indicateur du changement climatique et de la température à l'échelle millénaire. Ses concentrations au cours des derniers 650 ka ont varié entre 350 et 800 parties par milliard en volume (p.p.b.v.) au cours des périodes glaciaires et interglaciaires (figure 2.11). La résolution temporelle moyenne est de 380 ans et permet l'identification de caractéristiques orbitales et millénaires. Les analyses spectrales montrent une variabilité à long terme dominée par les phénomènes des cycles glaciaires-interglaciaires de 100 ka jusqu'à 400 ka avec une contribution croissante de la composante de la précession sur les derniers 400 ka (Loulergue et al. (2008)).

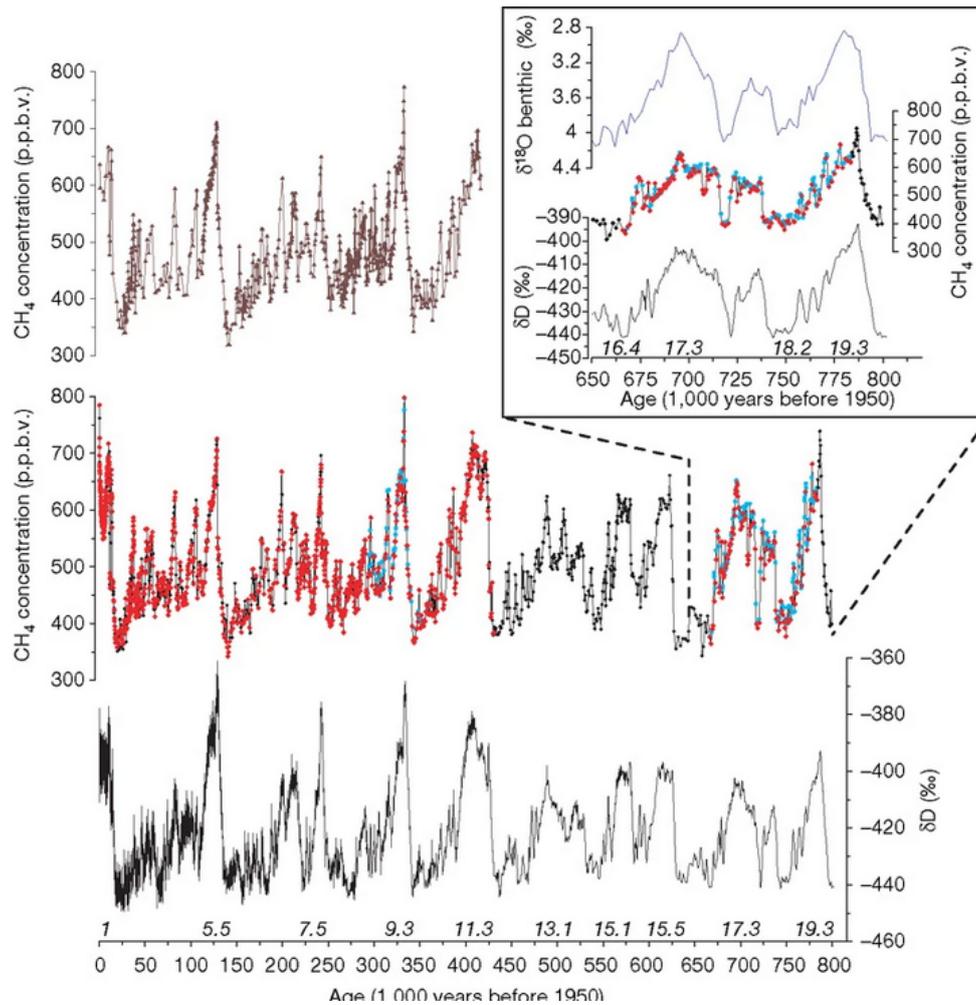


Figure 2.11 – Enregistrements de méthane et de δD à EPICA Dôme C. De bas en haut : enregistrement δD ; enregistrement de méthane EDC ; enregistrement de méthane Vostok. La numérotation des stades isotopiques marins est indiquée au bas de chaque interglaciaire. Encart : Vue élargie de la section inférieure d'EDC : valeurs de δD (ligne noire), CH_4 (ligne noire) d'EDC et valeurs $\delta^{18}O$ benthiques (ligne bleue), Loulergue et al. (2008).

Les zones humides sont de loin la plus grande source naturelle de méthane aujourd'hui. Les plus grandes étendues de zones humides se trouvent dans les régions boréales, avec une deuxième ceinture latitudinale entre les tropiques (Prigent et al. (2001)). Leurs émissions de CH_4 se répartissent aujourd'hui entre un tiers dans les régions boréales et deux tiers dans les régions tropicales.

Le principal puits de méthane est l'oxydation par les radicaux OH troposphériques. Ce phénomène est amplifié par les émissions de composés organiques volatils, qui peuvent être liés à la diminution surfacique des forêts pendant les conditions glaciaires.

En premier lieu, les changements de CH_4 au cours des 800 derniers kyrs devraient donc refléter la variation de l'étendue des zones humides dans les différentes ceintures latitudinales, et les rétroactions OH associées aux changements de végétation. D'autres sources moins importantes pourraient également avoir contribué soit aux tendances à long terme, soit à des événements de courte durée, comme la combustion de la biomasse (Thonicke et al. (2005)) et le dégazage des clathrates (Delmotte et al. (2001)).

2.2.5 . Le dioxyde de carbone, ou le CO_2

Les mesures directes et continues du dioxyde de carbone (CO_2) dans l'atmosphère ne datent que des années 1950. Grâce aux mesures des carottes de glace, nous pouvons remonter encore plus loin dans le passé. À partir de l'air contenu dans la carotte EDC, nous pouvons voir que le CO_2 évolue de manière très similaire au climat de l'Antarctique, avec des concentrations plus faibles pendant les périodes plus froides et des concentrations plus élevées pendant les périodes plus chaudes. Ceci est tout à fait cohérent avec l'idée que la température et le dioxyde de carbone sont étroitement liés, et que les deux peuvent amplifier les changements de l'autre (appelé rétroaction positive).

Les carottes de glace de l'Antarctique nous montrent que les concentrations de dioxyde de carbone sont restées stables au cours du dernier millénaire jusqu'au début du 19^e siècle. Puis il a commencé à augmenter, doublant sa concentration par rapport aux niveaux d'avant la révolution industrielle (actuellement 400 ppm). D'autres mesures identifiant la source de ce dioxyde de carbone, telles que les données isotopiques, ont confirmé que l'augmentation était due aux émissions engendrés par l'utilisation de combustibles fossiles et aux changements induits par l'homme dans la végétation et le sol. Cette augmentation est largement due aux émissions provenant de sources agricoles et de la production de combustibles fossiles, qui augmentent les émissions naturelles provenant des zones humides et d'autres sources.

2.3 . Datation des carottes de glace, le cas particulier de la datation AICC2012

Des échelles de temps précises sont essentielles pour une interprétation fiable des archives paléo-climatiques (Winstrup et al. (2019)). Il faut dater à la fois l'eau de la glace et l'air piégé dans la glace, car il y a un décalage temporel entre les deux dû au névé poreux sur les 100 premiers mètres. Cela signifie que l'air à 100 m de profondeur est toujours en contact avec l'atmosphère d'âge zéro alors que la glace est déjà déposée sur 100 m de profondeur. Ensuite, on essaie d'avoir une cohérence entre les échelles d'âge des différentes carottes de glace de l'Antarctique et du Groenland pour pouvoir les comparer et observer des découplages entre les deux hémisphères.

Dans cette section, nous allons présenter les méthodes de datation des carottes de glace les plus courantes. Différentes méthodologies de datation ont été développées au cours des 60 dernières années pour fournir des échelles d'âge précises des archives de carottes de glace (figure 2.12). Les cinq techniques les plus fréquemment utilisées sont brièvement décrites ici.

2.3.1 . Comptage de couches

Le comptage des couches annuelles a été la première technique appliquée pour déterminer l'âge des échantillons de glace. Elle consiste à compter manuellement les cycles saisonniers/annuels enregistrés par les isotopes de l'eau ainsi que par les enregistrements d'impuretés (Dansgaard (1964), Hammer et al. (1978)). Les échelles de temps des carottes de glace par comptage annuel des couches peuvent être produites pour les carottes de glace forées dans des zones caractérisées par un dépôt annuel de neige suffisamment élevé et raisonnablement régulier tout au long de l'année, comme le Groenland et l'Antarctique côtier, alors qu'elles ne sont pas applicables aux sites à faible taux d'accumulation, par exemple le plateau antarctique. Plusieurs échelles temporelles de carottes de glace ont été produites par comptage de couches annuelles, comme celles de la carotte groenlandaise de GISP2 (Meese et al. (1997)) et la chronologie commune des carottes de glace du Groenland (GICC05) (Svensson et al. (2008)). Aujourd'hui, le comptage manuel des couches annuelles a été remplacé par des algorithmes d'apprentissage automatique pour la reconnaissance des formes afin de réduire les erreurs et de faire gagner du temps aux chercheurs (Winstrup et al. (2012)).

2.3.2 . Marqueurs externes

La synchronisation des marqueurs est basée sur l'hypothèse que la signature de certains événements naturels ou anthropiques, comme les éruptions volcaniques ou les essais de bombes nucléaires, pourrait être utilisée pour synchroniser l'échelle d'âge des carottes de glace provenant du même hémisphère, mais aussi des deux hémisphères. Les marqueurs les plus utilisés sont : (i) les couches de téphra et/ou les pointes d'acide sulfurique des éruptions volcaniques (Abbott and Davies (2012), Hammer et al. (1980)), (ii) les flux élevés de radionucléides cosmogéniques ^{10}Be causés par des changements dans l'activité solaire, la réduction du champ magnétique terrestre ou des événements cosmiques (Horiuchi et al. (2008) ; Raisbeck et al. (2017)), (iii) des couches de radioactivité importantes (^{239}Pu) ou des pics de ^{36}Cl résultant d'essais de bombes nucléaires (Arienzo et al. (2016), Delmas et al. (2004)). L'identification de ces marqueurs est extrêmement importante, car ils représentent des outils utiles pour contraindre l'échelle d'âge et réduire les incertitudes associées aux chronologies.

2.3.3 . Synchronisation par les gaz

La synchronisation des gaz consiste en l'appariement stratigraphique de la composition atmosphérique mesurée dans les bulles d'air piégées dans la glace, car on estime que ses variations sont globalement synchrones pour les espèces chimiques à long temps de résidence (Blunier and Brook (2001)). En particulier, le $\delta^{18}O$ de l' O_2 atmosphérique ($\delta^{18}O_{atm}$) (Sowers and Bender (1995)) et les enregistrements de concentration de CH_4

(Blunier et al. (1998)) sont appropriés pour définir les échelles d'âge relatives de différentes carottes de glace du Groenland et de l'Antarctique. En raison de son temps de résidence dans l'atmosphère de 1 200 ans, le $\delta^{18}O_{atm}$ peut être utilisé pour effectuer une synchronisation à des échelles millénaires et multimillénaires (Capron (2010)), tandis que CH_4 est appliqué pour une synchronisation à des échelles décennales et centennales en raison de son temps de résidence plus court dans l'atmosphère (5 à 10 ans) (Schüpbach et al. (2011)).

2.3.4 . Datation orbitale

Le réglage orbital est basé sur l'hypothèse que l'enregistrement climatique est affecté par les changements d'insolation dus aux variations de l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre, de la précession des équinoxes et de l'excentricité de l'orbite de la Terre autour du soleil (Bender (2002)). En particulier, l'enregistrement $\delta^{18}O_{atm}$ de l'air piégé dans la glace semble être fortement corrélé avec la courbe d'insolation à 65°N de la mi-juin ou avec la précession (Bender et al. (1994), Dreyfus et al. (2007), Jouzel et al. (1996), Petit et al. (1999)). Cependant, comme indiqué plus haut, Landais et al. (2010) et Extier et al. (2018), ont récemment mis en évidence que le $\delta^{18}O_{atm}$ est un signal complexe, non seulement influencé par les changements d'insolation, mais aussi par les changements du cycle de l'eau aux basses latitudes, la productivité globale et la taille de l'inlandsis. Bender (2002) quant à eux, ont proposé le $\delta O_2/N_2$ dans les bulles d'air comme nouvel outil de datation, car il est directement influencé par l'insolation lors du solstice d'été (cf plus haut). En outre, un troisième et dernier outil de datation orbitale est la teneur en air (Total Air Content, TAC) des bulles des carottes de glace. La teneur en air présente une forte dépendance à l'insolation et ses variations peuvent être expliquées par un mécanisme similaire à celui invoqué pour le $\delta O_2/N_2$ (Raynaud et al. (2007)). L'incertitude associée à cet outil de datation est estimée être égale à 4 ka (Parrenin et al. (2007), Bazin et al. (2013)).

2.3.5 . Modèles numériques

La modélisation glaciologique représente une méthodologie de datation très puissante, car elle fournit une chronologie avec des durées d'événements réalistes (âge du gaz/de la glace en fonction de la profondeur) dérivés d'équations physiques (Parrenin et al. (2004)). Les modèles utilisent différents éléments : (i) un modèle mécanique, (ii) une estimation du taux d'accumulation passée, (iii) des marqueurs d'âge tout au long de la carotte de glace et (iv) une méthode inverse appliquée pour contraindre les paramètres mal connus de la modélisation à partir des marqueurs d'âge (Dreyfus et al. (2007)). Les marqueurs d'âge de la glace et des gaz obtenus à partir de l'analyse des carottes de glace sont des données d'entrée nécessaires au modèle, car ils permettent de mieux contraindre les paramètres d'écoulement de la glace comme les profils de vitesse, les variations d'accumulation passées et la fonte et le glissement à la base de la carotte. Dans ce travail de thèse, la chronologie TALDICE a été construite par l'utilisation de la méthode inverse IceChrono1 (Parrenin et al. (2015)) basée sur la même approche que l'outil Datice (Lemieux-Dudon et al. (2010)). IceChrono1 vise à trouver le meilleur compromis de chronologie a priori entre la glace et les marqueurs gazeux obtenus à partir de l'analyse des carottes de glace. La chronologie a priori est une chronologie préliminaire, définie pour exécuter le modèle et basée uniquement sur les quantités glaciologiques mesurées de l'accumulation, de la fonction d'amincissement et de la Lock-in Depth (LID). La LID est un paramètre qui indique la profondeur à laquelle l'air atmosphérique cesse de diffuser dans la colonne de neige (Buizert et al. (2013)).

2.3.6 . Radiométrie

La datation radiométrique, basée sur la désintégration radioactive bien connue de certains isotopes, est la méthode de datation la plus connue car elle fournit l'âge absolu d'un échantillon. Les méthodes de datation radiométrique courantes, comme le ^{14}C , ne sont pas adaptées lorsqu'il s'agit de glace polaire en raison de sa plage de datation limitée (50 ka) et de la production in situ de ^{14}C dans la glace (Aeschbach-Hertig (2014)). Cette nécessité a poussé les scientifiques spécialisés dans les carottes de glace à développer des techniques de datation absolue qui pourraient être appliquées à des couches de glace profondes et anciennes, également

affectées par des perturbations stratigraphiques. Les nouvelles techniques de radio-datation ^{81}Kr et ^{40}Ar et leurs développements récents semblent être les méthodologies les plus prometteuses.

i) Le ^{81}Kr est produit naturellement dans la haute atmosphère par les rayons cosmiques et par activation neutronique de krypton stable. Le ^{81}Kr est caractérisé par un long temps de résidence dans l'atmosphère (Jiang et al. (2012)). Le radio-isotope se dissout dans l'eau ou est piégé dans la glace, il représente donc un outil potentiel pour la datation de l'air ancien conservé dans la glace polaire, permettant une datation radiométrique de 0,3 à 1,3 Ma des couches de glace (Lu et al. (2013)). Jusqu'à présent, cette méthodologie n'a été employée que sur de grands échantillons (40-80 kg) de glace ancienne affleurant du plateau tibétain et des zones de glace bleue d'Antarctique (Buizert et al. (2014)). Cependant, de nouvelles améliorations de la machine Atom Trap Trace Analysis (ATTA) ont permis de réduire la taille de l'échantillon à 6 kg de glace et d'employer cette méthodologie pour dater certains échantillons de glace (Crotti et al. (2022)).

ii) ^{40}Ar : L'argon est un gaz noble qui possède trois isotopes stables, ^{36}Ar , ^{38}Ar et ^{40}Ar . L'argon ^{40}Ar a lentement augmenté dans l'atmosphère au fil du temps en raison de la désintégration radioactive du Potassium ^{40}K dans la croûte, le manteau supérieur et le manteau inférieur, tandis que les isotopes ^{36}Ar et ^{38}Ar sont restés essentiellement constants au cours des temps géologiques récents. Le taux de dégazage de ^{40}Ar a été estimé égal à $0,066 \pm 0,077 \text{ ‰/a}$ tandis que le taux d'augmentation du rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ (ou $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$) dans l'atmosphère est constant à travers le temps et égal à $0,040 \text{ ‰/Ma}$ (Bender et al. (2008)). Yau et al. (2016) ont montré que les isotopes Ar peuvent être utilisés pour dater l'air paléo-atmosphérique piégé dans les carottes de glace et que cette méthode est bien adaptée aux carottes profondes dont la stratigraphie est perturbée à leur base, comme les carottes GRIP et Dye-3 du Groenland. La méthode de datation Ar utilise jusqu'à 500 g de glace (Bender et al. (2008)). Grâce à de nouveaux développements, on peut maintenant réduire le poids des échantillons à $\approx 65 \text{ g}$.

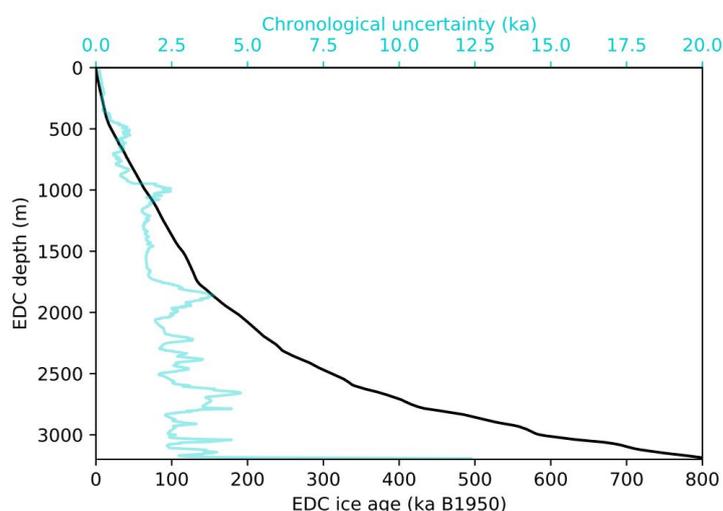


Figure 2.12 – Incertitudes liées à la datation AICC2012 sur la carotte d'EDC en fonction de la profondeur Bazin et al. (2013).

3 - Matériel et méthodes

3.1 . Mesures et protocoles

Ce chapitre a pour objectif de décrire les méthodes analytiques utilisées pour obtenir les séries isotopiques dans l'eau (isotopes de l'eau) et dans l'air piégé dans la glace (isotopes du diazote et du dioxygène). Pour cela, les méthodes de fluorination de l'eau et d'extraction de l'air piégé dans la carotte de glace seront d'abord décrites. La première technique expérimentale vise à transformer l'eau en dioxygène par réaction chimique pour mesurer la composition isotopique de l'oxygène dans les molécules d'eau ($^{17}\text{O} - excess$). La deuxième technique consiste à extraire puis purifier l'air des bulles dans la glace avant la mesure isotopique. Ensuite viennent les techniques de mesure isotopique par (1) la spectrométrie de masse à rapport isotopique (IRMS) utilisant la méthode à double entrée et (2) la spectroscopie optique en CRDS par les appareils Picarro.

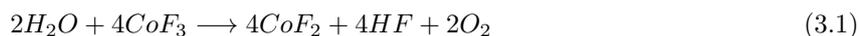
3.1.1 . Méthode de fluorination pour la mesure du $^{17}\text{O} - excess$

Comme les variations $^{17}\text{O} - excess$ de l'eau météorique sont de l'ordre de quelques ppm (partie par million), la technique de mesure doit être très précise, avec une incertitude de 5 ppm.

Les échantillons d'eau sont conservés à l'état solide par -20°C dans des congélateurs pour éviter l'évaporation et le fractionnement des molécules d'eau. Les contenants en plastique d'une capacité de 2 mL sont dégelés le matin de l'analyse et remis au congélateur une fois les injections réalisées dans la ligne de fluorination (figure 3.1).

Cette méthode développée par Barkan and Luz (2005) permet de convertir la molécule d'eau en oxygène moléculaire, avec une précision de l'ordre de 5 ppm. On mesure ensuite trois formes isotopiques du dioxygène, à savoir le $^{16}\text{O}^{16}\text{O}$, le $^{17}\text{O}^{16}\text{O}$ et le $^{18}\text{O}^{16}\text{O}$ de masse 32, 33 et 34 $\text{g}\cdot\text{mol}^{-1}$, respectivement.

Classiquement, on utilise la méthode d'équilibration avec CO_2 pour les mesures de $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau mais ce n'est pas envisageable pour la mesure du ^{17}O . La raison est que lorsqu'on mesure le CO_2 , il y a plus de probabilité de tomber sur une molécule de $^{13}\text{C}^{16}\text{O}^{16}\text{O}$ que sur une molécule de $^{12}\text{C}^{17}\text{O}^{16}\text{O}$, les deux molécules ayant une masse de 45 $\text{g}\cdot\text{mol}^{-1}$ et étant indifférenciables sur un spectromètre de masse. Dans le système utilisé pendant ma thèse, la molécule H_2O passe par une étape de fluorination qui produit du O_2 à partir de H_2O . On mesure donc les masses 33 et 34 qui sont $^{17}\text{O}^{16}\text{O}$ et $^{18}\text{O}^{16}\text{O}$. La probabilité d'obtenir $^{17}\text{O}^{17}\text{O}$ (masse 34 $\text{g}\cdot\text{mol}^{-1}$) est trop faible. Pour cela, 2 microlitres d'eau sont injectés, sous un flux continu d'hélium (20 ml/min), dans un tube en nickel chauffé (370°C), rempli de CoF_3 où la molécule d'eau est cassée pour former du O_2 et de l'acide fluorhydrique (HF) selon la réaction suivante :



L'HF est piégé avec de l'azote liquide à la sortie du tube de nickel. Pendant 20 minutes, l'oxygène produit est ensuite collecté dans un tamis moléculaire (5 Å) à -196°C . Dans la dernière étape, le tamis moléculaire est chauffé pendant une minute et l' O_2 gazeux est libéré puis piégé dans un collecteur en acier inoxydable (ci-après multiport) qui est immergé dans de l'hélium liquide.

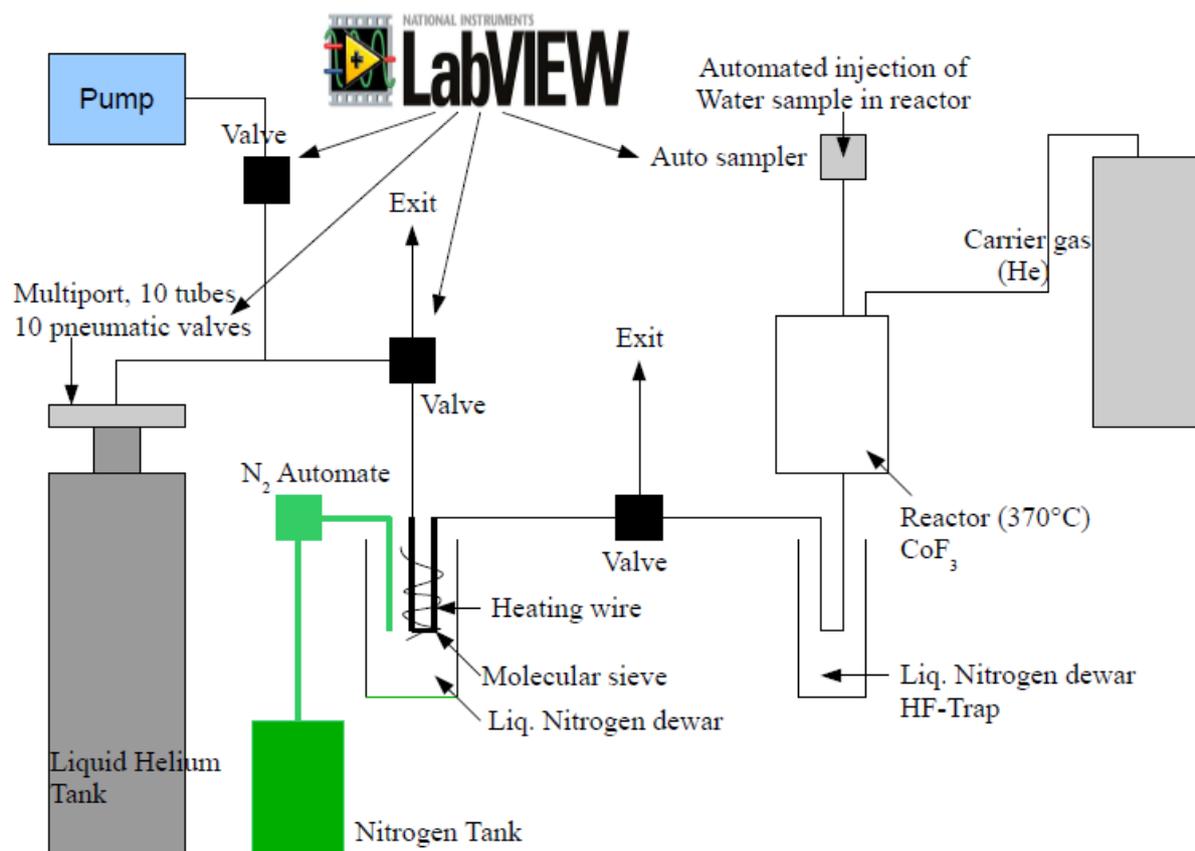


Figure 3.1 – Schéma de la ligne de fluorination : 1. L'eau est injectée dans le réacteur et réagit avec le CoF_3 pendant 22 minutes. Elle est ensuite transportée par un flux d'He (gaz porteur). 2. Le HF est piégé dans le premier Dewar d'azote liquide, l' O_2 est piégé dans le tamis moléculaire (azote liquide). 3. He (gaz porteur) est pompé, O_2 reste dans le tamis moléculaire. 4. Le tamis moléculaire est ensuite chauffé (1 min.), pour que l' O_2 soit libéré et cryo-figé dans l'un des dix ports de la rosette (5 min.). Il faut un total de 40 minutes pour la préparation d'un échantillon.

3.1.2 . Extraction semi-automatique de l'air pour les mesures de $\delta^{15}N$, $\delta^{18}O_{atm}$ et $\delta O_2/N_2$

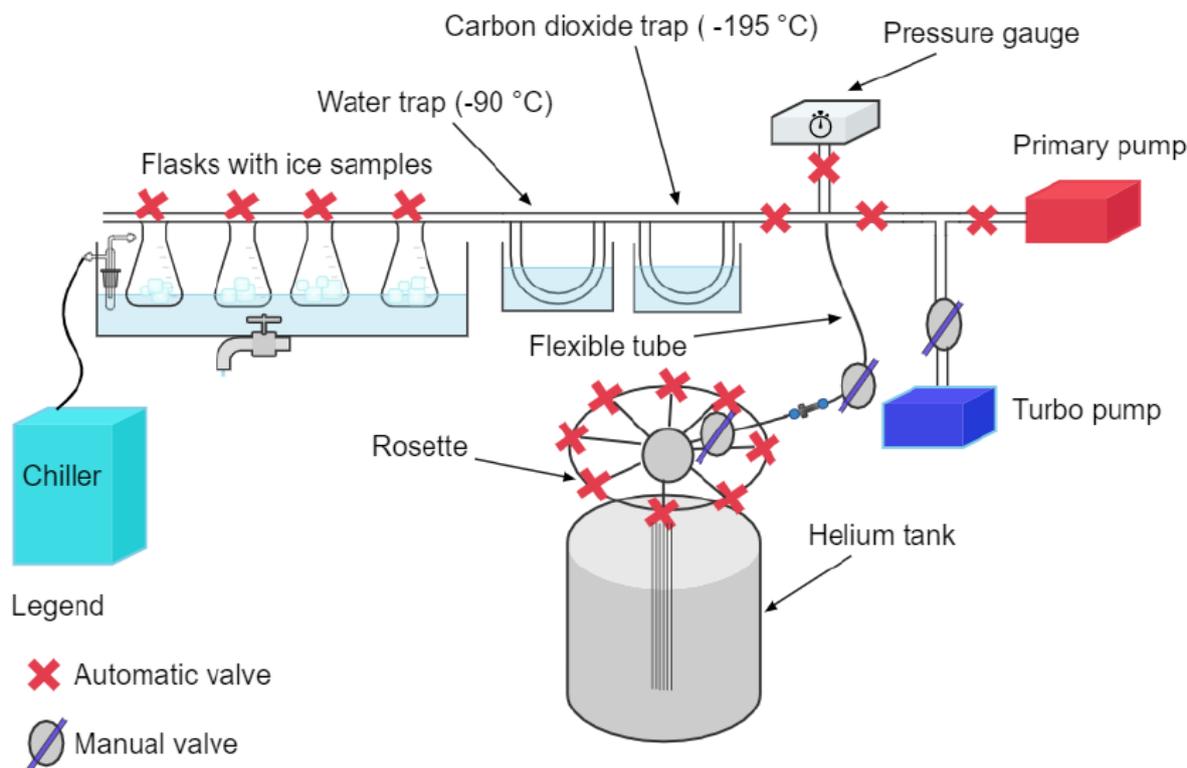


Figure 3.2 – Schéma de la ligne d'extraction semi-automatique de l'air piégé dans la glace, [Crotti \(2022\)](#)

L'air piégé dans la carotte de glace EDC est extrait en utilisant la ligne d'extraction disponible au LSCE, puis les $\delta^{18}O_{atm}$, $\delta^{15}N$ et $\delta O_2/N_2$ sont analysés avec un spectromètre de masse. Dans cette section, le protocole d'extraction, la méthodologie d'analyse et la procédure de correction des données sont décrits. Les précisions obtenues en routine au LSCE sont de 0,006‰ et 0,015‰ pour $\delta^{15}N$ et $\delta^{18}O$, respectivement ([Caillon et al. \(2001\)](#), [Caillon et al. \(2003\)](#), [Landais et al. \(2003\)](#)).

L'extraction de l'air est effectuée en utilisant la ligne d'extraction semi-automatique disponible au LSCE (figure 3.2). Cette ligne d'extraction représente une version améliorée et automatisée du premier système développé par [Sowers et al. \(1989\)](#), amélioré par [Landais et al. \(2003\)](#) et ensuite appliqué dans d'autres études ([Bazin et al. \(2016\)](#), [Capron \(2010\)](#), [Extier et al. \(2018\)](#)). Des échantillons de glace de 40 g chacun sont coupés chaque jour dans la chambre froide à -20°C. Les couches externes de la glace sont retirées pour éviter la contamination par l'air moderne et les échantillons sont inspectés pour vérifier la présence de fractures. Chaque échantillon de glace est divisé en deux répliques, afin d'obtenir une mesure plus précise.

Après la procédure de découpe, chaque jour 6 échantillons de glace sont placés dans 6 flacons en verre qui sont connectés à la ligne d'extraction, ainsi que 2 flacons contenant de l'air externe utilisé pour la calibration des mesures. Chaque jour, l'air est extrait de 6 échantillons de glace, puis analysé pendant la nuit avec le spectromètre de masse. La ligne d'extraction est un système sous vide composé de tubes en acier inoxydable et de vannes (manuelles et automatiques) reliées aux flacons. La ligne est pompée à vide avant et après la procédure d'extraction de l'air grâce à 2 pompes (pompe primaire et turbopompe), afin de garantir l'absence de contamination par l'air extérieur. Après la fonte des échantillons de glace, chaque échantillon d'air passe dans la ligne l'un après l'autre. L'eau et le CO_2 sont éliminés à l'aide de deux pièges à froid. Ensuite, l'air de chaque échantillon est transféré dans un porte-échantillons multipoint en acier inoxydable (également appelé

"rosette"), qui est constitué de 8 tubes métalliques créés pour accueillir les échantillons d'air, immergés dans un réservoir d'hélium liquide.

La procédure d'extraction suit un protocole appliqué pour garantir la qualité et la reproductibilité des mesures :

1. Six échantillons de glace sont découpés et décontaminés dans la chambre froide, puis placés dans les flacons en verre qui ont reposé dans le congélateur toute la nuit. Les deux flacons d'air sont sortis du bâtiment et remplis d'air atmosphérique.
2. Les bouteilles contenant les échantillons de glace et les flacons d'air extérieur sont connectés à la ligne à l'aide d'un joint en caoutchouc et de pinces pour sceller les bouteilles et éviter la contamination avec l'air atmosphérique. Les bouteilles sont immergées dans un réservoir rempli d'éthanol à -20°C et maintenues à température constante à l'aide d'un point froid relié à un refroidisseur, afin d'éviter la fonte des échantillons.
3. La rosette multiport est refroidie dans l'azote liquide pendant 5 minutes puis placée dans un réservoir d'hélium à -269°C . Une telle température froide est nécessaire pour piéger l'air extrait des échantillons à l'intérieur des tubes métalliques pendant la procédure de transfert d'air. La rosette est ensuite connectée à la ligne par un tube flexible et une valve manuelle.
4. Toutes les vannes de la ligne, à l'exception des vannes des flacons d'air, sont ouvertes pour éliminer l'air extérieur de la ligne. Au début, l'air est extrait avec la pompe primaire, lorsque la pression à l'intérieur de la ligne atteint la valeur de 1.10^{-1} mbar, la pompe turbo est mise en marche pour faire le vide dans la ligne pendant 45 minutes et assurer un nettoyage complet.
5. Lorsque la ligne est pompée, les vannes connectées aux bouteilles en verre sont fermées et l'éthanol est retiré du réservoir d'eau et remplacé par un bain d'eau à température ambiante (20°C). On laisse fondre les échantillons de glace pendant environ 2 heures pour s'assurer que tout l'air emprisonné dans les bulles de glace est libéré dans les bouteilles.
6. Lorsque la glace est complètement fondue, avant de commencer le transfert d'air, les pièges à froid sont préparés pour éliminer l'eau et le CO_2 des échantillons d'air. Le piège à eau est immergé dans un vase de Dewar rempli d'éthanol froid à -95°C , tandis que le piège à CO_2 est immergé dans un vase de Dewar rempli d'azote liquide à la température de -196°C . Le vase de Dewar d'azote est rempli toutes les 10/15 minutes pendant le transfert d'air.
7. L'air contenu dans les flacons d'air et les bouteilles en verre est ensuite transféré dans les tubes de la rosette automatiquement grâce à un programme (anciennement LabView et désormais Python). Chaque échantillon est transféré indépendamment dans un des tubes en acier inoxydable de la rosette. Le transfert complet de tous les échantillons prend 45 minutes.
8. Lorsque la procédure de transfert est terminée, la rosette est retirée du réservoir d'hélium et réchauffée avec un pistolet thermique. Le bain d'eau est vidé et les bouteilles en verre sont retirées de la ligne qui est mise sous vide avec la pompe turbo pour toute la nuit.

3.2 . Appareils de mesure

Qu'il s'agisse de la fluorination ou de la ligne d'extraction de l'air, l'oxygène de l'eau ou de l'air est piégé dans les deux cas pendant l'étape finale dans la rosette multiport. Les échantillons isolés sont ensuite analysés dans le spectromètre de masse dont le fonctionnement est décrit ci-dessous. La précision obtenue sur le spectromètre de masse pour le $\delta^{18}O_{atm}$ est 0,03‰.

3.2.1 . Spectrometrie de masse

Les IRMS sont constitués de trois éléments. La source où les atomes sont ionisés en devenant des particules chargées par un filament de tungstène qui émet des électrons. Les particules chargées sont accélérées par un courant électrique dont l'énergie cinétique est :

$$qV = \frac{mv^2}{2} \quad (3.2)$$

Avec q la charge électrique, V le potentiel électrique, v vitesse de l'ion et m sa masse. Le deuxième élément est le champ magnétique qui courbe dans un rayon r la direction du jet ionique selon la force de Lorentz :

$$R = \sqrt{\frac{2mV}{qB^2}} \quad (3.3)$$

Avec $B = mv / r$. Donc le rayon de courbure de la particule dépend de sa masse. Le troisième et dernier élément est le collecteur qui contient 9 cages de Faraday pour les masses 28, 29, 30, 32, 33, 34, 38 et 40). Le jet ionique est collecté et un courant électrique est généré lors de la neutralisation de celui-ci.

Protocole : Après 40 minutes de décongélation, le multiport est connecté à un spectromètre de masse à double entrée (ThermoFisher Delta V ou MAT253). Chaque mesure IRMS (Isotope Ratio Mass Spectrometry) comprend trois passages. Au cours de chaque cycle, le rapport entre l'échantillon et l'étalon de travail (gaz O_2 pour l'analyse de la composition isotopique du dioxygène et air sec sans CO_2 pour l'analyse du gaz extrait de la glace) est déterminé 16 fois. Une fois que l'échantillon gazeux est introduit dans le spectromètre de masse, il passe par les étapes suivantes pour être analysé :

1. Introduction de l'échantillon et de l'étalon : L'aliquot de l'étalon est introduit manuellement dans le spectromètre de masse. L'aliquot est prélevé dans la bouteille de standard, connectée au spectromètre de masse et laissée en équilibre dans la ligne pendant 3 minutes pour éviter le fractionnement. Le gaz est ensuite détendu dans le soufflet avant de commencer l'analyse. Les échantillons d'air sont introduits dans le soufflet automatiquement depuis le système de spectrométrie de masse pour l'analyse. L'analyse est ensuite effectuée automatiquement.
2. Ionisation : Les molécules de l'échantillon gazeux sont d'abord chauffées et vaporisées. L'échantillon est ensuite introduit dans la chambre d'ionisation, où un faisceau d'électrons bombarde les molécules de l'échantillon en générant des ions positifs (cations). Les électrons sont éliminés grâce à un piège à électrons constitué d'une plaque chargée positivement. La plupart des ions positifs générés portent une charge de +1, car il est difficile d'enlever des électrons supplémentaires à un ion positif, et sont dirigés vers l'aimant grâce à un répulseur, constitué d'une plaque métallique légèrement chargée positivement.
3. Accélération : les ions sont accélérés lorsqu'ils traversent trois fentes à tension décroissante (la dernière porte 0 Volt). Les ions sont accélérés en un faisceau focalisé dans lequel ils ont tous la même énergie cinétique.

4. Déviation : le faisceau d'ions est accéléré et dirigé vers un aimant. Le champ magnétique dévie les ions en fonction de leur rapport masse/charge (m/z), les ions les plus légers étant plus déviés que les plus lourds. L'intensité de la déviation est également liée au nombre de charges positives de l'ion, les ions les plus chargés sont aussi les plus déviés.
5. Détection : les ions déviés frappent ensuite différentes coupelles (ou détecteur) en fonction de leur rapport m/z . Chaque coupelle est placée dans une position spécifique pour être touchée par des ions ayant un rapport masse/charge spécifique. Comme le spectromètre de masse MAT 253 utilisé est équipé de 3 coupelles, les ions portant des rapports m/z différents sont déviés vers leurs détecteurs correspondants par la modulation du champ magnétique, les ions avec un rapport m/z plus grand nécessitant un champ magnétique plus fort. Lorsque l'ion frappe le détecteur, sa charge est neutralisée par un électron qui saute du métal de la coupelle sur l'ion, laissant un espace parmi les électrons du métal. La coupelle est reliée à un amplificateur par un fil, dans lequel les électrons se déplacent vers l'espace créé dans le détecteur pour le remplir. Le flux d'électrons détecté est une impulsion de courant électrique qui est amplifiée. Plus un nombre important d'ions frappe la coupelle, plus l'intensité du courant généré est élevée. Le spectromètre de masse enregistre l'abondance des ions détectés par rapport de paramètre m/z .

L'analyse effectuée par le spectromètre de masse suit une séquence prédéfinie dans laquelle chaque échantillon et le standard sont analysés 32 fois l'un par rapport à l'autre. La séquence type est constituée de 2 blocs de 16 mesures en mode double entrée avec 1 mesure de bruit de fond avant les deux blocs et un ajustement de pression au début de chaque bloc. Les échantillons d'air extérieur analysés chaque jour sont utilisés pour vérifier que les mesures ne sont pas affectées par la dérive du signal ou d'autres problèmes qui peuvent influencer les mesures des échantillons. Chaque jour, deux échantillons d'air extérieur sont analysés, mais le premier échantillon d'air mesuré est toujours écarté en raison des effets d'adsorption sur le piège à eau.

3.2.2 . Spectroscopie laser

Les isotopes stables de l'eau ont été longtemps classiquement analysés sur des échantillons discrets avec la technique de spectrométrie de masse isotopique. La spectrométrie de masse peut atteindre une précision et une exactitude élevée. Cependant, l'analyse avec cette technique nécessite beaucoup de temps, car la composition isotopique des molécules d'eau n'est pas directement mesurée. Pour l'analyse du $\delta^{18}O$, le contenu isotopique de l'oxygène est mesuré après équilibration de l'échantillon d'eau avec du CO_2 (Epstein and Mayeda (1953)), tandis que l'analyse du δD implique généralement la réduction de l'eau en hydrogène gazeux sur de l'uranium ou du chrome (Gehre et al. (1996), Vaughn et al. (1998)) ou l'équilibrage de l'eau avec du H_2 gazeux en présence d'un catalyseur au platine (Horita et al. (1989)). La spectroscopie laser dans les régions du proche et moyen infrarouge (IR) est devenue une alternative courante pour l'analyse des isotopes de l'eau. En particulier, la spectrométrie par Cavity Ring Down (CRDS) présente de nombreux avantages par rapport aux IRMS, comme un temps d'analyse plus court, l'injection directe de l'échantillon vaporisé dans la cavité optique de l'instrument et des coûts réduits (Gkinis et al. (2010)). La précision est de 0.2 ‰ pour le $\delta^{18}O$ et de 0.7 ‰

pour le δD . La technologie de spectrométrie optique est basée sur la loi de Lambert-Beer, qui stipule qu'il existe une relation linéaire entre la concentration et l'absorbance de la solution (Ricci et al. (1994)) :

$$A = \eta \times c \times l \quad (3.4)$$

Où A est l'absorbance (sans dimension), η est le coefficient d'absorption molaire ($M^{-1}.cm^{-1}$), « c » est la concentration molaire (M), et « l » est la longueur du chemin optique (cm). L'analyse de la composition $\delta^{18}O$ et δD des échantillons d'EDC a été réalisée au LSCE avec un analyseur Picarro L2130-i. Une seringue maintenue sur un échantillonneur automatique (a sur la figure 3.3) collecte l'eau et l'injecte dans le vaporisateur (b sur la figure 3.3), qui a une température de 120°C. Elle est ensuite transférée vers l'instrument (c sur la figure 3.3) grâce à un gaz porteur (N_2). Une fois que l'échantillon atteint la cavité optique, équipée de trois miroirs à haute réflectivité, une courte impulsion laser mono-fréquence entre dans la cavité. La lumière est réfléchie

à l'intérieur de la cavité entre les trois miroirs. Chaque fois que la lumière est réfléchiée, une petite fraction de lumière s'échappe de la cavité et produit un signal directement proportionnel à l'intensité dans la cavité. L'analyseur CRDS mesure le temps de décroissance de la lumière qui s'échappe de la cavité, au lieu de l'intensité totale de la lumière. Il est ainsi possible de calculer le taux d'absorption, qui est inversement proportionnel à la concentration de l'espèce. Plus l'impulsion laser est absorbée par l'échantillon, plus la concentration de certaines espèces chimiques dans l'échantillon est élevée, plus le temps de décroissance mesuré est court (Berden et al. (2000)). La précision des mesures est de ± 0.2 ‰ pour $\delta^{18}O$ et ± 0.7 ‰ pour δD .

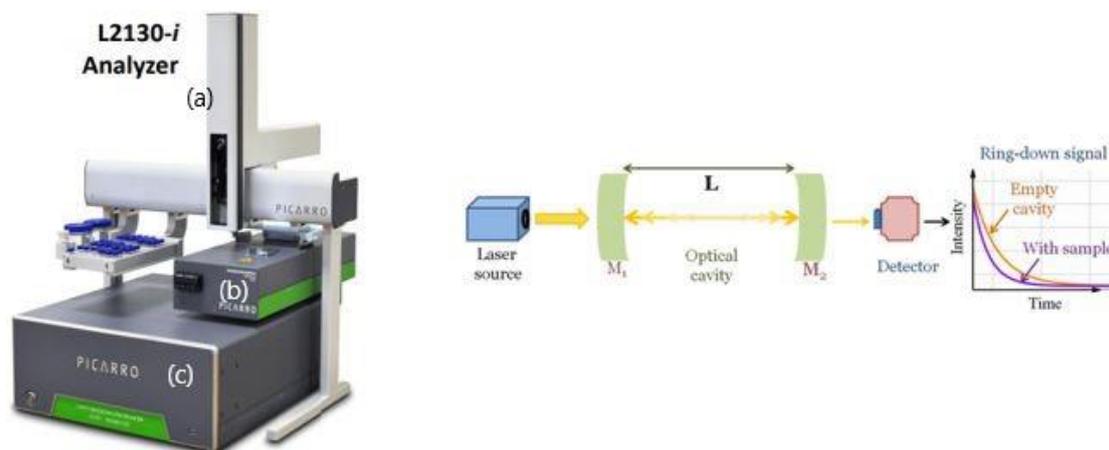


Figure 3.3 – Configuration de l'analyseur Picarro (L2130-i). À gauche : L'instrument est composé d'un échantillonneur (a), d'un vaporisateur (b) et d'une cavité optique avec le détecteur (c). À droite : Diagramme schématique du CRDS, les flèches jaunes dans la cavité représentent le va-et-vient de la lumière à l'intérieur de la cavité avec une intensité décroissante après chaque passage. Le signal est ensuite collecté par le détecteur et le temps de décroissance est enregistré (www.picarro.com).

Les mesures au Picarro effectuées au LSCE se sont déroulées en 2019 et 2020. Au total, une quantité de 1083 mesures ont été effectuées, comme résumé dans le tableau suivant :

Terminaison	Profondeur (m)	Age AICC2012 (ka)	Nombre d'échantillons
3	2309.56-2316.38	245.918-247.583	9
3	2328.7-2336.29	251.438-254.263	71
3	2351.8-2353.89	260.243-261.006	20
3	2359.5-2372.59	263.124-267.355	120
5	2799.5-2802.14	451.291-453.774	25
5	2809.95-2848.89	461.265-493.720	353
5	2854.5-2903.89	497.526-532.741	450
5	2909.5-2913.24	538.204-542.005	35

Tableau 3.1 – Récapitulatif des mesures de $\delta^{18}O$ et δD réalisées au Picarro pour les Terminaisons 3 et 5.

3.3 . Correction des données brutes pour la mesure de $\delta^{18}O_{atm}$

Les données brutes doivent être corrigées par plusieurs facteurs provenant de biais durant la procédure expérimentale et des mesures du spectromètre de masse. Ces corrections ont été définies par [Sowers et al. \(1989\)](#) puis modifiées par la suite par [Landais et al. \(2003\)](#) et [Severinghaus et al. \(2003\)](#).

- Correction liée à la différence de pression des standards : lorsque les échantillons sont mesurés, un standard est introduit dans le spectromètre de masse comme référence. Le volume (et donc la pression) de celui-ci est différent de celui de l'échantillon. Un processus d'équilibration des volumes variables dans le spectromètre de masse est effectué au début de la séquence. Cependant, l'évolution de la pression peut être différente du côté standard et du côté échantillon au cours de la séquence de mesures. Une correction est appliquée pour prendre en compte les différences de pression entre les deux volumes variables au cours des mesures.

- Correction liée à l'interférence de masse : cette correction prend en compte l'influence de la concentration des gaz introduits dans le spectromètre de masse sur la composition isotopique. Des interférences de masse sont engendrés dans la source, notamment pour certains rapports isotopiques comme pour l'azote ou l'oxygène qui dépend des quantités présentes dans l'air analysé (proportion relative de diazote et de dioxygène).

- Correction par rapport à l'air extérieur : Les mesures des échantillons sont également corrigées par rapport à un standard qui est l'air extérieur dont un échantillon est analysé chaque jour.

- Après ces corrections, les mesures de $\delta^{18}O$ de l' O_2 atmosphérique sont ensuite corrigées du processus de fractionnement gravitationnel dans le névé avant le piégeage de l'air. Le champ de gravité terrestre entraîne un phénomène de fractionnement dans le névé proportionnel à la différence de masse entre les isotopes étudiés : 1 g/mol pour le rapport $^{15}N/^{14}N$ et 2 g/mol pour le rapport $^{18}O/^{16}O$ ([Craig et al. \(1988\)](#), [Extier et al. \(2018\)](#), [Severinghaus et al. \(1998\)](#)). La valeur de $\delta^{15}N$ mesurée dans chaque échantillon d'air est utilisée pour corriger gravitationnellement les valeurs $\delta^{18}O_{atm}$ mesurées pour le même échantillon, car le $\delta^{18}O$ de O_2 des bulles d'air est affecté deux fois par le fractionnement gravitationnel par rapport au $\delta^{15}N$ de N_2 des bulles d'air :

$$\delta^{18}O_{atm\ grav\ corr} = \delta^{18}O\ de\ O_2 - 2 \times \delta^{15}N\ de\ N_2 \quad (3.5)$$

La dernière correction effectuée sur la composition isotopique de l'air est la correction pour le fractionnement des pertes de gaz, lorsque la glace est stockée à des températures supérieures à $-50^\circ C$. La valeur $\delta^{18}O_{atm}$ doit être corrigée pour le fractionnement par perte de gaz en raison des longs temps de stockage. Les données sont corrigées en appliquant la relation linéaire introduite par [Landais et al. \(2003\)](#) :

$$\delta^{18}O_{atm\ perte\ de\ gaz} = \delta^{18}O_{atm} + (\delta O_2/N_2 + 10) \times 0.01 \quad (3.6)$$

Dans ma thèse, les échantillons ont été stockés à $-50^\circ C$ lors du retour de mission en Antarctique donc il n'y a pas eu à effectuer cette correction supplémentaire.

4 - Variabilité climatique sub-millénaire à partir d'enregistrements d'isotopes de l'eau à haute résolution dans la carotte de glace d'EPICA Dôme C.

4.1 . Introduction

Un des buts de cette thèse est de caractériser l'évolution de la variabilité sub-millénaire le long de la carotte de glace d'EDC. La première fois que la variabilité sub-millénaire a été mise en évidence dans la carotte EDC, correspond à l'analyse des échantillons de basse résolution de la carotte EDC (morceaux de 55 cm) (Jouzel et al. (2007)). Puis Pol et al. (2011), Pol et al. (2014) ont utilisé les signaux isotopiques de l'eau à haute résolution (11 cm) sur les périodes interglaciaires MIS 5 et 11 pour estimer les variations relatives de la variabilité climatique décennale à centennale, pendant ces périodes interglaciaires par rapport à l'Holocène. Au cours de la dernière période glaciaire, l'enregistrement à haute résolution du $\delta^{18}O$ a montré une amplitude accrue de la variabilité multi-décennale à centennale pendant les phases chaudes des Maxima Isotopique Antarctique, ou AIM (Landais et al. (2015)). Ces événements AIM sont des caractéristiques climatiques clés de la dernière période glaciaire : ils sont associés aux événements de DO qui sont des augmentations abruptes de température de l'hémisphère nord identifiées pour la première fois dans les carottes de glace du Groenland (Dansgaard (1985), Blunier and Brook (2001), epica community members (2004)). Aucune analyse n'a été faite entre le MIS 11 et 19 alors que c'est à ces profondeurs (2700-3189 m) que la diffusion isotopique dans la glace profonde prend le plus d'importance. En effet, Pol et al. (2010), Pol et al. (2011) avaient trouvé une forte diffusion pour le MIS 19 (40 cm) alors que le MIS 11 était peu affecté par ce phénomène (8 cm). Dans le cas de la glace ancienne, l'impact de la diffusion qui augmente avec la profondeur et l'âge peut atteindre des échelles de temps multi-centennales et affecter la variabilité climatique enregistrée dans $\delta^{18}O$ et δD . Pol et al. (2010) ont montré que l'enregistrement δD à 11 cm de résolution du MIS 19 (3 147 - 3 190 m de profondeur dans la carotte de glace EDC) ayant une longueur de diffusion de 40 cm n'apportait pas plus d'informations que l'enregistrement à 55 cm de résolution en raison de l'impact important de la diffusion à cette profondeur de la carotte. Comparativement, le MIS 11 est peu affecté par ce phénomène car sa longueur de diffusion est seulement de 8 cm. L'évolution de l'affaiblissement de la variabilité entre ces deux interglaciaire reste encore méconnue.

La diffusion n'affecte pas que les enregistrements isotopiques des grandes profondeurs. En effet, Laepple et al. (2018) et Casado et al. (2018), Casado et al. (2020) ont montré que la variabilité à haute fréquence sur les isotopes de l'eau dans des carottes de névé (< 100 m de profondeur) en Antarctique était affectée par la diffusion dans le névé. Gkinis et al. (2010), Gkinis et al. (2021) ont étudié ces mêmes processus au Groenland et ont obtenu des conclusions similaires sur la variabilité lissée par la diffusion dans le névé qui limite l'interprétation à haute fréquence du signal climatique obtenu par la mesure des isotopes de l'eau. Cependant, la question de l'influence de la diffusion dans le névé et dans la glace sur l'enregistrement de la variabilité sub-millénaire, dans le fond de la carotte d'EDC entre le MIS 11 et MIS 19, n'a pas été abordée car l'ensemble de la carotte n'avait pas été analysé sur tous les niveaux de profondeur.

Ce chapitre présente l'article « Sub-millennial climate variability from high resolution water isotopes in the EDC ice core » publié dans le journal « Climate of the Past » (Grisart et al. (2022)). L'article est disponible en accès libre par le lien suivant :

<https://doi.org/10.5194/cp-18-2289-2022>

Ce manuscrit présente une compilation d'enregistrements isotopiques de l'eau à haute résolution (11 cm) comprenant des mesures publiées et de nouvelles mesures que j'ai effectuées sur les 800 000 dernières années sur la carotte de glace d'EPICA Dôme C, en Antarctique. En utilisant ce nouvel ensemble de données combinées sur les isotopes de l'eau ($\delta^{18}O$ et δD), nous étudions la variabilité et l'influence possible de la diffusion à l'échelle multi-décennale à multi-centennale.

4.2 . Résumé en Français

La carotte de glace d'EPICA Dôme C (EDC) en Antarctique fournit le plus long enregistrement climatique continu en cryosphère, couvrant les 800 000 dernières années (800 ka). La disponibilité conjointe de l'enregistrement isotopique de l'eau à haute résolution (11 cm) du $\delta^{18}O$ et du δD ainsi que la présence de diffusion isotopique de l'eau, offre une occasion unique d'étudier la variabilité décennale à millénaire au cours des périodes glaciaires et interglaciaires passées. Nous présentons une compilation continue d'enregistrement isotopique de l'eau à EDC pour une résolution d'échantillon de 11 cm, composée de 27 000 mesures de $\delta^{18}O$ et de 7 920 mesures de δD (couvrant respectivement 94 % et 27 % de l'ensemble de l'enregistrement d'EDC), y compris les mesures publiées et celles nouvelles (2 900 pour $\delta^{18}O$ et δD) au cours des 800 derniers mille ans sur la carotte de glace d'EDC. Nous démontrons que les mesures répétées des isotopes de l'eau sur la carotte de glace d'EDC utilisant différentes méthodes analytiques sur les mêmes échantillons provenant de différents intervalles de profondeur sont comparables dans les limites de l'incertitude analytique. À partir de cette comparaison, nous combinons les mesures d'isotopes de l'eau d'EDC pour générer un ensemble de données à haute résolution (11 cm) sur les derniers 800 kyrs. Une décomposition fréquentielle de l'enregistrement le plus complet de $\delta^{18}O$ et une évaluation simple de l'influence possible de la diffusion sur le profil mesuré montrent que la variabilité pendant les périodes glaciaires à des échelles de temps multi-décennales à multi-centennales est plus élevée que la variabilité des périodes interglaciaires. Cette analyse montre également que pendant les périodes interglaciaires caractérisées par un optimum de température à son début, la variabilité multi-centennale est la plus forte sur cet optimum de température.

4.3 . Article



Sub-millennial climate variability from high-resolution water isotopes in the EPICA Dome C ice core

Antoine Grisart¹, Mathieu Casado^{1,2}, Vasileios Gkinis³, Bo Vinther³, Philippe Naveau¹, Mathieu Vrac¹, Thomas Laepple², Bénédicte Minster¹, Frederic Prié¹, Barbara Stenni⁴, Elise Fourré¹, Hans Christian Steen-Larsen⁵, Jean Jouzel¹, Martin Werner⁶, Katy Pol¹, Valérie Masson-Delmotte¹, Maria Hoerhold⁶, Trevor Popp³, and Amaelle Landais¹

¹Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA–CNRS–UVSQ–Paris-Saclay–IPSL, Gif-sur-Yvette, France

²Alfred Wegener Institute, Helmholtz Center for Polar and Marine Research, Potsdam, Germany

³Physics of Ice, Climate and Earth, Niels Bohr Institute, University of Copenhagen, Copenhagen, Denmark

⁴Department of Environmental Sciences, Informatics and Statistics, University Ca' Foscari of Venice, Venice, Italy

⁵Geophysical Institute, University of Bergen and Bjerknes Centre for Climate Research, Bergen 5020, Norway

⁶Alfred Wegener Institute, Helmholtz Centre for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany

Correspondence: Antoine Grisart (antoine.grisart@lscce.ipsl.fr)

Received: 11 April 2022 – Discussion started: 29 April 2022

Revised: 30 August 2022 – Accepted: 15 September 2022 – Published: 17 October 2022

Abstract. The EPICA Dome C (EDC) ice core provides the longest continuous climatic record, covering the last 800 000 years (800 kyr). A unique opportunity to investigate decadal to millennial variability during past glacial and interglacial periods is provided by the high-resolution water isotopic record ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) available for the EDC ice core. We present here a continuous compilation of the EDC water isotopic record at a sample resolution of 11 cm, which consists of 27 000 $\delta^{18}\text{O}$ measurements and 7920 δD measurements (covering, respectively, 94 % and 27 % of the whole EDC record), including published and new measurements (2900 for both $\delta^{18}\text{O}$ and δD) for the last 800 kyr. Here, we demonstrate that repeated water isotope measurements of the same EDC samples from different depth intervals obtained using different analytical methods are comparable within analytical uncertainty. We thus combine all available EDC water isotope measurements to generate a high-resolution (11 cm) dataset for the past 800 kyr. A frequency decomposition of the most complete $\delta^{18}\text{O}$ record and a simple assessment of the possible influence of diffusion on the measured profile shows that the variability at the multi-decadal to multi-centennial timescale is higher during glacial than during interglacial periods and higher during early interglacial isotopic maxima than during the Holocene. This analysis shows as well that during interglacial periods character-

ized by a temperature optimum at the beginning, the multi-centennial variability is strongest over this temperature optimum.

1 Introduction

Water stable isotopes (oxygen, $\delta^{18}\text{O}$, and hydrogen, δD) in ice cores are valuable proxy records that can be used to reconstruct past temperatures in polar regions. The water isotopic composition from an ice core sample is classically measured with the delta notation (δ), which expresses the variations of the isotopic ratio of heavy to light isotopes in the water molecule (i.e. $^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$ and D / H for $\delta^{18}\text{O}$ and δD). During air mass transportation, distillation of moisture from the low-latitude regions of evaporation to the polar regions leads to a preferential loss of heavy isotopes (H_2^{18}O and HD^{16}O vs. H_2^{16}O) during successive precipitation events and hence to a decrease of $\delta^{18}\text{O}$ and δD toward cold regions. Despite known limitations due to temporal changes in intermittency of precipitation (Casado et al., 2020), vapor origin and transport (Helsen et al., 2006) and sea ice extent (Noone, 2004), and changes in condensation vs. surface temperatures (Buizert et al., 2021) or deposition and post-deposition effects (Casado et al., 2018), the spatial relationship between surface temperature and surface snow δD and $\delta^{18}\text{O}$ has long been used to

establish an isotopic palaeothermometer to infer past temperature variations, at least qualitatively (Jouzel et al., 2013).

Today, the oldest continuous isotopic record from ice cores is that retrieved through the European Project for Ice Coring Antarctica (EPICA) Dome C ice core (EDC), which covers the last 800 000 years (800 kyr) (Jouzel et al., 2007). The first analyses of water isotopic composition (δD) over the EDC ice core were performed at ~ 4 m resolution and unveiled the δD variations over eight glacial–interglacial cycles (EPICA community members, 2004). Several years later, measurements of δD in bag samples (continuous 55 cm pieces of the EDC ice core) evidenced millennial-scale variability over the glacial periods in Antarctica (Jouzel et al., 2007; Stenni et al., 2010). In order to explore potential changes in high-frequency variability between interglacial periods, Pol et al. (2010, 2011, 2014) used 11 cm resolution δD measurements over interglacial periods during Marine Isotopic Stages (MIS) 5, 11 and 19, i.e. the periods between 112 and 134 ka (i.e. kyr before present, where “present” is taken to be 1950 AD), between 392 and 427 ka, and between 747 and 800 ka, respectively. Landais et al. (2015) focused on 11 cm resolution $\delta^{18}O$ over the last glacial period back to 60 ka.

Pol et al. (2014) used the high-resolution water isotopic signals over the MIS 5 and 11 interglacial periods to estimate the relative variations of decadal to centennial climate variability during these interglacial periods with respect to the Holocene (Pol et al., 2011, 2014). Over the last glacial period, the high-resolution $\delta^{18}O$ record showed an enhanced amplitude of the multi-decadal to centennial variability during the warm phases of the Antarctic Isotopic Maxima, AIM (Landais et al., 2015). These AIM events are key climatic features of the last glacial period: they are counterparts to the abrupt temperature increases in the Northern Hemisphere that were first identified in the Greenland ice cores (Dansgaard, 1985; Blunier and Brook, 2001; EPICA community members, 2004).

High-resolution water isotopic measurements over the EDC ice core are hence key to documenting the temporal patterns of climatic variability over the past 800 kyr. Unfortunately, the analytical load required to obtain the full 800 kyr record at 11 cm resolution is enormous, and would represent 35 000 measurements. Even though several individual studies have been published, a complete synthesis of EDC high-resolution δD and $\delta^{18}O$ records over the last 800 kyr is still missing. This is an important limitation on the documentation of past changes in sub-orbital climatic variability in Antarctica and a comparison of the climatic variability features between glacial and interglacial periods or between different interglacial (glacial) periods. As an example, the interglacial periods before the Mid-Brunhes Transition (MBT, 430 ka) are cooler than the five most recent interglacial periods, but there is limited evidence available to document climate variability during interglacial periods before and after the MBT at high resolution (Barth et al., 2018; Past Interglacials Working Group of PAGES, 2016). A first chal-

lenge is thus to provide homogeneous high-resolution isotopic records.

A second challenge when attempting to characterize the past high-frequency climate variability in Antarctica is non-temperature-related variability in the water isotopes from the depositional process (Fischer et al., 1985; Laepple et al., 2018) and alteration and smoothing effects of post-deposition processes. Indeed, post-deposition processes (Casado et al., 2018, 2020; Steen-Larsen et al., 2014) and firn and ice diffusion (Gkinis et al., 2011, 2021a) strongly limit the interpretation of water isotopic variability in terms of climatic variability. In the case of old ice, the impact of diffusion, which increases with depth and age, can reach the multi-centennial timescale and affect the climate variability recorded in $\delta^{18}O$ and δD . Pol et al. (2010) showed that the 11 cm resolution δD record of MIS 19 (3147–3190 m deep in the EDC ice core) did not provide more information than the 55 cm resolution record due to the large impact of diffusion at this depth of the core. This effect is particularly important to quantify for the 1.5 Ma ice core to be drilled in East Antarctica. Indeed, documenting the evolution of diffusion length with depth is key to anticipating the kind of information on climate variability that can be retrieved from the deepest part of this future ice core.

Here we address the two aforementioned challenges (high-resolution records and the influence of diffusion) by presenting a compilation of new high-resolution measurements of $\delta^{18}O$ and δD in the EDC ice core. The first section presents the analytical methods used to perform high-resolution measurements of δD and $\delta^{18}O$ in the different sections of the EDC ice core in recent decades, as well as methods for spectral analyses and the calculation of isotopic diffusion along the EDC ice core. The second section describes how the different measurements performed over the past 20 years in different institutes with different analytical methods can be compiled together into a single record. The third section uses the high-resolution measurements to investigate changes in sub-orbital climatic variability across the last 800 kyr and how diffusion can affect some of the observed features.

2 Materials and methods

2.1 The EPICA ice core

The Franco-Italian Concordia Station is located 3233 m above sea level on the continental plateau of Antarctica (75°06′12″ S 123°21′30″ E). The mean annual surface temperature is -54.5 °C and the snow accumulation rate is ca. 25 mm water equivalent per year (EPICA community members, 2004; Le Meur et al., 2018).

The EDC ice core was drilled at Concordia Station on Dome C, where the ice flow was small (EPICA community members, 2004). The EDC drilling project started in 1996 and was completed in 2004. In 1999, a second ice core (EDC2) was drilled from the surface because the drill for

EDC1 was stuck at depth of 788 m. Bedrock was reached in 2004 at a depth of 3190 m. From here onwards, we refer to EDC1 and EDC2 as “the EDC ice core”. By the time this second ice core had been retrieved, the full 788 m of EDC1 had been analysed. Later, EDC2 measurements started 19 m higher than the bottom end of the EDC1 ice core in order to have an overlap to reconnect the two cores without duplicating all the measurements in the common depth range.

After drilling and core logging, the EDC ice core was cut into 55 cm long sections, and each section was further cut longitudinally on-site for several measurements (e.g. water isotopes, physical properties, ^{10}Be , chemistry, and gas analysis). The archival piece (\sim one-quarter of the section) was stored in polystyrene boxes in the EPICA snow cave at Concordia Station at -50°C . Two types of contiguous samples were dedicated to the analyses of water isotopes in the EDC ice core. First, a 55 cm long stick with a 1 cm^2 cross section was melted and stored on-site in plastic bottles for the low-resolution measurements. The second was a 55 cm long stick with a 2 cm^2 cross section that was cut into 11 cm long samples. Each sample was placed in a plastic sheath cut to obtain a plastic bag of the right dimensions, and then the bag was thermally sealed. The sample was stored at -20°C for a few months prior to being melted and transferred into plastic bottles that were kept at -20°C .

2.2 Measurement techniques and coherency of the dataset

Several analytical techniques have been used to measure $\delta^{18}\text{O}$ and δD in the EDC1 and EDC2 ice cores (Tables 1 and 2). Initial analytical techniques included a uranium reduction method for δD (Vaughn et al., 1988) and a $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ equilibrium method for $\delta^{18}\text{O}$ (Meyer et al., 2000), while the most recent method used to determine $\delta^{18}\text{O}$ and δD on the EDC2 ice core is cavity ring-down spectroscopy (CRDS) (Kerstel and Gianfrani, 2008; Busch and Busch, 1999). When uranium reduction was replaced by CRDS measurements at the Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE), an extensive series of comparisons were performed which showed that there was excellent agreement between the two methods within the uncertainty ranges of the instruments. The analytical precisions for the methods are comparable, with 2σ values ranging between 1 and 1.4‰ for δD and between 0.1 and 0.4‰ for $\delta^{18}\text{O}$ (Table 2). Figure 1 displays the full high-resolution (11 cm) datasets for $\delta^{18}\text{O}$ and δD of water over the EDC ice core.

2.3 Multi-resolution analysis (MRA)

A discrete wavelet analysis was used to identify the contributions to the overall isotopic variability from signals of different periodicities (i.e. corresponding to decadal to multi-millennial signal variability). We produced a multi-resolution analysis (MRA) using R software with the waveslim wavelet

package (Whitcher, 2020) containing the MRA function with a Daubechies orthonormal wavelet filter. MRA is a mathematical analysis tool which decomposes a signal at different resolution levels. An important feature of MRA is its ability to capture temporally localized changes at its nearest neighbour. A low (high) resolution level corresponds to a coarse (detailed/high-frequency) component of the original signal. Each MRA level can thus be used to interpret the temporal variability within a frequency range. Adding all MRA levels exactly reproduces the original undecomposed signal. As the wavelet analysis needed to be applied at time intervals with a uniform sample resolution, we divided the EDC isotopic record on the AICC2012 age scale (Bazin et al., 2013) into six intervals. These ranged from the youngest interval, between 0 and 56 ka (where the longest time span covered by 11 cm is 10 years), to the oldest interval (at the bottom of the core), between 651 and 800 ka (where the longest time span covered by 11 cm is 320 years) on the AICC2012 age scale (Bazin et al., 2013) (Table 3). Over each interval, we performed an interpolation with a uniform resolution corresponding to the longest time span covered by 11 cm of ice (i.e. interpolation at 10 years between 0 and 56 ka; at 20 years between 56 and 144 ka; see the details for all periods given in Table 3).

The resolution of the MRA was chosen to increase by a factor of 2 between neighbouring intervals i and $i + 1$, i being a number between 1 and 5. As a consequence, the second MRA decomposition of the interval i has the same resolution as the first MRA of the interval $i + 1$ (Table 3). We then concatenated the MRAs with the same temporal resolution, leading to nine successive composites (named a, b, c, d, e, f, g, h and i in Table 3). The longest (composites f, g, h and i) corresponded to the variability of the signal at 320 years resolution and covered the whole 800 ka, and the shortest (composite a) corresponded to the variability of the signal at 10 years resolution and covered only the last 56 kyr.

2.4 Effect of isotopic diffusion

The effect of isotopic diffusion with depth is convolved using a function $G(z)$ of associated diffusion length σ_z (Gkinis, 2011; Laepple et al., 2018; Gkinis et al., 2021a):

$$G(z) = \frac{1}{\sigma_z \sqrt{2\pi}} \exp\left(\frac{-z^2}{2\sigma_z^2}\right), \quad (1)$$

where z is the depth along the ice core and σ_z is the diffusion length.

We quantify the amplitude decay of the signal between the initial amplitude A_0 and the measured amplitude A at a certain depth as described in Johnsen et al. (2000) and Gkinis et al. (2021a) for a given period λ with the following equation:

$$\frac{A}{A_0} = \exp\left(-2\left(\frac{\pi \times \sigma_z}{\lambda}\right)^2\right). \quad (2)$$

Table 1. Summary of available δD measurements of the EDC ice core and associated analytical methods. 2σ values come from the instrumental measurement uncertainty as provided in the original studies.

Institute providing measurements	Date	Age (ka)	Depth (m)	Resolution (m)	Method	2σ (‰)	Reference
LSCE	2010	112–134	1489–1756	0.11	Uranium reduction	1	Pol et al. (2014)
	2002–2007	0–27 0–800	0–577 0–3189	0.55		Jouzel et al. (2001, 2007)	
	2011	392–427	2694–2779	0.11	1	Pol et al. (2011)	
	2010	747–801	3146–3189	0.11	1	Pol et al. (2010)	
	2019	127–128.5 129.2–133 133.8–138	1670–1693 1704–1748 1756–1782	0.11	1.4	This study	
	2019	245–267	2309–2372	0.11	CRDS	1.4	This study
	2019	451–542	2799–2913	0.11	analyser	1.4	This study
	2019–2020	450–802	2772–3035 3044–3190	0.55	1.4	Landais et al. (2021)	
	2021	235–245	2253–2308	0.11	1	This study	

Table 2. Summary of available $\delta^{18}O$ measurements of the EDC ice core and associated analytical methods. 2σ values come from instrumental measurement uncertainty as provided in the original studies.

Institute providing measurements	Date	Age (ka)	Depth (m)	Resolution (m)	Method	2σ (‰)	Reference			
LSCE	2019	127–128.5 129.2–133 133.8–138	1670–1693 1704–1748 1756–1782	0.11	CRDS analyser	0.4	This study			
		245–267	2309–2372					0.11	0.4	This study
		451–542	2799–2913					0.11	0.4	This study
	2019–2020	450–802	2772–3035 3044–3190	0.55	0.4	Landais et al. (2021)				
University of Copenhagen	2001–2010	0–3	6.6–120	0.11	CO ₂ equilibration	0.14	Gkinis (2011), Landais et al. (2015), Gkinis et al. (2021b)			
	2021	3–3.6 7–9 9.3–34.2 34.5–60 60–115 116–120 121–124 125–128 129–133 134–142 248–415 543–802	120–134 234–288 290–656 659–946 946–1528 1539–1583 1594–1638 1649–1693 1704–1748 1759–1803 2317–2756 2794–3190							
		University of Trieste	2001					0–27	0–590	Stenni et al. (2001, 2004, 2010)
		University of Trieste	2004					0–44.8	0–787	Landais et al. (2021)
		University of Parma	2010					0–140	0–1790	
			2021					0–800	0–3190	

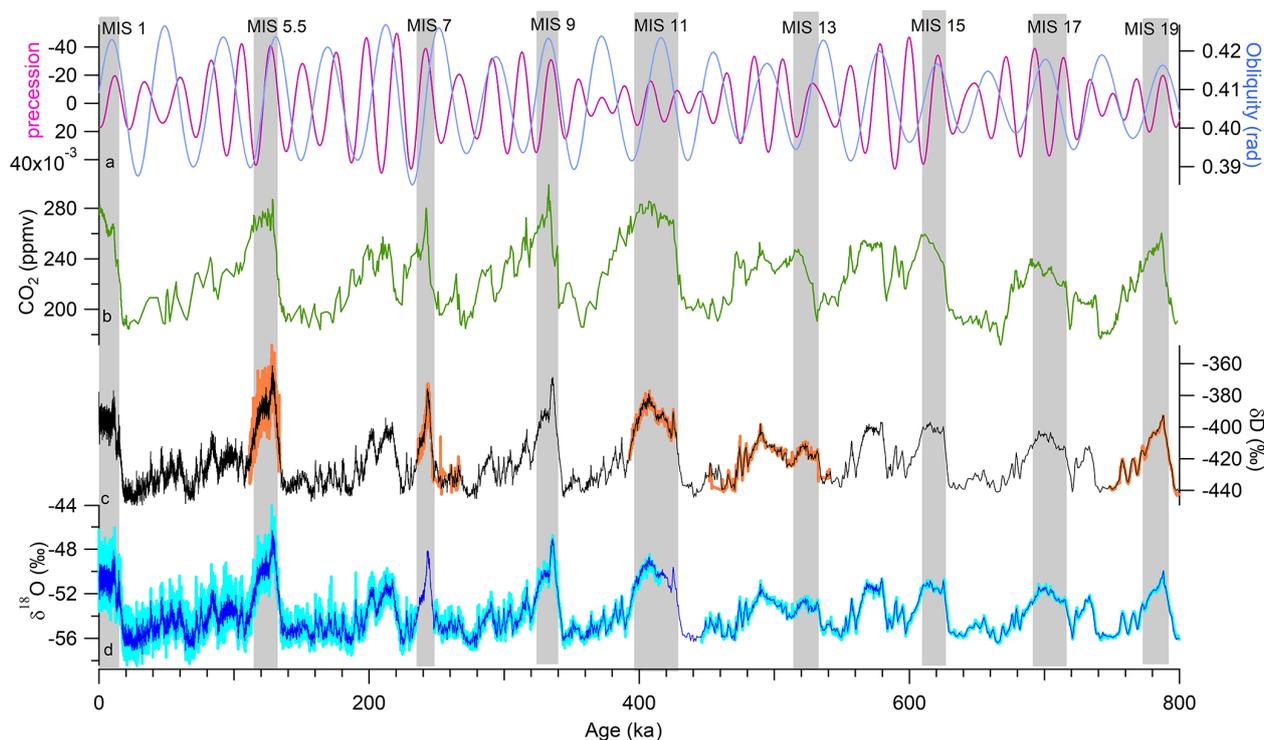


Figure 1. EDC ice core and other palaeoclimate records as well as variations in Milankovitch cycles over the past 800 kyr. (a) Precession (pink) and obliquity (blue) from Laskar et al. (2004); (b) composite EDC and Vostok CO₂ record over the last 800 kyr (Lüthi et al., 2008; Bereiter et al., 2015); (c) the EDC δD record at 11 cm (orange) and 55 cm (black) resolution; and (d) the EDC δ¹⁸O record at 11 cm (light blue) and 55 cm (dark blue) resolution. All ice core records are presented on the AICC2012 scale (Bazin et al., 2013; Veres et al., 2013). Grey rectangles indicate the positions of interglacial periods.

Table 3. Time resolutions (in years) of the different MRA decompositions for specific intervals (0–56, 56–144, 144–305, 305–420, 420–651 and 651–800 ka). Letters a, b, c, d, e and f represent segments that have the same time resolution and can be combined.

Decomp.	Interval					
	Interval 1 (0–56 ka)	Interval 2 (56–144 ka)	Interval 3 (144–305 ka)	Interval 4 (305–420 ka)	Interval 5 (420–651 ka)	Interval 6 (651–800 ka)
MRA 1	10 (a)	20 (b)	40 (c)	80 (d)	160 (e)	320 (f)
MRA 2	20 (b)	40 (c)	80 (d)	160 (e)	320 (f)	640 (g)
MRA 3	40 (c)	80 (d)	160 (e)	320 (f)	640 (g)	1280 (h)
MRA 4	80 (d)	160 (e)	320 (f)	640 (g)	1280 (h)	2560 (i)
MRA 5	160 (e)	320 (f)	640 (g)	1280 (h)	2560 (i)	
MRA 6	320 (f)	640 (g)	1280 (h)	2560 (i)		
MRA 7	640 (g)	1280 (h)	2560 (i)			
MRA 8	1280 (h)	2560 (i)				
MRA 9	2560 (i)					

For our purpose, the diffusion length along the EDC ice core is calculated by considering the firn diffusion (i.e. due to water vapour diffusion in the open porosity) and the ice diffusion (i.e. due to water molecule diffusion in the ice matrix).

We used two different estimates for the firn diffusion length, σ_{firn} , along the EDC ice core. In a first approach, we assumed a constant σ_{firn} all along the EDC ice core and took the value of 0.07 m estimated by Johnsen et al. (2000)

for the EDC. In a second, refined approach, we considered a changing σ_{firn} between interglacial and glacial periods, as described in Gkinis et al. (2021a). This causes σ_{firn} to vary from 0.075 m in interglacial periods to 0.065 m in glacial periods. The ice thinning, S , also affects the visible effect of the firn diffusion length along the ice core, so the thinned firn diffusion length should be $\sigma_{\text{thinned_firn}} = S \times \sigma_{\text{firn}}$. In this study, for consistency, we used the thinning function for the EDC

ice core corresponding to the AICC2012 chronology (Bazin et al., 2013).

The ice diffusion depends on the thinning and the temperature. The following formulation permits the calculation of the diffusion length associated with ice diffusion, σ_{ice} , as a function of the age (and depth) of the ice (Gkinis et al., 2011):

$$\sigma_{\text{ice}}^2(\tau) = S(\tau)^2 \int_0^{\tau} 2D(t)S(t)^{-2}dt, \quad (3)$$

where S is the thinning of the ice layers at the considered age τ . In order to estimate the ice diffusion coefficient $D(t)$, we used the classical formulation of Ramseier (1967):

$$D = D_0 \times \exp\left(\frac{-Q}{RT}\right), \quad (4)$$

with $D_0 = 9.13 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ and $Q = 59.820 \text{ kJ mol}^{-1}$. At -50°C , D is equal $8.866 \times 10^{-14} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$; at -10°C , D is equal to $1.1993 \times 10^{-11} \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$. T represents the ice temperature from the borehole.

The total calculated diffusion length that was expected to be measured in the ice core was estimated using the diffusion length associated with the firn diffusion and the diffusion length associated with ice diffusion in a quadratic addition, so that

$$\sigma_z = \sqrt{\left(\sigma_{\text{ice}}^2 + \sigma_{\text{thinned_firn}}^2\right)}. \quad (5)$$

The increase of the diffusion length with increasing depth in the ice core is shown in Fig. S1 in the Supplement. It is mainly due to the increase in temperature. Indeed, the borehole temperature evolves almost linearly from -53.5 to -2.6°C along the 3255 m ice core (Buizert et al., 2021). The variation of the calculated diffusion length around 3000 m is explained by the variability of the thinning function (Parrenin et al., 2007).

3 Coherency of different analytical measurements

Different analytical instruments and techniques have been used to determine $\delta^{18}\text{O}$ and δD in the EDC1 and EDC2 ice cores at different laboratories (Table 1). To determine the coherency of the different datasets, two different comparisons were performed; (1) a comparison of the isotopic values from the same samples measured by different analytical techniques; and (2) a comparison of the 55 cm sample resolution data with the 11 cm sample resolution data using a five-point average. We averaged the 11 cm resolution in a five-point window to compare it with the 55 cm resolution measurements in exactly the same window.

3.1 Comparison of isotopic data using different analytical techniques

The CRDS analysis in 2019–2020 measured previously analysed samples from 2004–2010 by uranium reduction for δD in MIS 5.5 (1670–1693 m) and by $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ equilibration for $\delta^{18}\text{O}$ (1670–1793 m) (Table 1). Figures 2 and 3 provide two examples of analyses performed for all overlapping intervals. Additional comparisons of isotopic data measured by different analytical techniques on the same samples are also presented in the Supplement (Figs. S5 and S6). The samples stayed refrozen between the different measurements and they were refrozen immediately after analysis. Tests were performed by storing low $\delta^{18}\text{O}$ and δD internal standards for several years in the freezer. In some cases, but not systematically and not significantly compared to the analytical precision, small increases of $\delta^{18}\text{O}$ and δD were obtained. In a comparison of the old and new records, we did not observe systematic increases of $\delta^{18}\text{O}$ and δD for the samples analysed recently compared to the analyses performed 15 years ago, so unfortunately we cannot give a solid explanation for the small differences between the series of measurements.

3.2 δD comparison

The difference between analytical techniques (Fig. 2) seems to depend on the absolute value for δD (there is a negative difference for low δD values). This was confirmed by a statistical test of the correlation between the absolute value of δD and the δD difference between the two series of measurements, which led to a Pearson coefficient of 0.13 and a p -value of 0.003. Such an isotopically dependent feature may arise from a possible calibration effect, despite the fact that exchanges of internal laboratory water standards and regular intercalibrations between the laboratories measuring water isotopes of the EDC ice cores were performed.

Despite such a tendency for the δD differences between the two series, the absolute value of the difference remains small. We used a Welch t -test to show that the 2010 and 2019 time series have equal means at the 99.9% confidence level ($t = 3.5$, $N = 1000$) with respect to the experimental uncertainties.

Finally, the distribution of the differences between the 2010 and the 2019 δD measurements is not Gaussian and is not centred around zero (Fig. 2c). Still, this distribution is narrow and is encompassed within a Gaussian distribution where $2\sigma = 1.4\text{‰}$ is associated with the classical analytical uncertainty of the δD measurements. Note that the analytical uncertainty associated with this CRDS measurement series was evaluated from the analysis of the difference between the same samples (1000 samples, which represent 10% of the whole series) measured twice, 1 to 3 months apart. We thus conclude that the δD difference between the uranium reduction vs. CRDS datasets is smaller than the uncertainty associated with CRDS measurements, and thus that we can com-

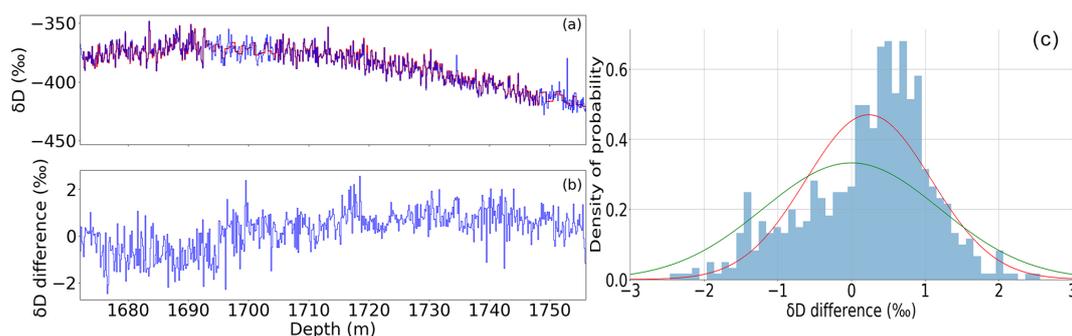


Figure 2. (a) EDC δD measurements versus depth (m) over Termination 2: measurements completed in 2010 at LSCE (uranium reduction method; Pol et al., 2014) are shown in blue, and measurements completed in 2019 at LSCE (CRDS method) are shown in red. (b) Difference between the δD values measured in 2010 and 2019. (c) Probability density function for the difference between the first (uranium reduction) and the new (CRDS) δD measurements. A Gaussian curve (red) is fitted to the data. Another Gaussian curve (green) with the standard deviation equal to the classically displayed 1σ uncertainty of δD measurements with the CRDS method at LSCE ($1\sigma = 0.7\text{‰}$) is also displayed.

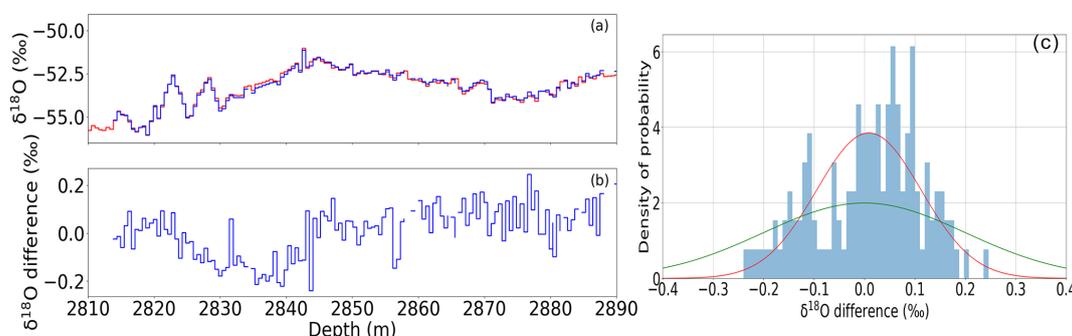


Figure 3. (a) EDC $\delta^{18}O$ measurements versus depth (m) over Termination 6: measurements completed in 2010 at the University of Trieste with the CO_2 equilibration method are shown in blue, and measurements completed in 2019 at LSCE (CRDS method) are shown in red. (b) Difference between the $\delta^{18}O$ values measured in 2010 and 2019. (c) Probability density function for the difference between the old (University of Trieste) and the new (LSCE) $\delta^{18}O$ measurements. A Gaussian curve (red) is fitted to the data. Another Gaussian curve (green) with the standard deviation equal to the classically displayed 1σ uncertainty of $\delta^{18}O$ measurements by CRDS at LSCE ($1\sigma = 0.2\text{‰}$) is also displayed.

bine the different datasets if we consider a 2σ uncertainty of 1.4‰ in the final δD data.

3.3 $\delta^{18}O$ comparison

No significant statistical differences are observed between the $\delta^{18}O$ measurements performed using the CO_2 equilibrium and CRDS methods. The standard deviation of the difference series between 2010 and 2019 $\delta^{18}O$ measurements ($2\sigma = 0.2\text{‰}$) is smaller than the classical analytical uncertainty of the $\delta^{18}O$ measurements by CRDS ($2\sigma = 0.4\text{‰}$) (Fig. 3). A statistical test of the correlation between the absolute value of $\delta^{18}O$ and the $\delta^{18}O$ difference between the two series of measurements led to a Pearson coefficient of 0.0049 and a p -value of 0.9. In addition, we did a Welch t -test of the equality between two averages in $\delta^{18}O$ to check whether the difference between the 2010 and 2019 $\delta^{18}O$ data is significantly different within the experimental margin of error.

Upon doing so, the result shows that the two series have equal means at the 70 % confidence level ($t = 0.557$, $N = 1000$).

Second, we compared the low-resolution (55 cm) and the high-resolution (11 cm) $\delta^{18}O$ series after calculating the average $\delta^{18}O$ of five 11 cm samples that overlap with the same sample depth as the 55 cm samples (Figs. S2 to S4). The difference between the two time series is $0.008 \pm 0.001\text{‰}$ (Fig. S4). A comparison between low- and high-resolution series for δD has already been performed by Pol et al. (2011, 2014). In the 2011 paper, the coherency between the 55 and 11 cm samples was studied by calculating the average signal over five 11 cm data. They observed that the signal from the 55 cm samples is similar to the average signal but has a lower statistical accuracy ($1\sigma = 0.5\text{‰}$) than the average signal ($1\sigma = 0.23\text{‰}$).

The two comparisons performed above suggest there is no statistically significant difference in $\delta^{18}O$ and δD between the datasets compiled here (Fig. 1).

4 Results and discussion

4.1 Recorded multi-decadal to multi-millennial isotopic variability over the last 800 kyr

The compiled high-resolution EDC water isotope record is presented in Fig. 1. We applied the MRA decomposition to each of the six selected intervals (see the “Methods” section) and we present the decadal to multi-millennial variability across the last 800 kyr (Fig. 4). We calculated the running standard deviation (1σ) in a 3 kyr window and we use this value as an estimate of the level of variability. For the first MRA composite at 10 years resolution (Fig. 4a), we observe stronger isotopic variability during the Holocene than during the Last Glacial Maximum (average 1σ of 0.46‰ and 0.24‰, respectively). The 20-year variability (Fig. 4b) inferred from the second composite shows a globally uniform pattern over the last 150 kyr. The 80-year variability (Fig. 4d) is smaller during the interglacial periods ($1\sigma = 0.18\%$) than during the glacial periods ($1\sigma = 0.30\%$) over the last 400 kyr. The 160-year to 640-year variability (Fig. 4e to g) also shows a small decrease of variability over interglacial periods and decreasing variability for the oldest ice core sections. For the lower-frequency variabilities (composite at resolutions of 1280 and 2560 years, Fig. 4h to i), the amplitude of the variability envelope increases during glacial inceptions and glacial periods, with a notable strong 2,560-year variability at the onset of MIS 9 ($1\sigma = 1.13\%$, compared to an average of $1\sigma = 0.20\%$ over the whole series). The large centennial to multi-centennial water isotope variability in glacial periods is linked to the successive Antarctic Isotopic Maxima (AIM) during glacial periods (EPICA community members, 2004; Jouzel et al., 2007). Finally, the decreasing amplitude of the signal variability toward older ages is probably the result of the diffusion of water isotopes in open-porosity firn and ice crystals. While we can disentangle the effects of diffusion and climate-driven isotopic variability for low-frequency signals and at greater depths, the respective influences of diffusion and climate are less obviously identified at shallower depths and for high frequencies.

4.2 Effect of isotopic diffusion on the recorded signal variability

We evaluate the effects of diffusion on the isotopic signal recorded in the ice core by computing the decrease of Holocene variability from Eq. (2). The calculated A/A_0 signal amplitude is hence scaled for each MRA composite to the mean amplitude of the variability of the MRA composite signal between 2 and 8 ka for each resolution (Fig. 6).

As explained in the section “Methods”, we used the ice diffusion coefficient from Ramseier (1967) with two different estimates for σ_{firn} . The different estimates of σ_{firn} did not have a significant effect on the calculated amplitude of the variability (Fig. 5).

Diffusion has the expected effect of decreasing the amplitude of the variability of the isotopic signal for older and deeper ice core sections (Fig. 4). In the 10-year series (Fig. 4a), diffusion dampens the amplitude of the recorded variability in the last glacial period by half compared to that in the Holocene. The calculated amplitude of the variability due to diffusion is actually much smaller than the recorded one, which suggests that either the 10-year isotopic variability during the last glacial period is larger than the 10-year variability during the Holocene or that measurement noise dominates the 10-year variability.

For the deepest sections of the ice core, i.e. sections older than 600 ka, the diffusion model overestimates the damping of centennial and multi-centennial variability compared to what is retrieved from the ice core isotopic composition. This discrepancy calls for future reassessment of the isotopic diffusivity in the deepest sections of the EDC ice core.

4.3 Climate variability at different time intervals over the last 800 kyr

Combining our high-resolution water isotopic records with frequency analysis and the impact of diffusion, we can suggest some patterns for the decadal to millennial climate variability over the last 800 kyr.

First, at the decadal scale, our findings show larger variability during the last glacial period compared to the Holocene. The analysis of Jones et al. (2017) using the water isotopic record in the WAIS Divide record in West Antarctica supports this higher variability at the decadal scale during the last glacial maximum. At the high accumulation site of WAIS, diffusion has a minimal effect on the variability with a 4- to 15-year periodicity, and the higher water isotopic variability observed during this period is interpreted as an increase in the strength of the teleconnections between the tropical Pacific and West Antarctica (Jones et al., 2018). Jones et al. (2018) invoke the expansion of the Northern Hemisphere ice sheets during the LGM, leading to a shift in the location of tropical convection, to explain these characteristics. The same pattern is observed for the 20-year periodicity (Fig. 5b), i.e. the variability of the water isotopic composition after diffusion is smaller than the measured one during the last glacial period, while there is a good agreement between the diffused and measured signal over MIS 5e. For the 40- and 320-year periodicity (Fig. 5c to f), the variability of the last glacial period is also higher than the diffused Holocene variability. This is also the case for MIS 6 for the 80-year periodicity (Fig. 5d) and for MIS 8 and 10 for the 160- and 320-year periodicity (Fig. 5e to f). For these periods and frequency ranges, the impact of diffusion on the variability is limited and the isotopic signal in the ice core is preserved. The multi-centennial variability increase during glacial periods can be related to the presence of AIM.

Our analysis shows that there is a clear enhanced isotopic variability during glacial periods at the multi-decadal to

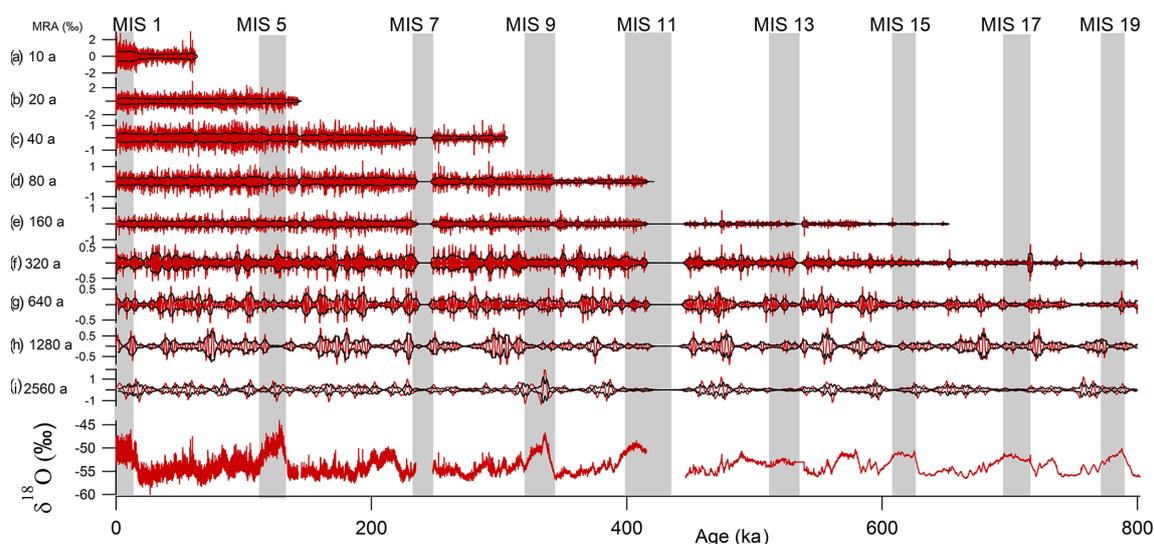


Figure 4. Contributions to the original $\delta^{18}\text{O}$ signal (red) of the MRA composites with resolutions of 10 (a), 20 (b), 40 (c), 80 (d), 160 (e), 320 (f), 640 (g), 1280 (h) and 2560 years (i). Marine Isotope Stage intervals are marked as grey bars. The black envelope presents the running standard deviation (1σ) in 3 kyr windows.

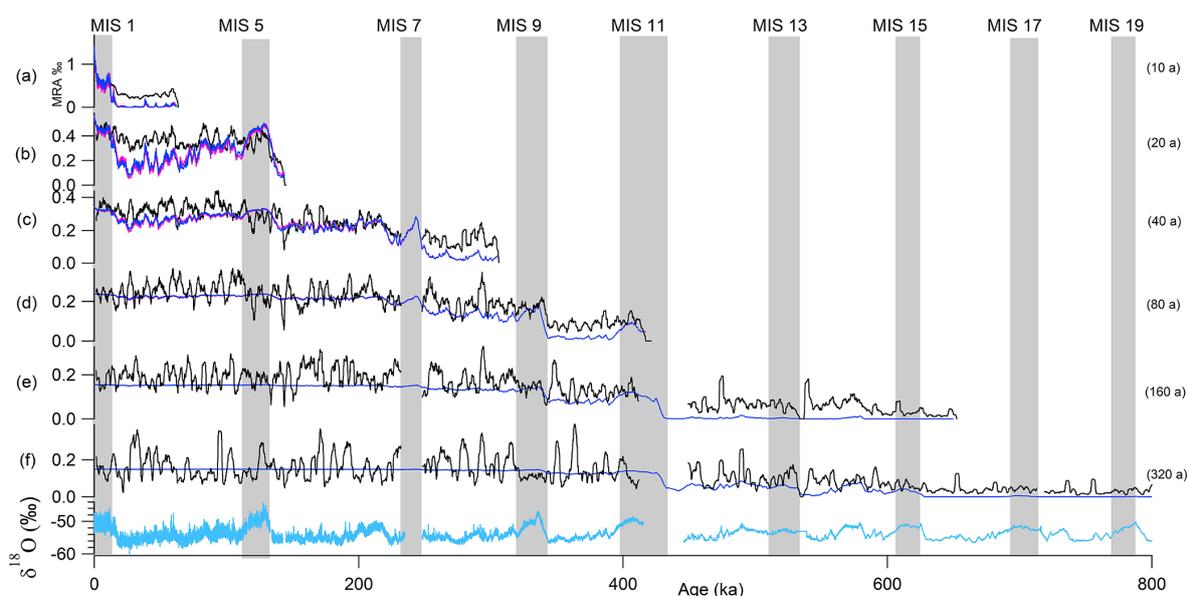


Figure 5. High-resolution record (light blue) and comparison of its variability (3 kyr standard deviation, black) to the variability (3 kyr standard deviation) of the diffused Holocene signal for the different periods (10, 20, 40, 80, 160 and 320 years for a to f). The diffused Holocene signal was calculated using two σ_{firm} estimates: a constant σ_{firm} of 7 cm (dark blue) and a variable σ_{firm} equal to 6.5 cm in glacial periods and 7.5 cm in interglacial periods (pink).

multi-centennial timescale in the EDC ice core, which could be attributed to climate variability (Fig. 4). This result is in agreement with the findings of Rehfeld et al. (2018), who used a worldwide data synthesis to show increased interannual to millennial climatic variability during the last glacial maximum with respect to the Holocene at all latitudes along with a factor of 2 increase in variance at the high latitudes of

the Southern Hemisphere, a result in agreement with output of coupled model simulations (Rehfeld et al., 2018).

Second, while the effect of diffusion is important when we want to compare the variability in one interglacial period to that in another, it does not affect the evolution of the recorded variability during the course of an interglacial period.

A previous study focused on the warm phase of MIS 5 (115.5 to 132 ka), where wavelet analysis of the 11 cm res-

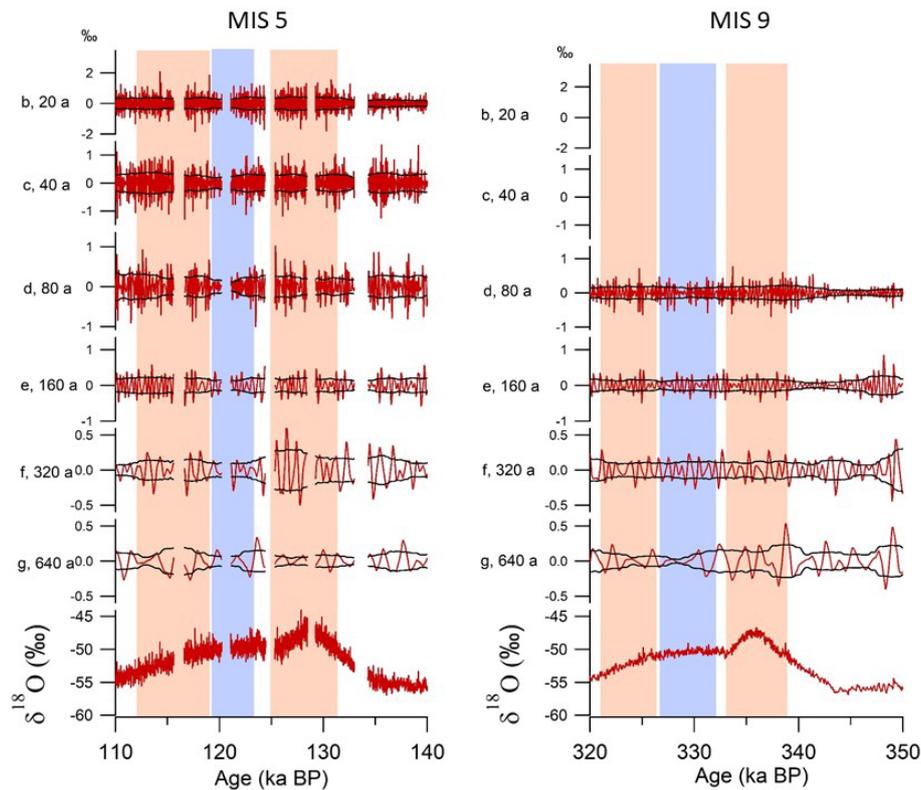


Figure 6. Contributions to the original $\delta^{18}\text{O}$ signal (red) of the MRA composites with resolutions of 20 (b), 40 (c), 80 (d), 160 (e), 320 (f) and 640 (g) years for MIS 5 (left panel) and MIS 9 (right panel). The black envelope presents the running standard deviation (1σ) in 3 kyr windows. The red rectangles indicate periods with enhanced variability and the blue rectangles indicate periods with reduced variability.

olution δD record showed three different isotopic phases with different levels of variability (Pol et al., 2014). The first phase, from 111 to 119 ka, has a low orbital forcing context, but the variability increases during the entry into glaciation, with centennial periodicities dominant. The second phase, from 119 to 123 ka, is a stable warm phase, warmer than the Holocene. The δD variability of the second phase is notably lower than those of the other phases, 3.7‰ compared to a 4.5‰ average. Finally, during the third phase, there is again a higher variability, with multi-centennial periodicities dominant between 123 and 133 ka.

When doing a similar analysis with our MRA decomposition, we find similar variability of the high-resolution signal (Fig. 6a), i.e. the maximum amplitude of the multi-decadal to multi-centennial variability of the signal is encountered over the optimum of MIS 5 (phase 3 in Pol et al., 2014; between 125 and 131 ka) and toward the end of this warm period (phase 1 of Pol et al., 2014). The minimum amplitude of the multi-decadal to multi-centennial variability of the signal is encountered between 119 and 123 ka (phase 2 in Pol et al., 2014), when the $\delta^{18}\text{O}$ and δD signals are on a plateau.

Thus, during MIS 5, multi-decadal to multi-centennial variability of the water isotopic signal can be interpreted as climate variability at these multi-decadal to multi-centennial

timescales. This can be compared to the variability over the interglacial period of MIS 9 (\sim between 325 and 338.5 ka), which is also characterized by a temperature optimum at its start. The amplitudes of the variability for the different MRA decompositions for the interglacial period of MIS 9 cannot be directly compared to those over MIS 5 because of the effects of diffusion and thinning (see Fig. 5). However, in Fig. 6b we observe the same pattern as for MIS 5: higher amplitudes for the multi-decadal to multi-centennial variability are observed over the $\delta^{18}\text{O}$ optimum (333–338 ka) and at the end of this warm period (321–326 ka), while the minimum amplitudes for the multi-decadal to multi-centennial variability are observed over the plateau of the interglacial period (326–332 ka). This result strengthens the conclusion of Pol et al. (2014) that the climate over the temperature optima of interglacial periods may also be more variable at the multi-decadal to multi-centennial timescale. A parallel can be drawn with the larger high-frequency water isotopic variability observed during the temperature optimum of the AIM of the last glacial period in the EDC ice core (Landais et al., 2015), since this temperature optimum at the beginning of the interglacial could also be the result of millennial-scale variability (Past Interglacials Working Group of PAGES, 2016).

5 Conclusion

Here, we compiled and presented a EDC ice core water isotopic record ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) using new and previously published 11 cm data spanning the last 800 kyr. This compilation and the comparison performed between different series of measurements showed that the differences between water isotopic data measured by different laboratories and techniques over the last 20 years for the same samples are not statistically significant and are within analytical uncertainty. As a result, all the available EDC water isotope data were combined to produce a continuous high-resolution dataset at mostly 11 cm sample resolution.

MRA decomposition of the water isotopic record at temporal resolutions varying between 10 and 2560 years shows that the variability during glacial periods at multi-decadal to multi-centennial timescales is higher than the variability during the Holocene and that the variability is enhanced over the early temperature optimum during MIS 5 and 9. These results are not influenced by diffusion in the open-porosity firn and in the ice matrix, but the interpretation of high-resolution δD and $\delta^{18}\text{O}$ profiles needs to take this effect into account. Finally, our study calls for further analyses quantifying the diffusivity in EDC, which is essential for analyses of the Beyond EPICA – Oldest Ice core.

Data availability. The data for this study can be found at <https://doi.org/10.5281/zenodo.7086012> (Grisart et al., 2022).

Supplement. The supplement related to this article is available online at: <https://doi.org/10.5194/cp-18-2289-2022-supplement>.

Author contributions. VG, BV, BM, FP, BS, JJ, AL and AG performed the measurements. PN and MV helped on the statistic approach. AG led the data analyses and the writing of the manuscript with the active contribution of all co-authors.

Competing interests. The contact author has declared that none of the authors has any competing interests.

Disclaimer. Publisher's note: Copernicus Publications remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.

Special issue statement. This article is part of the special issue “Oldest Ice: finding and interpreting climate proxies in ice older than 700 000 years (TC/CP/ESSD inter-journal SI)”. It is not associated with a conference.

Acknowledgements. This work is a contribution to the European Project for Ice Coring in Antarctica (EPICA), a joint European Science Foundation and European Commission scientific program funded by the European Union and by national contributions from Belgium, Denmark, France, Germany, Italy, Netherlands, Norway, Sweden, Switzerland and the United Kingdom. The main logistic support was provided by Institut Polaire Français Paul-Emile Victor and Programma Nazionale di Ricerche in Antartide.

Antoine Grisart acknowledges the support from the European Research Council. We would like to thank Nancy Bertler, Andrew Moy and an anonymous referee for their careful evaluation and thoughtful comments.

Financial support. This research has been supported by the European Research Council, H2020 European Research Council (ICORDA (grant no. 817493)).

Review statement. This paper was edited by Nancy Bertler and reviewed by Andrew Moy and one anonymous referee.

References

- Barth, A. M., Clark, P. U., Bill, N. S., He, F., and Pisias, N. G.: Climate evolution across the Mid-Brunhes Transition, *Clim. Past*, 14, 2071–2087, <https://doi.org/10.5194/cp-14-2071-2018>, 2018.
- Bazin, L., Landais, A., Lemieux-Dudon, B., Toyé Mahamadou Kele, H., Veres, D., Parrenin, F., Martinerie, P., Ritz, C., Capron, E., Lipenkov, V., Loutre, M.-F., Raynaud, D., Vinther, B., Svensson, A., Rasmussen, S. O., Severi, M., Blunier, T., Leuenberger, M., Fischer, H., Masson-Delmotte, V., Chappellaz, J., and Wolff, E.: An optimized multi-proxy, multi-site Antarctic ice and gas orbital chronology (AICC2012): 120–800 ka, *Clim. Past*, 9, 1715–1731, <https://doi.org/10.5194/cp-9-1715-2013>, 2013.
- Bereiter, B., Eggleston, S., Schmitt, J., Nehrbass-Ahles, C., Stocker, T. F., Fischer, H., Kipfstuhl, S., and Chappellaz, J.: Revision of the EPICA Dome C CO_2 record from 800 to 600 kyr before present: Analytical bias in the EDC CO_2 record, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 542–549, <https://doi.org/10.1002/2014GL061957>, 2015.
- 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, <https://doi.org/10.1126/science.291.5501.109>, 2001.
- Buizert C., Fudge, T. J., Roberts, W. H. G., Steig, E. J., Sherriff-Tadano, S., Ritz, C., Lefebvre, E., Edwards, J., Kawamura, K., Oyabu, I., Motoyama, H., Kahle, E. C., Jones T. R., Abe-Ouchi, A., Obase, T., Martin, C., Corr, H., Severinghaus, J. P., Beaudette, R., Epifanio, J. A., Brook, E. J., Martin, K., Chappellaz, J., Aoki, S., Nakazawa, T., Sowers, T. A., Alley, R. B., Ahn, J., Sigl, M., Severi, M., Dunbar, N. W., Svensson, A., Fegyveresi, J. M., He, C., Liu, Z., Zhu, J., Otto-Bliesner, B. L., Lipenkov, V. Y., Kageyama, M., and Schwander, J.: Antarctic surface temperature and elevation during the Last Glacial Maximum, *Science*, 372, 1097–1101, <https://doi.org/10.1126/science.abd2897>, 2021.

- Busch, K. W. and Busch, M. A. (Eds.): *Cavity-Ringdown Spectroscopy: An Ultratrace-Absorption Measurement Technique*, American Chemical Society, Washington, D.C., <https://doi.org/10.1021/bk-1999-0720>, 1999.
- Casado, M., Landais, A., Picard, G., Münch, T., Laepple, T., Stenni, B., Dreossi, G., Ekaykin, A., Arnaud, L., Genthon, C., Touzeau, A., Masson-Delmotte, V., and Jouzel, J.: Archival processes of the water stable isotope signal in East Antarctic ice cores, *The Cryosphere*, 12, 1745–1766, <https://doi.org/10.5194/tc-12-1745-2018>, 2018.
- Casado, M., Münch, T., and Laepple, T.: Climatic information archived in ice cores: impact of intermittency and diffusion on the recorded isotopic signal in Antarctica, *Clim. Past*, 16, 1581–1598, <https://doi.org/10.5194/cp-16-1581-2020>, 2020.
- Dansgaard, W.: Greenland ice core studies, *Paleogeogr. Paleoclimatol.*, 50, 185–187, 1985.
- EPICA community members: Eight glacial cycles from an Antarctic ice core, *Nature*, 429, 623–628, <https://doi.org/10.1038/nature02599>, 2004.
- Fisher, D. A., Reeh, N., and Clausen, H. B.: Stratigraphic noise in time series derived from ice cores, *Ann. glaciol.*, 7, 76–83, <https://doi.org/10.3189/S0260305500005942>, 1985.
- Gkinis, V.: High resolution water isotope data from ice cores, PhD thesis, University of Copenhagen, Center for Ice and Climate, [https://nbi.ku.dk/english/staff/?pure=en%2Fpublications%2Fhigh-resolution-water-isotope-data-from-ice-cores\(2e89ccba-bbf3-4c39-bb0a-6553801fec26\)%2Fexport.html](https://nbi.ku.dk/english/staff/?pure=en%2Fpublications%2Fhigh-resolution-water-isotope-data-from-ice-cores(2e89ccba-bbf3-4c39-bb0a-6553801fec26)%2Fexport.html) (last access: 16 October 2022), 2011.
- Gkinis, V., Popp, T. J., Blunier, T., Bigler, M., Schüpbach, S., Kettner, E., and Johnsen, S. J.: Water isotopic ratios from a continuously melted ice core sample, *Atmos. Meas. Tech.*, 4, 2531–2542, <https://doi.org/10.5194/amt-4-2531-2011>, 2011.
- Gkinis, V., Holme, C., Kahle, E. C., Stevens, M. C., Steig, E. J., and Vinther, B. M.: Numerical experiments on firn isotope diffusion with the Community Firn Model, *J. Glaciol.*, 67, 450–472, <https://doi.org/10.1017/jog.2021.1>, 2021a.
- Gkinis, V., Dahl-Jensen, D., Steffensen, J. P., Vinther, B. M., Landais, A., Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Minster, B., Grisart, A., Hörhold, M., Stenni, B., and Selmo, E.: Oxygen-18 isotope ratios from the EPICA Dome C ice core at 11 cm resolution, PANGAEA [data set], <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.939445>, 2021b.
- Grisart, A., Casado, M., Gkinis, V., Vinther, B., Naveau, P., Vrac, M., Laepple, T., Minster, B., Prié, F., Stenni, B., Fourré, E., Steen Larsen, H.-C., Jouzel, J., Werner, M., Pol, K., Masson-Delmotte, V., Hoerhold, M., Popp, T., and Landais, A.: Water isotopic composition (Oxygen-18 and Deuterium) from the EPICA Dome C ice core at 11 cm resolution, Zenodo [data set], <https://doi.org/10.5281/zenodo.7086012>, 2022.
- Helsen, M. M., van de Wal, R. S. W., van den Broeke, M. R., Masson-Delmotte, V., Meijer, H. A. J., Scheele, M. P., and Werner, M.: Modeling the isotopic composition of Antarctic snow using backward trajectories: Simulation of snow pit records, *J. Geophys. Res.*, 111, D15109, <https://doi.org/10.1029/2005JD006524>, 2006.
- Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Cuffey, K. M., Hoffmann, G., Schwander, J., and Creyts, T.: Diffusion of stable isotopes in polar firn and ice: the isotope effect in firn diffusion, *Physics of Ice Core Records*, 121–140, <https://doi.org/10.7916/D8KW5D4X>, 2000.
- Jones, T. R., Cuffey, K. M., White, J. W. C., Steig, E. J., Buizert, C., Markle, B. R., McConnell, J. R., and Sigl, M.: Water isotope diffusion in the WAIS Divide ice core during the Holocene and last glacial, *J. Geophys. Res.-Earth Surf.*, 122, 290–309, <https://doi.org/10.1002/2016JF003938>, 2017.
- Jones, T. R., Roberts, W. H. G., Steig, E. J., Cuffey, K. M., Markle, B. R., and White, J. W. C.: Southern Hemisphere climate variability forced by Northern Hemisphere ice-sheet topography, *Nature*, 554, 351–355, <https://doi.org/10.1038/nature24669>, 2018.
- 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., Souchez, R., and Barkov, N. I.: A new 27 kyr high resolution East Antarctic climate record, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3199–3202, <https://doi.org/10.1029/2000GL012243>, 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., 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., 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, <https://doi.org/10.1126/science.1141038>, 2007.
- Jouzel, J., Delaygue, G., Landais, A., Masson-Delmotte, V., Risi, C., and Vimeux, F.: Water isotopes as tools to document oceanic sources of precipitation: Water Isotopes and Precipitation Origin, *Water Resour. Res.*, 49, 7469–7486, <https://doi.org/10.1002/2013WR013508>, 2013.
- Kerstel, E. and Gianfrani, L.: Advances in laser-based isotope ratio measurements: selected applications, *Appl. Phys. B*, 92, 439–449, <https://doi.org/10.1007/s00340-008-3128-x>, 2008.
- Laepple, T., Münch, T., Casado, M., Hoerhold, M., Landais, A., and Kipfstuhl, S.: On the similarity and apparent cycles of isotopic variations in East Antarctic snow pits, *The Cryosphere*, 12, 169–187, <https://doi.org/10.5194/tc-12-169-2018>, 2018.
- Landais, A., Masson-Delmotte, V., Stenni, B., Selmo, E., Roche, D. M., Jouzel, J., Lambert, F., Guillevic, M., Bazin, L., Arzel, O., Vinther, B., Gkinis, V., and Popp, T.: A review of the bipolar see-saw from synchronized and high resolution ice core water stable isotope records from Greenland and East Antarctica, *Quaternary Sci. Rev.*, 114, 18–32, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.01.031>, 2015.
- Landais, A., Stenni, B., Masson-Delmotte, V., Jouzel, J., Cauquoin, A., Fourré, E., Minster, B., Selmo, E., Extier, T., Werner, M., Vimeux, F., Uemura, R., Crotti, I., and Grisart, A.: Inter-glacial Antarctic–Southern Ocean climate decoupling due to moisture source area shifts, *Nat. Geosci.*, 14, 918–923, <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00856-4>, 2021.
- 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, *Astron. Astrophys.*, 428, 261–285, <https://doi.org/10.1051/0004-6361:20041335>, 2004.
- Le Meur, E., Magand, O., Arnaud, L., Fily, M., Frezzotti, M., Cavitte, M., Mulvaney, R., and Urbini, S.: Spatial and temporal distributions of surface mass balance between Concordia and

- Vostok stations, Antarctica, from combined radar and ice core data: first results and detailed error analysis, *The Cryosphere*, 12, 1831–1850, <https://doi.org/10.5194/tc-12-1831-2018>, 2018.
- 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, <https://doi.org/10.1038/nature06949>, 2008.
- 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 Environ. Health Stud.*, 36, 133–149, <https://doi.org/10.1080/10256010008032939>, 2000.
- Noone, D.: Sea ice control of water isotope transport to Antarctica and implications for ice core interpretation, *J. Geophys. Res.*, 109, D07105, <https://doi.org/10.1029/2003JD004228>, 2004.
- 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, <https://doi.org/10.5194/cp-3-485-2007>, 2007.
- Past Interglacials Working Group of PAGES: Interglacials of the last 800 000 years, *Rev. Geophys.*, 54, 162–219, <https://doi.org/10.1002/2015RG000482>, 2016.
- Pol, K., Masson-Delmotte, V., Johnsen, S., Bigler, M., Cattani, O., Durand, G., Falourd, S., Jouzel, J., Minster, B., and Parrenin, F.: New MIS 19 EPICA Dome C high resolution deuterium data: Hints for a problematic preservation of climate variability at sub-millennial scale in the “oldest ice”, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 298, 95–103, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.07.030>, 2010.
- Pol, K., Debret, M., Masson-Delmotte, V., Capron, E., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Johnsen, S., Jouzel, J., Landais, A., Minster, B., and Stenni, B.: Links between MIS 11 millennial to sub-millennial climate variability and long term trends as revealed by new high resolution EPICA Dome C deuterium data – A comparison with the Holocene, *Clim. Past*, 7, 437–450, <https://doi.org/10.5194/cp-7-437-2011>, 2011.
- Pol, K., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Debret, M., Falourd, S., Jouzel, J., Landais, A., Minster, B., Mudelsee, M., Schulz, M., and Stenni, B.: Climate variability features of the last interglacial in the East Antarctic EPICA Dome C ice core, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 4004–4012, <https://doi.org/10.1002/2014GL059561>, 2014.
- Ramseier, R. O.: Self-diffusion of tritium in natural and synthetic ice monocrystals, *J. Appl. Phys.*, 38, 2553, <https://doi.org/10.1063/1.1709948>, 1967.
- Rehfeld, K., Münch, T., Ho, S. L., and Laepple, T.: Global patterns of declining temperature variability from the Last Glacial Maximum to the Holocene, *Nature*, 554, 356–359, <https://doi.org/10.1038/nature25454>, 2018.
- Steen-Larsen, H. C., Sveinbjörnsdóttir, A. E., Jonsson, Th., Ritter, F., Bonne, J.-L., Masson-Delmotte, V., Sodemann, H., Blunier, T., Dahl-Jensen, D., and Vinther, B. M.: Moisture sources and synoptic to seasonal variability of North Atlantic water vapor isotopic composition, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 120, 5757–5774, <https://doi.org/10.1002/2015JD023234>, 2015.
- 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, 2074–2077, <https://doi.org/10.1126/science.1059702>, 2001.
- Stenni, B., Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Röthlisberger, R., Castellano, E., Cattani, O., Falourd, S., Johnsen, S. J., Longinelli, A., and Sachs, J. P.: A late-glacial high-resolution site and source temperature record derived from the EPICA Dome C isotope records (East Antarctica), *Earth Planet. Sci. Lett.*, 217, 183–195, [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00574-0](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00574-0), 2004.
- 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.: The deuterium excess records of EPICA Dome C and Dronning Maud Land ice cores (East Antarctica), *Quaternary Sci. Rev.*, 29, 146–159, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.10.009>, 2010.
- Vaughn, B. H., White, J. W. C., Delmotte, M., Trolier, M., Cattani, O., and Stievenard, M.: An automated system for hydrogen isotope analysis of water, *Chem. Geol.*, 152, 309–319, [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(98\)00117-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00117-X), 1998.
- Veres, D., Bazin, L., Landais, A., Toyé Mahamadou Kele, H., Lemieux-Dudon, B., Parrenin, F., Martinerie, P., Blayo, E., Blunier, T., Capron, E., Chappellaz, J., Rasmussen, S. O., Severi, M., Svensson, A., Vinther, B., and Wolff, E. W.: The Antarctic ice core chronology (AICC2012): an optimized multi-parameter and multi-site dating approach for the last 120 thousand years, *Clim. Past*, 9, 1733–1748, <https://doi.org/10.5194/cp-9-1733-2013>, 2013.
- Whitcher, B.: Package Waveslim, Basic wavelet routines for one-, two-, and three dimensional signal processing, version 1.8.2, CRAN, <https://cran.r-project.org/web/packages/waveslim/waveslim.pdf> (last access: 11 April 2022), 2020.

4.4 . Suite de l'article

4.4.1 . Transition

L'article précédent se concentrait sur la présentation des données et l'étude de la variabilité climatique à haute fréquence dans le passé sur la carotte de glace d'EDC. Cette étude était essentiellement tournée vers l'observation des variabilités à différentes fréquences et il a été observé une diminution des amplitudes lorsque la profondeur augmente. Cependant, nous n'avons pas approfondi l'origine de l'affaiblissement de ces variations via l'étude de la diffusion.

À présent nous allons nous intéresser à la reconstruction de la longueur de diffusion qui estime la quantité de diffusion des isotopes de l'eau dans la glace. La diffusion dans la glace est principalement influencée par deux paramètres principaux qui sont la température et la compaction de la glace. À partir de notre enregistrement isotopique à haute résolution tout au long de la carotte EDC, nous avons été en mesure d'estimer l'évolution de la longueur de diffusion en fonction de la profondeur grâce à un outil d'analyse spectrale. La longueur de diffusion est la distance estimée que parcourt une particule à partir de son point originel. Plus la longueur de diffusion est importante, plus la particule aura parcouru de chemin, se mélangeant à d'autres particules et lisant ainsi les données. Dans un deuxième temps, nous avons modélisé la diffusion isotopique théorique en nous référant à de la bibliographie sur le sujet. Les données spectrales sont en accord avec notre modèle simplifié qui dépend principalement de la température et de la compaction de la glace (fonction d'amincissement). Le modèle peut donc ensuite être utilisé pour calculer la diffusion isotopique pour la nouvelle carotte de glace de Beyond EPICA.

Nous sommes particulièrement intéressés par la longueur de diffusion sur les 350 m inférieurs, là où la diffusion isotopique est la plus importante. En effet, comme dit plus haut, en utilisant l'enregistrement δD haute résolution, [Pol et al. \(2010\)](#) ont calculé une forte longueur de diffusion (40 cm) sur la partie inférieure (MIS 19 à 3168 m) alors qu'à 2710 m de profondeur (MIS 11), aucune forte diffusion n'a été identifiée ([Pol et al. \(2011\)](#)).

4.4.2 . Série isotopique et méthode de Multi Taper

Les méthodes d'analyses spectrales sont indispensables pour estimer les évolutions de variabilité tout au long de la carotte d'EDC. En effet, la diffusion fait disparaître la variabilité à haute fréquence en premier et donc plus la diffusion est forte, plus les hautes fréquences sont atténuées. Le travail avec les analyses spectrales permet de visualiser les gammes de fréquences réduites car affectées par la diffusion. De plus, avec une analyse spectrale sur une échelle de profondeur, nous avons directement accès à la longueur de diffusion en sachant de quelle échelle de profondeur est préservée la variabilité.

4.4.3 . Hypothèses de départ

Afin de quantifier l'évolution de la longueur de diffusion avec la profondeur, nous suivons la même approche que [Pol et al. \(2010\)](#) et [Jones et al. \(2017\)](#) et supposons que le signal climatique a les mêmes caractéristiques spectrales que le bruit blanc. Afin de nous affranchir des fréquences orbitales dominantes dans la succession des cycles glaciaires - interglaciaires et de la variabilité d'échelle millénaire dominante pendant la période glaciaire, nous ne retenons que les périodes interglaciaires et considérons que la densité spectrale de puissance est la même pour toute la bande de fréquence pendant les interglaciaires des derniers 800 ka.

Choix de la zone d'étude :

Les intervalles des interglaciaires sur lesquels ont été appliquées les analyses spectrales ont été choisis en fonction du plus grand intervalle stable disponible, car il y a plus de probabilité d'obtenir des informations complètes lorsque l'intervalle observé est long. Le δD a été mesuré principalement sur les interglaciaires MIS 5, 7, 11, 13 et 19, ce qui limite notre champ d'étude. Le $\delta^{18}O$ est disponible en haute résolution sur toute la longueur de la carotte exceptée aux MIS 7 et 11. Comparer nos deux isotopes de l'eau sur les 800 ka pour l'étude de l'évolution de la longueur de diffusion semble une bonne opportunité même si la diffusion dans la glace n'est pas exactement la même pour $H_2^{18}O$ et $HD^{16}O$.

4.4.4 . Outils et méthode

Afin d'identifier les fréquences majeures du signal à l'échelle spatiale (enregistrement isotopique présenté en échelle de profondeur), nous avons utilisé la méthode multitaper (MTM) à l'aide du logiciel Analyseries (Paillard et al. (1996)).

Il s'agit de filtre provenant des analyses de Fourier utilisé pour réaliser des estimations de densité spectrales. Cet outil permet de découper plusieurs fenêtres sur une série continue afin de réduire les effets de bruit. Cette méthode est à privilégier sur les jeux de données empiriques (Percival et al. (1993)).

Les MTM ont été utilisés pour étudier le lissage à l'échelle décimétrique du signal isotopique de l'eau pour une profondeur croissante et ainsi quantifier l'évolution de la longueur de diffusion avec la profondeur. Les analyses MTM ont été effectuées sur le jeu de données $\delta^{18}O$ ou δD à haute résolution (11 cm). Des tests de sensibilité ont été réalisés, testant différents paramètres et différentes gammes de profondeur. En raison de l'amincissement de la glace, tous les interglaciaires ont des épaisseurs différentes. En l'occurrence, le dernier interglaciaire enregistré dans la carotte EDC, le MIS 19, ne fait que 10 mètres de long. Nous avons donc décidé d'examiner l'évolution de la fréquence à $0,01 \text{ m}^{-2}$.

Pour calculer les longueurs de diffusion par la technique MTM nous avons préparé nos données. Les signaux isotopiques aux débuts des périodes interglaciaires sont influencés par le forçage orbital aux échelles millénaires. Nous avons donc enlevé la tendance générale du signal en supprimant la tendance donnée par une régression linéaire des données au cours de chaque interglaciaire afin d'atténuer les basses fréquences du spectre.

Pour calculer la longueur de diffusion à partir de l'analyse spectrale, en supposant que le signal initial est un bruit blanc, nous appliquons les méthodes décrites dans Jones et al. (2017) inspirées de Johnsen (1977) et Gkinis et al. (2014). L'effet de la diffusion consiste à convoluer le signal isotopique initial avec une fonction gaussienne de longueur de diffusion associée σ_z .

$$G(z) = \frac{1}{\sigma_z \sqrt{2\pi}} \times \exp\left(\frac{-z^2}{2\sigma_z^2}\right) \quad (4.1)$$

Où z est la profondeur le long de la carotte de glace et σ_z est la longueur de diffusion. σ_z est estimé par l'analyse MTM. En effet, si le signal isotopique initial est supposé être un bruit blanc, la convolution du signal isotopique initial avec une gaussienne a l'expression suivante dans le domaine fréquentiel :

$$G(z) = K_z \times \exp\left(\frac{-f^2}{2\hat{\sigma}_g^2}\right) \quad (4.2)$$

Avec K_z le spectre de densité de puissance du signal isotopique initial et $\hat{\sigma}_g$ l'écart-type de la gaussienne dans le domaine fréquentiel. Le lien entre la longueur de diffusion σ_z et l'écart-type $\hat{\sigma}_g$ est :

$$\sigma_z = \frac{1}{2\pi\sqrt{2}} \times \frac{1}{\hat{\sigma}_g} \quad (4.3)$$

À partir de l'équation (2), on accède à $\hat{\sigma}_g$ en calculant la pente notée " mlr " de la relation linéaire (lr) obtenue par une régression linéaire du logarithme naturel de la densité du spectre de puissance ($\ln(\text{PSD})$) en fonction de la fréquence au carré (f^2). L'écart-type $\hat{\sigma}_g$ est calculé par :

$$\hat{\sigma}_g = \sqrt{\frac{1}{2 \times \text{abs}(mlr)}} \quad (4.4)$$

La longueur de diffusion σ_z peut alors être calculée à partir des équations 4.3 et 4.4.

4.4.5 . Résultats

Nous calculons d'abord la MTM sur les différents interglaciaires à partir des enregistrements de profondeur en δD selon leur disponibilité. Dans un premier temps, nous nous contentons d'observer les différents spectres à différentes profondeurs sur la carotte d'EDC (Figure 4.1). Nous pouvons noter dans une première observation que la pente de la MTM augmente avec l'âge des MIS.

Comme expliqué plus haut, afin de supprimer le signal climatique basse fréquence, le calcul de la MTM est appliqué après avoir supprimé la tendance linéaire du signal. La relation linéaire entre le logarithme de la densité du spectre ($\ln(\text{PSD})$, où PSD signifie « Power Spectrum Density ») et la fréquence au carré (f^2) est ensuite tracée pour calculer la longueur de diffusion en suivant les méthodes décrites ci-dessus.

Sur la figure 4.1, les premières pentes pour les interglaciaires récents (MIS 5 et 7) sont faibles et témoignent d'une faible diffusion isotopique dans la glace, elles sont de 0,08 et de 0,07, correspondant à des diffusions de 4 et 4,5 cm. Ces valeurs sont valables sur l'échelle de profondeur, donc qui peut subir un amincissement de la glace. Néanmoins, avec des amincissements entre 1500 et 2000 m de profondeur qui sont de 0,45 et 0,3, il faut rectifier les chiffres obtenus plus haut en les divisant par l'amincissement. Ce qui correspond aux ordres de grandeur de diffusion présente dans le névé à Dôme C de 7 cm (Johnsen et al. (2001), Casado et al. (2020)). Le signal du MIS 11 est davantage diffusé mais la longueur de diffusion n'est pas notablement plus grande, car elle n'atteint que 8 cm. En milieu de carotte, la droite de pente n'a pas augmenté significativement avec la profondeur, avec le MIS 13 ayant une longueur de diffusion estimée proche de 9 cm, ce qui est quand même presque le double des interglaciaires les plus jeunes. La différence entre le MIS 13 et le MIS 19 est importante car la longueur de diffusion passe de 9 à la valeur maximale de 24 cm. En revanche nous n'avons pas d'information entre ces deux périodes. Nous pouvons penser que la longueur de diffusion augmente proportionnellement entre ces deux profondeurs. Une analyse combinant le δD et le $\delta^{18}O$ précisera ces hypothèses dans la prochaine section. Afin de tester les limites de notre méthode d'analyse, nous avons calculé la longueur de diffusion pour le MIS 19 original en gardant la tendance pluri-millénaire dans le deutérium et l'avons comparé avec le MIS 19 en ayant éliminé la tendance. Comme le montre la figure ci-dessous (figure 4.1), la longueur de diffusion est de 24 cm pour le MIS 19 sans tendance et de 30 cm pour le MIS 19 original sans tendance.

	MIS5	MIS 7	MIS11	MIS13	MIS19	MIS19d
Droite de pente moyenne	0.08	0.07	0.26	0.28	2.4	3.5
Diffusion (cm)	4.5±0.2	4±0.2	8± 0.8	8.6±0.9	24±4	30±4

Tableau 4.1 – Estimation de la longueur de diffusion en fonction de la droite de régression pour les 5 interglaciaires. Le MIS 19d représente le MIS 19 mais en lui ayant enlevé sa tendance.

Ces observations montrent une augmentation de la longueur de diffusion en fonction de la profondeur. Alors que la longueur de diffusion reste proche de 4 et 8 cm sur les premiers 400 ka (2700 m), la quantité de diffusion augmente largement au fond de la carotte. Pour comprendre à quoi est due cette augmentation de diffusion, nous allons la calculer à l'aide des équations de la section suivante.

4.4.6 . Méthode pour la calcul théorique et influence de la température et de l'amincissement

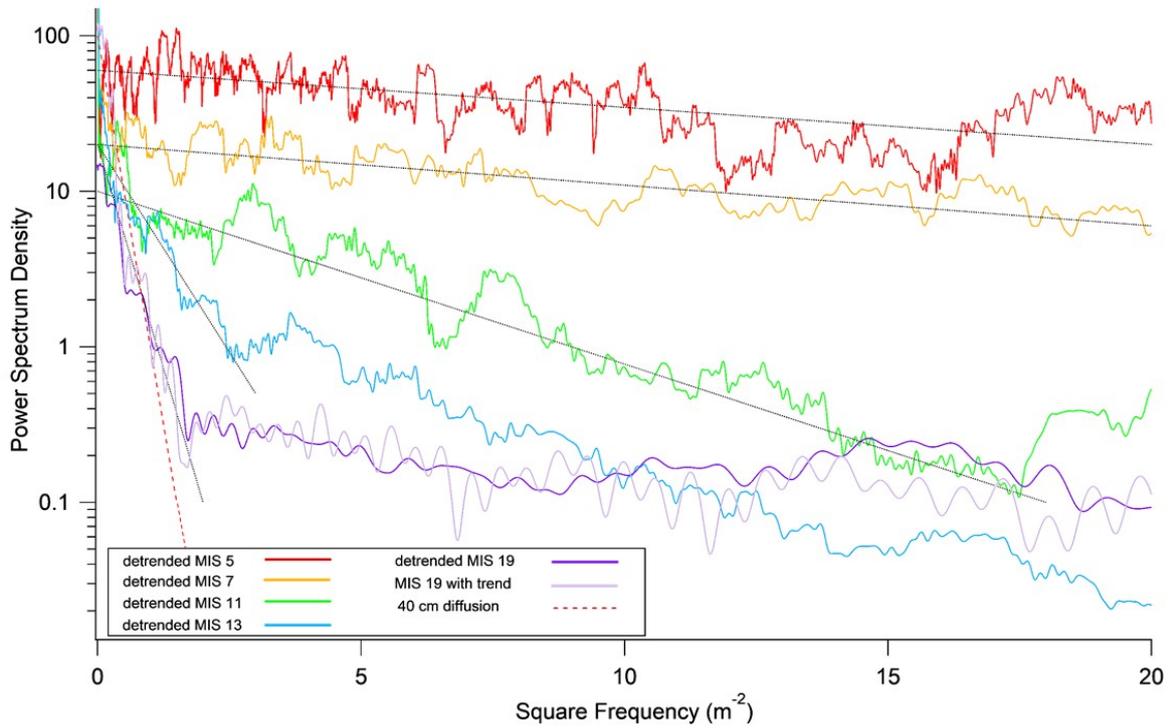


Figure 4.1 – Densité du spectre de puissance en échelle logarithmique pour le signal des MIS 5, 7, 11 13 et 19 (rouge, vert, bleu, violet, respectivement) en deutérium après avoir enlevé la tendance linéaire. Le signal original MIS 19 en gardant la tendance linéaire est représenté en violet clair. Les lignes en pointillés représentent la régression linéaire ajustant la diminution de la densité du spectre de puissance avec l’augmentation de la fréquence jusqu’à ce qu’elle atteigne le niveau stable associé au bruit. La ligne en tirets rouge représente l’équivalent d’une longueur de diffusion de 40 cm, comme calculé dans [Pol et al. \(2010\)](#).

L’augmentation de la longueur de diffusion avec la profondeur est attendue en raison de l’augmentation de la température. La formulation suivante permet de calculer l’augmentation attendue de la longueur de diffusion en raison de ces paramètres et de la diffusion dans la glace ([Gkinis et al. \(2010\)](#)) :

$$\sigma_{ice}^2(\tau) = S(\tau) \int_0^\tau 2D(t)S(t)^{-1} dt \quad (4.5)$$

Avec S l’amincissement des couches de glace à l’âge considéré et D(t) la diffusivité au sein de la glace qui peut être calculée à partir de [Ramseier \(1967\)](#) par l’équation suivante :

$$D = D_0 \times \left(\exp \frac{-Q}{RT} \right) \quad (4.6)$$

Où D_0 est égal à $10 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, Q est l’énergie d’activation pour la diffusion de la glace et est égal à 0,62 eV, R est la constante des gaz parfaits et T est la température en Kelvin.

En plus de la diffusion dans la glace, la diffusion dans le névé par la vapeur d’eau dans la porosité ouverte participe également à la longueur de diffusion finale mesurée ([Gkinis et al. \(2014\)](#), [Johnsen et al. \(2001\)](#)). La longueur de diffusion dans le névé varie en fonction de la température de surface et du taux d’accumulation. À EDC, dans les conditions actuelles, à la base du névé, 0,07 m peut être considéré comme

une première estimation de la longueur de diffusion du névé (Casado et al. (2020)). L'amincissement de la glace, S , affecte la longueur de diffusion du névé mesurée le long de la carotte de glace, de sorte que $\sigma_{\text{amincissement névé}} = S \times \sigma_{\text{névé}}$.

La longueur de diffusion totale calculée dans la carotte de glace peut alors être estimée en utilisant la longueur de diffusion associée à la diffusion du névé et la longueur de diffusion associée à la diffusion de la glace, de sorte que :

$$\sigma_{\text{total}} = \sqrt{\sigma_{\text{ice}}^2 + S(z)^2 \times \sigma_{\text{firn}}^2} \quad (4.7)$$

4.4.7 . Description des résultats

La figure 4.2 compare les longueurs de diffusion attendues (calculées) et déduites de δD et $\delta^{18}O$. Les 5 interglaciaires les plus jeunes (MIS 5, 7, 11 et 13) ne présentent que très peu de variations de la longueur de diffusion, mais plutôt une valeur stable de 0,05 à 0,1 m le long des 2 700 m supérieurs. À 2 994 m de profondeur, MIS 15 commence à avoir une longueur de diffusion sensiblement plus élevée (0,15 m) que l'interglaciaire précédent MIS 13 (0,08 m). Ensuite, la longueur de diffusion continue à augmenter sur les interglaciaires plus anciens avec un court plateau de 0,24 m autour de MIS 17 à 3 100 m de profondeur. MIS 19, qui est 90 m plus profond, montre une longueur de diffusion similaire (0.25 m).

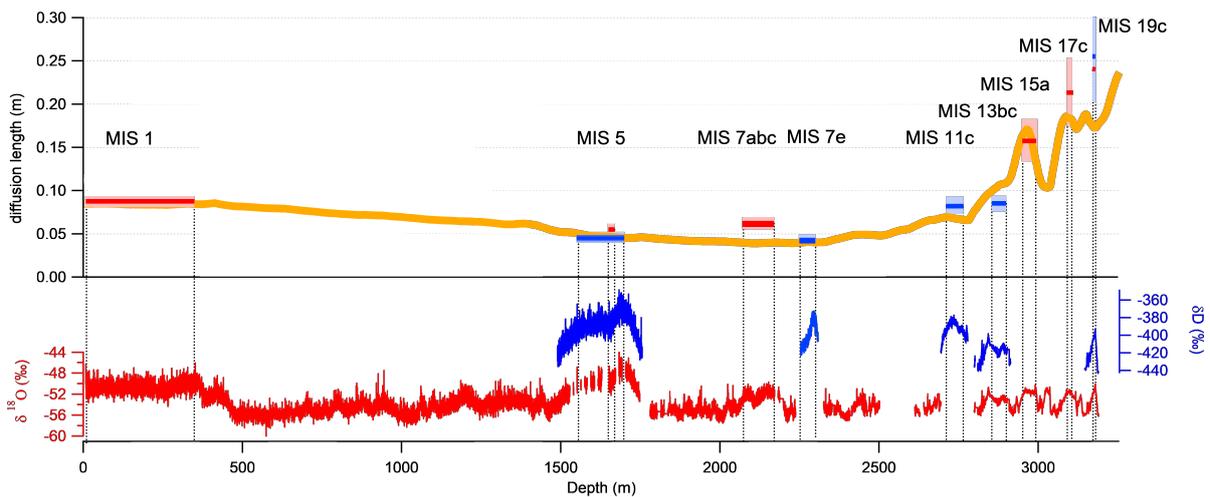


Figure 4.2 – Estimation de la longueur de diffusion (panneau supérieur) à partir des enregistrements isotopiques de l'eau effectués sur δD (bleu) ou $\delta^{18}O$ (rouge). La longueur de diffusion calculée (voir texte) est indiquée en orange. Les séries de δD et $\delta^{18}O$ à haute résolution (bleu et rouge, respectivement) sont affichées sur le panneau inférieur. Les intervalles $\delta^{18}O$ et δD choisis pour le MTM sont marqués par des lignes verticales en tirets.

Malgré ce bon accord entre les σ_z modélisés et observés, une limitation pour le calcul de la longueur de diffusion à partir du signal isotopique des carottes de glace est l'incertitude sur le signal climatique initial, et en particulier l'hypothèse que le signal peut être considéré comme un bruit blanc. À haute résolution, c'est-à-dire à échelle interannuelle à multi-décennale, Münch et al. (2017), Laepple et al. (2018), et Casado et al. (2020) ont expliqué qu'une grande partie du signal archivé en isotopes de l'eau dans les enregistrements de carottes de glace peut être assimilé à un bruit blanc en raison de l'apport de l'intermittence des précipitations et du bruit stratigraphique. À plus basse fréquence cependant, c'est-à-dire aux fréquences correspondant à la variabilité centennale à plurimillénaire, le signal enregistré est dominé par la variabilité climatique et non plus par le bruit stratigraphique (Münch et al. (2017)). Pour les profondeurs les plus importantes correspondant aux MIS 17 et 19 en particulier, puisque la diffusion affecte des fréquences plus basses, le calcul de la longueur de diffusion peut être biaisé du fait que l'hypothèse de bruit blanc n'est peut-être plus valable (on ne retrouve plus de

signal haute fréquence). Dans ce cas, il faudrait plutôt faire l'hypothèse que le signal est caractérisé par du bruit rouge, ce qui conduit à une surestimation de la longueur de diffusion.

De même, le changement potentiel du signal d'entrée (i.e. avant diffusion) nous empêche de généraliser cette étude à la période glaciaire. En effet, nous nous attendons à ce que le signal d'entrée change entre les périodes glaciaires (affectées par les successions d'événements millénaires tels les AIM) et interglaciaires, entraînant des incertitudes dans l'estimation de la longueur de diffusion. En étudiant uniquement les périodes interglaciaires, nous limitons l'incertitude sur l'évaluation de la longueur de diffusion en supposant un signal d'entrée relativement constant et homogène.

4.4.8 . Discussion

L'augmentation de la longueur de diffusion en profondeur dans la carotte de glace est principalement due à l'augmentation de la température. La température du forage évolue en effet de façon presque linéaire de $-53,53^{\circ}\text{C}$ à $-2,56^{\circ}\text{C}$ le long de la carotte de glace de 3255 m. La variation de la longueur de diffusion calculée autour de 3000 m s'explique par la variabilité de la fonction d'amincissement (Dreyfus et al. (2007), Parrenin et al. (2007)).

De manière générale, nous observons une augmentation de la longueur de diffusion dans la carotte de glace EDC avec la profondeur, comme prévu par le calcul théorique. Un maximum est atteint dans la partie la plus basse de la carotte, sur le MIS 19 avec une valeur de 0.25 ± 0.04 m pour la longueur de diffusion. Ce chiffre est inférieur à l'estimation précédente de Pol et al. (2010). Cela peut s'expliquer partiellement par le fait que nous avons supprimé la ligne de tendance avant de calculer la MTM comme le montrait la figure 4.1 avec le MIS 19 avec et sans tendance (24 contre 30 cm de diffusion respectivement pour le deutérium). L'autre partie de la différence vient du fait que la fonction d'amincissement sur le fond d'EDC n'était pas si bien contrainte en 2010 lors de l'étude de Pol et al. (2010). Dans notre étude, nous avons utilisé l'estimation la plus récente publiée, celle correspondant à la datation AICC2012.

Il y a deux facteurs mis en évidence qui font évoluer dans le sens contraire la longueur de diffusion, à savoir, la température et l'amincissement. Nous nous demandons lequel des deux à une plus grande influence sur la diffusion. Pour cela, nous avons tracé l'évolution de la longueur de diffusion sur l'entièreté de la carotte d'EDC avec différentes températures fixes (figure 4.3). Nous constatons que si la température reste fixée à -50°C comme en surface, l'amincissement fera diminuer la longueur de diffusion, car l'effet qui prédomine est la compaction des couches de neige. Lorsque la température est fixée à -20°C sur toute la longueur de la carotte, la longueur de diffusion reste dans les mêmes valeurs approximatives de celle de surface, car il y a une compensation entre l'effet de la température qui augmente la longueur de diffusion et l'effet de la compaction qui la diminue. Dans ce dernier cas, c'est lié simplement au fait que les couches de glace sont comprimées et qu'il n'y a pas eu assez de temps pour les diffuser. En revanche, lorsque la température est plus importante, jusqu'à -2°C , température mesurée tout au fond de la carotte, la longueur de diffusion atteint des valeurs de 30 cm à 3000 m de profondeur. Nous pouvons conclure qu'au fond de la calotte de glace, la température à une plus grande influence sur la longueur de diffusion que l'amincissement.

Le bon accord entre les σ_z modélisés et observés est différent de la conclusion de Pol et al. (2010) qui ont trouvé une longueur de diffusion excessivement élevée sur le MIS 19. Le fait que nous trouvions une longueur de diffusion similaire pour le MIS 17 et le MIS 19 infirme également l'hypothèse selon laquelle un autre processus de diffusion se produit, amplifiant la diffusion de la glace au fond de la carotte de glace EDC. Pourtant, des structures de grains dont les tailles augmentaient avec la température par recristallisation avaient été remarquées (Duval et al. (2010), Duval and Castelnau (1995)), altérant ainsi le signal isotopique en mélangeant les informations climatiques dans les cristaux de glace. De plus, des veines d'eaux viennent former un réseau continu entre les grains de grandes tailles, rendant possible la circulation d'eau liquide en partie basale de la carotte EDC (Nye (1998), Nye (1992)). Plus récemment, Pol et al. (2010) attribuaient une

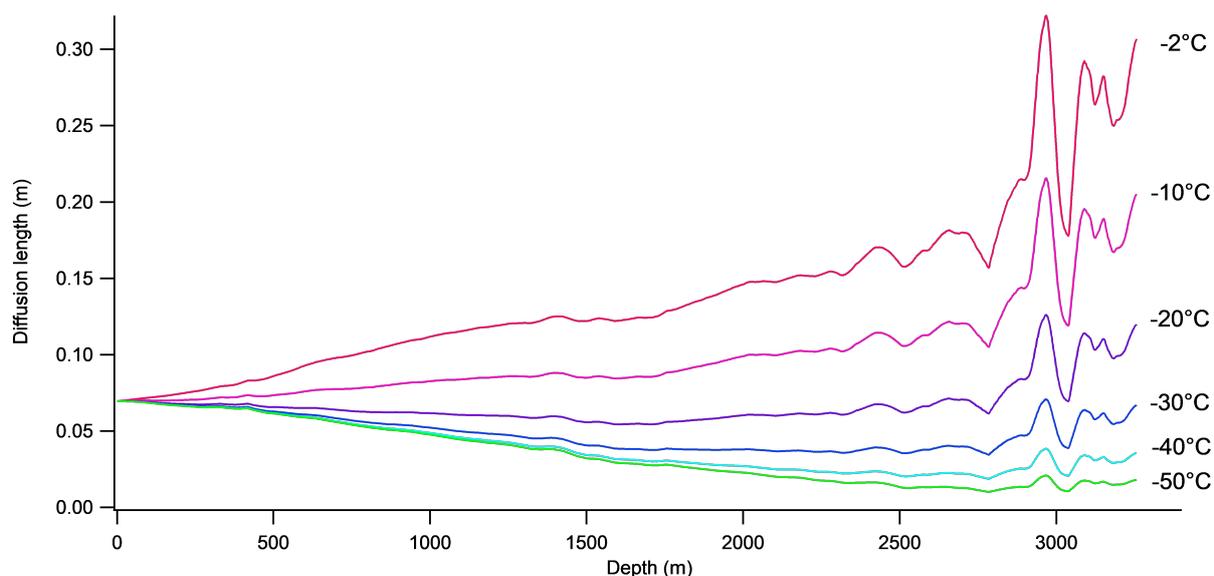


Figure 4.3 – Évolution de la longueur de diffusion modélisée σ_z dans la carotte de glace EDC calculée à partir des équations 4.6 et 4.7, mais avec différentes températures constantes sur les 3200 m d'épaisseur de la calotte de glace.

large part de la diffusion isotopique à la présence de ces veines d'eau liquides, rendu possible par l'altération mécanique de la glace de fond (Tison et al. (2015)) lorsque la glace a passé plus de 200 ka à des températures supérieures à -10°C .

4.4.9 . Perspectives de comparaison entre EDC et Beyond EPICA

Concernant plus précisément la carotte de glace d'EDC, nous pouvons observer les variations conjointes de la température et de l'amincissement avec la diffusion dans la figure 4.4. Cette figure reprend la figure 4.3 mais nous pouvons observer qu'il s'agit bien des variations de l'amincissement qui rendent la diffusion variable avec deux pics autour de 3000 et 3200 m de profondeur. La température varie presque linéairement entre la surface et le fond de la carotte, mais il semble avoir une valeur seuil pour laquelle la diffusion augmente. Comme montré dans la figure 4.4, c'est à partir de la température de -20°C à 2300 m de profondeur que la dérivée de la diffusion devient positive. Dans un premier temps, c'est l'amincissement qui réduit la longueur de diffusion, car la compaction des couches a l'effet de diminuer la distance entre deux couches de glace, puis une fois le seuil de -20°C atteint, l'effet de la température sur la diffusion devient prédominant.

Ces observations sont à mettre en parallèle avec l'étude de la prochaine carotte de glace de Beyond EPICA, située à seulement 40 km de la carotte d'EDC. Le but sur ce forage est de remonter jusqu'à 1,5 million d'années avant aujourd'hui en forant 2800 m sur un site où l'accumulation est moins importante. En résumé, la carotte de Beyond EPICA ne sera pas plus longue mais plus compacte, ce qui permettrait d'atteindre théoriquement un âge presque deux fois plus important. La question posée est la suivante : quels seront les taux de diffusion au plus profond de cette carotte et est-ce que les analyses permettront d'observer un signal moins diffusé ? Une perspective de notre étude est d'estimer la diffusion attendue pour cette future carotte de glace Beyond EPICA.

En utilisant les profils de température et d'amincissement estimés (comm. pers. C. Martín, British Antarctic Survey et F. Parrenin, IGE) (Figure 4.5), la même démarche a été adoptée que pour la figure 4.4 avec EDC. Nous trouvons cette fois un maximum pour la longueur de diffusion calculée de 20 cm à 2600 m de profondeur, c'est-à-dire pour un âge de 2 Ma. Selon notre estimation, le MIS 19 autour de 2400 m n'aurait que 10 cm de longueur de diffusion, soit moitié moins qu'à EDC. Cela signifie que la structure climatique détaillée du MIS 19

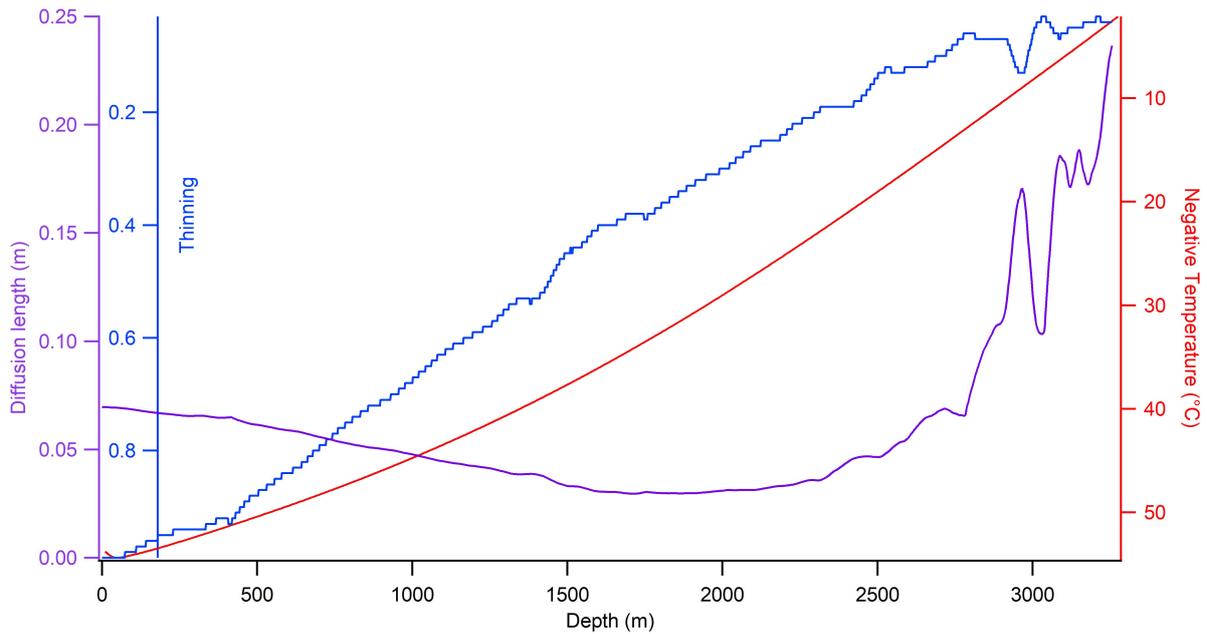


Figure 4.4 – Évolution de la longueur de diffusion (violet) en fonction de l'amincissement (bleu) et de la température du trou de forage (rouge) sur une échelle de profondeur sur la carotte de glace EDC.

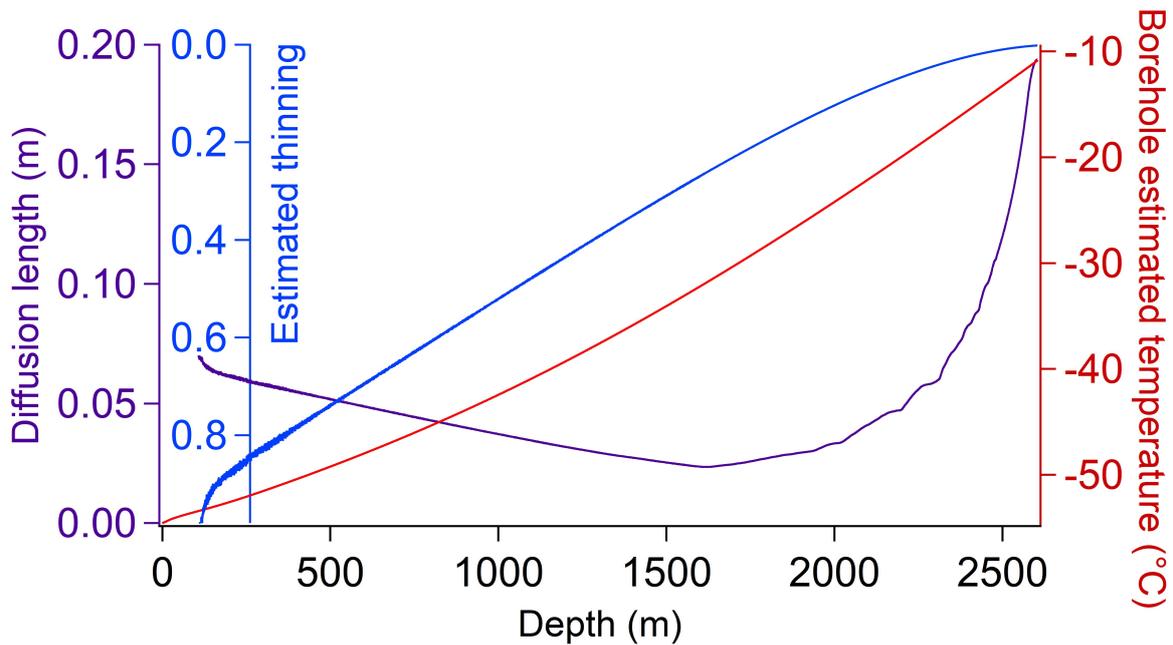


Figure 4.5 – Évolution de la longueur de diffusion (violet) en fonction de l'amincissement (bleu) et de la température du trou de forage (rouge) sur une échelle de profondeur sur la carotte de glace BE-OIC.

devrait être visible avec des mesures isotopiques de l'eau à haute résolution sur la carotte de Beyond EPICA. De plus, nous pourrions comparer les deux signaux et avoir une confrontation entre un signal diffusé et un signal qui l'est deux fois moins. Il s'agit d'une perspective importante puisque le MIS 19 est souvent considéré comme le meilleur analogue de notre interglaciaire actuel (Yin and Berger (2012), Tzedakis et al. (2012)). En revanche, les MIS plus anciens que le MIS 19 de la carotte de Beyond EPICA seront davantage compactés,

ce qui sera plus difficilement analysable au vu du parc instrumental actuel. De nouvelles techniques sont en cours de développement dans le but d'analyser cette nouvelle carotte de glace plus ancienne, mais aussi plus compacte.

4.5 . Conclusion

Dans l'article présenté au tout début de chapitre, nous avons vu que grâce aux anciens et nouveaux enregistrements isotopiques de l'eau ($\delta^{18}O$ et δD) à haute résolution sur les derniers 800 ka à EDC, il était possible de compiler ces différents jeux de données en un enregistrement long et continu à 11 cm de résolution. La décomposition en MRA entre 10 et 2560 ans de cet enregistrement à haute résolution a montré que la variabilité en période glaciaire à échelle multi décennale à multi centennale est plus importante que durant l'Holocène, ainsi que pendant le début des optimums climatiques des MIS 5 et 9. La diffusion n'a pas présenté son influence sur ces jeunes périodes, mais l'interprétation des profils isotopiques à haute variabilité a besoin de prendre la diffusion en compte.

Après cet article sur l'étude de la variabilité climatique à haute fréquence dans le passé sur la carotte de glace EDC, nous avons exploré les origines des affaiblissements d'amplitudes de cette variabilité à différentes fréquences observées par les MRA. La diffusion isotopique est le principal facteur du lissage des données à haute fréquence et de la perte d'information à échelle sub-millénaire aux grandes profondeurs. Une estimation de 25 cm a été mesurée par les MTM sur le MIS 19, tandis qu'un modèle simple prenant en compte l'amincissement et la température de la glace calcule une longueur de diffusion de 24 cm à cette même profondeur. Cette même étude appliquée sur la prochaine carotte de glace Beyond EPICA, montre que le MIS 19 ne serait affecté par la diffusion isotopique qu'à hauteur de 10 cm, soit plus de deux fois moins qu'à EDC. Cette nouvelle information permettra d'étudier une même période avec des niveaux de diffusion différents, et ainsi répondre à la question de la perte d'information aux hautes fréquences.

5 - Séquence d'événements à haute résolution pendant les déglaciations des 800 derniers ka à partir de la carotte de glace d'EDC

5.1 . Introduction et transition avec la partie précédente

Dans le chapitre précédent nous avons répondu à la question de l'évolution de la variabilité sub-millénaire sur les derniers 800 ka. Nous avons observé de plus fortes variabilités pendant les périodes glaciaires, ce qui est lié à l'existence d'événements de type Dansgaard-Oeschger (DO) pour les périodicités multi-centennales. Dans ce chapitre, nous allons généraliser l'étude de la variabilité climatique à partir de la carotte d'EPICA Dôme C en nous intéressant à des échelles de temps variées, des événements millénaires aux déglaciations qui sont multi-millénaires, et en effectuant le lien entre la variabilité climatique enregistrée en Antarctique et celle enregistrée aux autres latitudes.

La variabilité millénaire a déjà été introduite dans le chapitre 1. Les premières traces des événements millénaires ont été découvertes au Groenland où Dansgaard (1985) a mis en évidence les événements de Dansgaard-Oeschger qui se caractérisent par des réchauffements rapides d'une dizaine de degrés en une dizaine d'années pendant la dernière période glaciaire (Huber et al. (2006)). À chaque événement de Dansgaard-Oeschger est associé un événement climatique dans les glaces d'Antarctique. Ces événements sont appelés « Maximum Isotopique Antarctique (AIM) » avec des amplitudes de changement de température plus faibles et des durées de réchauffement plus importantes qu'au Groenland (epica community members (2004), Jouzel et al. (2007), Siegenthaler et al. (2005); Lüthi et al. (2008), Spahni et al. (2005), Louergue et al. (2008)). Les glaces polaires ne sont pas les seules à enregistrer ces variations rapides du climat, on retrouve ces mêmes types d'événements sous d'autres latitudes, montrant son caractère global. Au niveau de la péninsule ibérique, des traceurs marins et terrestres montrent des variations climatiques rapides et de grande amplitude durant les DO (Sanchez Goñi et al. (2002)). D'autres enregistrements continentaux effectués dans les spéléothèmes montrent des oscillations climatiques rapides (interprétés comme des changements de température, de végétation ou d'intensité du cycle hydrologique selon les sites) (e.g. Genty et al. (2003), Wang et al. (2008), Corrick et al. (2017)). Ces changements climatiques sont aussi visibles dans les courbes de niveau marin comme le suggèrent les enregistrements effectués dans les massifs récifaux (Siddall et al. (2003)).

La présence de ces événements millénaires a déjà été identifiée pendant les déglaciations, notamment la dernière déglaciation caractérisée par la séquence de l'enchaînement « Bolling-Allerod – Younger Dryas » dans l'Atlantique Nord associée à l'« Antarctic Cold Reversal » en Antarctique (Jouzel et al. (1996)). Cependant la variabilité millénaire est moins visible sur les autres déglaciations, peut-être à cause d'un manque de résolution et parce que les déglaciations plus anciennes ne sont pas enregistrées dans les carottes du Groenland. Dans ce chapitre, nous souhaitons utiliser des enregistrements à haute résolution des carottes de glace pour répondre aux questions suivantes.

Durant une déglaciation rythmée par le forçage orbital, à quel moment et dans quelles conditions une variabilité millénaire se déclenche-t-elle? Quels sont les liens entre les changements à échelle orbitale et les événements à échelle millénaire? Quel est le lien entre la variabilité climatique enregistrée aux hautes latitudes (Antarctique) pendant les déglaciations et la variabilité climatique aux autres latitudes?

L'intérêt de choisir les carottes de glace comme enregistrement climatique est que nous pouvons à la fois observer des traceurs dans la glace venant des hautes latitudes (δD , $\delta^{18}O$ et d'autres traceurs venant des basses latitudes (*d-excess*, $^{17}O - excess$) sur la même échelle de temps. De plus, en utilisant des traceurs mesurés dans les bulles d'air des carottes de glace (CH_4 , $\delta^{18}O_{atm}$), nous pouvons aussi avoir des informations sur le cycle hydrologique des basses latitudes.

Dans le cadre de cette thèse, toutes les déglaciations jusqu'à 800 ka ont été étudiées, mais les périodes anciennes ont une moins grande résolution du fait de l'augmentation de l'amincissement de la glace quand la profondeur augmente. C'est la raison pour laquelle nous avons concentré nos travaux sur les périodes récentes en priorité, en commençant par la Terminaison 2 (~ 135 à 126 ka) car les archives climatiques ont une meilleure résolution aux époques les plus récentes. Ce travail sera facilité par le fait que le dernier interglaciaire est très bien documenté (Members (2006), Turney and Jones (2010), Kopp et al. (2009), McManus et al. (1994), Kukla et al. (1997), Landais et al. (2013), Capron et al. (2014)). À l'inverse, comme nous l'avons vu dans la seconde partie du chapitre 4, l'étude des Terminaisons les plus anciennes sera limitée par la préservation du signal, à cause de la diffusion isotopique élevée dans le fond de la carotte EPICA Dôme C. De plus, la résolution temporelle à 55 cm dépassera les 1000 ans à partir de la Terminaison 7, rendant impossible l'observation des événements millénaires.

Ici, nous nous concentrons sur le lien entre le climat des hautes et des basses latitudes pendant les transitions glaciaires / interglaciaires à partir des informations fournies par la composition isotopique de l'eau et de l'oxygène archivée dans la matrice de glace et de gaz. D'une part, la composition isotopique de l'eau apporte des informations sur les températures passées et les réorganisations du cycle de l'eau : le δD enregistre la température passée locale, tandis que la combinaison de $\delta^{18}O$ avec le δD ou le ^{17}O fournit des informations sur l'organisation passée du cycle de l'eau à travers l'excès en deutérium et en oxygène 17 (d-excess et $^{17}O-excess$) liés aux conditions climatiques des régions d'évaporation. D'autre part, la composition isotopique de l'oxygène exprimée par le $\delta^{18}O_{atm}$ fournit des informations clés sur le cycle de l'eau aux basses latitudes au cours des derniers 800 ka. Les données de $\delta O_2/N_2$ mesurées dans cette thèse en même temps que le $\delta^{18}O_{atm}$ seront elles utiles ensuite pour l'amélioration de la datation de la carotte de glace EDC. Toutefois, nous ne nous présenterons que les résultats de ce traceur ici car son interprétation sort du cadre de ce chapitre.

Dans cette étude, nous présenterons dans un premier temps les nouveaux enregistrements à haute résolution des isotopes de l'eau (δD , d-excess et $^{17}O-excess$) ainsi que des mesures à haute résolution de $\delta O_2/N_2$ et $\delta^{18}O_{atm}$ au cours des 9 dernières déglaciations sur la carotte de glace EDC. Nous utiliserons ensuite ces résultats pour comprendre la séquence climatique de la Terminaison 2 puis des autres déglaciations de 200 à 800 ka.

5.2 . Résultats des nouvelles mesures sur la carotte EDC

La figure 5.1 présente les 9 dernières Terminaisons enregistrées sur la carotte EDC comprenant l'obliquité, précession, insolation, les anciennes et nouvelles données de ma thèse sur le $\delta^{18}O_{atm}$, $^{17}O - excess$, d-excess et δD . Nous allons dans un premier temps décrire les résultats sur les évolutions à longue échelle, pendant les cycles glaciaires/interglaciaires. Puis dans un second temps, le détail de chaque Terminaison sera présenté, lors des descriptions détaillées concernant chaque traceur.

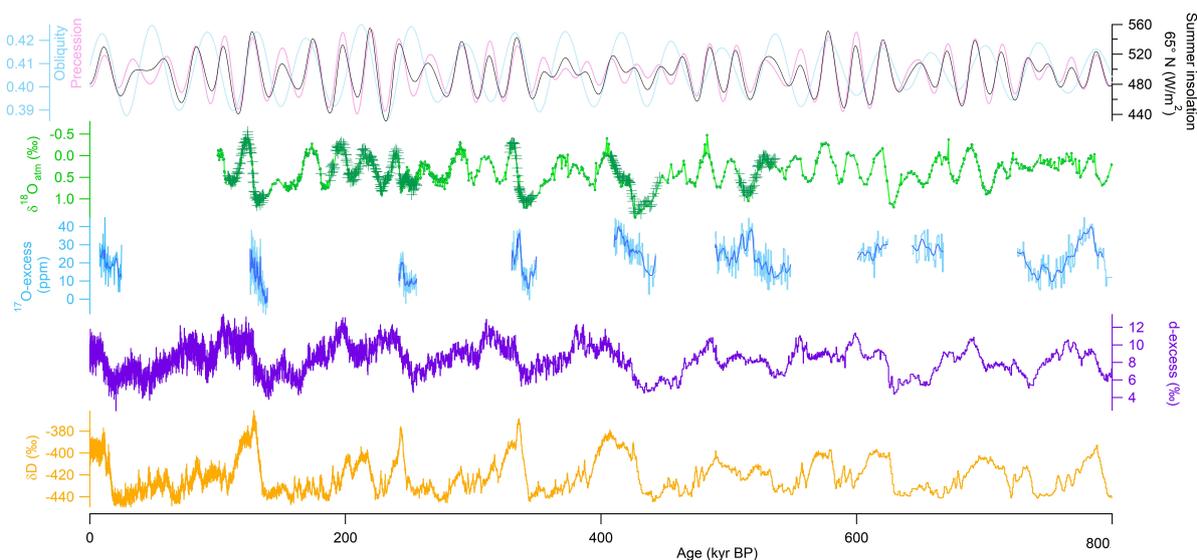


Figure 5.1 – Enregistrement des traceurs climatiques sur 800 ka dans la carotte d'EDC. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}O_{atm}$ (Extier et al. (2018)). $^{17}O - excess$ provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess (mauve) provenant de Landais et al. (2021). Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)).

5.2.1 . Description des résultats aux longues échelles de temps

5.2.1.1 Enregistrement de d-excess sur les derniers 800 ka

La série de d-excess sur les derniers 800 ka a été mesurée partiellement pendant ma thèse publié dans l'article de Landais et al. (2021) dont je suis co-auteur, sur le découplage entre l'océan austral et le climat d'Antarctique pendant les interglaciaires dû aux déplacement des zones sources d'humidité.

Les mesures de δD sur la carotte de glace EDC à une résolution de 55 cm ont été effectuées au LSCE de 1999 à 2006 en utilisant une méthode de réduction de l'uranium (Vaughn et al. (1998), Jouzel et al. (2007)). Alors que les mesures effectuées sur la partie supérieure de la carotte de glace et couvrant les 420 derniers ka étaient associées à une incertitude de 1σ à 1‰, la précision s'est dégradée sur la partie plus profonde en raison de problèmes analytiques. Cela a conduit à une dispersion artificielle du d-excess, de sorte que de nouvelles mesures de δD ont été effectuées en 2019 et 2020 (760 échantillons) sur la partie la plus profonde (418 m, couvrant la période de 422 à 800 ka sur l'échelle de temps AICC201222) au LSCE en 2019-2020 en utilisant un analyseur Picarro L2130-i (Figure 5.2). L'incertitude associée à ce nouvel ensemble de mesures est de $1\sigma = 0,6$ ‰.

En parallèle, les mesures de $\delta^{18}O$ ont été réalisées à l'Université de Parme et de Trieste en utilisant une méthode d'équilibration eau- CO_2 avec une incertitude associée de $1\sigma = 0,05 \text{ ‰}$. Ces mesures ont été comparées à une série de mesures de $\delta^{18}O$ réalisées avec l'analyseur Picarro L2130-i au LSCE en 2019-2020 sur les 418 m les plus profonds de la carotte de glace. Les deux séries de mesures sont très similaires, avec des différences inférieures à $0,13 \text{ ‰}$ pour 69% des échantillons, ce qui est à comparer avec l'incertitude analytique de $1\sigma = 0,13 \text{ ‰}$ pour la série de mesures $\delta^{18}O$ réalisée avec le spectromètre laser Picarro L2130-i.

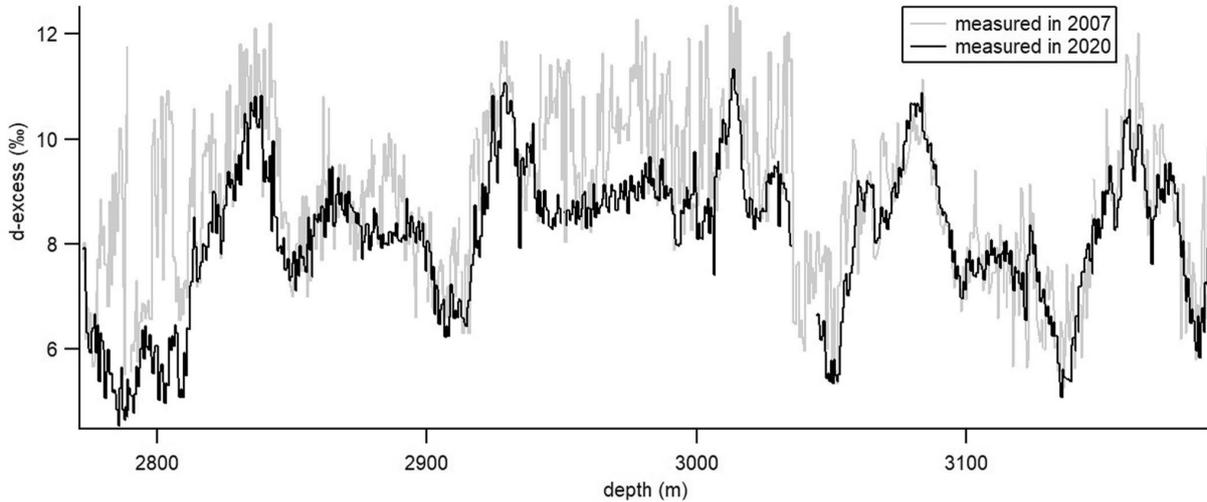


Figure 5.2 – Comparaison entre d-excess calculé avec les données δD initiales mesurées en 2007 (gris) et d-excess calculé avec les nouvelles données δD mesurées en 2020 (noir).

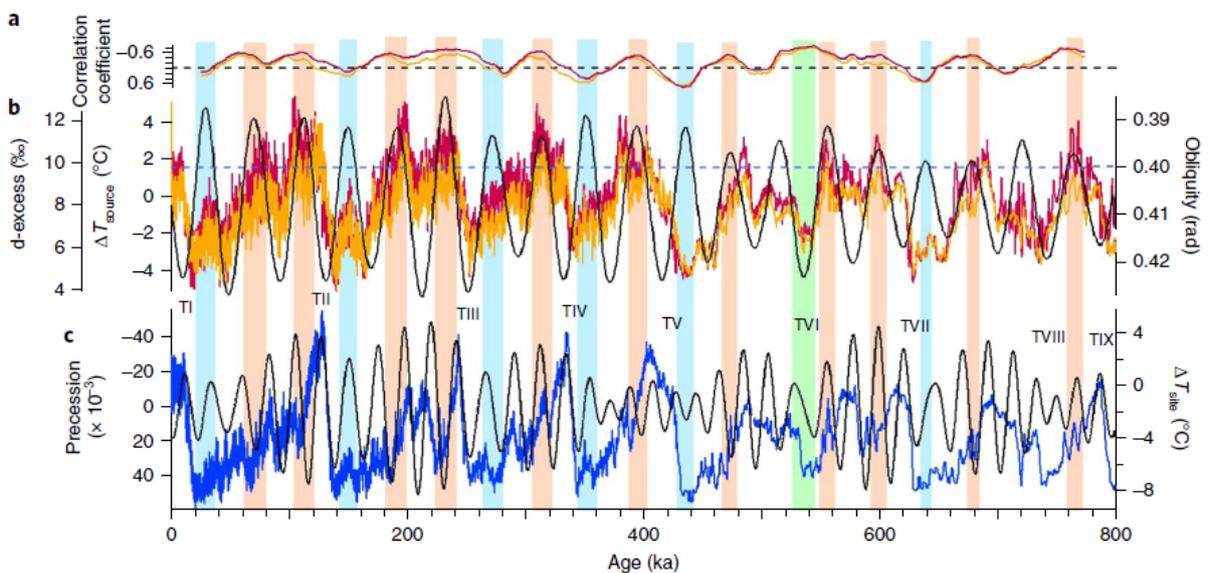


Figure 5.3 – Lien entre ΔT_{source} , d-excess, ΔT_{site} et les paramètres orbitaux. a, coefficient de corrélation entre l'obliquité et ΔT_{source} (orange) et entre l'obliquité et d-excess (rouge) sur une fenêtre glissante de 50 ka ; la ligne horizontale noire pointillée indique une corrélation de 0. b, EDC d-excess (rouge), ΔT_{source} (orange) et obliquité (noir). c, EDC ΔT_{site} (bleu) et précession (noir). Les rectangles bleus/orange sont associés à une valeur d'obliquité inférieure à 0,4 rad (ligne horizontale bleue en pointillés), le coefficient de corrélation entre ΔT_{source} (ou d-excess) et l'obliquité étant positif/négatif. Un rectangle vert indique la situation particulière sur la Terminaison VI.

La T_{source} et la T_{site} ont été calculés selon les équations du chapitre 2, section 2.1.3, pour obtenir la température du site et de la source d'après le d-excess et le δD (figure 5.3).

La figure 5.3 montre une anticorrélation entre l'excès en deutérium à EDC et l'obliquité à l'échelle orbitale, comme cela a déjà été observé pour la carotte de glace de Vostok (Vimeux et al. (1999)). Cependant, nous observons de grandes variations dans le coefficient de corrélation. Ces deux paramètres sont anticorrélés lors des minima d'obliquité survenant au début des glaciations ou lors de la transition d'un stade chaud à un stade plus froid. En revanche, nous observons une corrélation positive entre Tsource et obliquité pour les minima d'obliquité se produisant lors de forts maxima glaciaires (rectangles en bleu). La Terminaison 6 montre un comportement particulier avec une forte anticorrélation observée à environ 530 ka lorsque l'obliquité est maximale (rectangle vert sur la figure 5.3).

Au-delà du lien avec l'obliquité, l'enregistrement de 800 ka de d-excess (figure 5.3) d'EDC montre une variabilité orbitale déjà visible dans l'enregistrement δD : le d-excess montre des maxima pendant les périodes interglaciaires et des minima pendant les optimums glaciaires. Cependant, les augmentations du d-excess au cours des déglaciations se produisent souvent sur des intervalles de temps plus longs que les augmentations de δD . Par exemple, au cours de la Terminaison 3, l'augmentation de d-excess dure plus de 15000 ans alors que l'augmentation de δD dure moins de 10000 ans. Le d-excess atteint généralement un pic au moment du minimum d'obliquité, en particulier au début des périodes glaciaires (Vimeux et al. (1999), Uemura et al. (2008)).

5.2.1.2 Enregistrement du $^{17}O - excess$ sur les derniers 800 ka

Winkler et al. (2012) ont mesuré le $^{17}O - excess$ au LSCE entre 5 et 25 ka pour couvrir la Terminaison 1 avec une résolution temporelle de 500 ans, ce qui comprend un total de 58 mesures sur la carotte EDC (figure 5.5). La dernière Terminaison a été un choix pertinent pour commencer à mesurer les premiers échantillons de $^{17}O - excess$ sur EDC car c'est la déglaciation ayant la plus grande résolution temporelle dû au faible amincissement de la glace à ces faibles profondeurs. De plus, de nombreux sites ont également été mesurés donc il était tout à fait judicieux de comparer les résultats d'EDC à ceux de Vostok (Landais et al. (2008)) et Talos Dome. Durant ma thèse, j'ai voulu étendre les mesures sur toutes les autres Terminaisons disponibles à EDC donc j'ai mesuré le $^{17}O - excess$ de la Terminaison 2 à la Terminaison 9 avec une résolution de 55 cm. Cela représente 773 nouvelles mesures de $^{17}O - excess$. À raison de 3 à 4 échantillons par jour, il aura fallu plus d'une année pour tout mesurer.

Les enregistrements réalisés au cours de ma thèse sont résumés dans le tableau 2. Ils comprennent toutes les Terminaisons mesurées sur la carotte d'EDC, généralement d'une durée de 15 à 20 kyrs pour avoir la déglaciation au complet.

Terminaison	Profondeur (m)	Age (années)	Nombre d'échantillons
2	1650 - 1786.4	125 409 - 139 006	236
3	2282.5 - 2339.7	241 778 - 255 581	104
4	2554.2 - 2612.5	330 074 - 349 350	108
5	2743.4 - 2792.35	410 257 - 442 648	103
6	2841.85 - 2919.4	489 314 - 548 281	142
7	3015.1 - 3035.45	600 827 - 624 305	38
7	3044.8 - 3059.65	643 283 - 667 833	28
8 et 9	3126.2 - 3189.45	725 623 - 802 632	112

Tableau 5.1 – Profondeur, âge et nombre d'échantillons mesurés en $^{17}O - excess$ durant ma thèse sur les Terminaisons de la carotte de glace EDC.

Dans Winkler et al. (2012), les auteurs ont montré une augmentation de $^{17}O - excess$ à EDC de 12 ppm pendant la déglaciation ce qui est largement attribuable à l'augmentation de température locale à ce site (Figure 5.5). Ils ont en effet montré que pour les sites très froids caractérisés par un $\delta^{18}O$ inférieur à -50 ‰, le

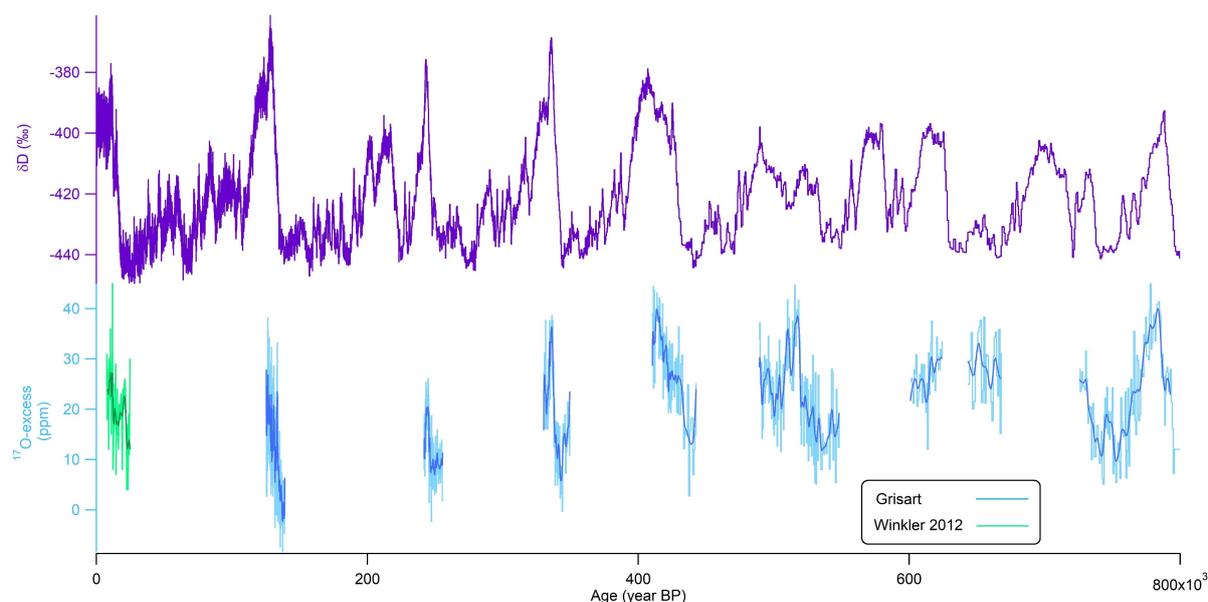


Figure 5.4 – Enregistrement du δD (violet) (EPICA community members 2004) et du $^{17}O - excess$ (vert Winkler et al. (2012), bleu cette thèse) pour les derniers 800 ka de la carotte de glace d'EDC. Les lignes bleues et vertes épaisses représentent une moyenne mobile sur 5 points.

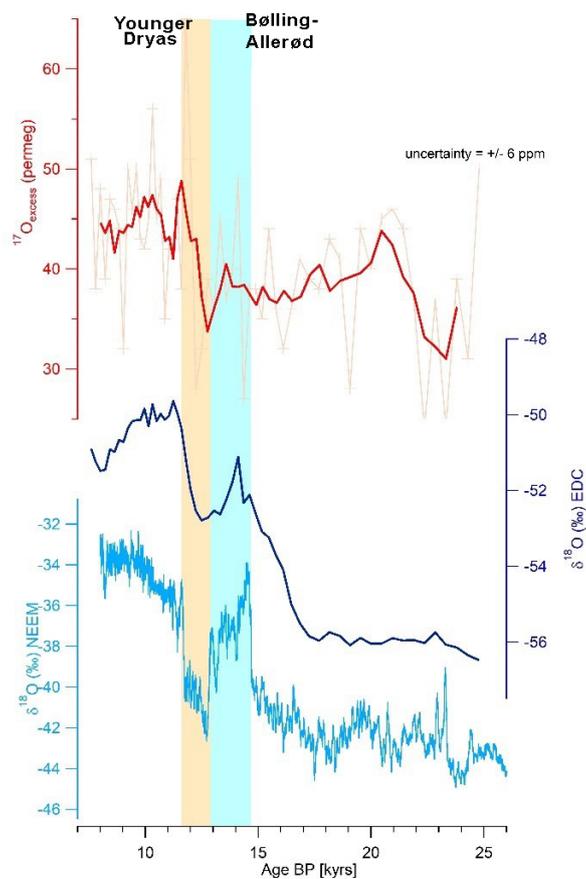


Figure 5.5 – Bleu foncé : $\delta^{18}O$ mesuré sur EDC (epica community members (2004)). $^{17}O - excess$ (rouge clair) et moyenne mobile sur 5 points (rouge foncé). Incertitudes analytiques de $\delta^{18}O$ et $^{17}O - excess$, respectivement 0.05 ‰ et 6 ppm. Bleu clair : $\delta^{18}O$ du Groenland, NEM (Gkinis et al. (2020)) sur une moyenne de 20 points.

$^{17}O - excess$ était influencé par la température locale en plus de l'humidité relative de la source d'évaporation. Dans le cas de Vostok, la déglaciation montrait des variations plus importantes (20 ppm) comme le montrait Winkler et al. (2012), qui suggéraient des effets locaux sur le plateau Antarctique.

Cette Terminaison 1 montre une élévation du $^{17}O - excess$ de 12 ppm entre le LGM et l'Holocène (Figure 5.5). Toutefois, la variabilité à plus haute fréquence montre aussi des variations de plus de 10 ppm qui pourraient être mises en parallèle aux variations millénaires ayant lieu lors de la dernière déglaciation. On peut décrire l'enregistrement de la Terminaison 1 de la façon suivante. Entre 25 et 15 ka, on observe une première augmentation rapide du $^{17}O - excess$ de 15 ‰ puis une diminution progressive jusqu'à 15 ka. Durant l'optimum thermique local de l'AIM en Antarctique indiqué par le $\delta^{18}O$ à EDC, les valeurs en $^{17}O - excess$ diminuent de 7 ppm rapidement (en 1 ka) puis remontent durant le Younger Dryas pour se stabiliser autour de 45 ppm jusqu'à la fin de l'enregistrement, à 7 ka. Les périodes de Younger Dryas et de Bolling Allerod sont définies par les variations climatiques du $\delta^{18}O$ au Groenland.

5.2.1.3 Enregistrement du $\delta^{18}O_{atm}$ et du $\delta O_2/N_2$ sur les derniers 800 ka

Extier et al. (2018) ont présenté la dernière compilation des données de $\delta^{18}O_{atm}$ et de $\delta O_2/N_2$ sur la carotte de glace d'EDC (Figure 5.6). Ces auteurs ont présenté des enregistrements continus sur les derniers 800 ka pour le $\delta^{18}O_{atm}$ et entre 100 et 800 ka pour le $\delta O_2/N_2$.

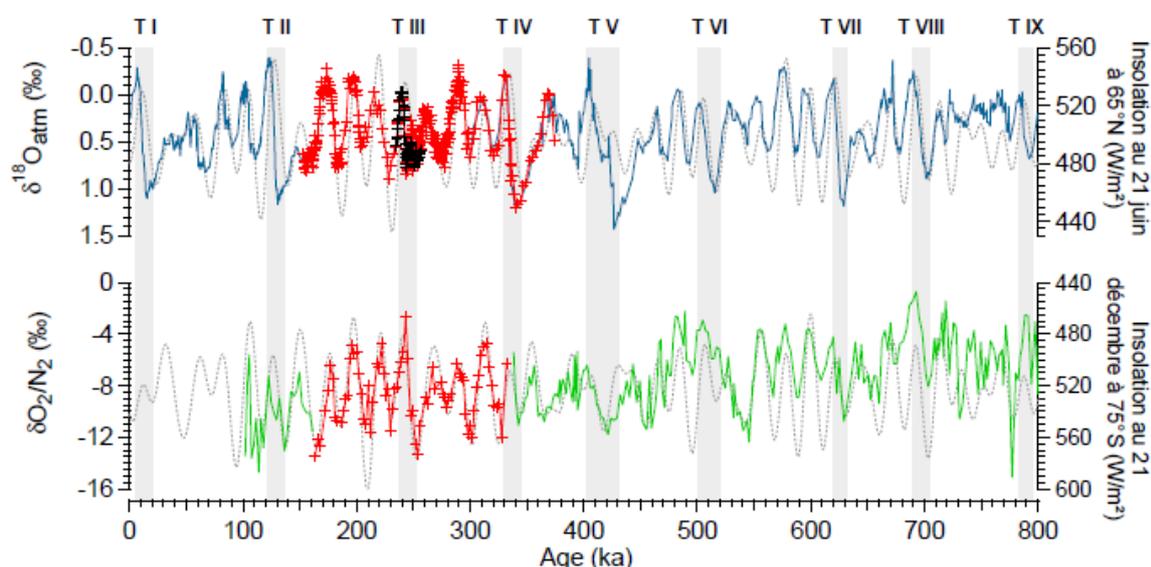


Figure 5.6 – Données disponibles de $\delta^{18}O_{atm}$ et $\delta O_2/N_2$ au début de ma thèse (Extier et al. (2018)) : Présentation des nouvelles mesures de $\delta^{18}O_{atm}$ et $\delta O_2/N_2$ à Dôme C par Extier (2019) lors de sa thèse : rouge pour les mesures effectuées au LSCE et noir pour celles réalisées à l'Université de Princeton. Les données déjà existantes de $\delta^{18}O_{atm}$ (Petit et al. (1999)), Dreyfus et al. (2007), Landais et al. (2013), Bazin et al. (2016) et de $\delta O_2/N_2$ (Landais et al. (2012), Bazin et al. (2016)) sont représentées respectivement en bleu et vert. Les insolation au 21 juin à 65°N et au 21 décembre à 75°S sont également représentées en gris Laskar et al. (2004). Les Terminaisons glaciaires-interglaciaires sont marquées par les bandes grises.

L'enregistrement complet de $\delta^{18}O_{atm}$ d'Extier et al. (2018) a permis de mieux comprendre le lien entre insolation et signal de $\delta^{18}O_{atm}$ et notamment de mettre en lumière l'influence additionnelle de la variabilité millénaire sur le $\delta^{18}O_{atm}$. Extier et al. (2018) ont suggéré que, pour des fins de datation et pour prendre en compte à la fois l'influence orbitale et l'influence millénaire, le $\delta^{18}O_{atm}$ devait être aligné avec le $\delta^{18}O_{calc}$ sur les spéléothèmes des régions sub-tropicales (Asie du Sud Est) plutôt qu'avec l'insolation d'été à 65°N comme cela était fait de façon classique.

Les données d'Extier et al. (2018) sont à haute résolution uniquement autour de la Terminaison 3. Dans ma thèse, j'ai voulu étendre cette étude en ajoutant des données à haute résolution sur d'autres déglaciations qui ont lieu dans des contextes orbitaux différents. C'est la raison pour laquelle j'ai effectué des mesures plus

précises sur des périodes clés, durant les premières Terminaisons. Cette restriction aux derniers 600 ka me permet d'avoir des enregistrements suffisamment détaillés pour observer des variations à l'échelle millénaire. La résolution adoptée est cinq fois plus détaillée que sur les mesures de [Extier et al. \(2018\)](#) ce qui représente un ajout de 379 nouvelles mesures (tableau 5.2).

Terminaison	Profondeur (m)	Age (années)	Nombre d'échantillons
2	1650 – 1786.4	125 409 – 139 006	236
3	2282.5 - 2339.7	241 778 – 255 581	104
4	2554.2 - 2612.5	330 074 – 349 350	108
5	2743.4 - 2792.35	410 257 -442 648	103
6	2841.85 - 2919.4	489 314 - 548 281	142
7	3015.1 - 3035.45	600 827 - 624 305	38
7	3044.8 - 3059.65	643 283 - 667 833	28
8 et 9	3126.2 – 3189.45	725 623 - 802 632	112

Tableau 5.2 – Profondeur, âge et nombre d'échantillons mesurés en $\delta^{18}O_{atm}$ et $\delta O_2/N_2$ durant ma thèse.

- Amélioration de la qualité des signaux grâce aux nouvelles mesures de $\delta O_2/N_2$.

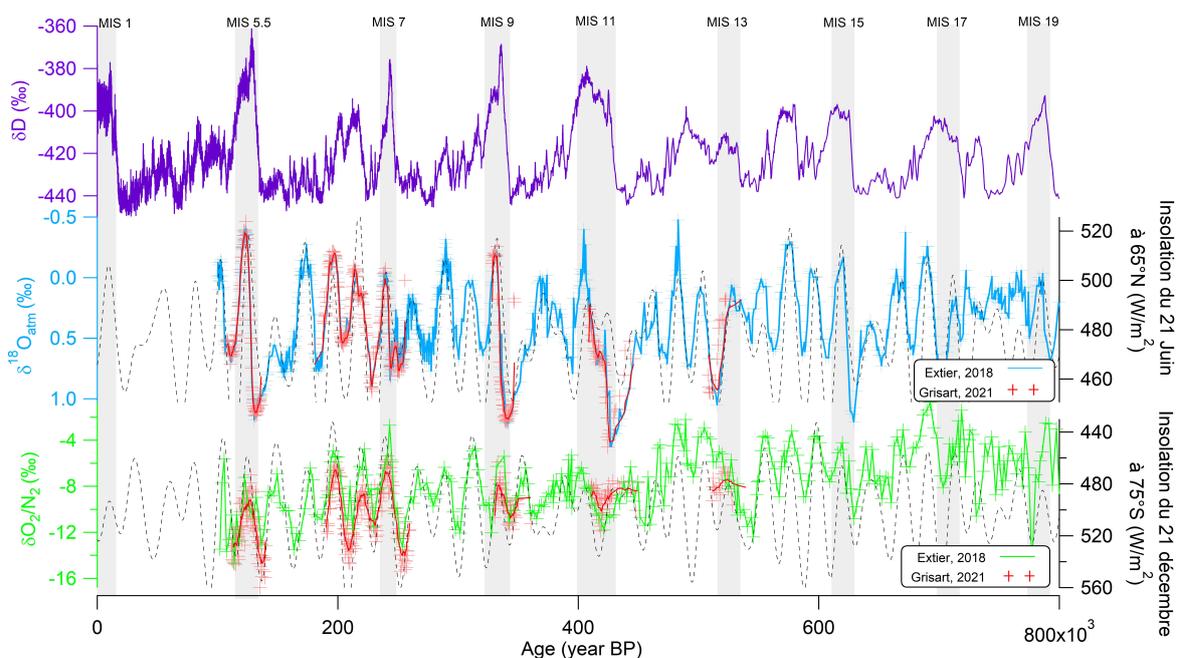


Figure 5.7 – Enregistrement de différents traceurs le long de la carotte EDC. δD (violet), $\delta^{18}O_{atm}$ (vert) par [Extier et al. \(2018\)](#) ; et en haute résolution (croix rouge) présenté dans cette thèse avec une moyenne glissante sur 10 points (trait rouge) ; $\delta O_2/N_2$ (bleu) par [Extier et al. \(2018\)](#) ; et en haute résolution (croix rouge) présenté dans cette thèse. Les Terminaisons glaciaires sont marquées par les bandes grises.

Des données de $\delta O_2/N_2$ mesurées sur de la glace d'EDC stockée à -50°C ont déjà été publiées entre 338 et 800 ka et entre 100 et 161 ka ([Landais et al. \(2012\)](#), [Bazin et al. \(2016\)](#)). Ensuite, de nouvelles mesures pour la période couvrant 163-332 ka ont été publiées par [Extier et al. \(2018\)](#). Ces nouvelles données ont permis d'obtenir un enregistrement continu de 100 à 800 ka sur de la glace EDC bien conservée. Les 100 ka les plus récents ne sont pas exploités à cause des fortes variations de $\delta O_2/N_2$ sur la zone de profondeur correspondant à la transition bulles d'air/clathrates ([Bender \(2002\)](#)). Sur la Figure 5.6, nous pouvons voir de nettes similitudes entre l'insolation locale du 21 décembre (75°S pour EDC) et les variations de $\delta O_2/N_2$ comme mis en évidence dans les études précédentes ([Bender \(2002\)](#), [Kawamura et al. \(2007\)](#)). Même s'il y a

une correspondance claire entre $\delta O_2/N_2$ et les variations locales d'insolation estivale, les amplitudes relatives des deux signaux ne correspondent pas toujours comme cela avait déjà été observé pour la période 350-800 ka (Bazin et al. (2016)). De plus, Landais et al. (2012) et Bazin et al. (2016) ont identifié une tendance générale à la diminution de $\delta O_2/N_2$ au cours des 800 derniers kyrs de 7,9‰ par millions d'années (Ma). Stolper et al. (2016) ont interprété cette réduction comme étant le résultat des changements dans les flux de carbone organique au cours des 800 derniers ka.

Les Terminaisons 2, 3, 4, 5, 6 et 7 ont été mesurées durant ma thèse. De manière globale, les nouvelles mesures confirment à cette échelle les variations déjà observées par Extier et al. (2018) et complètent l'enregistrement à plus haute résolution (Figure 5.7).

Dans les grandes lignes, les nouvelles données se comparent bien à la série compilée de Extier et al. (2018). Cependant, les observations dans le détail montrent plusieurs différences notables. Dans la Figure 5.8, on peut apercevoir des nuances où les nouvelles mesures précisent l'optimum en $\delta O_2/N_2$. Tandis que les données de Extier et al. (2018) montrent un optimum en $\delta O_2/N_2$ à 122,5 ka, les nouvelles mesures (en croix rouge avec une moyenne glissante sur 10 points représentée par la courbe rouge) indiquent un optimum à 127,3 ka, soit un écart de 4 800 ans. Les mesures présentées dans cette étude ont une résolution autour de cinq fois supérieure et décrivent une forme plus continue de la sinusoïde liée au forçage orbital. Cette information est cruciale pour repérer à quel endroit la synchronisation entre le $\delta O_2/N_2$ et l'insolation d'été locale à 75°S doit se faire et ainsi diminuer les incertitudes sur les échelles d'âge.

En revanche, les nouvelles mesures de $\delta^{18}O_{atm}$ suivent très bien les mesures pré-existantes comme le montre la figure 5.8. La résolution plus fine est supérieure aux nouvelles mesures mais confirme bien l'amplitude et la forme montrées par le $\delta^{18}O_{atm}$.

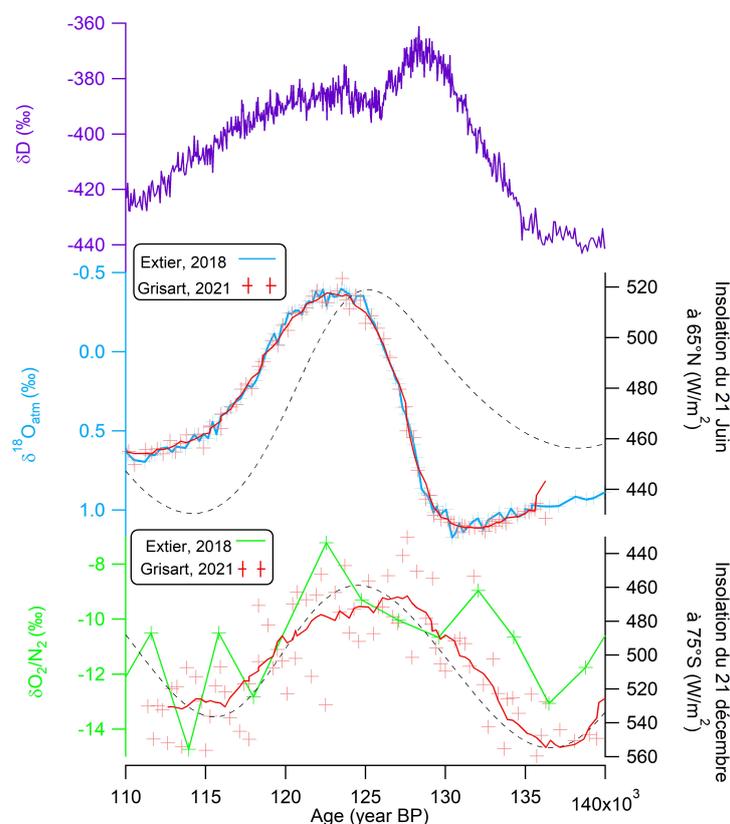


Figure 5.8 – Détail de la figure 5.7 centrée sur la Terminaison 2.

Sur d'autres périodes, notamment la Terminaison 3 (Figure 5.9), on peut observer des différences notables sur la valeur absolue du $\delta O_2/N_2$. Les nouvelles mesures montrent un décalage vertical de 2 ‰ en moyenne. Une telle différence visible sur les 70 ka d'enregistrement commun avec les mesures d'Extier et al. (2018) restent encore à expliquer.

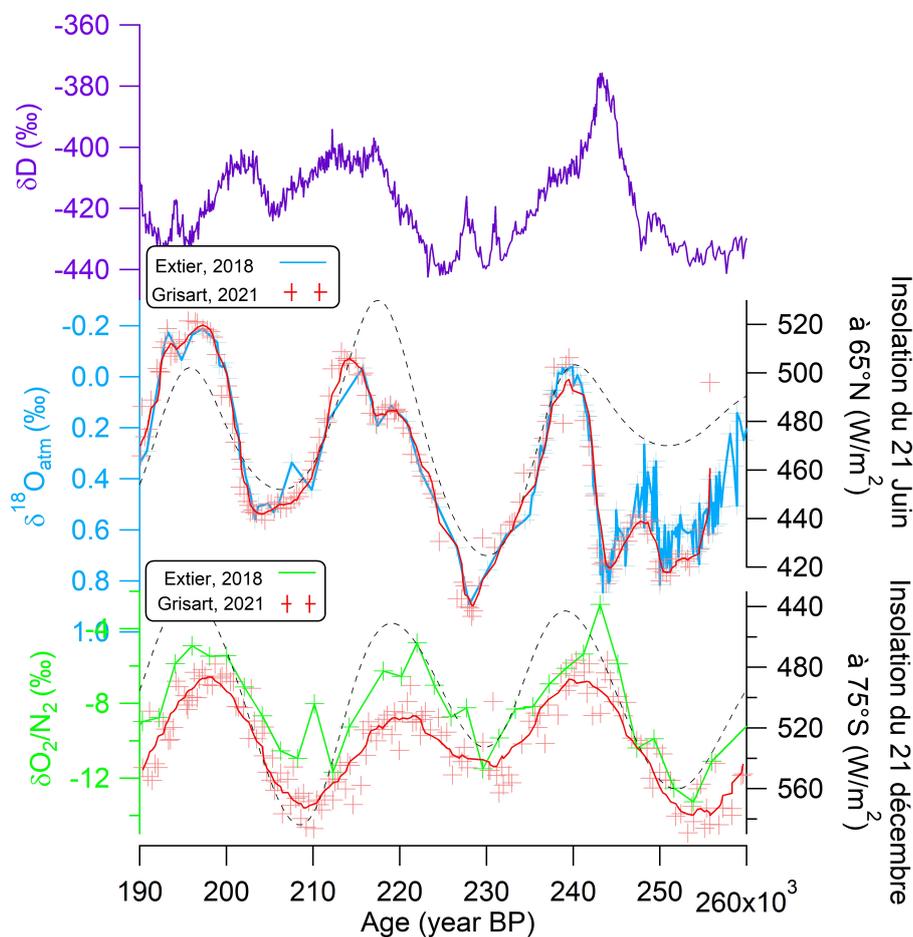


Figure 5.9 – Détail de la figure 5.7 centrée sur la Terminaison 3.

L'hypothèse la plus réaliste pour expliquer ce décalage est liée à la durée de stockage des échantillons qui a un rôle dans la préservation du signal et du fractionnement. Mes échantillons étaient stockés dans la cave EPICA à Concordia avant que je vienne les récupérer. Durant le transport vers la France (< 1 semaine), les morceaux de glace ont été conservés dans de la carboglace (-80°C). Ensuite, ils étaient stockés dans un congélateur à -50°C dans les sous-sols du LSCE.

Landais et al. (2012) avait présenté un enregistrement de $\delta O_2/N_2$ sur la carotte de glace EDC couvrant la période entre 306 et 796 ka. De nombreux échantillons avaient été stockés à -25°C pendant 1 an ou plus avant leur analyse, de sorte que les mesures brutes de $\delta O_2/N_2$ étaient fortement affectées par le fractionnement associé à la perte de gaz. En utilisant des mesures de haute précision de $\delta O_2/N_2$ effectuées à des profondeurs similaires sur des échantillons d'EDC soigneusement conservés congelés à -50°C, ils ont pu proposer deux corrections de perte de gaz pour construire des courbes composites de $\delta O_2/N_2$. Dans notre cas, la température de stockage a toujours été de -50°C mais les échantillons que j'ai analysés ont été stockés plus de 15 ans à -50°C contre moins de 10 ans pour la plupart des analyses présentées dans Extier et al. (2018). Même si la perte de gaz par diffusion est ralentie à -50°C par rapport à -25°C, elle pourrait expliquer un décalage des données entre la série actuelle et celle d'Extier et al. (2018).

Dans cet autre exemple de la Terminaison 6 (figure 5.10), les nouvelles mesures de $\delta O_2/N_2$ ont une évolution très différente de celles d'Extier et al. (2018). Les anciennes mesures montrent une non concordance des variations du $\delta O_2/N_2$ avec les extremums d'insolation d'été local à 75°S à 525 et 515 ka. Les nouvelles mesures présentées dans cette thèse suivent davantage le forçage orbital. Ces différences sont encore inexplicables et pourtant cruciales pour déterminer la synchronisation avec le forçage astronomique et ainsi améliorer la datation orbitale.

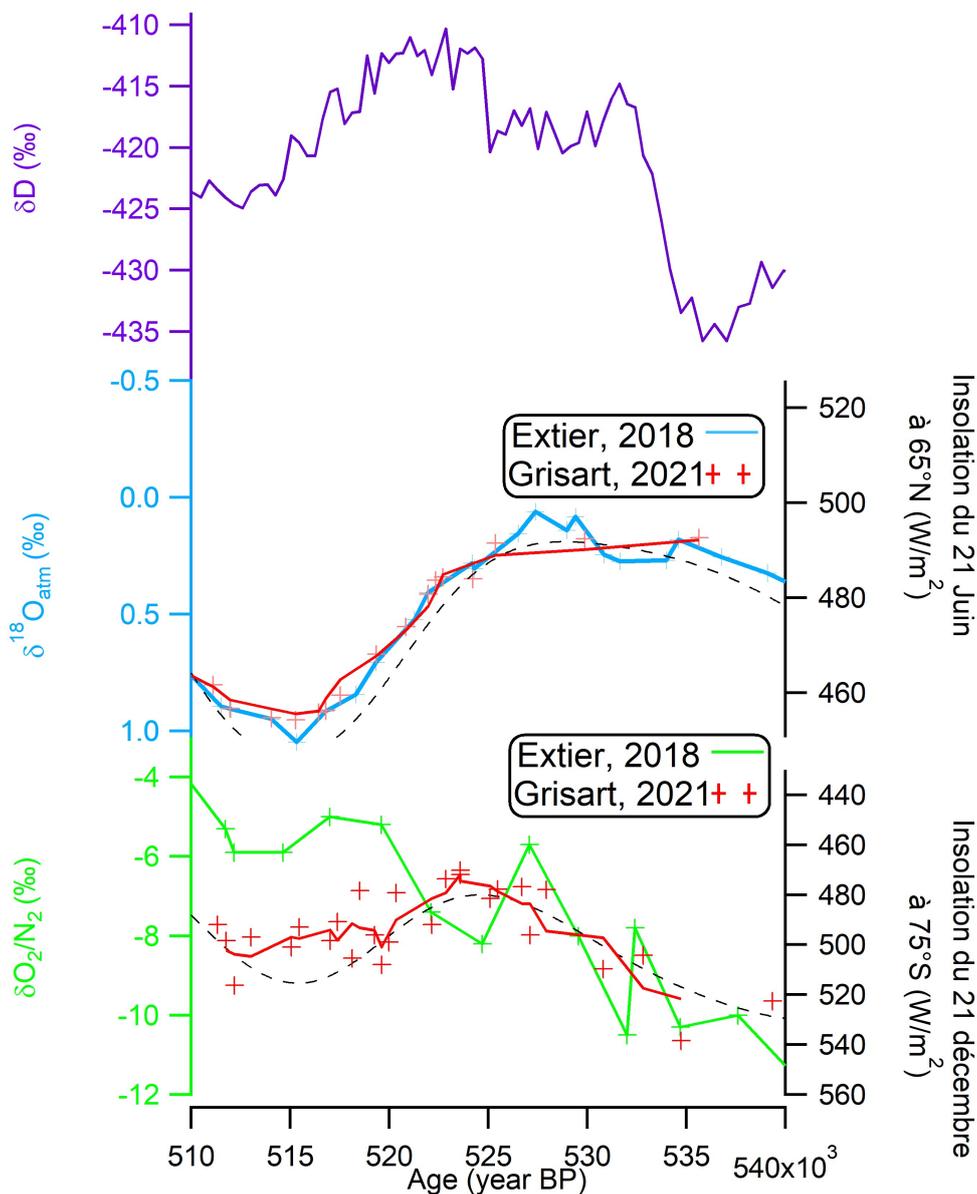


Figure 5.10 – Détail de la figure 5.7 centrée sur la Terminaison 6.

5.2.2 . Etude des déglaciations à haute résolution

Les 9 Terminaisons sont ici présentées unes à unes dont les descriptions de résultats de d-excess, ^{17}O – excess et $\delta^{18}O_{atm}$ vont se référer successivement.

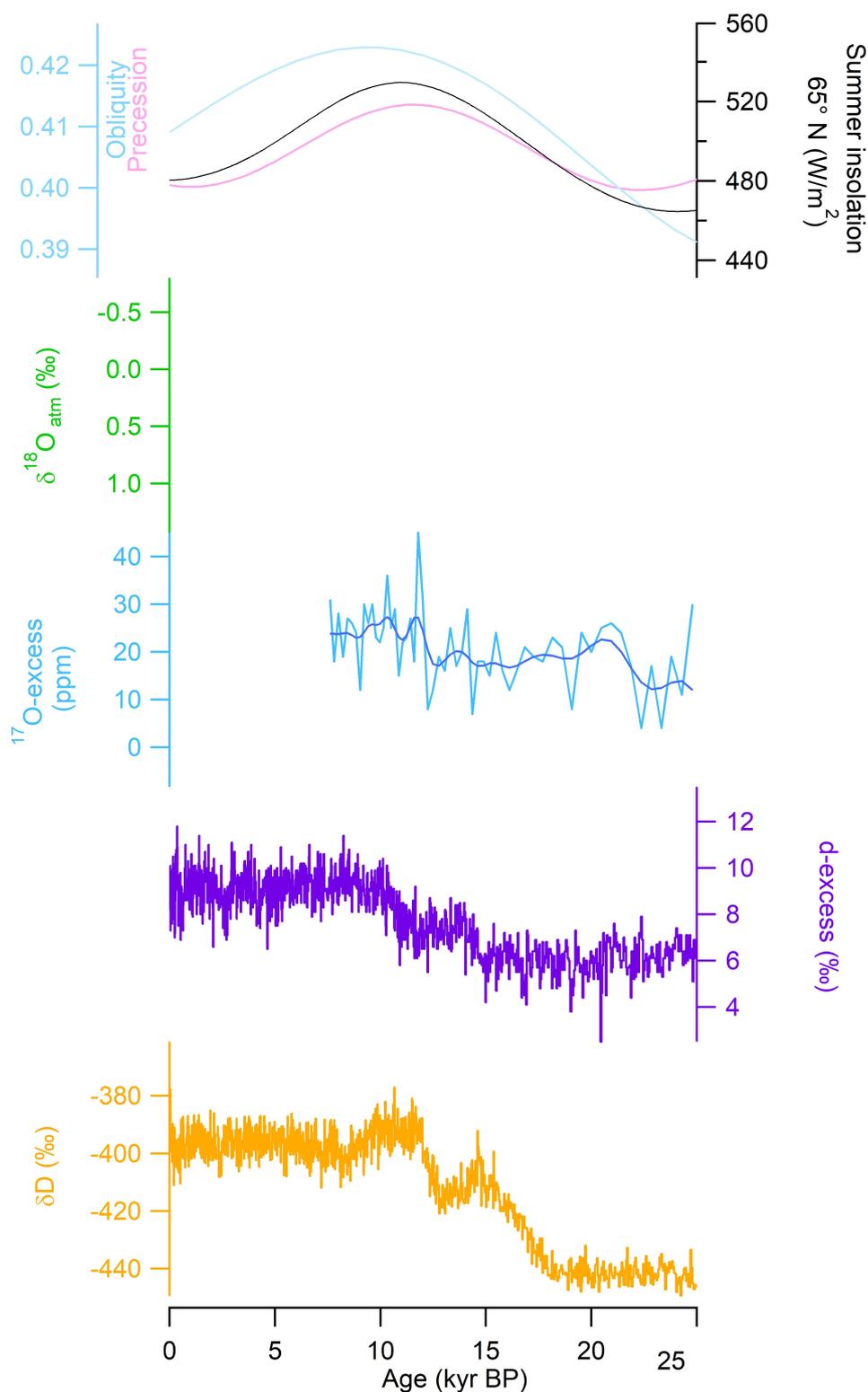


Figure 5.11 – Présentation des anciennes et nouvelles mesures sur la Terminaison 1. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}O_{atm}$ (Extier et al. (2018)). ^{17}O -excess provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess (mauve) provenant de Landais et al. (2021). Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)).

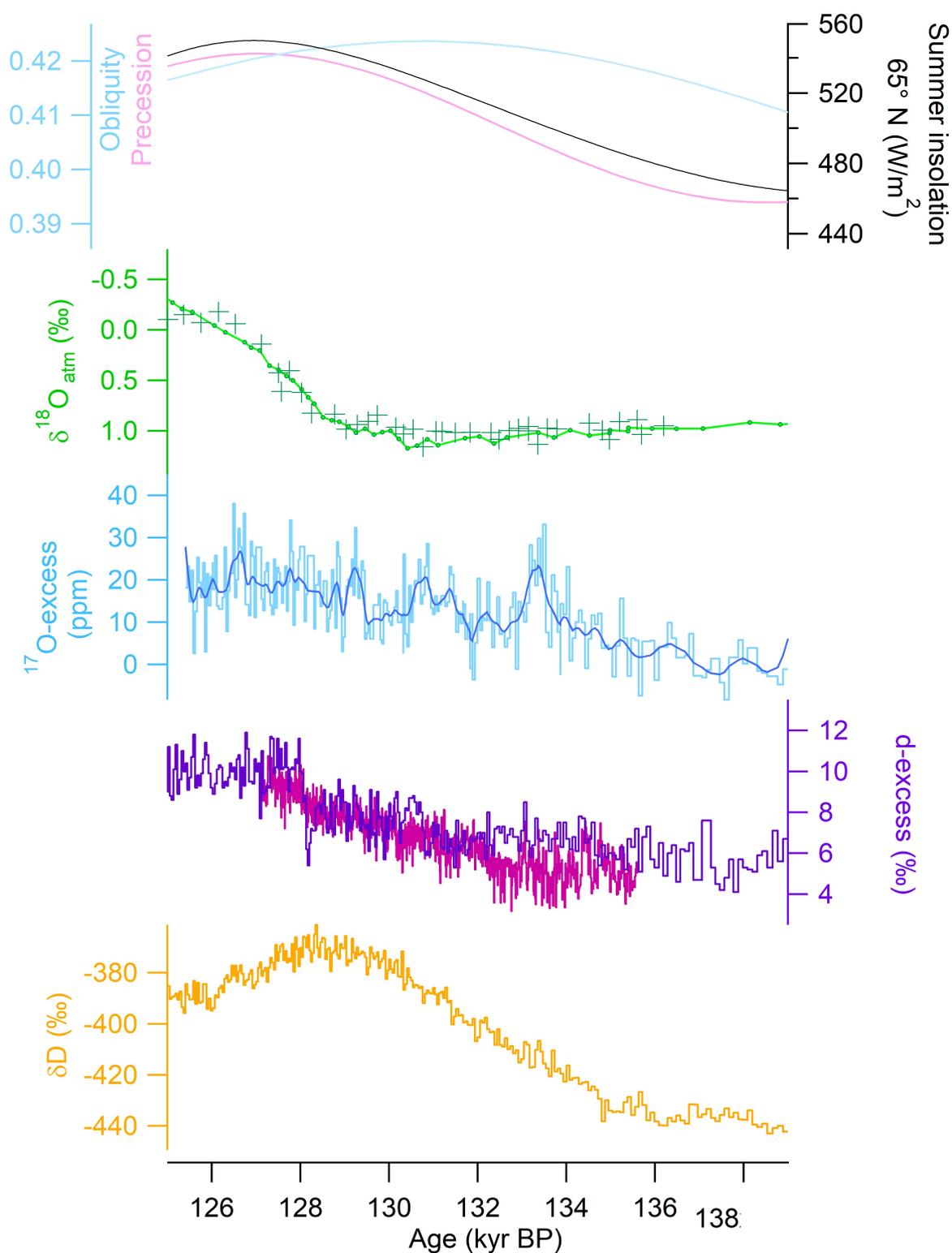


Figure 5.12 – Présentation des anciennes et nouvelles mesures sur la Terminaison 2. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}O_{atm}$ (Extier et al. (2018)). ^{17}O - excess provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess à basse résolution (mauve foncé) provenant de Landais et al. (2021) et en haute résolution (mauve clair) provenant de cette thèse. Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)).

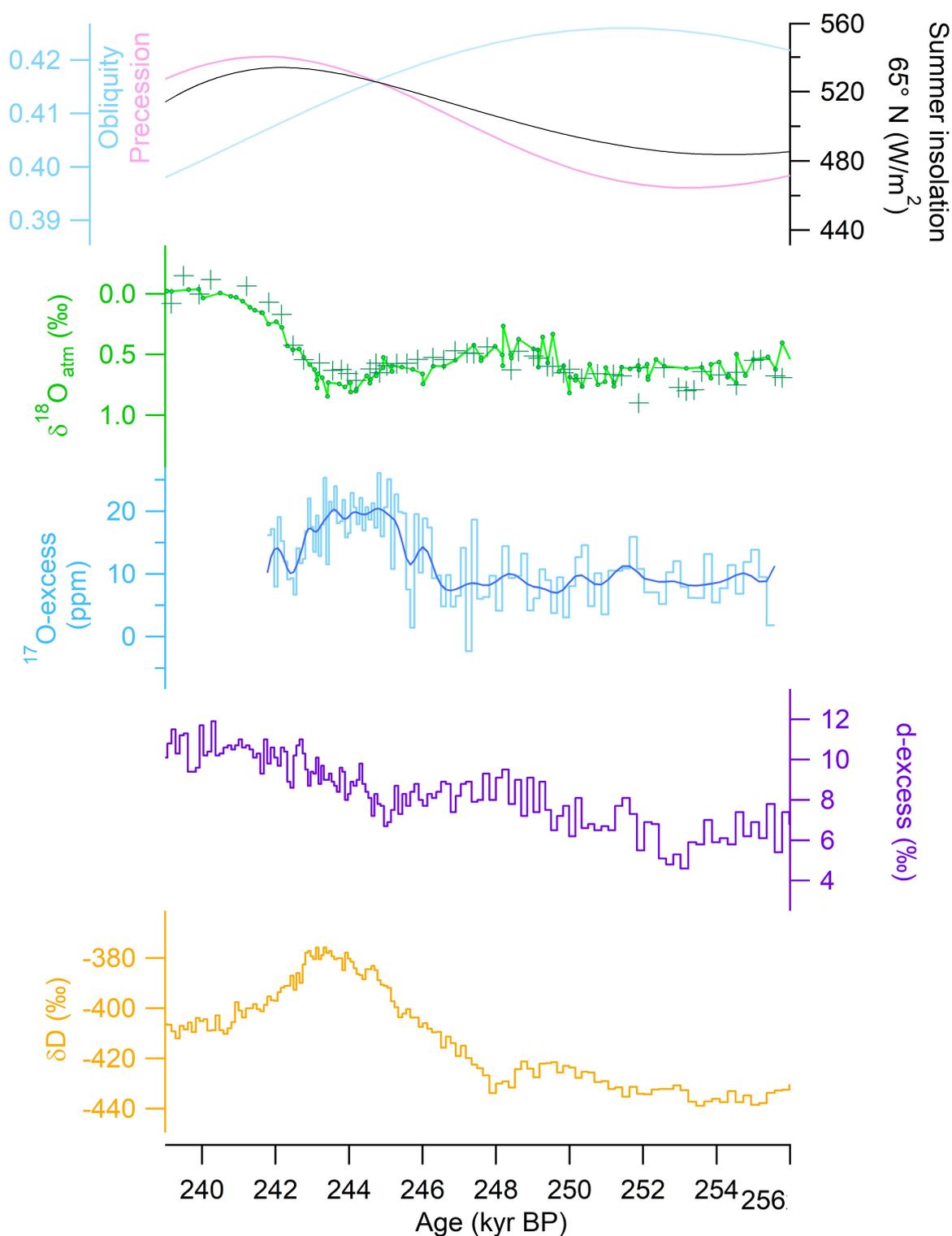


Figure 5.13 – Présentation des anciennes et nouvelles mesures sur la Terminaison 3. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}O_{atm}$ (Extier et al. (2018)). ^{17}O - *excess* provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess (mauve) provenant de Landais et al. (2021). Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)).

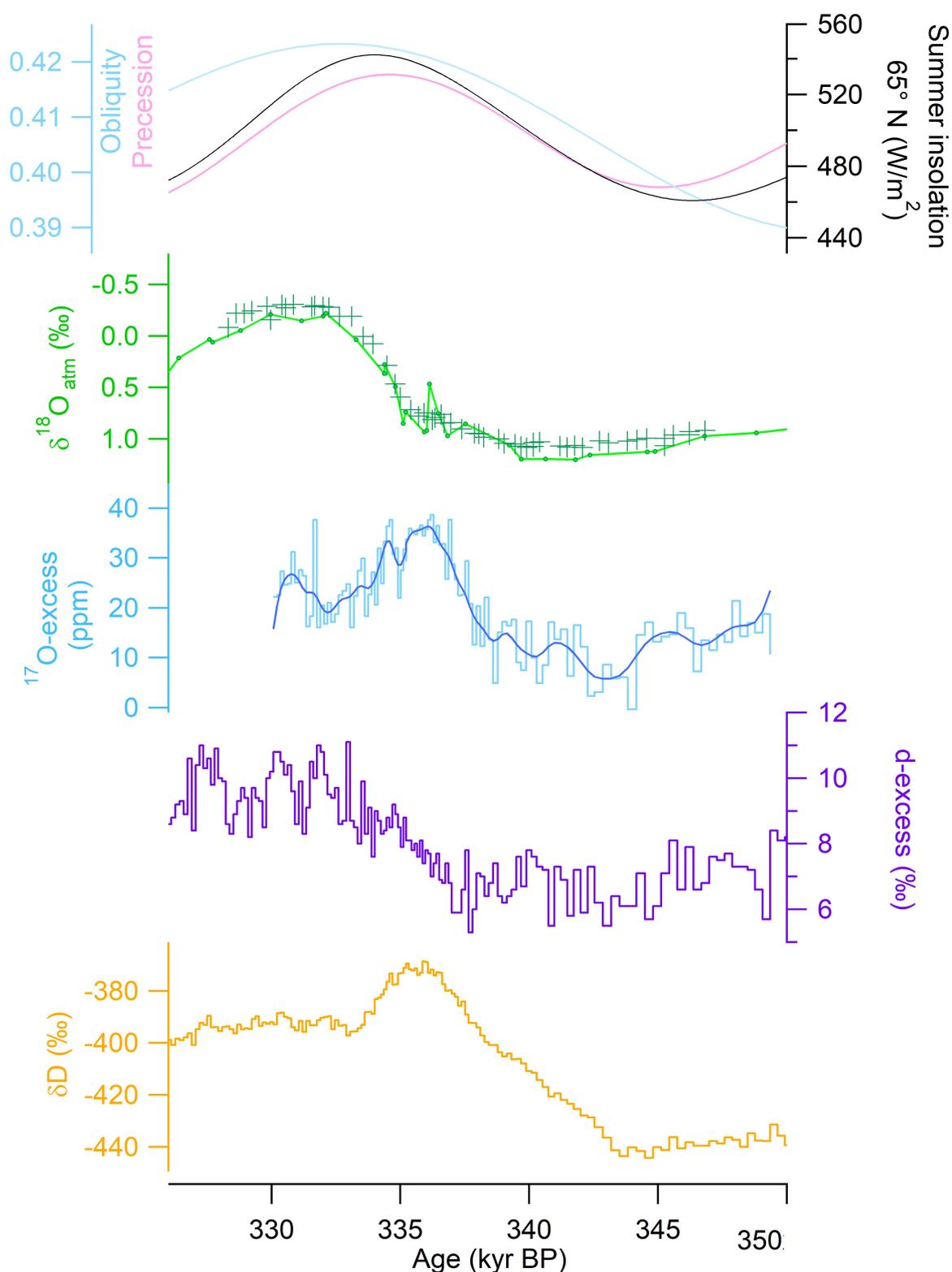


Figure 5.14 – Présentation des anciennes et nouvelles mesures sur la Terminaison 4. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}O_{atm}$ (Extier et al. (2018)). ^{17}O - excess provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess (mauve) provenant de Landais et al. (2021). Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)).

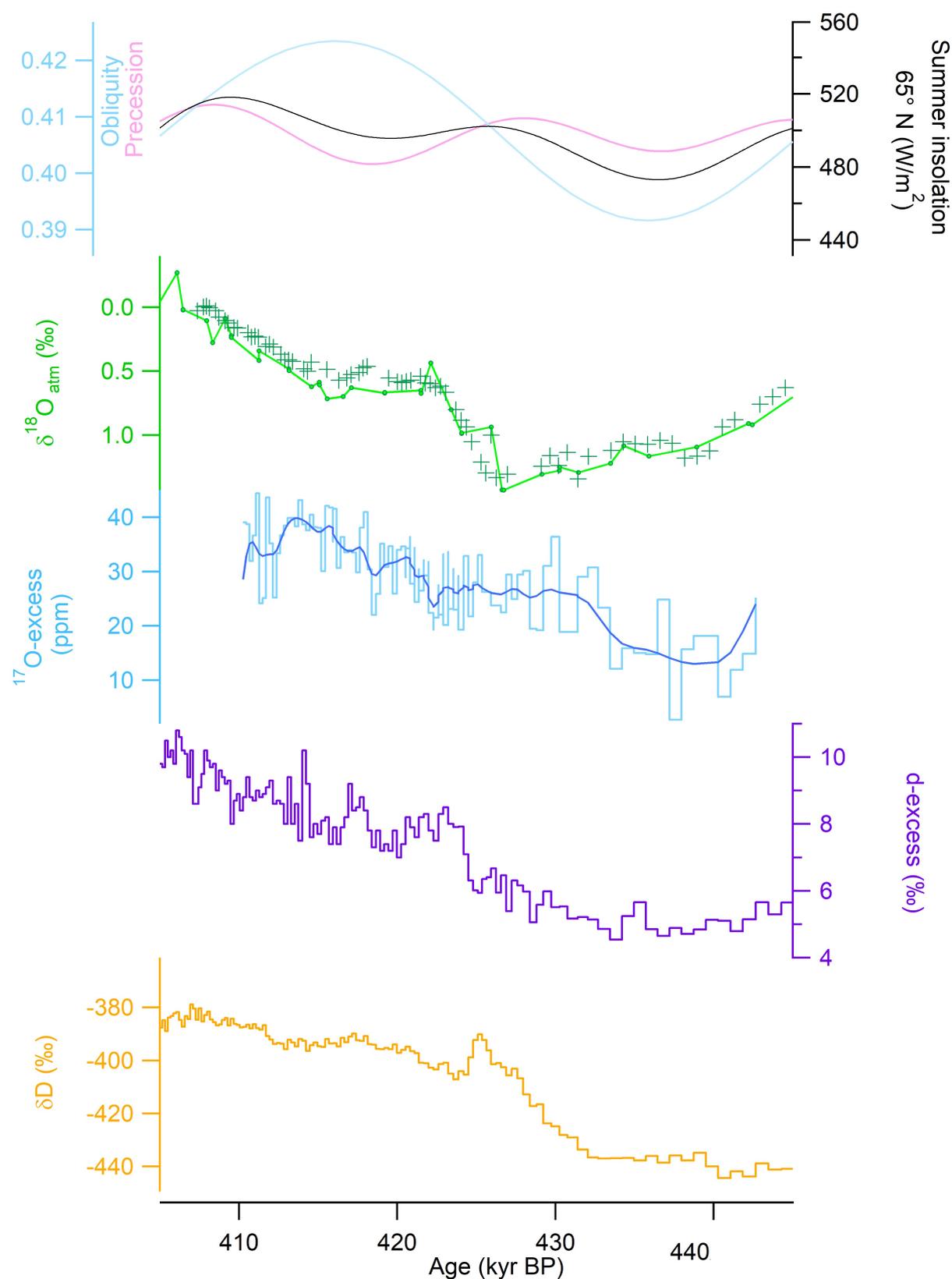


Figure 5.15 – Présentation des anciennes et nouvelles mesures sur la Terminaison 5. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}O_{atm}$ (Extier et al. (2018)). ^{17}O – excess provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess (mauve) provenant de Landais et al. (2021). Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)).

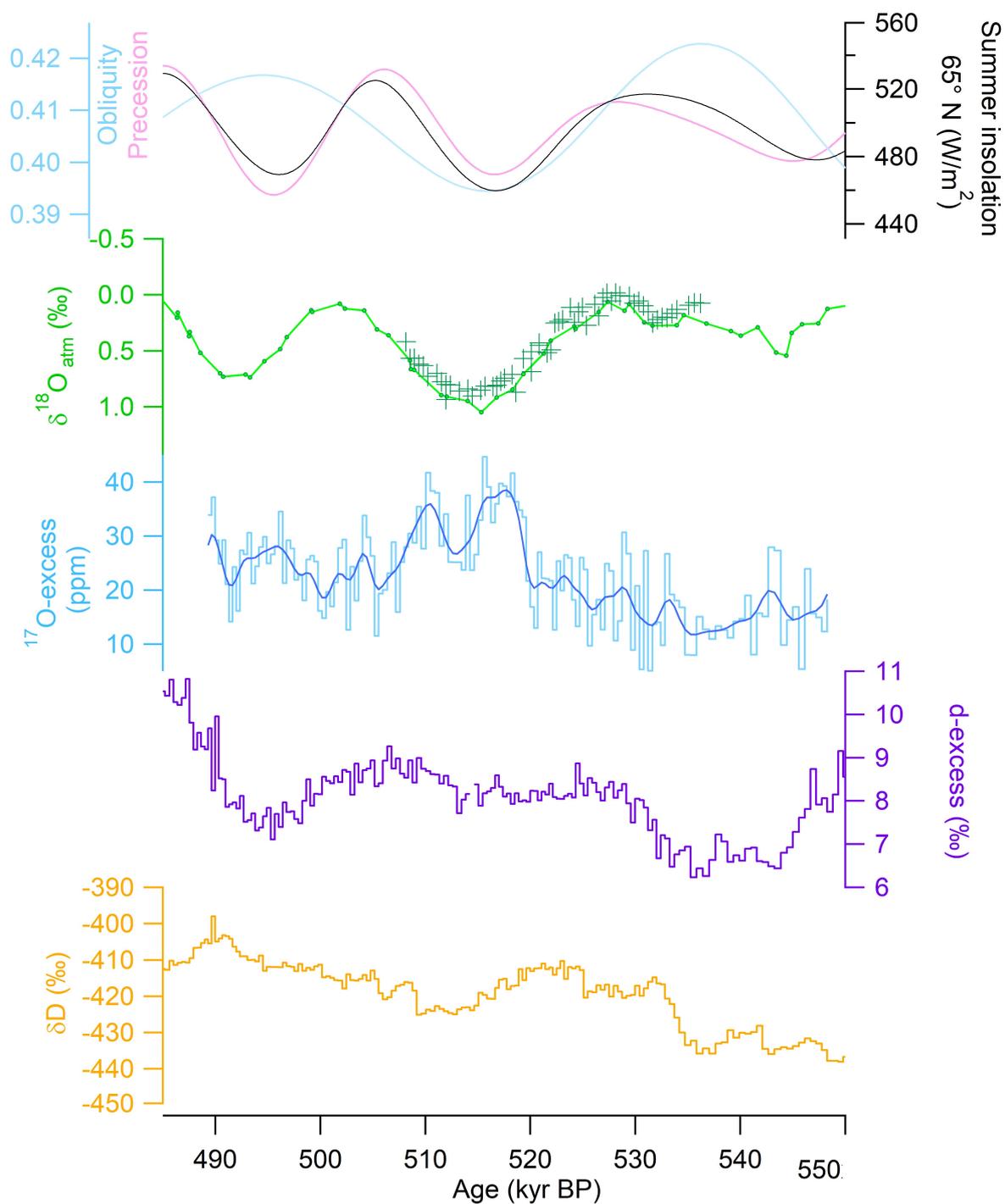


Figure 5.16 – Présentation des anciennes et nouvelles mesures sur la Terminaison 6. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}O_{atm}$ (Extier et al. (2018)). ^{17}O – excess provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess (mauve) provenant de Landais et al. (2021). Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)).

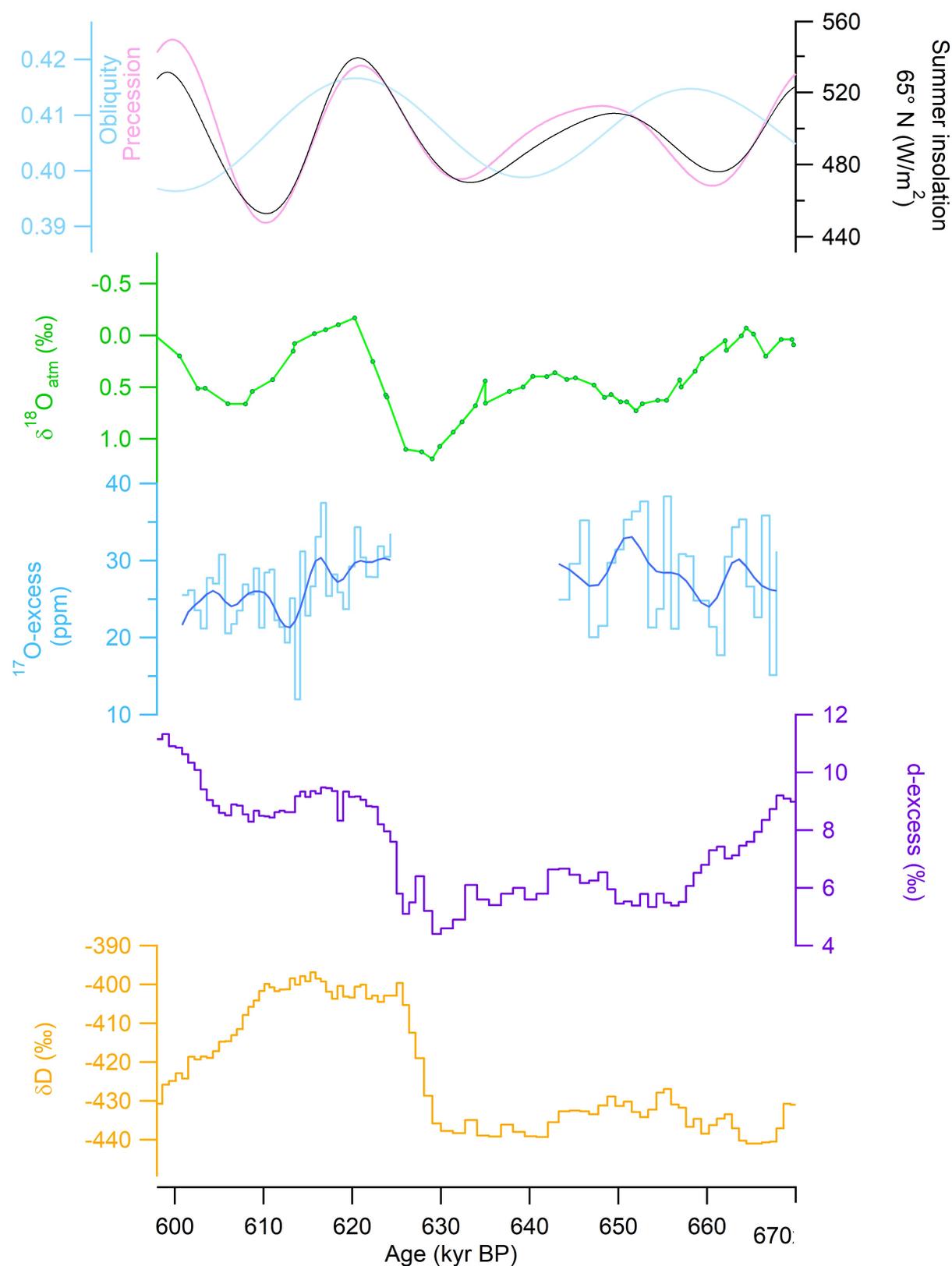


Figure 5.17 – Présentation des anciennes et nouvelles mesures sur la Terminaison 7. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}O_{atm}$ (Extier et al. (2018)). ^{17}O - excess provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess (mauve) provenant de Landais et al. (2021). Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)).

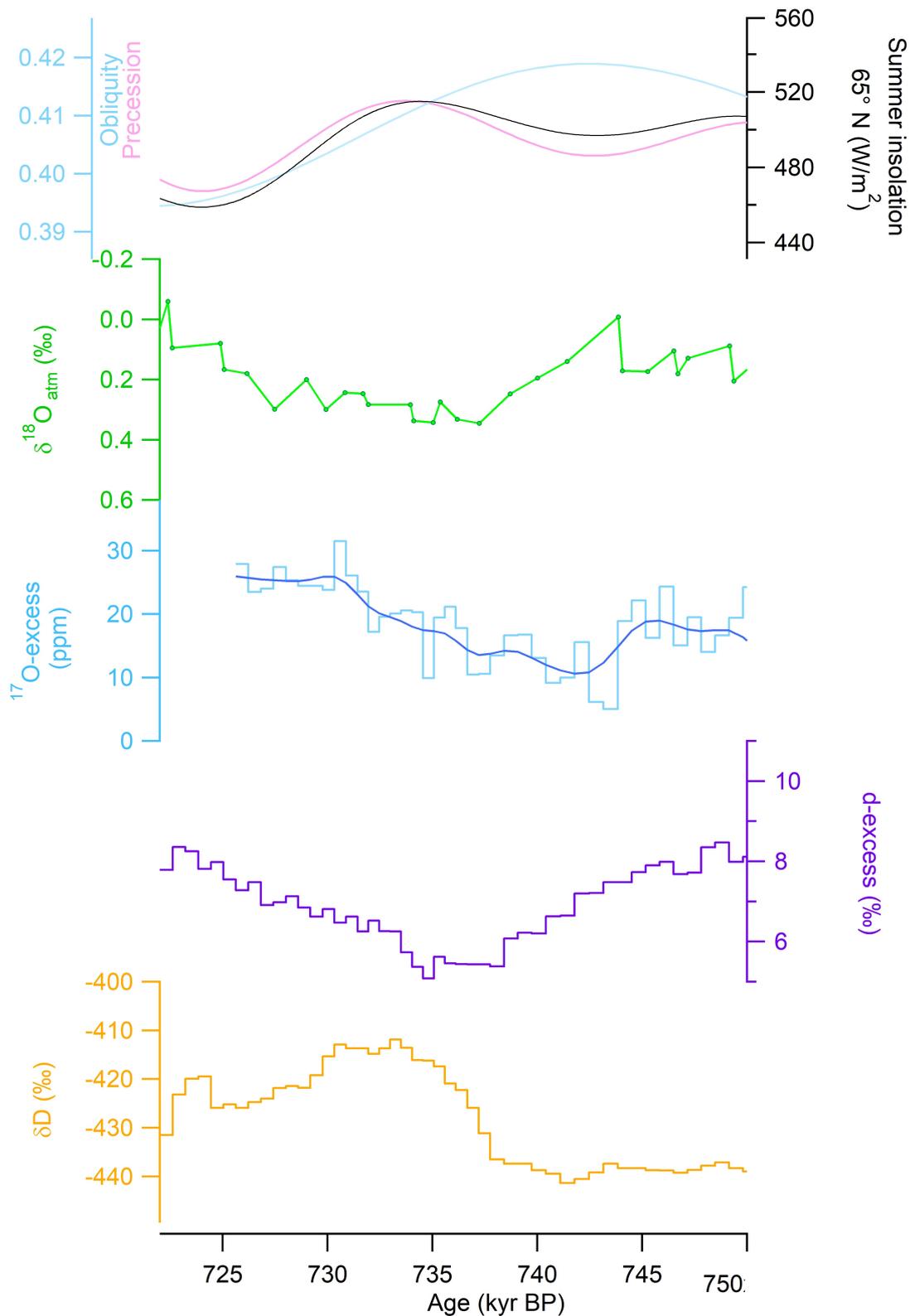


Figure 5.18 – Présentation des anciennes et nouvelles mesures sur la Terminaison 8. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}\text{O}_{atm}$ (Extier et al. (2018)). ^{17}O - excess provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess (mauve) provenant de Landais et al. (2021). Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)).

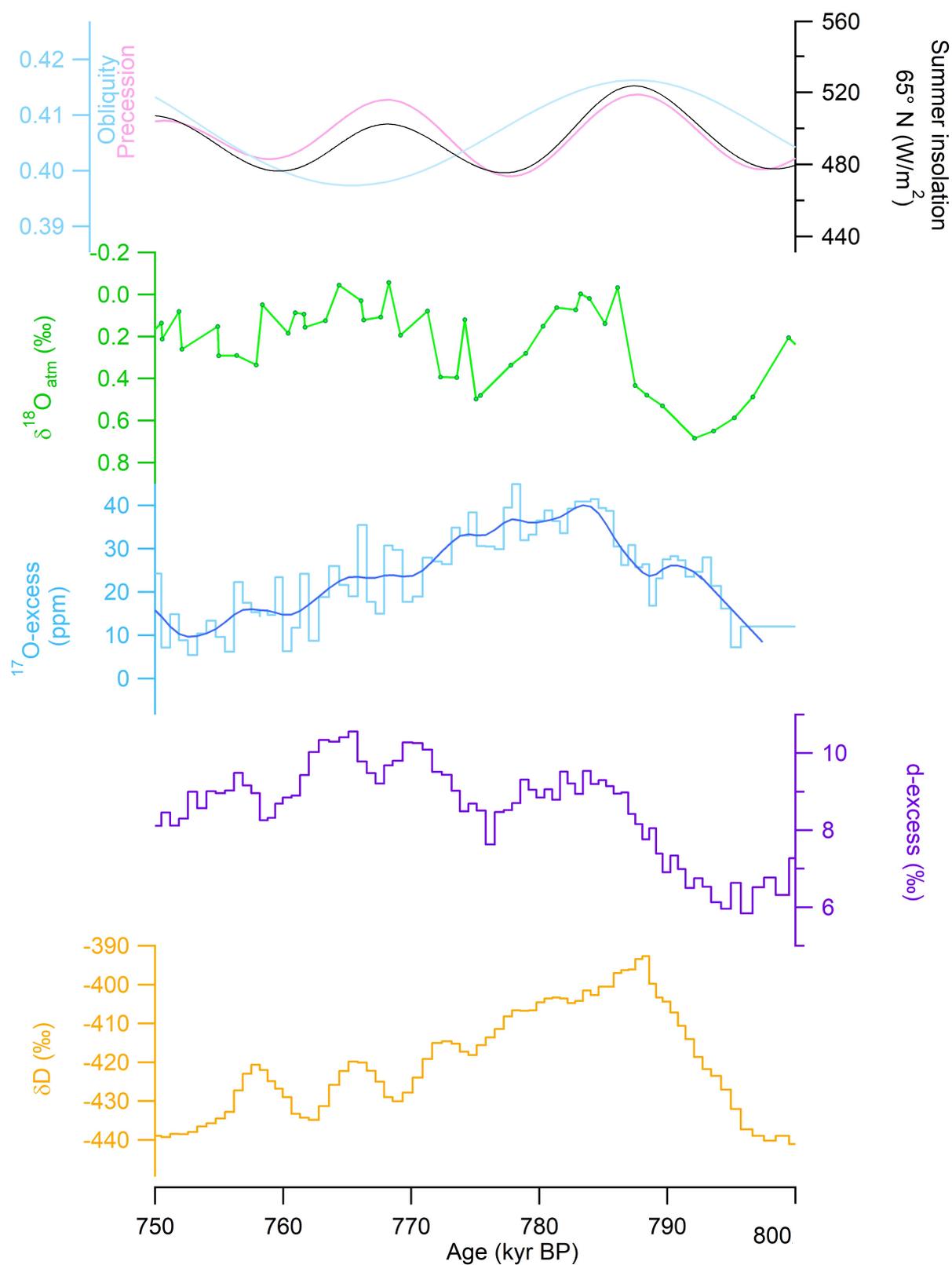


Figure 5.19 – Présentation des anciennes et nouvelles mesures sur la Terminaison 9. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}\text{O}_{atm}$ (Extier et al. (2018)). ^{17}O - excess provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess (mauve) provenant de Landais et al. (2021). Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)).

5.2.2.1 Enregistrement du d-excess Terminaison par Terminaison

- Le d-excess a été remesuré pour l'avant-dernière déglaciation (**Terminaison 2**, figure 5.12). Les anciennes données (mauve foncé) montraient une augmentation du d-excess par paliers avec un grand saut de valeur à 128,5 ka. Les nouvelles mesures à haute résolution produites pendant ma thèse (mauve clair) confirment l'augmentation progressive de 6 ‰ du d-excess entre 134 et 128 ka, mais cette augmentation est continue et sans plateaux intermédiaires comme montraient les anciennes données. Le maximum de d-excess est atteint 1000 ans après le maximum de δD .
- À la **Terminaison 3** (figure 5.13), le d-excess passe de 5 ‰ à 253 ka, à 9 ‰ à 248 ka. C'est la date où le δD commence à augmenter, marquant le début de la déglaciation. Ses valeurs redescendent à 7 ‰ à 245 ka, alors que le δD augmente de manière plus rapide. Le d-excess reprends ensuite son augmentation jusqu'à atteindre progressivement un maximum de 11 ‰ à 240 ka lorsque le δD a déjà diminué. Ici, le δD et le d-excess sont la plupart du temps en anti-phase.
- La **Terminaison 4** (figure 5.14) montre des valeurs stables de d-excess autour de 6,5 ‰ entre 350 et 337 ka, avec toutefois une variabilité assez grande, de l'ordre de 2 ‰. Le d-excess commence à augmenter à 337 ka, alors que le δD est en pleine ascension. Le maximum de δD est atteint à 326 ka, alors que le d-excess continue toujours à augmenter pour incrémenter de 5 ‰ jusqu'à 332 ka. Le d-excess est maximum lorsque le δD est bas et stabilisé, 4 000 ans après son maximum. Ici, le d-excess et le δD sont en anti-phase.
- Le d-excess enregistré à la **Terminaison 5** (figure 5.15) débute par des valeurs basses, autour de 5 ‰, avec un début d'augmentation à partir de 433 ka, en même temps que le δD . Le d-excess continuera d'augmenter jusqu'à 405 ka pour atteindre des valeurs de 10 ‰. Le d-excess observe toutefois une forte augmentation de 2 ‰ (6 à 8 ‰) à 424 ka, au moment où le δD atteint son maximum et commence à diminuer.
- La **Terminaison 6** (figure 5.16) se différencie des autres Terminaisons vues jusqu'à présent par l'existence de différentes phases de réchauffement. À 535 ka, la valeur indiquée par le d-excess est de 6 ‰, au moment où débute l'augmentation du δD . Le δD augmente parallèlement au d-excess, qui lui atteint un premier plateau à partir de 526 ka. À 513 ka il y a une seconde petite augmentation du d-excess qui atteint 9 ‰ alors que le δD a déjà diminué. Ensuite, le d-excess diminue jusqu'à 7 ‰ à 493 ka. Vient alors la plus grande augmentation du d-excess pour atteindre la valeur maximale proche de 11 ‰ à 485 ka, avant de redescendre de 7 ‰ en 25 000 ans.
- Le d-excess présenté à la **Terminaison 7** (figure 5.17) ressemble à la Terminaison 6 par ses multiples augmentations. La première se situe à 625 ka faisant passer le d-excess de 5 ‰ à 9 ‰, 5 000 ans plus tard (à 620 ka). Cette première augmentation du d-excess correspond au moment du maximum de δD à cette même date. Le d-excess reste stable à ces valeurs pour augmenter de nouveau à partir de 604 ka, alors que le δD diminue. Le d-excess atteindra 11 ‰ à 598 ka.
- À la **Terminaison 8** (figure 5.18), le d-excess ne présente que très peu de variations, il atteint un minimum de 5 ‰ situé à 735 ka en même temps que le maximum de δD et n'augmente ensuite que linéairement de 3 ‰ à 722 ka pendant la diminution du δD . On peut remarquer ici une forte anti-corrélation entre les deux traceurs de δD et de d-excess.
- Enfin, la **dernière Terminaison, la 9** (figure 5.19), montre une première grande augmentation du d-excess à partir de 795 ka débutant à une valeur de 6 ‰, pour atteindre 9,5 ‰ à 783 ka. Dans le δD , cela correspond aux dates où les températures en Antarctique augmentent, seulement, le maximum du d-excess est atteint 6000 ans plus tard que le δD . Le d-excess diminue pour rejoindre un minimum local de 8,5 ‰ situé à 775 ka mais remonte ensuite à 10 ‰ à un maximum placé à 770 ka.

En résumé, le δD et le d-excess ne sont pas toujours corrélés pendant les 9 dernières déglaciations. Par exemple, on observe un décalage du maximum entre le δD et le d-excess de 5 à 10 ka dans les Terminaisons 2, 3, 4 et 8 avec une anticorrélation de ces deux traceurs alors que les maxima des Terminaisons 5, 6, 7 et 9 sont synchrones.

5.2.2.2 Enregistrement du $^{17}O - excess$ Terminaison par Terminaison

- **Terminaison 2** : Dans cette étude nous présentons la première courbe de $^{17}O - excess$ sur l'avant dernière Terminaison en Antarctique (figure 5.12). Cette courbe est composée de 250 nouvelles mesures. Le pas de temps est compris entre 50 et 100 ans. La déglaciation débute à 135 ka, montré par les données à EDC avec une augmentation du δD à ce moment-là. Le δD , et donc la température locale, atteint un maximum à 129 ka. Durant toute cette période de réchauffement, le δD a augmenté presque linéairement de 12 ‰ et sans grande variation. Pendant ce temps, le $^{17}O - excess$ augmente lui aussi linéairement, de 20 ppm entre 140 et 126 ka mais des variations additionnelles sont visibles. Centré à 133 ka, on observe un pic de 11 ppm qui dure seulement 1000 ans.
- La **Terminaison 3** (figure 5.13) montre un $^{17}O - excess$ stabilisé autour de 10 ppm pour toute la période glaciaire jusqu'à 247 ka où une augmentation de 12 ppm est visible pour atteindre un maximum en même temps que celui de la température montrée par le δD , à 244 ka. Le début de l'augmentation du $^{17}O - excess$ est toutefois en retard de 1000 ans par rapport au début de la déglaciation marquée par le δD . Il ne semble pas y avoir d'évènement millénaire observable durant la Terminaison 3 contrairement à ce qui est observé pendant la Terminaison 2. À noter que l'insolation à 65°N est moins forte pendant la Terminaison 3 que pendant la Terminaison 2 (différence de 20 W/m²).
- La **Terminaison 4** (figure 5.14) présente une augmentation du $^{17}O - excess$ la plus importante que ce que nous avons vu dans les Terminaisons les plus récentes car cette hausse s'élève à 30 ppm en l'espace de 7000 ans. L'augmentation de $^{17}O - excess$ est synchronisée avec l'augmentation de δD avec un début de déglaciation à 343 ka et un maximum de température et de $^{17}O - excess$ atteint à 336 ka. Il ne semble pas y avoir de variation supplémentaire à fine échelle de $^{17}O - excess$ pendant la phase de déglaciation, en revanche on peut observer un second pic de $^{17}O - excess$ d'une durée de 1 ka centré à 334,5 ka. Sa valeur se rapproche du maximum absolu de 37 ppm 1,5 ka plus tôt.
- Le $^{17}O - excess$ pendant la **Terminaison 5** (figure 5.15) montre une très longue augmentation. Alors que l'augmentation associée à la Terminaison 2 dure 14 ka, celle associée à la Terminaison 5 dure presque le double (27 ka). Il y a deux phases d'augmentation de température locale (δD) durant cette Terminaison : le premier pic de δD est atteint à 425 ka et il est suivi d'un deuxième pic qui marque le niveau maximum à 410 ka. Alors que le δD augmente entre 432 et 425 ka, le $^{17}O - excess$ lui présente des valeurs stables car il a subi une première augmentation avant, entre 434 et 430 ka. Vient alors une seconde augmentation plus douce du δD qui commence à 422 ka et correspond à une seconde phase d'augmentation du $^{17}O - excess$ jusqu'à son optimum atteint à 413 ka.
- La **Terminaison 6** (figure 5.16) montre une augmentation du $^{17}O - excess$ en deux temps. La première hausse de 9 ppm est lente avec une variabilité de l'ordre de 6-7 ppm entre 535 et 520 ka. Elle a lieu pendant un premier réchauffement visible dans le δD , débutant à 534 ka. Vient ensuite un plus grand pic de $^{17}O - excess$ avec une augmentation rapide de 18 ppm en l'espace de 3000 ans. Ce maximum atteint à 517 ka (38 ppm) correspond à une baisse de température locale durant l'interglaciaire indiqué par le δD . Un deuxième pic de $^{17}O - excess$ de valeur inférieure au premier (de 36 ppm) est observé 7000 ans plus tard, à 510 ka. Ce deuxième évènement ne correspond pas à une variation notable dans le δD qui présente à ce moment un minimum.

- La **Terminaison 7** (figure 5.17) n'est pas complète, il y a une partie entre 3035,45 et 3044,8 m de profondeur qui n'a pas pu être mesuré. Ces 10 mètres étaient manquants à notre collection au sein du LSCE, et nos collègues italiens n'avaient pas non plus ces échantillons. Les valeurs de $^{17}O - excess$ affichent toutefois des valeurs stables autour de 25 ppm entre 668 et 643 ka puis entre 623 et 600 ka.
- La **Terminaison 8** (figure 5.18) présente une augmentation de $^{17}O - excess$ de 15 ppm entre 741 et 730 ka. Cette période est plus longue (elle commence plus tôt et finit plus tard) que la période d'augmentation de δD lié au forçage orbital. Celui-ci n'est pas très important car à ce moment l'insolation au 21 Juin à 65°N n'augmente que de 13 W/m². La résolution ne permet pas de voir s'il existe une variabilité supplémentaire via des événements millénaires.
- La **dernière Terminaison (9)** (figure 5.19) enregistrée à EDC montre elle aussi une augmentation de $^{17}O - excess$ parmi les plus importantes enregistrées jusqu'ici car ses valeurs passent de 7 à 41 ppm en l'espace de 11 000 ans. Cette augmentation est décalée de 3000 ans en retard par rapport au pic de δD . Bien que nous soyons dans la partie profonde de la carotte avec une faible résolution et de forts effets de diffusion, ce décalage ne peut pas être dû à des erreurs de datation avec le δD car il s'agit de la même eau qui a été analysée. La faible résolution ne permet pas d'observer de la variabilité millénaire mais nous pouvons mettre en évidence ce décalage avec les traceurs de premier ordre ainsi que la forte augmentation de $^{17}O - excess$ durant cette déglaciation.

En résumé, le $^{17}O - excess$ varie en accord avec les variations de δD durant les Terminaisons mais nous avons remarqué au cours des précédentes descriptions que ce n'est pas toujours valable sur de courtes variations, comme aux Terminaisons 2, 4 et 6 où d'autres variations se retrouvent superposées à la tendance liée au forçage orbital.

5.2.2.3 Enregistrement du $\delta^{18}O_{atm}$ Terminaison par Terminaison

Pour l'étude des Terminaisons à haute résolution, nous avons porté un intérêt particulier à la variabilité millénaire, et notamment aux événements de Heinrich qui apparaissent comme des anomalies positives dans le $\delta^{18}O_{atm}$ (à noter l'échelle inversée selon la convention), ou des changements positifs dans la dérivée du $\delta^{18}O_{atm}$ (Severinghaus et al. (2009)). La dérivée du $\delta^{18}O_{atm}$ est parfois utilisée pour explorer les points d'inflexions dans l'évolution du $\delta^{18}O_{atm}$ associé à des changements climatiques car le mélange de l'oxygène dans l'atmosphère est d'environ 1000 ans donc les changements ne sont pas rapidement visibles. La dérivée du $\delta^{18}O_{atm}$ n'est pas utilisée dans les graphes présentés ici, car les changements sont bien visibles dans nos enregistrements.

- Pour commencer, nous allons nous baser sur la **Terminaison 2** pour entamer une première description des événements visibles. À 130 ka, le $\delta^{18}O_{atm}$ commence à diminuer, lorsque le δD est arrivé à son maximum. Le $\delta^{18}O_{atm}$ baissera alors de 1,5 ‰, pour atteindre un minimum 7000 ans plus tard, à 123 ka. Aucune variation de $\delta^{18}O_{atm}$ n'est observée à 133 ka, celui-ci reste stable à des valeurs autour de 1 ‰.
- Concernant la **Terminaison 3**, il y a peu de variations très marquées avant la déglaciation montrée par le δD . Les valeurs restent stables autour de 0,6 ‰ de 250 à 243 ka. Toutefois on pourra préciser que les valeurs ont une tendance à une faible diminution entre 251 et 249 puis une légère augmentation entre 249 et 24 ka. La plus grande variation visible du $\delta^{18}O_{atm}$ est celle commençant à 244 ka, au moment où le δD a déjà atteint son maximum, le signal du $\delta^{18}O_{atm}$ s'abaisse alors de 0,8 ‰ sur les prochains 3000 ans.
- Les **Terminaisons 4 et 5** montrent un schéma similaire aux précédentes Terminaisons avec des signaux qui restent stables à des valeurs de 1 ‰ pour la Terminaison 4 et de 1,5 ‰ pour la Terminaison 5. Survient ensuite une diminution du $\delta^{18}O_{atm}$ commençant à 336 ka et 426 ka (respectivement), soit au maximum du δD marquant l'optimum interglaciaire dans les deux cas. Le $\delta^{18}O_{atm}$ diminue de 1,2 ‰ en l'espace de 4000 ans pour ces deux Terminaisons.

- La **Terminaison 6** présente une différence par rapports aux précédentes Terminaisons. En effet, le $\delta^{18}O_{atm}$ était déjà bas avant le début de la déglaciation qui est montrée par le δD et débutant à 535 ka. Le signal augmente ensuite pour atteindre 0,9 ‰ à 514 ka, s'élevant ainsi de 0,9 ‰ en 12 000 ans. Puis une seconde variation caractérisée par une baisse du $\delta^{18}O_{atm}$ a lieu et le $\delta^{18}O_{atm}$ atteint un minimum de 0,01 ‰ à 500 ka. Ces signaux sinusoïdaux suivent fidèlement le forçage orbital décrivant ces mêmes variations aux mêmes périodes de temps.

5.3 . Interprétation des données issues des carottes de glace pour les différentes Terminaisons

5.3.1 . Interprétation générale des traceurs $^{17}O - excess$, d-excess et $\delta^{18}O_{atm}$ sur les derniers 800 ka

Ces premières interprétations s'inscrivent dans un cadre d'étude de la variabilité à échelle orbitale, sur les évolutions générales des traceurs sur la longue durée. Nous séparons les cas pour discuter des interprétations pour les trois traceurs de $^{17}O - excess$, $\delta^{18}O_{atm}$ et d-excess.

5.3.1.1 Évolution du $^{17}O - excess$ sur les 9 dernières Terminaisons

Dans la figure 5.20 nous constatons que pendant les Terminaisons 2, 3, 4 et 5, il y a augmentation du $^{17}O - excess$ en parallèle du δD et du $\delta^{18}O$. L'augmentation du $^{17}O - excess$, de l'ordre de 10 à 30 ppm pendant 10 ka, est en phase avec le δD ou $\delta^{18}O$. Le début et la fin de l'augmentation des trois traceurs se fait sans décalage pour les Terminaisons 2 et 4. Pour la Terminaison 3, il y a un retard du $^{17}O - excess$ de 2 000 ans par rapport aux δD et $\delta^{18}O$. Le $^{17}O - excess$ de la Terminaison 5 augmente en même temps que le δD et $\delta^{18}O$ mais continue sur 10 000 ans de plus.

L'augmentation globale du $^{17}O - excess$ en parallèle à celle du δD et du $\delta^{18}O$ ne peut pas être attribuée uniquement à un changement d'humidité relative de la source. En effet, cette variation de $^{17}O - excess$ parallèle à celles du δD et du $\delta^{18}O$ peut être simplement liée à l'effet de température locale sur le $^{17}O - excess$ via le fractionnement cinétique (Winkler et al. (2012)).

En plus de ce parallélisme entre ces trois traceurs sur l'ensemble de la déglaciation, nous observons de petites différences dans le $^{17}O - excess$. Des variations plus courtes, de l'ordre de 1000 ans se trouvent ajoutées à l'augmentation globale observée. Ces variations à plus fine échelle que le forçage orbital sont liées à des événements millénaires que nous allons discuter plus en détail dans la prochaine section.

5.3.1.2 Évolution du $\delta^{18}O_{atm}$ sur les Terminaisons 7 à 2

Une observation générale est que le $\delta^{18}O_{atm}$ a tendance à diminuer durant les déglaciations (échelle inversée sur la figure 5.21). Bien que les raisons des variations de $\delta^{18}O_{atm}$ au cours des derniers 800 ka restent mal connues, plusieurs études ont mis en lien ces variations et le signal de précession ou l'insolation à 65°N en été (Bender et al. (1994)). Cette tendance peut être mise en lien avec deux phénomènes que nous avons vu dans le chapitre 2 : durant le réchauffement, l'humidité et la température augmentent, résultant en une photosynthèse libérant de l' O_2 avec une composition isotopique appauvrie ($\delta^{18}O$ négatif). De plus les moussons observées à la fin des Terminaisons amènent un $\delta^{18}O$ des précipitations de valeur basse en raison de la distillation de Rayleigh. Ceci a été mis en évidence par Severinghaus et al. (2009) et Landais et al. (2010) par un phénomène de changement de position de l'ITCZ influencé par la précession.

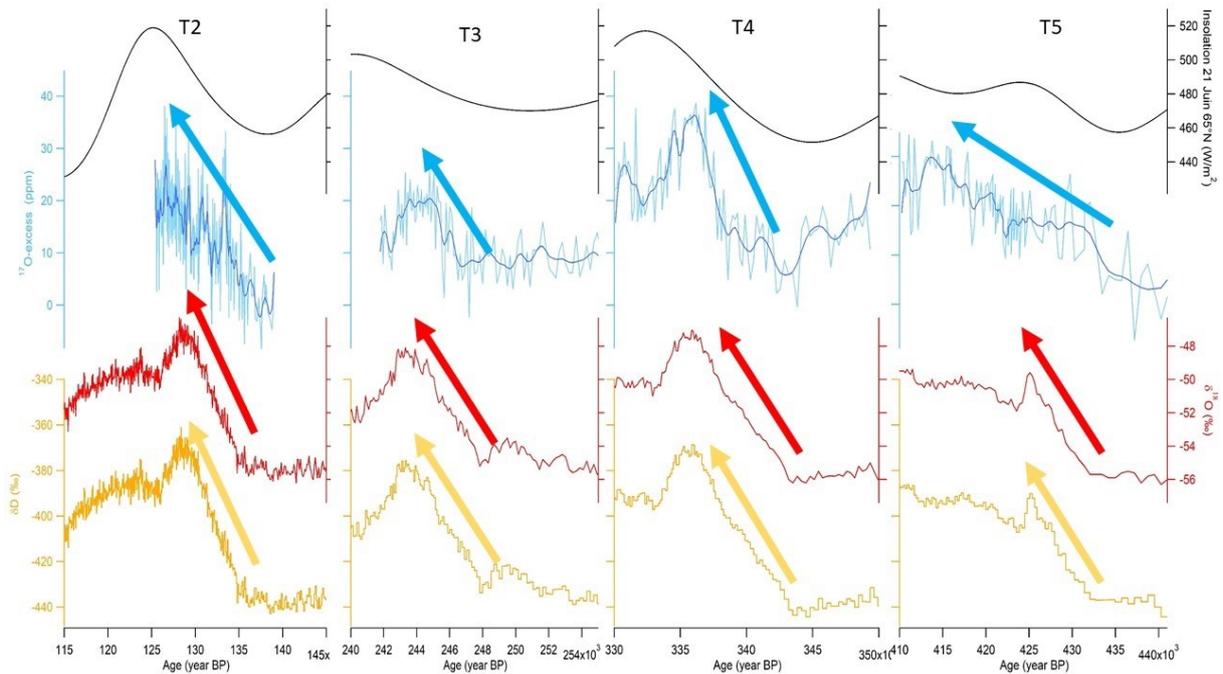


Figure 5.20 – Enregistrement du $^{17}O - excess$ en parallèle du $\delta^{18}O$ et du δD (Jouzel et al. (2007), Landais et al. (2021)) avec l'insolation du 21 juin à $65^{\circ}N$.

Le $\delta^{18}O_{atm}$ des carottes de glace présente un décalage par rapport aux paramètres orbitaux : un décalage de 5 à 6 ka a été observé entre l'insolation du 21 juin et les variations de $\delta^{18}O_{atm}$ au cours des deux dernières déglaciations (Extier et al. (2018)). Extier et al. (2018) ont montré que ce décalage était principalement lié à l'existence d'événements de Heinrich lors des déglaciations. Ces événements de Heinrich influencent aussi le $\delta^{18}O_{atm}$ en venant se superposer à l'influence de la précession. Cet effet est particulièrement visible sur la Termination 3.

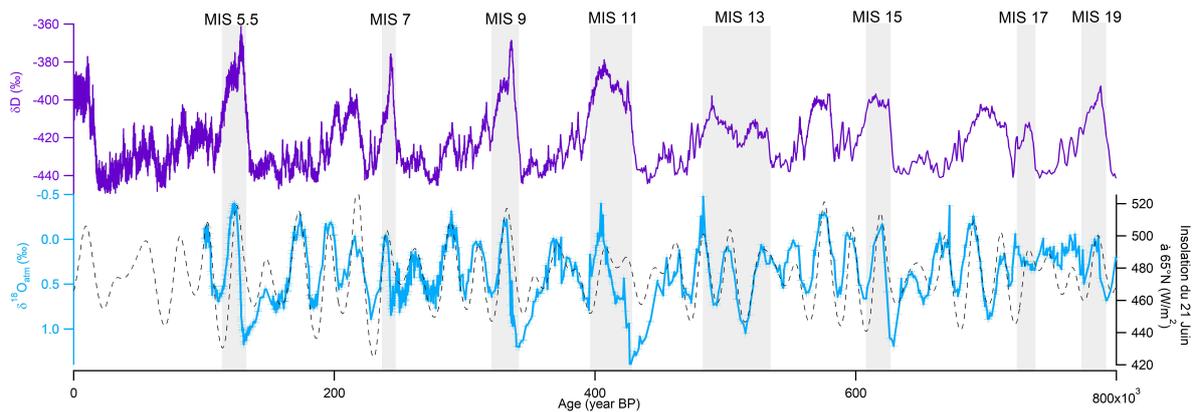


Figure 5.21 – Corrélation des enregistrements du $\delta^{18}O_{atm}$ et δD pour la carotte d'EDC sur les derniers 800 ka. Les interglaciaires sont indiqués par les bandes grisées.

5.3.1.3 Évolution du d-excess sur les 9 dernières Terminaisons

Dans cette partie, nous abordons le lien entre les enregistrements de température en Antarctique et la variabilité climatique à des latitudes plus basses en utilisant le d-excess comme marqueur de la température des régions d'évaporation source (Vimeux et al. (1999), Vimeux et al. (2001), Uemura et al. (2008)).

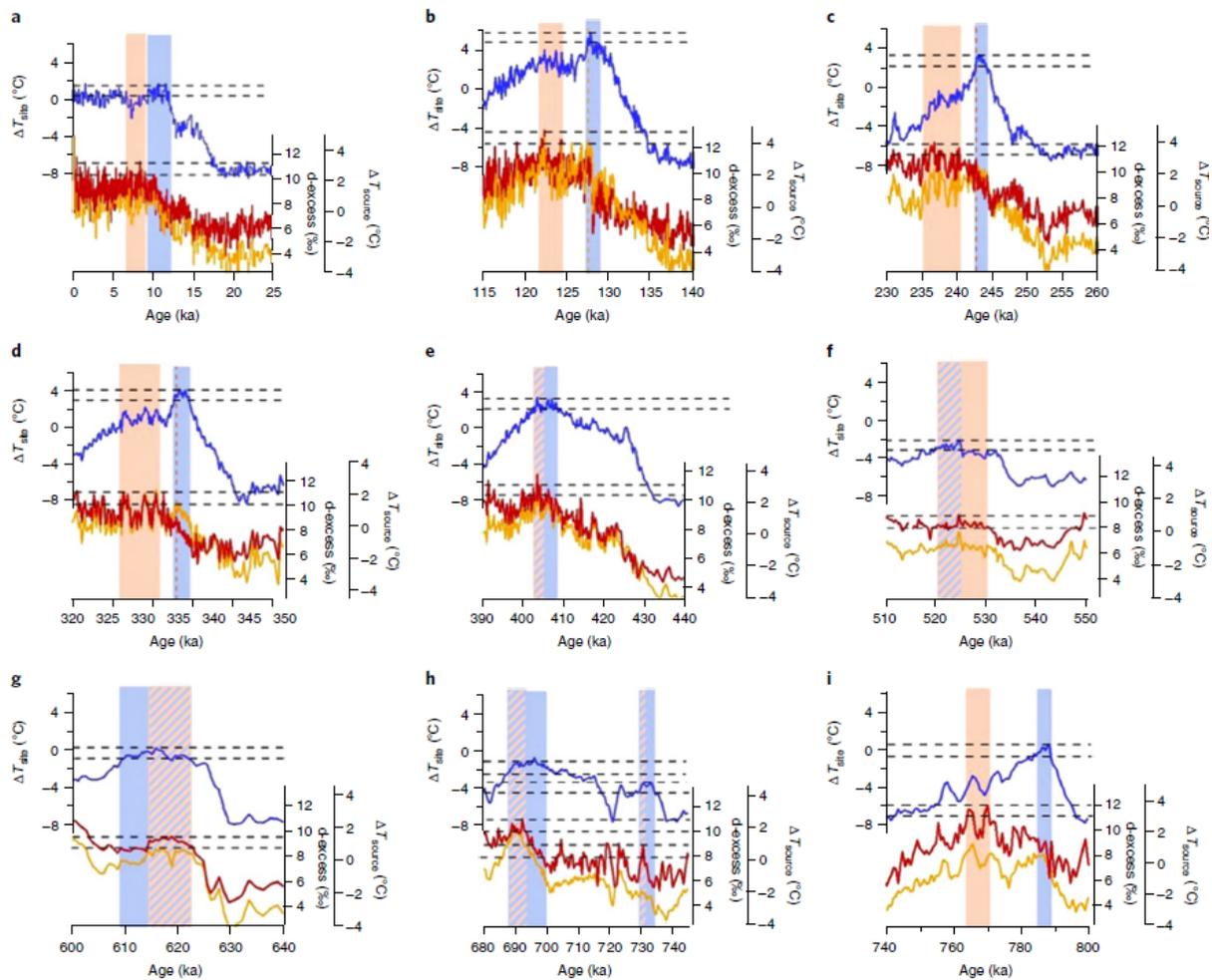


Figure 5.22 – Relation entre la température de la source et du site au cours des Terminaisons glaciaires et interglaciaires des derniers 800 ka. Évolution relative de la ΔT_{source} (orange), d-excess (rouge) et ΔT_{site} (bleu) reconstruits à partir des enregistrements d'EDC en δD et $\delta^{18}O$ sur les neuf dernières déglaciations. A, Terminaison 1. B, Terminaison 2. C, Terminaison 3. D, Terminaison 4. E, Terminaison 5. F, Terminaison 6. G, Terminaison 7. H, Terminaison 8. I, Terminaison 9. Les rectangles verticaux indiquent le moment du maximum sur les Terminaisons ou sur les interglaciaires pour la ΔT_{site} (bleu) et d-excess (rouge). Les rectangles bleus incluent la valeur du maximum de ΔT_{site} le plus précoce, et la fenêtre temporelle correspond aux valeurs de ΔT_{site} inférieures de moins de 1°C (lignes horizontales en pointillés). Les rectangles oranges incluent la valeur du maximum le plus précoce en d-excess, et la fenêtre temporelle correspond à des valeurs de d-excess inférieures à moins de 1 ‰ (lignes en pointillés). Lorsque les maximums de ΔT_{site} et de d-excess sont synchrones, un rectangle hachuré bleu-orange est affiché. Pour les Terminaison 3 et 4, une ligne pointillée verticale orange montre un premier maximum vu dans la ΔT_{source} seulement (et pas dans le d-excess).

Nous avons noté plus haut que le d-excess et l'obliquité étaient souvent anti-corrélés, en particulier lors des entrées en glaciation (figure 5.3). Des études antérieures (Vimeux et al. (1999), Stenni et al. (2010)) ont expliqué l'anticorrélation entre la T_{source} ou le d-excess et l'obliquité comme une rétroaction positive

importante pendant les débuts d'ères glaciaires : un gradient d'insolation plus important augmente le gradient de température entre les régions sources d'évaporation océanique et les régions polaires. Ce processus est sans doute aussi à l'œuvre pendant les autres périodes. Des déplacements vers le nord des régions d'évaporation dans l'océan Austral se sont probablement aussi produits pendant les maximas glaciaires en raison de l'effet combiné de l'obliquité minimale et de la grande extension de la glace de mer de l'Antarctique : un léger maximum local de d-excess est observé pendant les maximas glaciaires. Cependant, l'effet dominant sur le d-excess et la Tsource pendant ces maximas glaciaires est le refroidissement global, visible à la fois dans les températures d'Antarctique et dans la température moyenne globale des océans (Bereiter et al. (2018)).

En examinant plus en détail les évolutions de d-excess par rapport à la température du site (Tsite) au cours des neuf dernières déglaciations (Figure 5.22), nous observons qu'après les minimas concomitants pendant le maximum glaciaire, il y a un retard de plusieurs millénaires entre le maximum de Tsite et le maximum de d-excess sur plus de la moitié des Terminaisons 1, 2, 3, 4 et 9. Contrairement à ce qui est observé sur ces Terminaisons, aucun délai entre les maxima de Tsite et Tsource (ou d-excess) n'est observé sur les autres interglaciaires des 800 derniers ka (c'est-à-dire la fin des Terminaisons 5, 6, 7 et 8). Pour ces dernières périodes interglaciaires, le maximum de la température antarctique ne se produit pas à leur début mais dans la seconde moitié de la période interglaciaire.

5.3.1.4 Synthèse partielle

En résumé, ces trois traceurs montrent des variations diverses durant les déglaciations. Le d-excess est souvent en anticorrélation avec le δD alors que le $^{17}O - excess$ augmente systématiquement lors d'une Terminaison. Le $\delta^{18}O_{atm}$ diminue après chaque Terminaison, après que le δD ait atteint son maximum. Il n'y a pas de schéma clair montrant une séquence d'événements universelle pendant les 9 déglaciations. En réalité, chaque Terminaison est unique et reflète d'une série de mécanismes différents, d'où l'intérêt de compléter nos observations par des observations détaillées pour chacune d'entre elles.

5.3.2 . L'apport d'autres traceurs pour documenter le climat des basses latitudes pendant les déglaciations

Les traceurs $^{17}O - excess$, $\delta^{18}O_{atm}$, d-excess en partie mesurés pendant ma thèse ont été présentés dans les sections précédentes, en parallèle avec le δD . Ces traceurs nous donnent des informations sur le climat des basses latitudes et nous allons voir qu'il y a parfois un découplage entre les variations enregistrées aux hautes latitudes (δD) et les variations enregistrées aux plus basses latitudes ($^{17}O - excess$, $\delta^{18}O_{atm}$, d-excess).

Afin de mieux documenter le climat des zones des basses latitudes, nous introduisons ici d'autres traceurs et ainsi relier nos interprétations à d'autres archives climatiques. Nous allons présenter succinctement : un traceur directement positionné aux basses latitudes (le $\delta^{18}O$ de la calcite provenant des spéléothèmes chinois), un autre traceur provenant de l'Atlantique Nord mais restituant des informations sur les débâcles glaciaires (les IRD) et finalement un dernier traceur mesuré dans les carottes de glace mais dont l'origine est les basses latitudes (le méthane).

$-\delta^{18}O_{calc}$: La présence de stalagmite en Asie du Sud-Est est une opportunité d'avoir des enregistrements bien datés provenant directement des basses latitudes permettant d'observer la variabilité orbitale et les événements millénaires liés aux déplacements des zones de mousson. Un parallèle a déjà été effectué dans plusieurs études précédentes entre le $\delta^{18}O$ de la calcite des spéléothèmes des grottes du sud-est asiatique et le $\delta^{18}O_{atm}$ des carottes de glace, ces deux traceurs sont donc comparables (Extier et al. (2018)). Aux échelles précessionnelles et millénaires, les deux traceurs sont influencés par le cycle hydrologique des basses latitudes via le $\delta^{18}O$ des précipitations (Wang et al. (2008), Wang et al. (2001), Landais et al. (2010), Extier et al. (2018)). Ici, nous utilisons les données de $\delta^{18}O$ de la calcite issues d'un spéléothème de la grotte de Sanbao. La grotte de Sanbao se trouve dans la province de Hubei, en Chine centrale, sur le versant nord du mont Shennongjia, près de la limite sud du plateau de loess chinois (110° 26' E, 31° 40' N, 1 900 m au-dessus du niveau de la mer). Le climat régional est dominé par la mousson Est-Asiatique, un sous-système de la mousson asiatique avec

des précipitations annuelles moyennes de 1 900 à 2 000 mm et une température moyenne de 8-9°C. Pendant l'été boréal (juin à septembre), l'air chaud/humide du Pacifique équatorial pénètre sur le versant nord du Mt Shennongjia, fournissant plus de 80 % des précipitations annuelles (Wang et al. (2008)). Le jeu de données utilisé ici provient de Cheng et al. (2016) qui présente un enregistrement sur 640 ka.

-IRD : Les évènements de Heinrich sont conventionnellement indiqués par des marqueurs marins qui sont des dépôts détritiques situés dans l'Atlantique Nord. Les Ice Rafted Debris (IRD) sont obtenus à partir de carottes sédimentaires marines au Sud du Groenland. À l'origine, il s'agit de débris entraînés par les glaciers lors de leur déplacement sur le continent. Lorsque la glace se détache et forme un iceberg, celui-ci dérive en fondant. Les débris inorganiques se déposent sur le fond marin profond où ils seront étudiés selon leur forme et leur taille en plus de leur composition géologique. Les séries utilisées proviennent de deux origines différentes. Une première est issue d'un enregistrement d'une durée de 340 ka présenté par McManus et al. (1999) sur le site ODP 162-980. L'autre est une synthèse publiée par Barker (2021) sur 1,2 Ma situé au site ODP 983 en Atlantique Nord, à 500 km au Sud de l'Islande. Ce qui est intéressant c'est que les sites sont positionnés à des endroits différents. Celui de McManus et al. (1999) est 1000 km plus au Sud que celui de Barker (2021). L'enregistrement de McManus et al. (1999) est sans doute moins sensible aux petits évènements de débâcles et devrait enregistrer des évènements associés à des débâcles plus importantes.

- CH_4 Le méthane est un autre traceur présent dans les bulles de gaz des carottes de glace. Il permet d'obtenir des informations indirectes sur l'évolution du cycle hydrologique des basses latitudes (Blunier and Brook (2001), Loulergue et al. (2008), Rhodes et al.). Les sources de méthane naturelles proviennent essentiellement des zones marécageuses sous des conditions particulières de température, du cycle hydrologique et de la production de l'écosystème (Kirschke et al. (2013), Saunois et al. (2016), Brook et al. (2000), Prigent et al. (2001)). Le CH_4 est un marqueur de changements du cycle hydrologique aux basses latitudes car sa production est concentrée sur les zones inondables soumises aux épisodes de moussons. La région Sud Asiatique est particulièrement propice à la production de méthane en raison de la forte influence des pluies intenses lors des épisodes de moussons dans les zones marécageuses (Wang et al. (2001)). Les mesures de CH_4 sont effectuées dans d'autres laboratoires, à l'IGE de Grenoble (France) et à l'Université de Bern (Suisse). Une synthèse des données produites et publiées sur la carotte EDC est accessible en ligne (Bazin et al. (2013)) et nous allons pouvoir étudier les variations du CH_4 conjointement à celles déjà observées dans le $^{17}O - excess, \delta^{18}O_{atm}$ et d-excess.

5.3.3 . Synthèse de l'évolution climatique pour chaque déglaciation des derniers 800 ka.

5.3.3.1 Synthèse pour la Terminaison 2

Focalisons-nous sur la Terminaison 2 qui est la plus détaillée et fournie en terme d'archives climatiques (Figure 5.23). Nous continuerons nos observations sur les autres Terminaisons.

Le d-excess montre la même forme d'augmentation progressive que le δD entre 136 et 128,5 ka. Il est interprété comme un réchauffement progressif du sud de l'océan Indien (induisant un excès plus élevé) (Masson-Delmotte et al. (2010)). Le saut à 128,5 ka qui était originellement interprété par un changement abrupt de l'humidité n'est plus visible dans les nouvelles données à haute résolution. Sur la courbe de $\delta^{18}O$ de la calcite des spéléothèmes Est Asiatiques, la Terminaison 2 est décrite par une première phase de mousson faible et longue (Weak Monsoon Interval : WMI) entre 136 et 129 ka (phases a et c) (Cheng et al. (2009)). Le début de cette période à 137 ka coïncide avec l'apparition des IRD, indiquant la présence de fonte de glace continentale dans l'Atlantique Nord. Cette période est appelée événement de Heinrich 11 (H11) et est donc associée au début d'une période de faible intensité de la mousson asiatique du Sud Est caractérisée par l'augmentation du $\delta^{18}O$ de la calcite dans les spéléothèmes entre 136 et 129 ka. Pendant les périodes interglaciaires chaudes, les ceintures pluviales tropicales migrent vers le nord, intensifiant les précipitations de la mousson de l'hémisphère nord et la production de CH_4 dans les zones humides, alors que l'inverse se produit pendant les périodes froides (Brook et al. (2000), Wang et al. (2001)).

Si on fait un comparatif avec les observations faites actuellement on peut essayer de trouver un parallèle entre les différentes saisons qui montrent une influence des Westerlies sur la mousson Est Asiatique. Aujourd'hui, la forte vigueur des Westerlies et du Southern Annular Mode (SAM) induit des températures chaudes dans l'océan Indien Sud et du golfe de Bengal (Nan et al. (2009)). La réserve de chaleur océanique contraste fortement avec les températures du continent et induit un transport d'air chaud et humide vers l'intérieur du continent, provoquant des moussons. L'hiver, les westerlies sont plus faibles et fait déplacer la zone de mousson vers le Sud. Un vent froid et sec provient de Sibérie jusque dans les régions d'Asie (An (2000)).

Ces déplacements de masses d'air chaudes et humides provoquent des changements dans le cycle de l'eau et du carbone. Les zones continentales de faible altitude facilement inondables sont propices à la dégradation anaérobie de matière organique telle que de plantes et d'algues et donc de production de CH_4 . Le pic de méthane majeur situé à 128,5 ka qui marque la fin de la Terminaison 2 viendrait du retour de l'ITCZ vers les zones continentales d'Asie du Sud Est qui sont plus émettrices en CH_4 que les secteurs océaniques. L'origine de ce méthane vient très certainement des basses latitudes même si on sait que les hautes latitudes peuvent également émettre du méthane lors de la fonte du permafrost (Bubier et al. (2005)).

Alors que le $\delta^{18}O_{atm}$ est influencé par la composition des eaux de l'océan, les variations à échelle millénaire sont considérées refléter les changements de composition isotopique des eaux de pluies (en lien avec la mousson) et de la production globale d'oxygène (biosphère) (Severinghaus et al. (2009), Wang et al. (2008), Landais et al. (2008)). Les valeurs hautes de $\delta^{18}O_{atm}$ (échelle inversée) entre 136 et 130 ka reflètent l'empreinte de l'intervalle de mousson faible (WMI) (Cheng et al. (2009)). À la fin de la WMI (fin de phase c), le $\delta^{18}O_{atm}$ diminue drastiquement, reflétant d'un renforcement du cycle hydrologique aux moyennes latitudes.

Avec les nouvelles données issues de ma thèse, nous pouvons mettre en évidence un événement climatique visible comme une excursion dans plusieurs traceurs autour de 133-134 ka (phase b). Cette excursion est particulièrement marquée dans le $^{17}O - excess$ à 133 ka mais elle n'est associée à aucun signal de δD . On peut donc exclure qu'elle soit liée à un changement de température locale en Antarctique. Selon la définition du $^{17}O - excess$, nous proposons donc que ce signal soit lié à une diminution de l'humidité relative de la région d'évaporation à cette période. Il y a donc ici un découplage entre le climat antarctique (augmentation progressive et lente de la température pendant la Terminaison 2) et le climat des régions source d'évaporation (diminution d'humidité relative pendant 1000 ans). Les données de CH_4 indiquent un pic également présent à cette même période. Ce pic est dépendant marqué par un seul point et pourrait être dû à un problème analytique. Néanmoins, le fait que ce pic de CH_4 soit en phase avec le pic de $^{17}O - excess$ suggère qu'un

changement climatique a bien lieu autour de 134-132 ka. D'autres mesures de méthane ont été réalisées par l'Université de Bern (mesures non publiées) qui confirment la présence de ce pic. Cet ajout d'information renforce la présence d'un événement millénaire à 133 ka, caractérisé par un changement du cycle hydrologique aux basses latitudes. Nous suggérons que cet événement soit associé à un déplacement l'ITCZ déplaçant les régions source d'évaporation (signal de $^{17}O - excess$) ainsi que les zones de forte pluviométrie sur les continents (signal de CH_4).

Ce déplacement de l'ITCZ à 133-134 ka est confirmé par le signal de $\delta^{18}O_{calc}$ qui diminue de 1 ‰ et qui coïncide avec les autres pics de $^{17}O - excess$ et CH_4 . Nous proposons de relier ce court déplacement Nord et l'ITCZ avec une réapparition momentanée de pluies intenses dans des régions enrichies en matière organique depuis le réchauffement progressif. Cet épisode à 133-134 ka montre qu'il s'agit de déplacements successifs de zones de mousson qui modifient l'humidité relative de notre région d'évaporation source, l'Océan Indien, également proche d'une zone continentale végétale et inondable, productrice de méthane.

Dans d'autres archives du monde, en regardant les données à haute résolution du $\delta^{18}O$ de la calcite des spéléothèmes en Asie du Sud Est et les températures en mer d'Alboran (Ausín et al. (2015)), on retrouve un événement climatique millénaire similaire autour de 134-133 ka qui se déroule pendant l'événement de H11. Aux incertitudes de datation près, cet événement est synchrone à l'événement enregistré par le $^{17}O - excess$, le CH_4 et le $\delta^{18}O_{calc}$. Il peut être surprenant de ne voir aucuns changements dans le $\delta^{18}O_{atm}$ car il est pourtant relié avec le $\delta^{18}O_{calc}$ comme l'avait montré (Extier et al. (2018)). Des changements dans le cycle de l'eau devraient avoir un impact sur ce traceur qui relève les variations de la biosphère. Or nous avons vu par le CH_4 que le cycle hydrologique et de la biosphère est modifié donc ici il devrait avoir un impact. Il est possible que l'événement soit de trop courte durée pour qu'il soit enregistré dans le $\delta^{18}O_{atm}$. Rappelons cependant que le temps de mélange de l'oxygène dans l'atmosphère est de 1200 ans donc il est probable que l'événement millénaire situé à 133 ka soit trop court pour être enregistré dans ce traceur atmosphérique.

A partir des différentes données issues de nos marqueurs des basses et moyennes latitudes, nous proposons la séquence suivante pour la réorganisation des fronts atmosphériques, en lien avec des possibles déplacements de l'ITCZ. Nous suggérons ainsi une première phase (a) de déplacement de l'ITCZ vers le Sud due à l'augmentation de l'insolation qui débute à 138 ka. Le début du WMI enregistré dans le $\delta^{18}O_{calc}$ est situé à 137 ka, ce qui correspond à l'arrivée des premiers IRDs de Barker (2021). Ensuite, la phase (b) qui est courte correspond au pic à 133 ka et suggère un petit retour de l'ITCZ vers le Nord. Finalement, pendant la phase (c), l'ITCZ redescend dans le Sud jusqu'à la fin du WMI à 129 ka.

Cela montrerait que le déplacement de l'ITCZ s'est déroulé en plusieurs étapes (phases a, b et c). Ensemble, ces enregistrements paléoclimatiques mettent en évidence un événement climatique qui a affecté les cycles globaux du carbone et de l'oxygène ainsi que la composition atmosphérique globale avant la fin de la Terminaison 2.

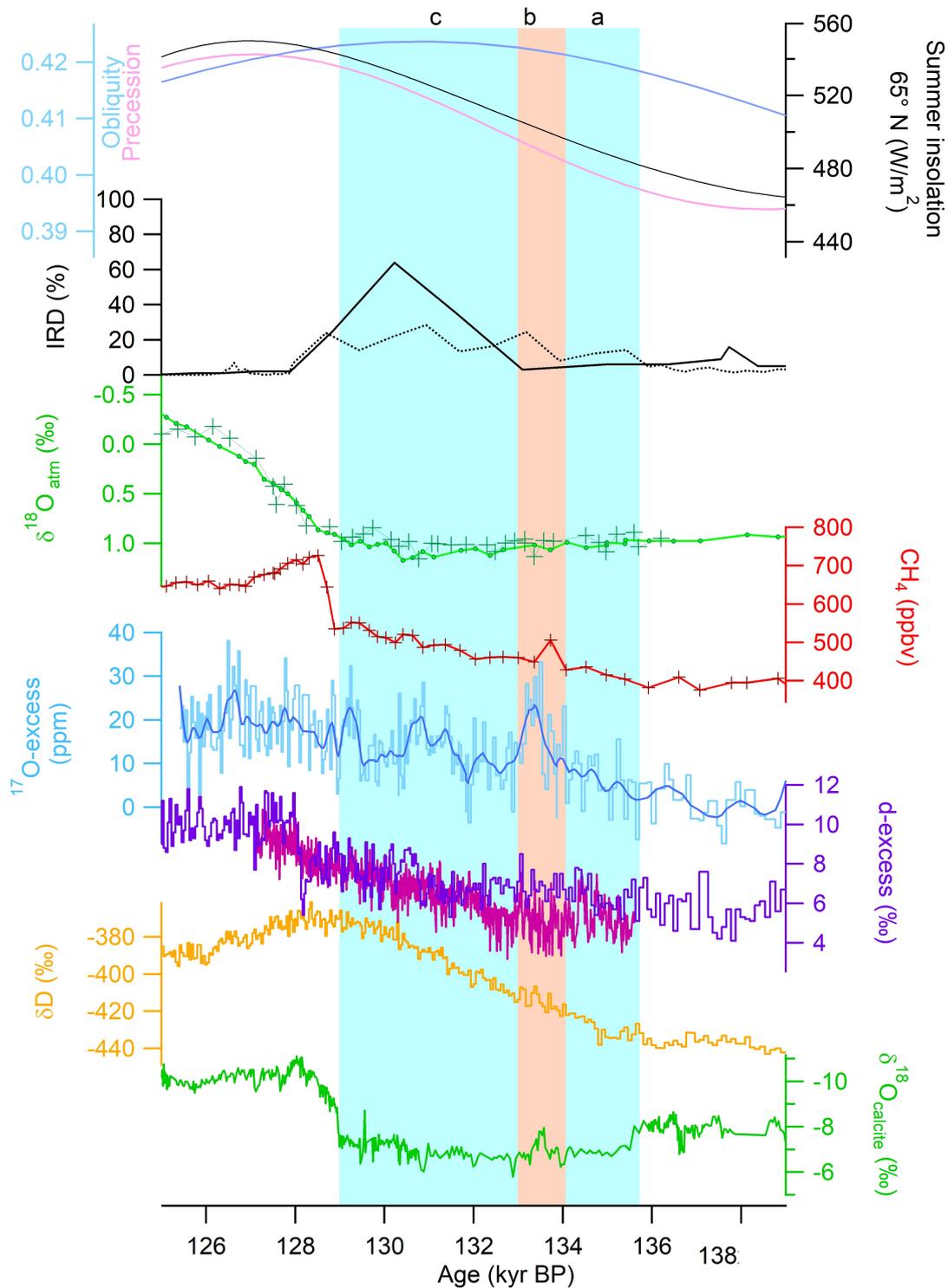


Figure 5.23 – Variabilité millénaire au cours de la Terminaison 2. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Pourcentage d'IRD aux site ODP980 (noir) et ODP983 (pointillés) pour McManus et al. (1999) et Barker (2021), respectivement. Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}O_{atm}$ (Extier et al. (2018)). Concentration de CH_4 (rouge) (Bazin et al. (2013)). $^{17}O - excess$ provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess (mauve) provenant de Landais et al. (2021), avec en mauve clair des nouvelles données à haute résolution produites pendant ma thèse. Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)). $\delta^{18}O_{calc}$ provenant de la grotte Sanbao en Asie du Sud Est (vert) (Cheng et al. (2016)). Les phases a et c représentent le WMI et la phase c correspond à une remontée partielle de l'ITCZ.

5.3.3.2 Synthèse pour la Terminaison 3

Les archives climatiques « hors carottes de glace » décrivant la Terminaison 3 sont moins nombreuses que sur la Terminaison 2. Toutefois, on trouve des enregistrements de sédiments marins qui montrent de bonnes corrélations entre les SST des régions Pacifique Sud-Ouest et les carottes Antarctiques pour les événements millénaires entre 250 et 242 ka (Pahnke et al. (2003)). Similairement, des dépôts détritiques dans les fonds marins en Atlantique Nord ont été retrouvés durant le MIS 8, indiquant une signature isotopique d'évènement de Heinrich à 263, 249 et 243 ka (Obrochta et al. (2014)). Les spéléothèmes d'Asie du Sud-Est ont enregistré des WMI en lien avec les IRD probablement via des déplacements des fronts atmosphériques lors des débâcles de glace (Jiang et al. (2010)).

La Terminaison 3 est particulièrement intéressante du point de vue de son contexte orbital et du nombre de pics d'IRD (plus important que pour les autres Terminaisons (Kelly et al. (2006), Cheng et al. (2006))). Là où les déglaciations commencent généralement par une augmentation de l'insolation à 65°N, l'augmentation de température en Antarctique lors de la Terminaison 3, débute lors d'un minimum d'insolation à 253,5 ka. Cette augmentation de température en Antarctique de l'Est ne s'explique donc pas comme pour les Terminaisons 1 et 2 par la théorie de Milankovitch qui décrit l'arrivée de la déglaciation par l'augmentation de l'insolation dans l'hémisphère Nord.

Autre point à mentionner est la qualité de la datation autour de 250 ka. Plus les enregistrements sont anciens, plus les datations sont en générales incertaines. Sur la Terminaison 3, il est possible d'envisager des décalages de plusieurs milliers d'années entre les chronologies des enregistrements d'IRDs et du $\delta^{18}O_{calc}$ et la chronologie AICC2012 utilisée pour les traceurs mesurés dans les carottes de glace ($\delta^{18}O_{atm}$, CH_4 , $^{17}O - excess$, d-excess et δD). En suivant l'approche de Extier et al. (2018), nous proposons ici de mettre en phase les variations de $\delta^{18}O_{calc}$ avec les variations du $\delta^{18}O_{atm}$ comme illustré par les décalages des phases mis en évidence en bleu et orange sur la figure 5.24. Il faudra donc rester prudent sur les conclusions que nous pouvons tirer des séquences d'événements observés sur cette Terminaison (ce sera la même chose pour les Terminaisons plus anciennes).

Dans nos enregistrements de la Terminaison 3 présentés figure 5.24, nous voyons cinq phases successives que nous allons décrire. La première phase (a) reprend un schéma classique de déglaciation car elle montre une première petite augmentation du δD qui est associée à la fin de diminution du d-excess. Aucun signal n'est visible dans les enregistrements du CH_4 et du $^{17}O - excess$. Ces informations signifient qu'il y a un réchauffement progressif aux hautes latitudes Sud qui n'est pas visible aux latitudes plus basses. Il n'y a que très peu de variations dans le $^{17}O - excess$ mais la faible résolution à cet endroit ne permet pas de voir de lien à plus fine échelle. Le lien avec les IRD et les variations de $\delta^{18}O_{calc}$ est difficile à faire à ce stade à cause des problèmes de chronologie mais il n'est pas impossible qu'un événement de type Heinrich soit associé à cette première augmentation de δD en Antarctique même si aucun traceur « basse latitude » des carottes de glace ($\delta^{18}O_{atm}$, CH_4 , $^{17}O - excess$, d-excess) n'indique de variation claire.

En phase (b), le δD n'augmente plus alors que le d-excess augmente de 3 ‰. L'enregistrement de $^{17}O - excess$ montre aussi une petite augmentation à cette période. Ces données pourraient être mise en parallèle à la diminution du $\delta^{18}O$ de la calcite à cette époque qui suggérerait alors une remontée des fronts atmosphériques vers le nord. Durant la phase (c), On peut observer que le δD augmente alors que le d-excess stagne et le $^{17}O - excess$ marque une légère diminution. Le méthane augmente pendant cette phase. Nous ne sommes pas dans le cas d'un schéma classique d'un réchauffement global (augmentation de δD , d-excess, CH_4 et $^{17}O - excess$) ni dans le cas d'un événement millénaire de type Heinrich associé à une bascule bipolaire (diminution du CH_4 , du $^{17}O - excess$ et du d-excess, augmentation du δD).

La phase (d) semble plus facile à expliquer car il est possible d'aligner les diminutions claires de $\delta^{18}O_{calc}$ et de $\delta^{18}O_{atm}$. Pendant cette phase, le δD diminue alors que d-excess et $^{17}O - excess$ montrent des petites augmentations. Le CH_4 montre une augmentation en première partie de cette phase. Tous les traceurs suggèrent donc que nous avons ici la fin d'un événement de type Heinrich associé à un déplacement de l'ITCZ vers le nord. On peut noter cette fois une diminution de $\delta^{18}O_{atm}$ que nous avons utilisée pour le synchroniser

avec le $\delta^{18}O_{calc}$. Ce déplacement des zones de moussons serait envisagé être en lien avec une production de méthane comme en témoigne cette quantité non négligeable de CH_4 qui débute à 250 ka. Cette première montée de méthane représentera la moitié de la hausse observée sur l'intégralité de la transition finale glaciaire/interglaciaire (Louergue et al. (2008)). Il y a une suspension de production de CH_4 à partir de 249 ka qui diminue ensuite jusqu'à la fin de la phase (d). Un deuxième pic d'IRD dans les enregistrements de McManus et al. (1999) et d'autres de Barker (2021) viennent étayer la présence d'une débâcle en Atlantique nord à ce moment. Toutefois la place exacte de ces IRDs est difficile à relier avec les autres événements dans les traceurs des carottes de glace.

Pour finir, la phase (e) peut être associée à une longue période de WMI, entre 247 et 241 ka en échelle d'âge des spéléothèmes. Cet épisode de déplacement de la zone de mousson vers le sud est associé à une grande augmentation de δD avec, toujours en opposition de phase, une diminution de d-excess. Cette partie de déglaciation est vigoureuse du fait de l'insolation croissante à 65°N qui arrive à son maximum de pente. Le $^{17}O - excess$ montre finalement un grand accroissement entre 246 et 244 ka, ce qui est certainement directement relié à la grande phase de réchauffement du δD via l'influence de la température locale sur le $^{17}O - excess$. La concentration de méthane reste basse ce qui est cohérent avec l'existence d'un WMI.

Les températures locales en Antarctiques grimpent jusqu'à la fin de la Terminaison tandis que le d-excess mettra 6000 ans à atteindre son maximum. Cette séquence de découplage entre le δD et le d-excess est similaire à ce qui est observé lors des maxima de température au début des interglaciaires à la fin des Terminaisons 1 et 2.

Nous pouvons conclure qu'un processus de fin de glaciation en cinq phases peut être identifié à la T3. Sur cette Terminaison, le rôle de la variabilité millénaire est très important. Il est possible aussi que l'insolation locale (dans l'hémisphère sud) ait contribué au démarrage de l'augmentation de δD alors que l'insolation à 65°N était basse. Cette hypothèse nécessite tout de même un travail sur la chronologie des carottes de glace pour bien confirmer la date de démarrage de l'augmentation du δD à 253 ka. Ce travail bénéficiera des mesures à haute résolution de $\delta O_2/N_2$ que j'ai effectué pendant ma thèse.

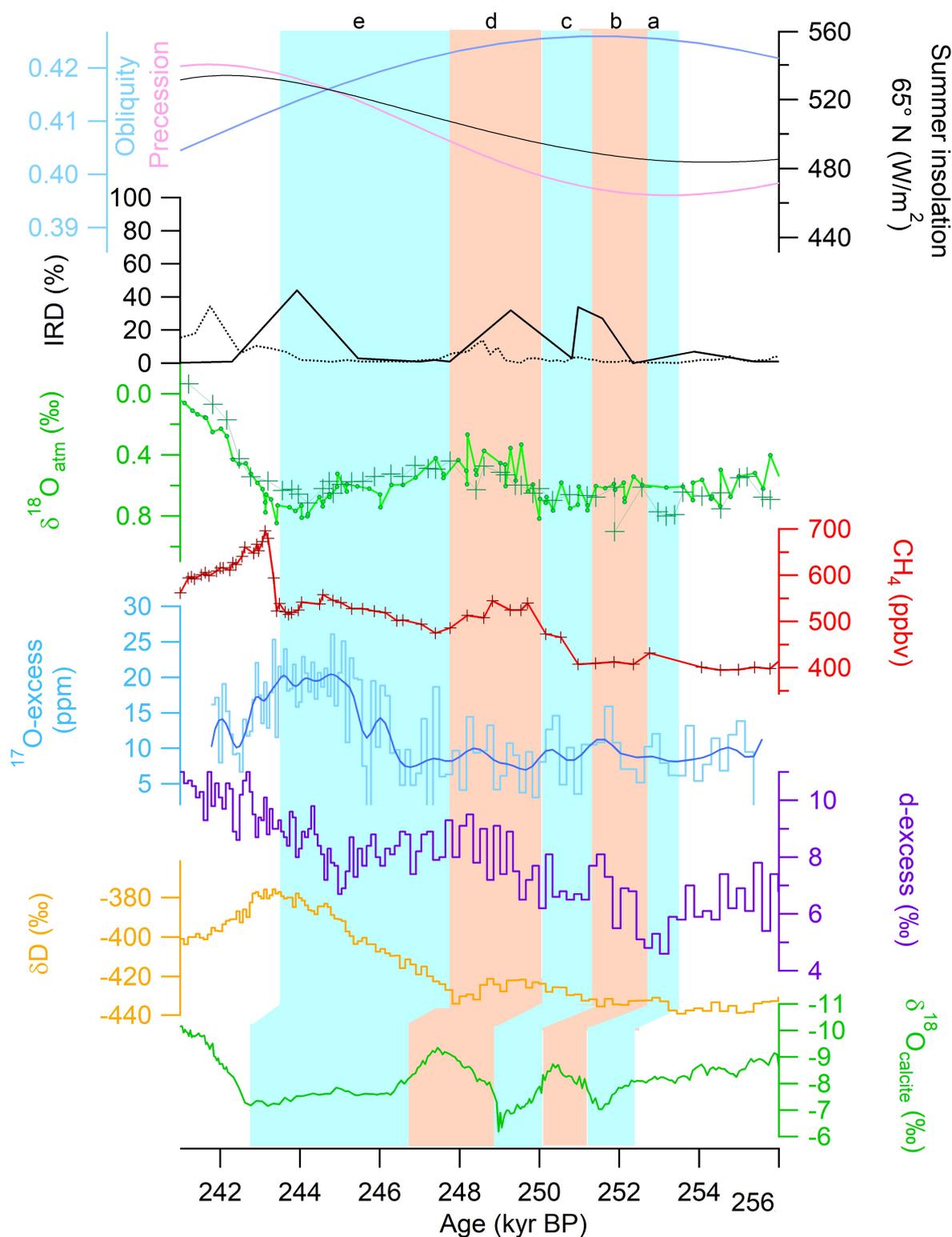


Figure 5.24 – Variabilité millénaire au cours de la Terminaison 3. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Pourcentage d'IRD aux site ODP980 (noir) et ODP983 (pointillés) pour McManus et al. (1999) et Barker (2021), respectivement. Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}O_{atm}$ (Extier et al. (2018)). Concentration de CH_4 (rouge) (Bazin et al. (2013)). $^{17}O - excess$ provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess (mauve) provenant de Landais et al. (2021). Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)). $\delta^{18}O_{calc}$ provenant de la grotte Sanbao en Asie du Sud Est (vert) (Cheng et al. (2016)). Les phases a, c et d représentent des WMI alors que les phases b et c correspondent à des remontées partielles de l'ITCZ.

5.3.3.3 Synthèse pour la Terminaison 4

La Terminaison 4 (figure 5.25) ressemble fortement à la Terminaison 2 déjà détaillée auparavant. D'une part par son contexte orbital d'augmentation d'insolation à 65°N et par la présence d'un seul et large pic d'IRD situé à 337 ka.

Le WMI entre 341 et 335 ka a une structure beaucoup plus simple comme indiqué dans le $\delta^{18}O$ de la calcite venant des spéléothèmes, il a lieu au même moment que l'évènement de Heinrich comme montré par le pic d'IRD. Une seule hausse de $\delta^{18}O_{calc}$ est indiquée entre 342 et 335 ka, soit une phase de 7000 ans. La différence avec la T2 est l'absence d'un court interstade au milieu de la WMI comme nous l'avons observé à 133 ka. Ici, la période froide et sèche semble à première vue durer sans interruption.

Au début de la hausse de température en Antarctique indiquée par l'enregistrement de δD , le d-excess et le $^{17}O - excess$ restent bas suggérant un découplage entre les conditions climatiques des régions source d'évaporation et la température Antarctique. Ceci peut être expliqué par un déplacement vers le sud (plus froid) des régions source d'évaporation pendant cette première phase de la déglaciation. Différentes hypothèses peuvent expliquer ce déplacement : une diminution de la banquise autour de l'Antarctique à cause de l'augmentation de température locale ou un déplacement des fronts atmosphériques depuis l'hémisphère nord suite aux décharges d'icebergs enregistrées par le signal IRD. Ce n'est qu'à partir de 337 ka que le d-excess commence à augmenter pour atteindre son maximum 5000 ans plus tard que le celui du δD .

En revanche, la synchronisation avec l'augmentation de $^{17}O - excess$ et la diminution du $\delta^{18}O_{calc}$ à 337 ka à la phase (b) fait de nouveau penser à l'interstade à 133 ka de la Terminaison 2. Moins prononcé toutefois, cette courte période signale un retour de l'ITCZ vers le Nord en deux temps, plutôt qu'une remontée linéaire et progressive. On observe une première diminution du $\delta^{18}O_{calc}$ à partir de 338 ka (début de la phase b) puis une stagnation de ces valeurs, indiquant une première remontée partielle de l'ITCZ. Dans le nouvel enregistrement de $^{17}O - excess$, on observe un pic à 336 ka qui est synchrone de la diminution du $\delta^{18}O_{calc}$. Même si une partie de l'augmentation du $^{17}O - excess$ soit en partie responsable de la hausse de température, il est très possible qu'il y ait un évènement millénaire superposé à 336 ka. On peut ensuite se demander s'il y a un lien avec la production de CH_4 visible à 336 ka dans les enregistrements des bulles d'air dans les carottes de glace. Ce pic de méthane est plus court que les variations de $\delta^{18}O_{atm}$ et de $^{17}O - excess$ donc celui-ci il fait probablement parti d'un évènement millénaire contrairement aux deux autres traceurs qui ont des durées plus longues. Il serait intéressant de remesurer à haute résolution l'évolution du méthane en phase b pour savoir s'il s'agit bien d'un évènement millénaire ou s'il s'agit d'un artefact de mesure. Le $\delta^{18}O_{atm}$ n'observe pas de changements majeur en début de phase b, il est possible que l'évènement soit trop court pour être enregistré dans ce traceur. Ce lien entre ces trois traceurs est à confirmer par d'autres mesures mais s'ils sont avérés dépendants, cela indiquerait tout comme la Terminaison 2, un changement dans le cycle hydrologique des basses latitudes qui n'avait pas été remarqué auparavant.

Grâce à ces nouvelles données, nous avons pu observer un changement d'activité dans le cycle hydrologique superposé à la tendance reliée au forçage orbital pendant la Terminaison 4. Cette nouvelle information vient contrebalancer l'idée que la WMI était sans interruptions

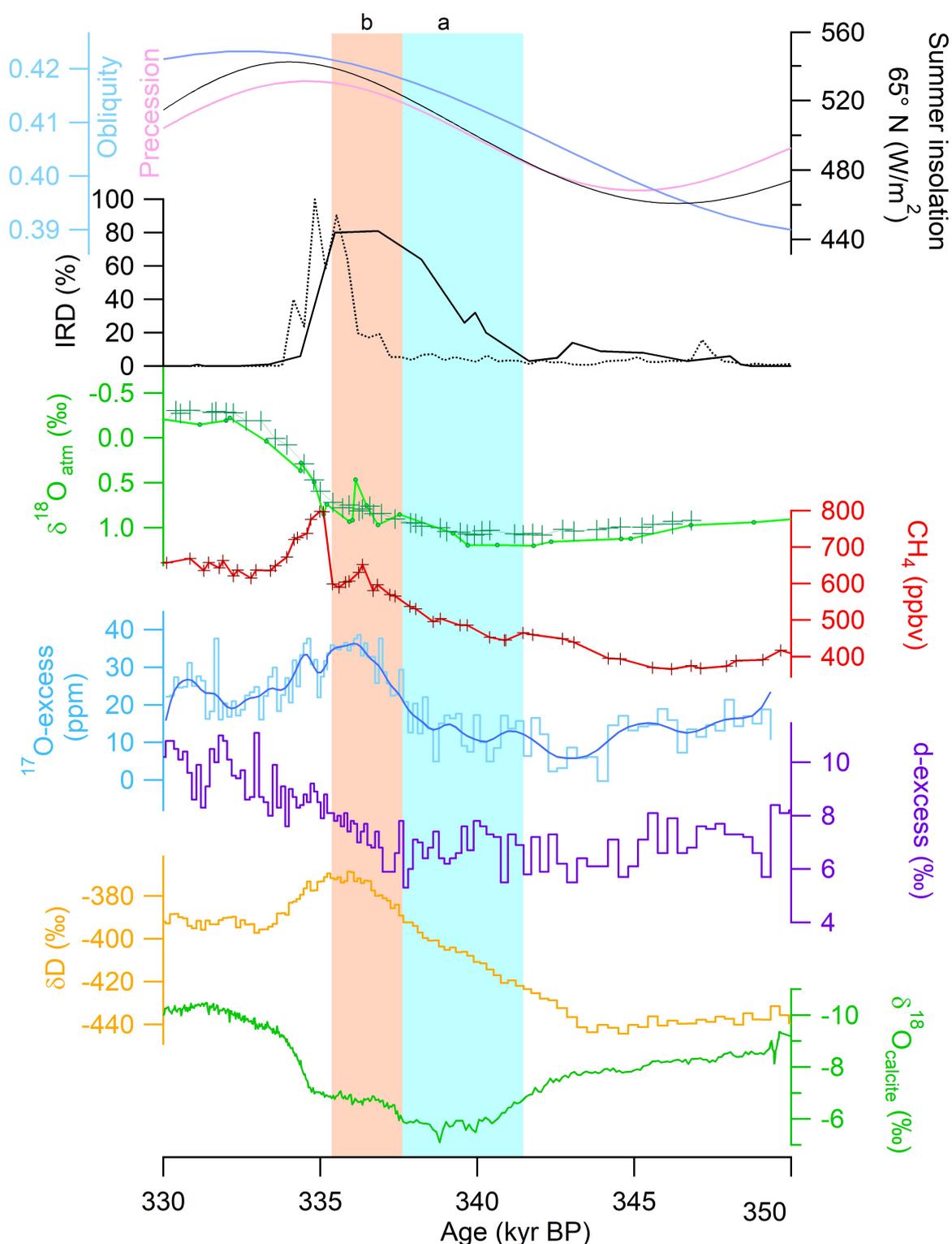


Figure 5.25 – Variabilité millénaire au cours de la Terminaison 4. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Pourcentage d'IRD aux site ODP980 (noir) et ODP983 (pointillés) pour McManus et al. (1999) et Barker (2021), respectivement. Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}O_{atm}$ (Extier et al. (2018)). Concentration de CH_4 (rouge) (Bazin et al. (2013)). ^{17}O - excess provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess (mauve) provenant de Landais et al. (2021). Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)). $\delta^{18}O_{calcite}$ provenant de la grotte Sanbao en Asie du Sud Est (vert) (Cheng et al. (2016)). La phase a représente un WMI alors que la phase b correspond à une remontée partielle de l'ITCZ.

5.3.3.4 Synthèse pour la Terminaison 5

La Terminaison 5 (figure 5.26) a une forme plus simple que les Terminaisons suivantes. En effet, les éléments classiques sont retrouvés (phase a), comme l'augmentation d'insolation à 65°N, déclenchant sans doute par le réchauffement moyen, la déstabilisation des calottes de l'hémisphère Nord indiquée par la présence d'un pic d'IRD à 429 ka. Ce pic d'IRD est à nouveau associé à un épisode de faible mousson comme le témoigne le $\delta^{18}O$ de la calcite enregistré dans les spéléothèmes de l'Asie du Sud-Est. En parallèle, le δD augmente progressivement et continûment. Un pic de CH_4 est observé à 430 ka mais il n'est très fiable car il est indiqué par un seul point. N'étant en lien avec aucun autre pic dans d'autres traceurs, il est sans doute lié à un artefact de mesure.

Il est difficile de déterminer si le plateau du $^{17}O - excess$ situé entre 431 et 423 ka est en rapport avec la WMI car celle-ci est bien plus courte (430-426 ka). Étant donné que le δD commence à augmenter au même moment que le $^{17}O - excess$, il serait tentant de croire à une augmentation du $^{17}O - excess$ liée à la température locale.

La fin de la Terminaison 5 est marquée par une diminution abrupte du $\delta^{18}O_{calc}$ et une forte augmentation du méthane à 426 ka. Ces deux traceurs indiquent un changement du cycle hydrologique atmosphérique aux basses latitudes qui est aussi marqué dans le $\delta^{18}O_{atm}$. Le maximum de δD marquant la fin de la Terminaison 5 n'est pas associé avec des maxima de d-excess et de $^{17}O - excess$, ce qui suggère un déplacement vers le sud des régions source d'évaporation à ce moment, probablement en lien avec les modifications relevées dans l'organisation du cycle hydrologique atmosphérique des basses latitudes. Cette séquence d'événements est très similaire à celle observée pendant les événements millénaires de la dernière période glaciaire (association D/O – AIM et événement de Heinrich) et suggère que le même mécanisme incluant une bascule bipolaire est à l'œuvre à la fin de certaines déglaciations.

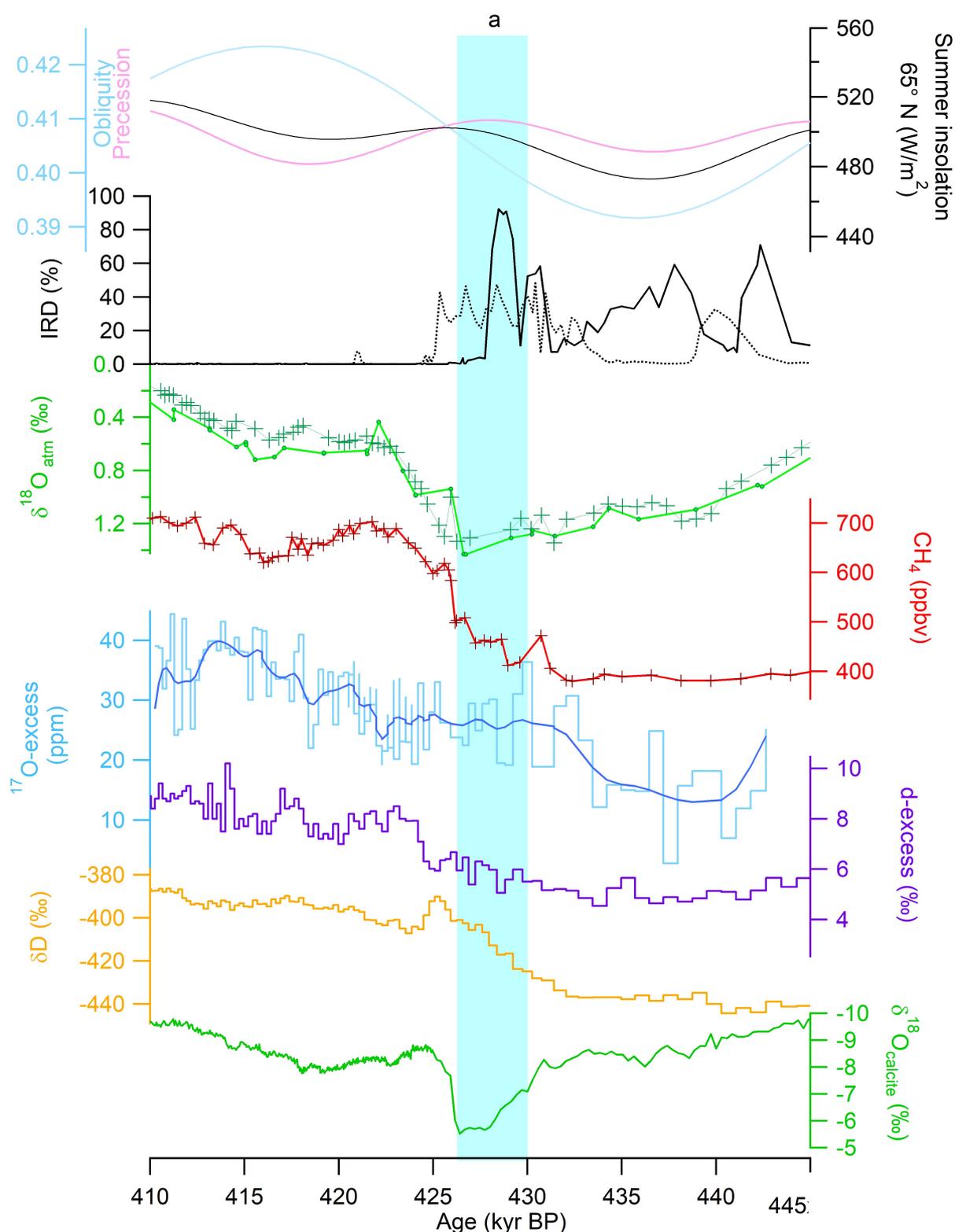


Figure 5.26 – Variabilité millénaire au cours de la Terminaison 5. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Pourcentage d'IRD aux site ODP980 (noir) et ODP983 (pointillés) pour McManus et al. (1999) et Barker (2021), respectivement. Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}O_{atm}$ (Extier et al. (2018)). Concentration de CH_4 (rouge) (Bazin et al. (2013)). $^{17}O - excess$ provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess (mauve) provenant de Landais et al. (2021). Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)). $\delta^{18}O_{calc}$ provenant de la grotte Sanbao en Asie du Sud Est (vert) (Cheng et al. (2016)). La phase a représente un WMI et donc un déplacement plus au sud de l'ITCZ..

5.3.3.5 Synthèse pour la Terminaison 6

La Terminaison 6 (figure 5.27) comprend une seule Terminaison comme indiqué par Röthlisberger et al. (2008) mais il existe deux périodes chaudes, référencées comme le MIS 13a (phase b) et le MIS 13c (phase a). Nous allons nous intéresser en priorité à la Terminaison se déroulant avant le MIS 13c mais nous discuterons également de la deuxième partie qui comprend des événements intéressants.

Le premier réchauffement en phase (a) après la période glaciaire a lieu à partir de 539 ka où le δD commence à augmenter progressivement, lors du maximum d'insolation à 65°N. Précédemment, la dernière période chaude remonte à seulement 560 ka, ne laissant que 20 000 ans de période froide. Il est possible que le volume de glace n'était pas suffisant pour déclencher une débâcle massive d'icebergs comme les autres Terminaisons décrites précédemment.

Malheureusement, il n'existe plus d'enregistrement d'IRD sur la série de McManus et al. (1999) mais il reste la série de Barker (2021) qui indique une présence de débris détritiques vers 539 ka mais de faible ampleur. Le $\delta^{18}O_{calc}$ indique un WMI qui coïncide avec l'enregistrement de $\delta^{18}O_{atm}$ entre 535 et 531 ka. Alors que ces deux signaux suivaient la courbe d'insolation à 65°N, il y a une interruption de la forme du signal pendant la phase (a). L'hypothèse classique à avancer est qu'un événement de type Heinrich, fait migrer l'ITCZ vers le Sud à cette période, résultant en un WMI et une modification du cycle hydrologique. La fin du WMI coïnciderait avec l'augmentation de CH_4 à partir de 532 ka. Le signal de $^{17}O - excess$ sur cette partie est de petite amplitude et difficile à interpréter car la hausse visible à 532 ka pourrait venir de variabilité naturelle ou d'artefacts de mesure. Une plus grande résolution d'analyse aiderait ici à vérifier s'il existe un lien avec le $^{17}O - excess$.

La deuxième partie de l'interglaciaire débute vers 515 ka d'après l'enregistrement en δD (phase b). En effet, les variations de $\delta^{18}O_{calc}$ et de $\delta^{18}O_{atm}$ ne sont pas clairement en phase mais la phase (b) est globalement associée à une augmentation lente du $\delta^{18}O_{atm}$, du $\delta^{18}O_{calc}$, du d-excess et du CH_4 ce qui suggère des variations climatiques plutôt lente et l'absence d'événement de type Heinrich. Le signal de $^{17}O - excess$ est moins clair car marqué par un pic au milieu de la phase (b) et le méthane marque de petites variations sur la seconde partie de la phase (b). À ce stade et en l'absence de mesures supplémentaires à haute résolution, il n'est pas possible de détecter la présence de variabilité millénaire pendant cette période.

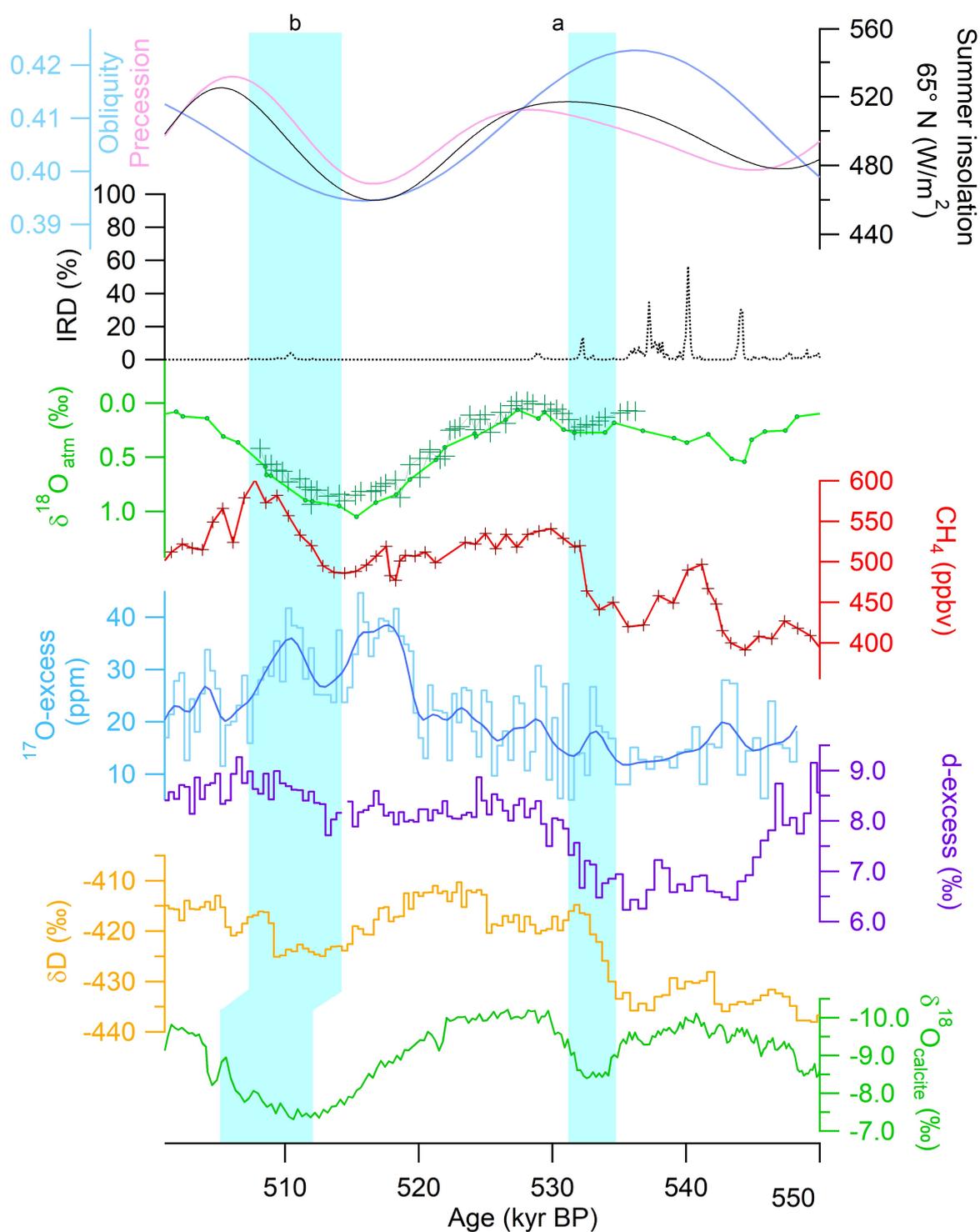


Figure 5.27 – Variabilité millénaire au cours de la Terminaison 6. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Pourcentage d'IRD aux site ODP980 (noir) et ODP983 (pointillés) pour McManus et al. (1999) et Barker (2021), respectivement. Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}O_{atm}$ (Extier et al. (2018)). Concentration de CH_4 (rouge) (Bazin et al. (2013)). $^{17}O - excess$ provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess (mauve) provenant de Landais et al. (2021). Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)). $\delta^{18}O_{calc}$ provenant de la grotte Sanbao en Asie du Sud Est (vert) (Cheng et al. (2016)). Les phases a et b représentent des WMI.

5.3.3.6 Synthèse pour la Terminaison 7

La Terminaison 7 (figure 5.28) n'a plus la résolution suffisante (différence de 1000 ans entre deux mesures alors qu'elle n'était que de 370 ans pour la T6) pour déterminer la présence d'évènement millénaire au sein de la déglaciation qui a une séquence de Terminaison classique en comparaison à celles décrites jusqu'à présent. En effet, on retrouve les éléments habituels comme le WMI entre 627 et 636 ka, l'augmentation de l'insolation à 65°N, une hausse du δD même si elle est tardive par rapport au WMI. Le pic de CH_4 et la diminution du $\delta^{18}O_{atm}$ montrent tous deux une modification du cycle hydrologique aux basses latitudes à 628 ka. Le signal de d-excess est aussi légèrement décalé par rapport au signal de δD sur la déglaciation suggérant à nouveau une réorganisation des zones source d'évaporation à cette période.

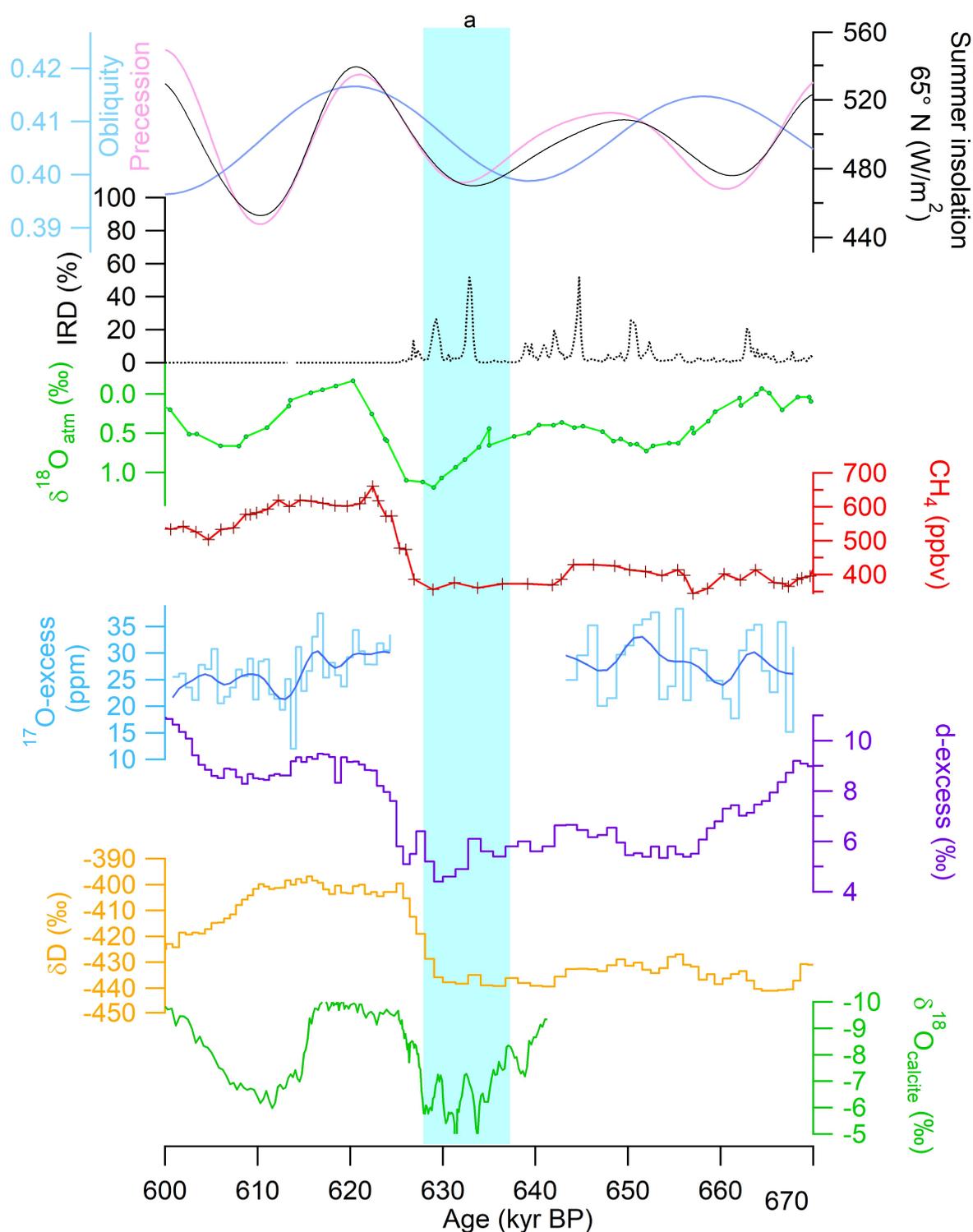


Figure 5.28 – Variabilité millénaire au cours de la Terminaison 7. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Pourcentage d'IRD aux site ODP980 (noir) et ODP983 (pointillés) pour McManus et al. (1999) et Barker (2021), respectivement. Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}O_{atm}$ (Extier et al. (2018)). Concentration de CH_4 (rouge) (Bazin et al. (2013)). ^{17}O - excess provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess (mauve) provenant de Landais et al. (2021). Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)). $\delta^{18}O_{calc}$ provenant de la grotte Sanbao en Asie du Sud Est (vert) (Cheng et al. (2016)). La phase a représente un WMI.

5.3.3.7 Synthèse pour la Terminaison 8

La Terminaison 8 (figure 5.29) a une résolution dégradée, ce qui empêche l'identification d'évènement millénaire dû à la diminution de résolution temporelle. Nous pouvons toutefois noter que les variations de d-excess et de $^{17}O - excess$ ne sont pas exactement en phase avec les variations de δD , en particulier ces deux paramètres continuent à augmenter une fois que le premier palier de δD est atteint. Ceci suggère qu'un décalage des régions source d'évaporation a eu lieu pendant la phase de déglaciation.

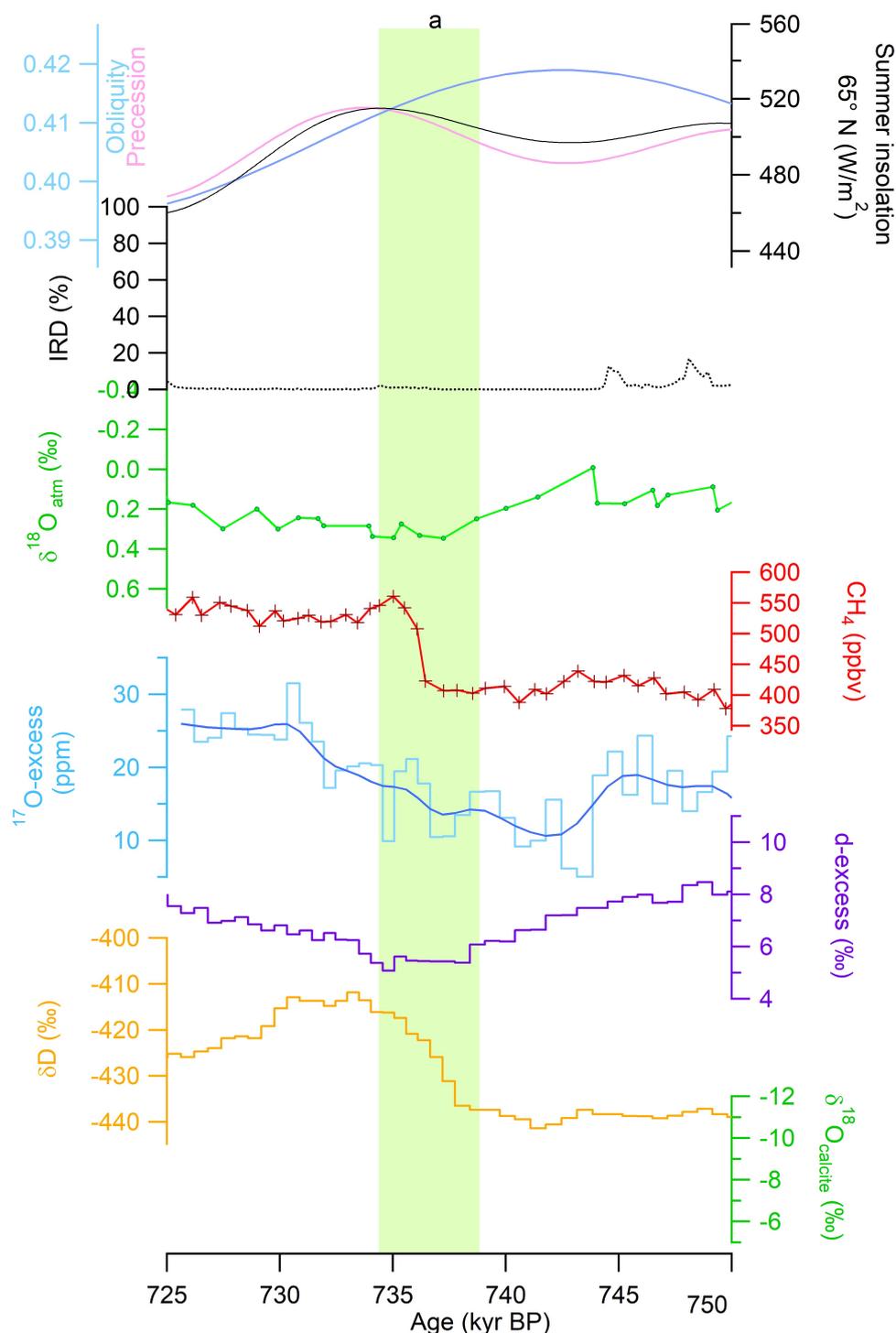


Figure 5.29 – Variabilité millénaire au cours de la Terminaison 8. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Pourcentage d'IRD aux site ODP980 (noir) et ODP983 (pointillés) pour McManus et al. (1999) et Barker (2021), respectivement. Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}O_{atm}$ (Extier et al. (2018)). Concentration de CH_4 (rouge) (Bazin et al. (2013)). ^{17}O – excess provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess (mauve) provenant de Landais et al. (2021). Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)). $\delta^{18}O_{calc}$ provenant de la grotte Sanbao en Asie du Sud Est (vert) (Cheng et al. (2016)). La phase a représente le moment de la déglaciation.

5.3.3.8 Synthèse pour la Terminaison 9

Et pour finir, la Terminaison 9 (figure 5.30) est la dernière à être enregistrée dans la carotte de glace d'EDC qui s'arrête à 800 ka. En dépit d'être la Terminaison où les couches de glace sont les plus compactées, il est toujours possible de voir les marques de la déglaciation. Le δD et le d-excess commencent tous deux à augmenter à partir de 797 ka, signifiant les prémices de la Terminaison. Toutefois, le δD et le $^{17}O - excess$ continuent leur augmentation quand le δD a atteint son maximum à 788 ka (le d-excess continue d'augmenter jusque 783 ka). Le $^{17}O - excess$ n'est pas exactement en phase avec le δD donc il peut bien indiquer un processus à la source. L'augmentation du CH_4 se fait plus progressivement que les déglaciations précédentes où l'augmentation finale était plus brutale. Il n'est pas facile de savoir si cette augmentation est réelle ou liée à un lissage du signal enregistré par des phénomènes de diffusion à la base de la carotte de glace.

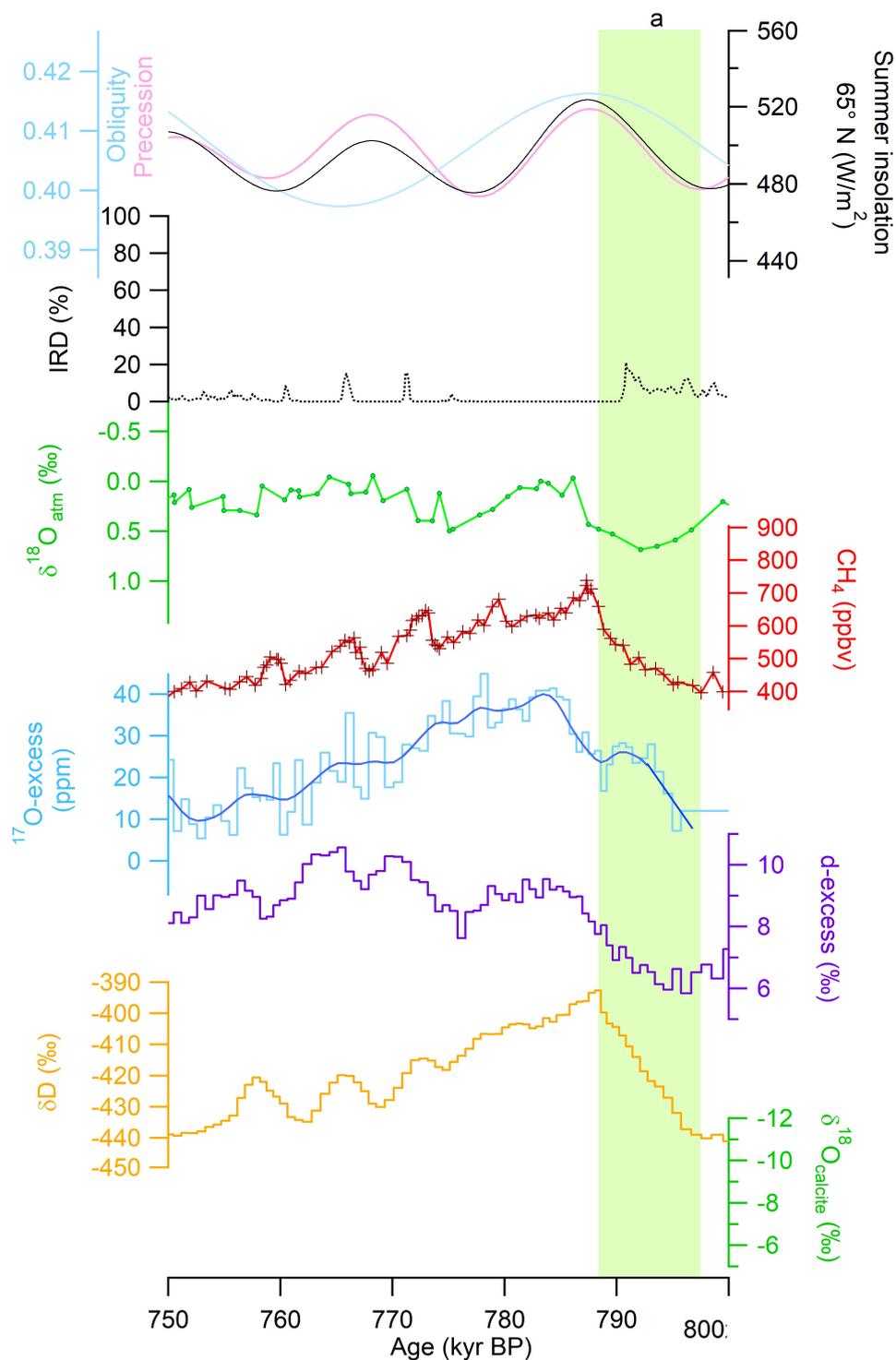


Figure 5.30 – Variabilité millénaire au cours de la Terminaison 9. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Pourcentage d'IRD aux site ODP980 (noir) et ODP983 (pointillés) pour McManus et al. (1999) et Barker (2021), respectivement. Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}O_{atm}$ (Extier et al. (2018)). Concentration de CH_4 (rouge) (Bazin et al. (2013)). $^{17}O - excess$ provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess (mauve) provenant de Landais et al. (2021). Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)). $\delta^{18}O_{calc}$ provenant de la grotte Sanbao en Asie du Sud Est (vert) (Cheng et al. (2016)). La phase a représente le moment de la déglaciation.

5.4 . Mécanismes généraux à l'œuvre durant une Terminaison et différences entre chacunes d'entre elles

Nous allons résumer dans cette partie la chronologie des mécanismes lors d'une déglaciation d'après les observations réalisées sur les différentes Terminaisons précédentes à partir de nos traceurs de hautes et basses latitudes. Les Terminaisons ont chacune leurs différences liées au contexte orbital ou au volume de glace. Cependant, une synthèse globale peut être tentée, décrivant les mécanismes à l'œuvre (figure 5.31).

Les Terminaisons arrivent tous les 4 cycles de précession pour les interglaciaires les plus faibles et tous les 5 cycles de précession pour les interglaciaires les plus forts (Hays et al. (1976), Maslin and Ridgwell (2005)), car il y a davantage de temps pour accumuler de la glace qui devient instable dépassé un seuil.

La majorité des continents se situent dans l'hémisphère Nord et lors de période glaciaire, de grandes surfaces sont disponibles pour entreposer de la glace continentale, alors coupée des océans. L'augmentation de l'insolation à 65°N en été a comme conséquence de fondre ces calottes. Ce premier élément déclencheur aura comme conséquence d'envoyer des larges quantités d'eau froide et non salée dans les courants de l'Atlantique Nord. Hors la circulation thermohaline prend sa force dans deux paramètres comme l'indique son nom : la chaleur et la quantité de sel. La conséquence sera un ralentissement de l'AMOC dû aux débâcles glaciaires ainsi qu'un arrêt du transport de chaleur entre la surface et l'océan vers le Nord (Broecker et al. (1985), McManus et al. (2004)). D'où un réchauffement prédominant en Antarctique comme vu dans les traceurs de température locales alors que les températures des basses latitudes montrent un réchauffement plus tardif.

Les Terminaisons 1, 2, 3, 4 et 9 se terminent par un excès de chaleur Antarctique (of PAGES (2016)), une période de 1-2 ka avec une valeur de la T_{site} plus élevée que la valeur de la T_{site} du plateau interglaciaire. Les déglaciations qui se terminent par un optimum de température en Antarctique ont les caractéristiques d'un événement millénaire initié par un réchauffement du sud survenant à une période où la grande taille de l'inlandsis empêchait tout réchauffement brusque du Nord (Wolff et al. (2010), Landais et al. (2021)). Cette débâcle est généralement visible par la présence d'IRD dans les sédiments des fonds marins de l'Atlantique Nord. Cet événement de fonte a aussi pour conséquence de déplacer les fronts atmosphériques comme le front polaire qui à son tour influencera les circulations de Hadley et Walker, dont dépend l'ITCZ située proche de l'équateur (Zhang and Delworth (2005)). L'effet visible sur l'ITCZ est un déplacement vers le Sud induisant une baisse de l'intensité des moussons en Asie du Sud Est (WMI) au moins une à deux fois durant les quatre dernières Terminaisons (Cheng et al. (2009)). Ces changements de cycle hydrologique atmosphérique sont enregistrés dans le $\delta^{18}O_{calc}$ des spéléothèmes des basses latitudes ainsi que dans les signaux $\delta^{18}O_{atm}$ et CH_4 des carottes de glace. Plus au sud, la modification des fronts atmosphériques entraîne aussi un déplacement des zones sources d'évaporation ce qui est visible via des changements dans le d-excess et $^{17}O - excess$ de la glace dans la carotte EDC. Pour des Terminaisons enregistrées à haute résolution, nous avons identifié des événements abrupts courts pendant la période de WMI ou de « Heinrich stadial » au niveau des traceurs des basses latitudes (CH_4 , $\delta^{18}O_{calc}$, $\delta^{18}O_{atm}$, d-excess et $^{17}O - excess$). D'après les enregistrements de $\delta^{18}O_{calc}$ et soutenu par d'autres traceurs présentés dans cette thèse, il peut avoir plusieurs types de schémas de déplacement de l'ITCZ. Pour appuyer ces idées il faudrait une meilleure datation des archives, surtout pour la correspondance du $\delta^{18}O_{atm}$ avec le $\delta^{18}O_{calc}$, car les déplacements de la zone de mousson sont directement à mettre en lien avec les enregistrements des spéléothèmes. Nous pouvons émettre plusieurs cas hypothétiques sur la latitude de l'ITCZ, comme des remontées de ce front par étapes (T4), des mouvements d'allers-retours (T2, T3, T7) ou aucun déplacement avec une ITCZ qui reste au Sud (T5, T6) durant un WMI long et stable. Les modifications dans le cycle hydrologique peuvent être associées à des changements d'humidité relatives comme vues avec le $^{17}O - excess$, ce qui peut aussi être relié à de la production de méthane car dans un contexte de réchauffement et de déplacement des zones de moussons, les possibilités de dégradations de matière organiques en conditions anaérobiques augmentent.

Le déclenchement de ces événements abrupts courts est différent d'une Terminaison à l'autre et pas toujours enregistré dans tous les traceurs.

Les caractéristiques de chaque Terminaison sont regroupées dans le tableau suivant 5.3 :

Terminaison	Durée de la Terminaison (années)	Démarrage de l'augmentation du dd	Nombre d'IRD	Durée de WMI (ka)	Evènement millénaire visible dans le traceur de	Nombre de phases
1	11686-17630 = 5944	Pendant l'augmentation d'insolation	1	4	CH_4 $\delta^{18}O_{calc}$	3
2	129459-135402 = 5943	Pendant l'augmentation d'insolation	1	6	CH_4 $^{17}O - excess$ $\delta^{18}O_{calc}$	3
3	242867-251915 = 9048	Pendant le minimum D'insolation	3	1 1 4	CH_4 $\delta^{18}O_{calc}$ $\delta^{18}O_{atm}$ $^{17}O - excess?$	5
4	334103-341121 = 7018	Pendant l'augmentation d'insolation	1	6	$\delta^{18}O_{atm}?$ $^{17}O - excess$ $\delta^{18}O_{calc}$	3
5	425813-430693 = 4880	En fin d'augmentation d'insolation	2	4	$\delta^{18}O_{atm}$ $^{17}O - excess?$ $\delta^{18}O_{calc}$	1
6	529157-531284 = 2127	Maximum d'insolation	1	2	$\delta^{18}O_{calc}$ $^{17}O - excess?$ $\delta^{18}O_{calc}$	1
7	626073-629486 = 3413	Pendant l'augmentation d'insolation	2	10		1
8	737354-740867 = 3513	Petite augmentation d'insolation	1			1
9	787298-796449 = 9151	Pendant l'augmentation d'insolation	1			1

Tableau 5.3 – Résumé de différences entre les Terminaisons, de la T1 à la T9. Durée de la Terminaison selon (Röthlisberger et al. (2008)), contexte orbital d'insolation pendant le réchauffement marqué par l'augmentation de dd à EDC, nombre de grand pic d'IRD présents dans les enregistrements marins de (McManus et al. (1999)) et (Barker (2021)), durée du WMI selon les valeurs de $\delta^{18}O_{calc}$ de (Cheng et al. (2016)), nomination des traceurs dans lesquels un évènement millénaire est visible, nombre de phases discernées durant la Terminaison.

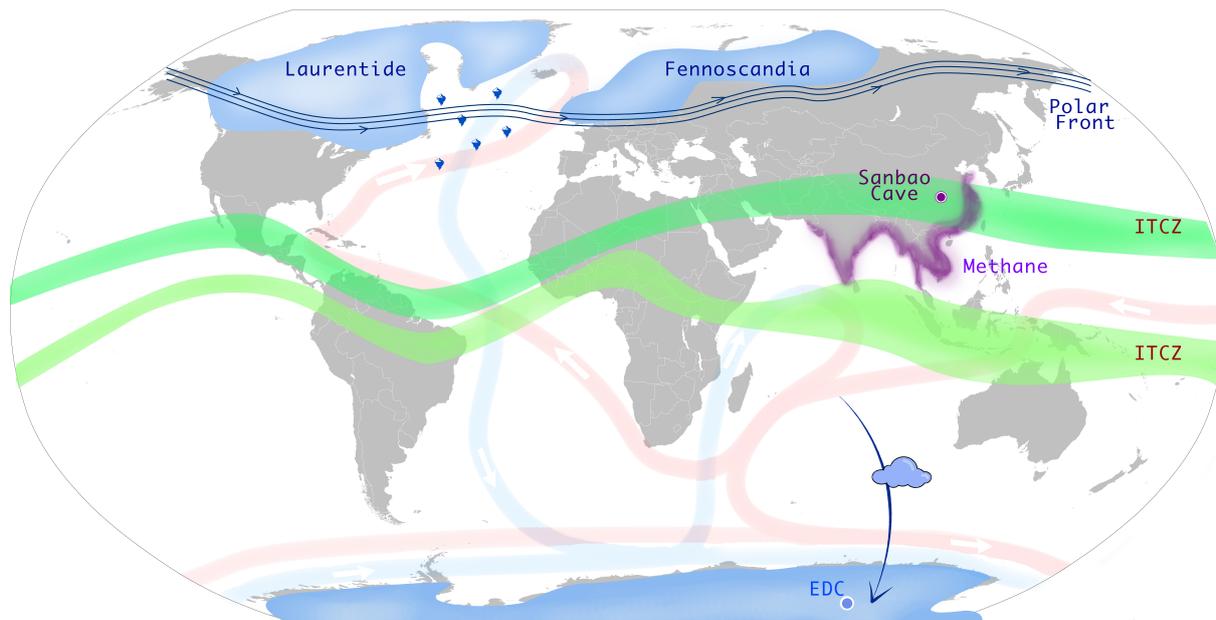


Figure 5.31 – Planisphère montrant un exemple des mécanismes à l'œuvre suite à un événement de Heinrich auxquels sont liés des déplacements de fronts atmosphériques pendant une Terminaison. Les deux calottes polaires de l'Hémisphère Nord sont représentées sur les continents Américains et Euro-Asiatiques, les IRD sont les icebergs dans l'Atlantique Nord, le front polaire circule aux hautes latitudes Nord, la circulation thermohaline est indiquée par le tracé bleu et rouge représentant les transferts de chaleur, la position de l'ITCZ en vert foncé au Nord est celle pendant les interglaciaires tandis que l'ITCZ en vert clair au Sud est celle pendant les WMI, enfin, la zone d'évaporation de la région source est ici l'océan Indien dans le cas d'EDC, matérialisé par le nuage qui transporte de l'humidité jusqu'en Antarctique.

5.5 . Conclusion

Nous avons vu que les carottes de glaces procurent des traceurs des conditions climatiques et hydrologiques dans le passé, notamment grâce au $^{17}O-excess$ pour l'humidité relative aux régions source d'évaporation (dans le cas de EDC il s'agit de l'océan Indien), le $\delta^{18}O_{atm}$ pour la productivité de la biosphère et des changements du cycle de l'eau, et le d-excess qui renseigne sur la température des régions source d'évaporation. Grâce à ces traceurs en plus de ceux apportés par la bibliographie (IRD, $\delta^{18}O_{calc}$ et CH_4) nous avons été en mesure d'étudier les variations à échelle orbitale mais aussi à échelle millénaire pendant les 9 dernières déglaciations.

L'utilisation du nouveau proxy $^{17}O-excess$ a confirmé son rôle de traceur de cycle hydrologique dans les isotopes de l'eau mesurés dans la glace d'Antarctique d'EPICA Dôme C. Des changements d'humidité relative des régions sources océaniques ont été enregistrés, synchrones d'autres événements à des latitudes plus basses tels qu'enregistrés dans la concentration atmosphérique de méthane ou le $\delta^{18}O$ de la calcite des spéléothèmes en Asie du Sud-Est.

Nous avons mis en évidence, en particulier sur les Terminaisons 2 et 3 l'existence d'événements millénaires qui se produisent pendant le déroulement de la Terminaison, lors de la montée continue de température enregistrée dans les glaces Antarctique. Ces événements se caractérisent par des déplacements de fronts atmosphériques au niveau des tropiques et des latitudes tempérées de l'hémisphère sud (régions source d'évaporation pour les précipitations de l'Antarctique de l'Est) et de cycle hydrologique atmosphérique aux basses latitudes. L'événement déclencheur de tels événements abrupts n'est pas connu.

Notre étude montre une grande variabilité des schémas de déglaciation lors d'une transition entre période glaciaire à interglaciaire impliquant des changements lents aux hautes latitudes en lien avec le forçage orbital et des changements plus abrupts aux basses latitudes qui sont sans doute à relier aux événements millénaires (type événement de Heinrich) qui ponctuent souvent les déglaciations.

6 - Interprétation des traceurs paléoclimatiques - comparaisons modèle-données

6.1 . Motivations

Les deux chapitres précédents nous ont apporté des résultats sur les conditions climatiques passées, notamment par l'usage de traceurs contenus dans la glace et les bulles d'air dans la carotte de glace d'EPICA Dôme C. Concernant la variabilité à échelle multi-décennale et multi-centennale à partir des isotopes stables de l'eau, nous avons été en mesure de constater une plus grande variabilité pendant les périodes glaciaires par rapport aux périodes interglaciaires. Grâce aux mesures menées au laboratoire sur le $^{17}O - excess$ et le $d-excess$, nous avons pu estimer les variations de température de surface au site d'évaporation situé en océan Indien, ainsi que l'humidité relative aux basses latitudes. Pour cela, nous nous sommes basés sur une fonction de transfert préétablie pour passer des traceurs isotopiques aux paramètres climatiques, mais cette approche est susceptible d'être biaisée [Landais et al. \(2021\)](#).

En parallèle, même si nos reconstructions quantitatives peuvent présenter quelques biais, les nombreuses études précédentes sur ces traceurs suggèrent que leur interprétation reste qualitativement correcte. Elles apportent donc des contraintes fortes sur la dynamique du climat passé et peuvent donc être confrontées aux sorties de modèles afin de tester la capacité de ceux-ci de reproduire les changements enregistrés. Dans ce cadre, nous avons voulu mener dans ce dernier chapitre une confrontation entre sorties de modèle et données acquises pendant cette thèse. Nous nous concentrerons sur les reconstructions issues du $d-excess$ et du $^{17}O - excess$.

Dans ce contexte, j'ai encadré Baptiste Chaigneau avec ma directrice de thèse dans le cadre d'un stage de Master 1 de mai à août 2022 pour récupérer des données en lignes de sorties de modèles climatiques participant à l'exercice PMIP (Paleoclimate Modelling Intercomparison Project).

Le but du stage était de répertorier les emplacements des simulations dans les serveurs en ligne et de sélectionner des informations en rapport avec les traceurs mesurés dans les chapitres précédents. Dans un second temps, il a fallu tracer ces variables sur des graphes pour plusieurs modèles afin de les comparer avec les données expérimentales de la carotte d'EPICA Dôme C.

6.2 . Méthode de modélisation : les modèles participant à l'exercice PMIP

Ces dernières années, le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC) a fortement incité le développement de modèles numériques de climat pour les simulations du climat futur. Le nombre de demandes croissant a permis une amélioration des simulations climatiques sur Terre afin de mieux préparer les scénarios futurs. Ainsi, cinq scénarios ont été développés pour présenter un large éventail de futurs plausibles selon nos émissions de gaz à effet de serre, ceci permettant d'explorer différentes évolutions possibles des sociétés humaines et leur implication pour le climat.

Le nombre de projets liant climats et modèles a fortement augmenté depuis les enjeux politiques et économiques dus au réchauffement climatique actuel. C'est pour cette raison que le développement dans cette discipline doit se faire le plus précisément possible. Dans ce cadre, nombre de gens s'efforcent d'améliorer les modèles de circulation générale (GCM) basés sur les équations de Navier-Stokes. Ce travail se fait notamment dans le cadre de projets d'intercomparaisons de modèles climatiques, appelés CMIP. La modélisation

des interactions entre les différents compartiments climatiques est indispensable, mais il n'est pas possible de les contenir tous et à fine échelle, car cela demanderait trop de ressources informatiques. C'est pourquoi les modèles utilisés sont faits de mailles plus larges afin d'obtenir un équilibre entre efficacité des modèles et finesse des résultats.

De plus, les modèles doivent passer par une étape essentielle qui est celle de validation par des faits passés. Or les variations climatiques enregistrées directement par l'Homme ne remontent qu'à quelques décennies/siècles, ce qui est insuffisant pour tester efficacement les évolutions du plus long terme. C'est la raison pour laquelle les modèles sont validés auprès d'archives climatiques plus anciennes, comme le proposent les carottes de glace par exemple. Ce sont donc ces simulations passées qui nous intéressent plus particulièrement dans notre cas où nous cherchons à comparer nos résultats à ceux des modèles climatiques passés. Ces modèles tournés vers le passé sont des projets d'inter-comparaison de modèles paléo-climatiques (PMIP). Les exercices PMIP sont néanmoins limités temporellement car ils ne couvrent seulement que certaines périodes, ce qui nous amène à deux périodes dans nos reconstructions paléo-climatiques : le dernier interglaciaire il y a 127 ka (LIG127) et le dernier maximum glaciaire (LGM).

Les deux périodes d'intérêt, LGM et LIG127, sont obtenues dans l'exercice PMIP en état stationnaire, c'est-à-dire qu'il n'existe pas dans cet exercice d'intercomparaison de modèles couvrant une transition glaciaire - interglaciaire. Nous ne pouvons que travailler sur des sorties de modèles présentant des états climatiques fixes à ces périodes données. Ces sorties de modèles sont toujours comparées aux sorties effectuées pour des conditions climatiques correspondant à la période préindustrielle (piControl).

Nous avons donc basé nos études sur trois périodes :

- Pre Industrial Control (piControl) – 1850 apr. J.-C. : Période préindustrielle nécessaire pour comparer les données entre modèles. En effet, chaque simulation est soumise à des lois physiques différentes empêchant la comparaison brute des résultats entre simulations. Il est nécessaire de toujours observer l'anomalie entre la période d'intérêt et le piControl pour ensuite confronter les modèles.
- Dernier Maximum Glaciaire (LGM) – 21 ka BP : Période la plus récente où la température a atteint un maximum de froid, à la fin de la période glaciaire. Le LGM est caractérisé par un bas niveau marin, des températures moyennes de 5°C plus basses qu'à l'actuel et de larges calottes de glaces présentes sur les pôles.
- Dernier Interglaciaire (LIG127) – 127 ka BP : Dernière période la plus récente correspondant à un maximum de température. Le LIG127 correspond à une période ressemblant fortement à l'Holocène (interglaciaire dans lequel nous sommes en ce moment) du fait de son haut niveau marin, des calottes polaires au minimum et une concentration de gaz à effet de serre élevée.

Concernant la zone d'étude, comme nous nous intéressons à une comparaison avec les données issues de la carotte d'EPICA Dôme C, nous avons utilisé un secteur restreint, car les rétro-trajectoires nous montrent que les précipitations arrivant à Dôme C proviennent du sud de l'océan Indien (30°S-70°S, 60°E-160°E) (Figure 6.1, [Winkler et al. \(2012\)](#)).

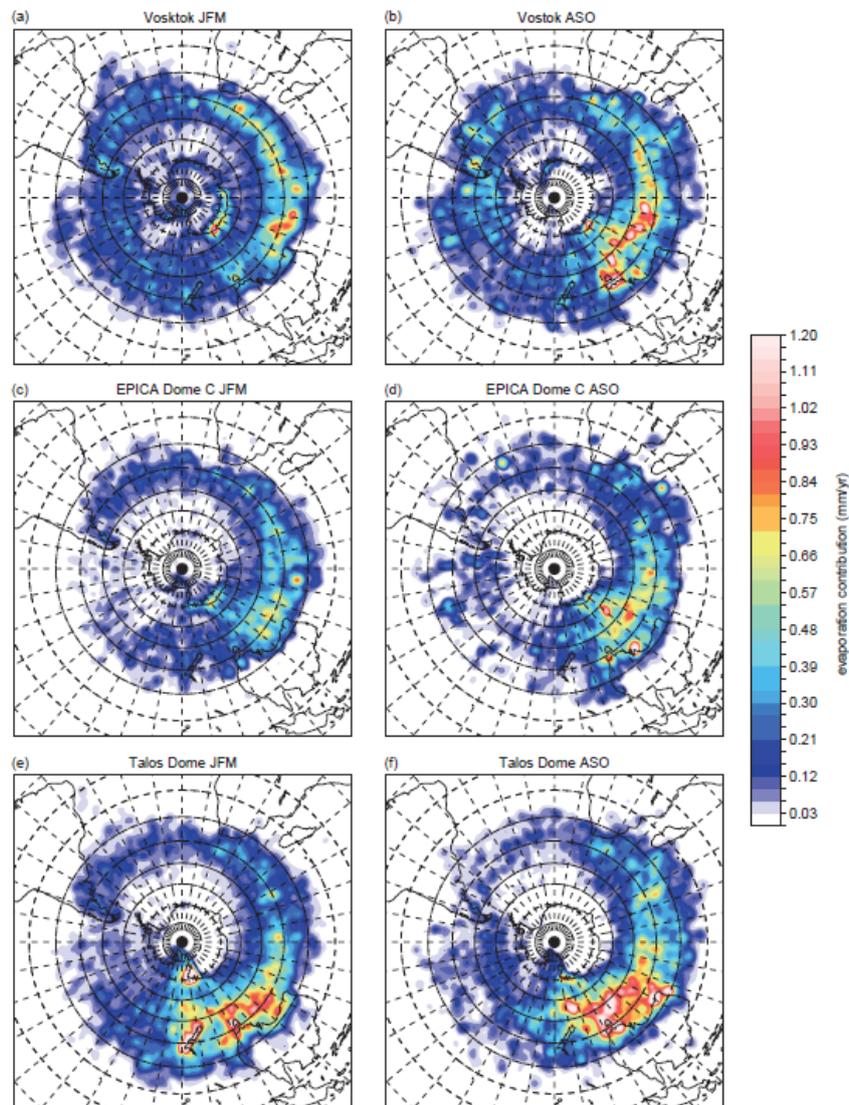


Figure 6.1 – Sources d’humidité moyennes saisonnières pour les sites de forage de carottes de glace de Vostok pendant (a) janvier-février-mars (JFM) et (b) août septembre-octobre (ASO). (c) EPICA Dôme C pendant JFM et (d) ASO, (e) Dôme Talos pendant JFM et (f) ASO. Les couleurs montrent la contribution de l’évaporation de surface aux précipitations dans la zone cible en unités de $\text{mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ (Winkler et al. (2012)).

6.2.1 . Modèles PMIP

Les modèles utilisés pour les comparaisons de l'exercice PMIP sont issus de différents laboratoires dans le monde entier. Les différents modèles utilisés existent au nombre de 14, correspondant à des instituts de recherche (Tableau récapitulatif en annexe). Une différence notable est la présence ou non-présence des périodes simulées au sein des générations de PMIP. Aucun des modèles répertoriés dans les PMIP3 ne simule le LIG127, seul le LGM est représenté. Les PMIP4 sont plus complets, car ils affichent pour certains modèles (3 sur les 14) des simulations des périodes de LGM et de LIG127, les 9 autres modèles PMIP4 ne fournissent qu'une simulation LIG127. Grâce à la récupération de 7 autres modèles, la période LGM peut compléter le registre des périodes simulées, totalisant finalement 10 PMIP4 sur 14 ayant modélisé à la fois le LGM et le LIG127.

Ces données issues des simulations sont ensuite stockées dans les serveurs de l'Institut Pierre Simon-Laplace (IPSL), nommé ESPRI sur le mésocentre <https://mesocentre.ipsl.fr/>.

6.2.2 . Sorties de modèle

Les données issues des sorties de modèles PMIP sont récupérées sous un format NetCDF et associées à des coordonnées spatiales et temporelles. Au total, les données sont organisées selon un maximum de quatre dimensions : la latitude, la longitude et le temps, et occasionnellement l'altitude. Chaque version possède un chemin d'accès aux fichiers standardisé, permettant alors des automatisations pour accéder, par des boucles, aux différents modèles. Cependant, de nombreuses limites techniques liées aux chemins d'accès, à la taille des jeux de données et aux différentes résolutions spatiales ont dû être résolues par Baptiste Chaigneau pendant son stage (Chaigneau, 2022 ; https://github.com/Baptiste-Ch/Internship_LSCE).

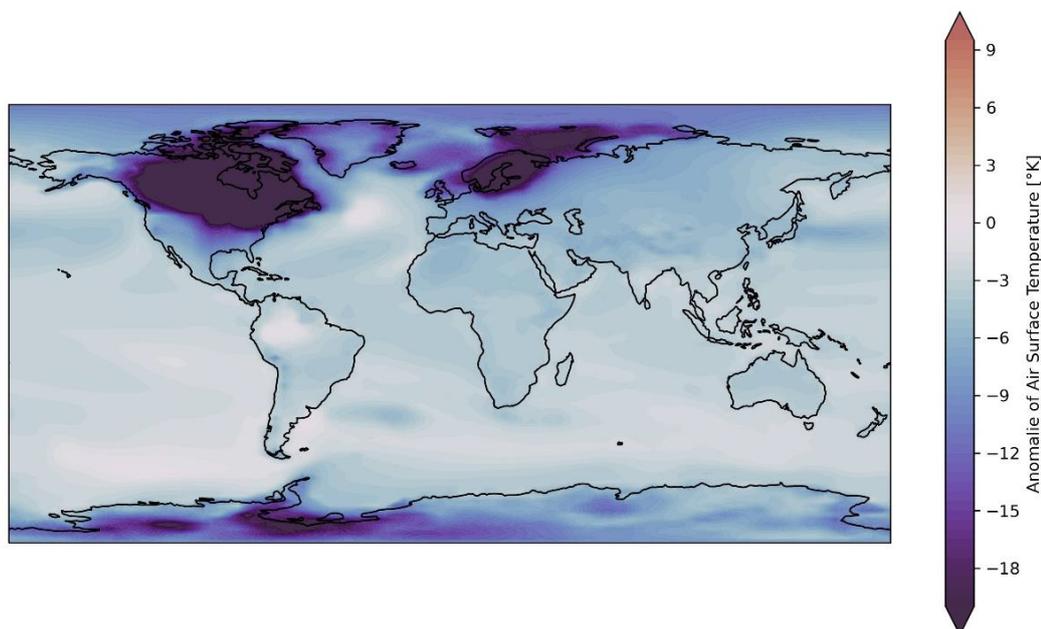


Figure 6.2 – Exemple de carte d'anomalie résultant des simulations PMIP. Dans cette illustration, il est affiché l'anomalie de température de l'air de surface entre le LGM et le piControl pour le modèle IPSL-CM5A-LR de l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL, France) de la version PMIP3. Les deux zones froides dans les latitudes nord correspondent aux deux calottes polaires du LGM.

Ensuite, ce travail de programmation a permis d'obtenir une carte pour chaque anomalie de variables entre LGM/LIG127 et le piControl pour chaque modèle et pour chaque version. Cet atlas est un excellent support visuel pour observer les variations climatiques dans le détail, mais ne peut être utilisé pour comparer les résultats de modèles à cause de leur trop grand nombre (136 cartes). Pour cela, il est nécessaire de résumer ces informations par des figures spécifiquement intéressantes pour étudier le cycle hydrologique.

6.3 . Résultats

Dans le chapitre 5, nous avons obtenu plusieurs informations sur le cycle hydrologique et climatique à partir des traceurs de second ordre que sont le d-excess et le $^{17}O - excess$. À présent, nous allons explorer les équivalents trouvés dans les variables disponibles des sorties de modèles PMIP mises en forme par Baptiste Chaigneau.

6.3.1 . d-excess et température source de la zone d'évaporation

Le d-excess représente la température de la zone source d'évaporation correspondant aux précipitations ayant précipité au-dessus du site d'étude (Tsource) (Landais et al. (2008)). Pour la comparaison, nous utilisons donc la température de l'air de surface (nommée TAS) issue du modèle. Cette variable représente la température à 1 m au-dessus de la surface du globe, océans et continents, sur des mailles de 200 km en moyenne. Sur la figure 6.3, nous montrons l'anomalie de température au-dessus de l'océan entre le LGM / LIG127 et le piControl sur un transect de latitude.

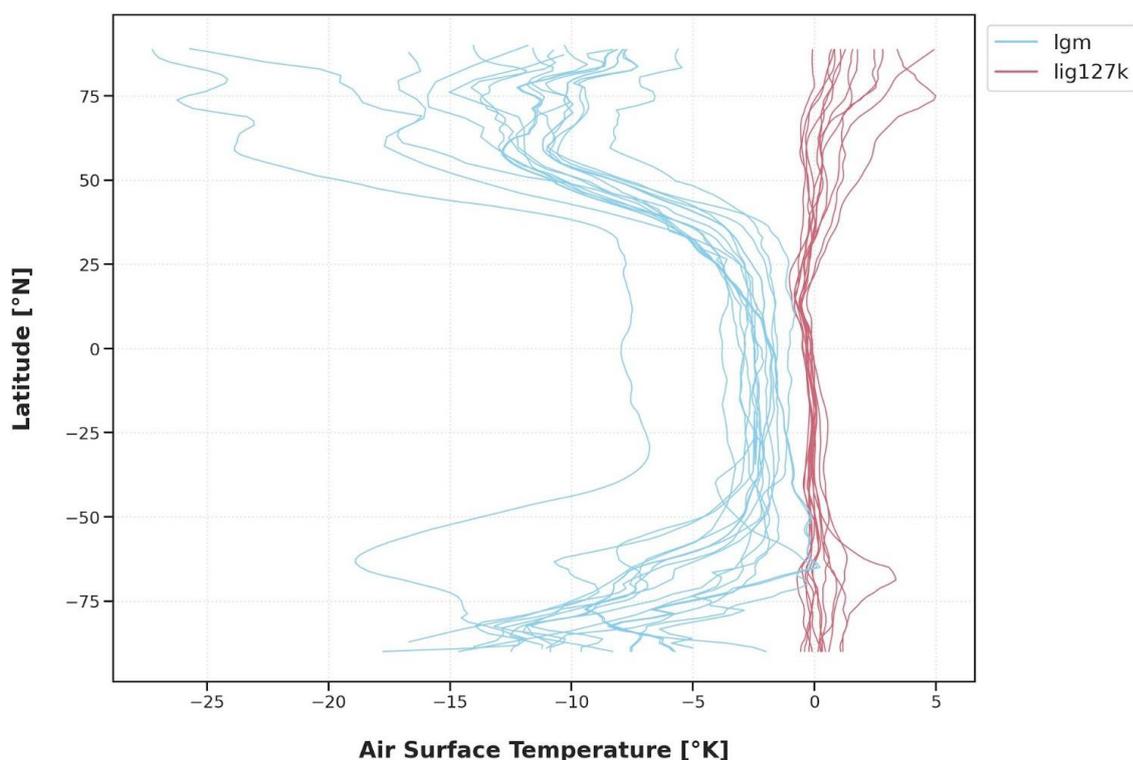


Figure 6.3 – Distribution de l'anomalie de température d'air de surface moyenne par degré de latitude modélisée par l'ensemble des modèles PMIP (3 et 4). Bleu : anomalie LGM –piControl ; rouge : anomalie LIG127 –piControl.

Sur la figure 6.3, nous constatons que l'anomalie de température par rapport au PIcontrol sur les sorties de modèles pour le LIG127 est en moyenne proche de zéro (0,12°C avec un écart type de 0,68°C). En d'autres termes, les températures océaniques du dernier interglaciaire sont très proches de l'actuel. Cette première vérification est sous-estimée par rapport aux données bibliographiques (Turney and Jones (2010)) de cette période interglaciaire qui donne des températures moyennes annuelles plus chaudes par rapport à la période préindustrielle de l'ordre de 2°C. Il est à noter que les hautes latitudes présentent davantage de variabilité dans les modèles et montrent des réchauffements de l'ordre de 1-2°C supérieurs par rapport au piControl. Ces valeurs se rapprochent des données expérimentales et montrent surtout qu'il existe de plus grandes incertitudes dans les modèles aux hautes latitudes qu'aux basses latitudes.

Concernant le LGM, les anomalies de températures sont négatives, ce qui signifie que les températures étaient plus basses de 1 à 3°C que lors du piControl en moyenne. C'est aux hautes latitudes qu'il y a le changement de température le plus grand entre LGM et piControl avec des différences de l'ordre de -10°C (figure 6.3).

Comme indiqué dans l'introduction, l'interprétation du d-excess en termes de température de source doit se concentrer sur les zones d'évaporation de la vapeur d'eau qui sera ensuite transportée sur le site d'EDC. Pour prendre en compte ce phénomène, une pondération par les zones d'évaporation est proposée par la formule suivante :

$$TAS_{pondérée} = \frac{\sum(TAS_i \times EVAP_i)}{\sum EVAP} \quad (6.1)$$

Avec TAS la température de surface de l'air et EVAP le flux d'évaporation incluant sublimation et transpiration. La somme est faite sur les mailles qui constituent la région source principale d'évaporation pour le site d'EDC (océan indien sud) comme indiqué dans Winkler et al. (2012).

Il est maintenant possible d'étudier les anomalies de la Tsource pondérée par l'évaporation pour les périodes du LGM et de LIG127 en se basant sur les simulations portées par les PMIP3 et PMIP4. Ce résultat est présenté sur la Figure 6.4 pour les deux périodes d'intérêt (le LGM et le LIG127).

Sur la figure 6.4, l'anomalie de la Tsource au LGM par rapport au PIcontrol est de -1,67°C avec un écart type de 1,21°C qui reflète la variabilité entre modèles issus des exercices d'intercomparaison PMIP3 et PMIP4. Seuls les trois derniers modèles au LGM (IPI-ESM1-2-LR, INM-CM4-8, AWI-ESM-1-1-LR) viennent des simulations du PMIP4 et les anomalies de température simulées sont toutes situées en moyenne haute par rapport à l'ensemble des simulations PMIP au LGM. Si on ne garde que les simulations provenant du PMIP3, l'anomalie moyenne est à -2,15°C avec un écart type de 0,68°C.

En ce qui concerne le LIG127, toutes les données proviennent exclusivement des PMIP4 et présentent une anomalie de température moyenne au-dessus du sud de l'océan Indien (source de la vapeur qui va ensuite précipiter à EDC) à 0,12°C avec un écart type de 0,68°C. Il est à noter que seul un petit nombre de modèles ont pu à la fois simuler le LGM et le LIG127. Pour la plupart des autres modèles, les résultats ont été partagés sur une seule période passée. Ceci limite la comparaison inter-modèle que nous présentons.

6.3.2 . $^{17}O - excess$ et humidité source de la zone d'évaporation

Le $^{17}O - excess$ est un traceur de l'humidité relative de la zone d'évaporation de la masse d'air humide qui va ensuite précipiter au-dessus du site d'étude (RHsource) (Barkan and Luz (2007)). Selon la même méthode que précédemment pour l'étude du d-excess et le lien avec la température de l'atmosphère à la surface de l'océan, l'humidité relative modélisée à la surface de l'océan a été tracée à l'échelle mondiale sur la figure 6.5. Cette première figure montre des anomalies en moyenne très proches de zéro, signifiant peu de changement en

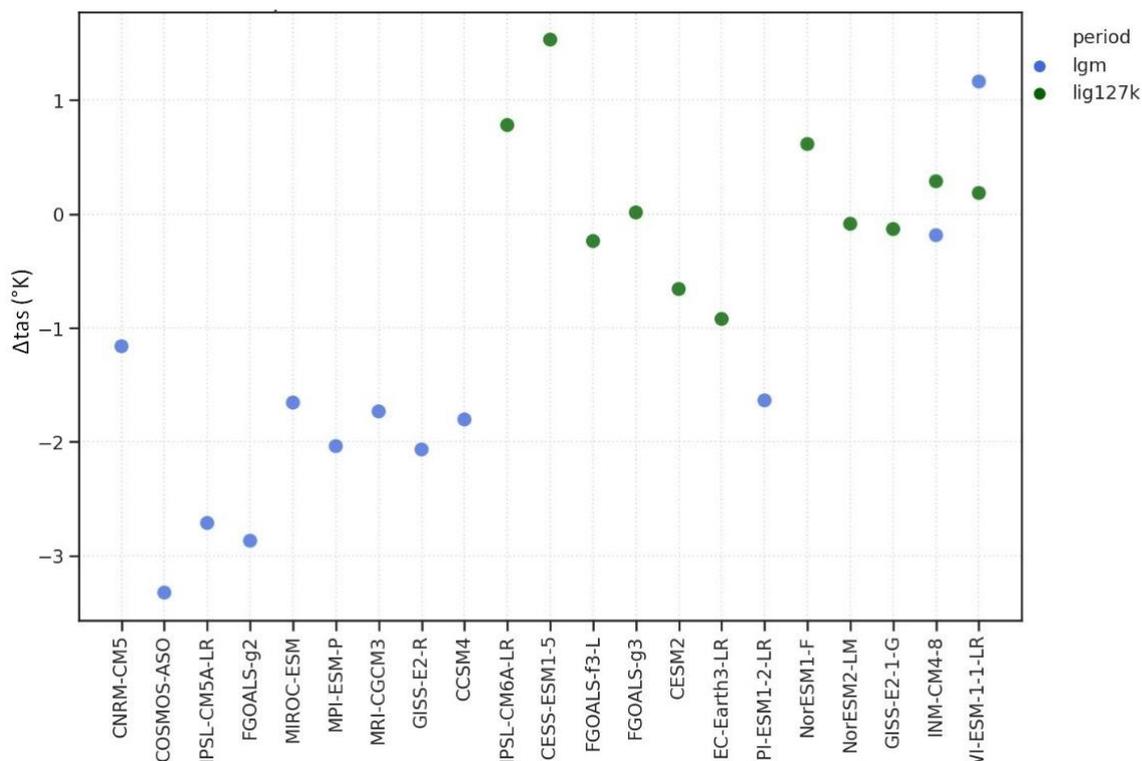


Figure 6.4 – Anomalie de température de l'air de surface (tas) moyenne dans la région du sud de l'océan Indien (30°S-70°S, 60°E-160°E) pondérée par l'évaporation simulée par l'ensemble des modèles PMIP (3 et 4). Bleu : anomalie LGM –piControl ; vert : anomalie LIG127 –piControl.

humidité relative au LGM ou au LIG127 par rapport au préindustriel (Pi-control). Les résultats sur la période du LGM montrent une variabilité plus grande que ceux pour le LIG127. De plus, c'est aux hautes latitudes que les résultats sont les plus contrastés pour les deux périodes.

Cette première approche a montré une vue d'ensemble sur le monde. Par la suite, une réduction de la zone d'étude à la région d'évaporation source située dans le Sud de l'océan Indien a été effectuée, similairement à l'étude portée sur le d-excess. De plus, une pondération par la quantité de précipitation a aussi été réalisée, précisée par la formule suivante :

$$HURS_{pondérée} = \frac{\sum(HURS_i \times EVAP_i)}{\sum EVAP} \quad (6.2)$$

Avec HURS l'humidité relative et EVAP le flux d'évaporation incluant sublimation et transpiration.

La figure 6.5 montre que l'anomalie en humidité relative est très proche de zéro que ce soit pour le LGM ou le LIG127 pour tous les modèles. La moyenne est de -0.3 % au LGM et de -0.02 % au LIG127. Il n'y a donc pas de changement significatif visible associé à l'humidité relative modélisée pour notre zone d'étude.

6.4 . Interprétations – comparaison aux données expérimentales issues de la carotte de glace

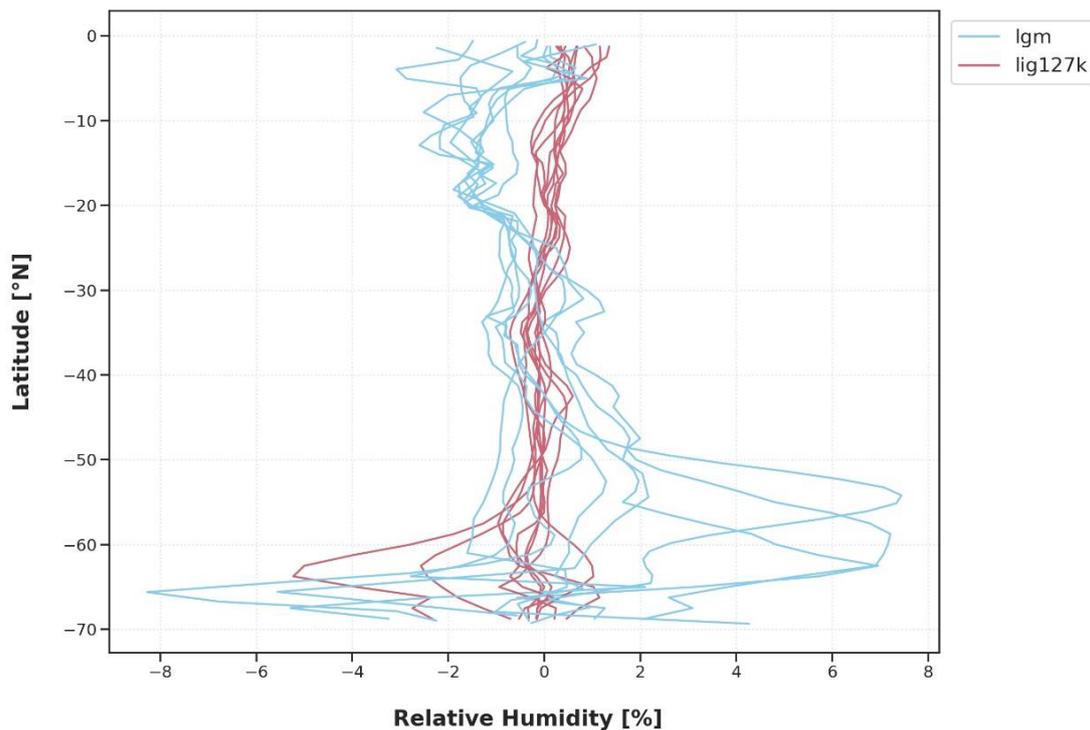


Figure 6.5 – Distribution de l’anomalie d’humidité relative moyenne par degré latitude modélisé par l’ensemble des modèles PMIP (3 et 4). Bleu : anomalie LGM – piControl; rouge : anomalie LIG127 – piControl.

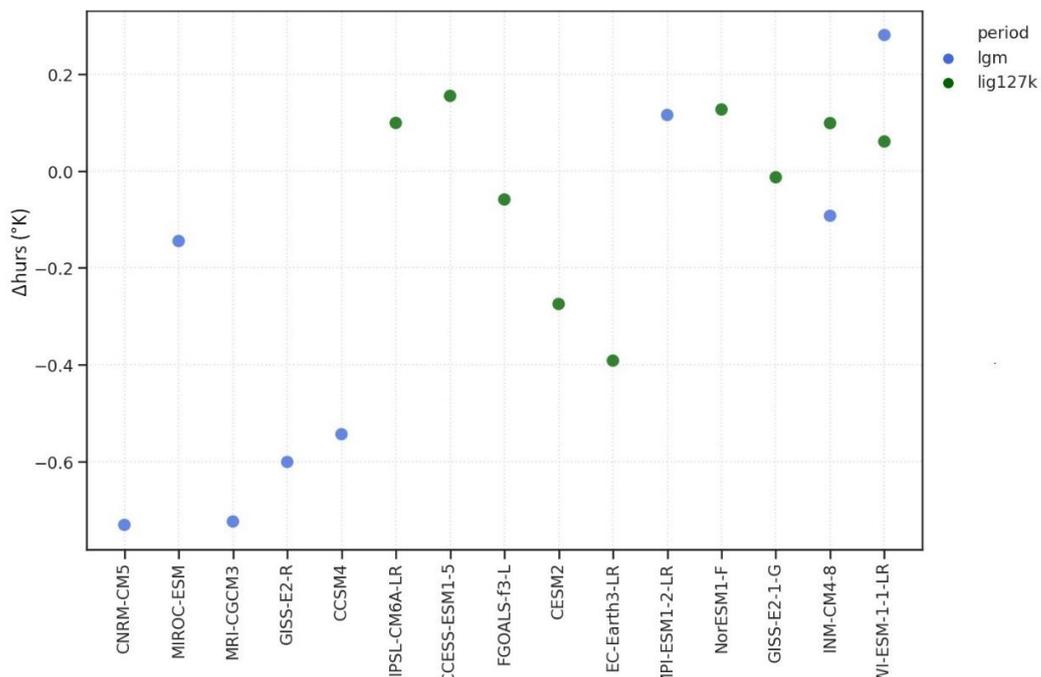


Figure 6.6 – Anomalie d’humidité relative moyenne (hurs) dans la région du sud de l’océan Indien (30°S-70°S, 60°E-160°E) pondérée par l’évaporation simulée par l’ensemble des modèles PMIP (3 et 4). Bleu : anomalie LGM – piControl; vert : anomalie LIG127 – piControl.

EPICA Dôme C

Au vu des résultats obtenus dans la partie précédente, nous allons à présent être en mesure de comparer ces données issues des modèles PMIP avec des données expérimentales datant des mêmes périodes, LGM et LIG127.

6.4.1 . d-excess et source de température

Les résultats issus des températures de l'air de surface pondérées par l'évaporation montrent que la température de source pour le site d'EPICA Dôme C était de $1,67^{\circ}\text{C}$ au LGM par rapport au piControl (figure 6.4). Concernant les reconstructions de température de source par le d-excess proposées par Landais et al. (2021), le LGM était $2,5 \pm 0,5^{\circ}\text{C}$ plus froid qu'à l'actuel (Figure 6.7). Les estimations proposées numériquement et expérimentalement sont donc du même ordre de grandeur bien que les températures proposées par le d-excess soient légèrement plus froides.

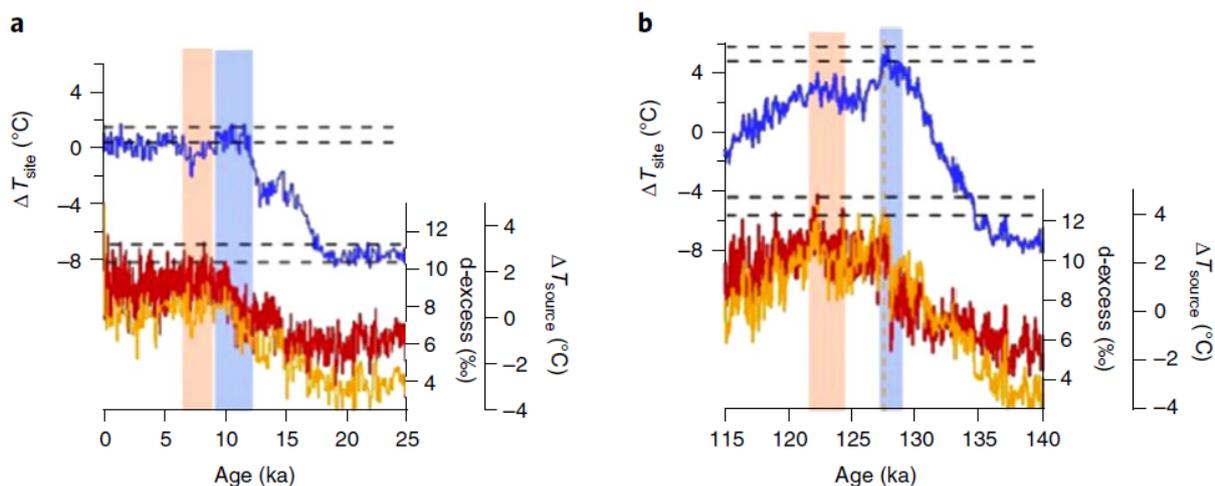


Figure 6.7 – Relation entre la température de la source et du site au cours de la terminaison glaciaire et des interglaciaires des 800 ka passés. Évolution relative de ΔT_{source} (orange), d-excess (rouge) et ΔT_{site} (bleu) reconstruit à partir des enregistrements EDC δD et $\delta^{18}O$ sur la Terminaison I et la Terminaison 2. Les rectangles verticaux indiquent le moment du maximum sur les terminaisons ou sur les interglaciaires pour ΔT_{site} (bleu) et d-excess (rouge).

Concernant le LIG127, les modèles affichent un léger réchauffement de $0,12^{\circ}\text{C}$ alors que les données expérimentales venant du d-excess montrent un réchauffement plus important, de $2 \pm 0,75^{\circ}\text{C}$ (Figure 6.7). Ce désaccord peut s'expliquer soit par une erreur dans notre fonction de transfert pour reconstruire la température des régions sources avec le d-excess soit par un biais des modèles sur les simulations du LIG127. Il est noté dans la littérature que les PMIP3 ont particulièrement des difficultés à simuler les températures aux régions polaires durant le LIG127 (Capron et al. (2014)). Il est noté qu'à 125 ka, les hautes latitudes de l'Hémisphère Nord présentent des conditions estivales de surface de la mer plus chaudes que la période actuelle, jusqu'à 6°C par endroits. Les processus manquants comme la fonte des calottes glaciaires et le flux d'eau douce associé en plus des rétroactions de la végétation sont probablement à l'origine de l'incapacité des modèles à reconstruire des températures fidèles aux données expérimentales.

6.4.2 . $^{17}O - excess$ et humidité relative des régions source d'évaporation

En ce qui concerne la deuxième variable étudiée, les modèles ont montré un changement d'humidité relative très proche de zéro (figure 6.5). À l'opposé, les estimations faites par le $^{17}\text{O} - excess$ montrent des augmentations d'humidité relative de l'ordre de 10 % pendant la dernière déglaciation dans les régions source d'évaporation pour le site d'EDC (Winkler et al. (2012)) (figure 6.1). Les explications possibles à ce désaccord sont multiples : 1-Winkler et al. (2012) avait montré qu'il existait des effets locaux forts influençant le $^{17}\text{O} - excess$ en Antarctique, en particulier pour les sites à température très basse. Le signal de $^{17}\text{O} - excess$ à EDC ne peut possiblement pas être intégralement interprété en termes de variation d'humidité relative de la source d'évaporation. 2-Sherwood et al. (2010) et Held and Soden (2006) ont mis en évidence que les modèles sous-estiment la variabilité de l'humidité relative. La mauvaise représentation des cellules atmosphériques donne l'impression que les modèles prédisent une humidité relative invariante dans les climats chauds Sherwood et al. (2010).

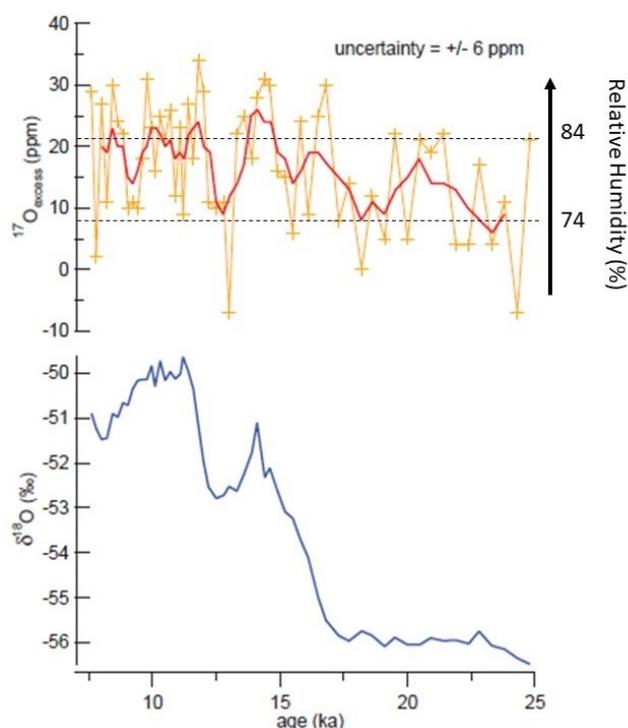


Figure 6.8 – Panneau supérieur : enregistrement du $^{17}\text{O} - excess$ pendant la dernière déglaciation pour la carotte EDC. Les lignes rouges épaisses représentent une moyenne mobile de 5 points. Correspondance en humidité relative par rapport à des données actuelles (NCEP-m www.esrl.noaa.gov) et estimées au LGM. Panneau inférieur (bleu) : $\delta^{18}\text{O}$ publiées par Stenni et al. (2001).

Cependant, il y a trois modèles (MPI-ESM1-2-LR, CCSM4-NCAR et AWI-ESM-1-1-LR) montrés figure 6.9 qui indiquent une augmentation importante allant jusqu'à 10 % de l'humidité relative à la surface de l'océan au sud de l'océan Indien, au niveau de l'océan Austral entre le LGM et le piControl. Ces valeurs sont en accord avec la reconstruction des changements d'humidité relative à partir du $^{17}\text{O} - excess$ par Winkler et al. (2012) même si ces zones sont très au sud, à un endroit où les flux d'évaporation sont faibles.

De manière générale, on peut constater qu'il est difficile de trouver un accord entre les données d'humidité relative issues des sorties de modèle PMIP et celles obtenues via le $^{17}\text{O} - excess$. Ceci contraste avec la comparaison modèle – données menée pour l'interprétation du d-excess comme traceur de la température au niveau des zones sources d'évaporation. Une perspective à cette étude serait de comparer les variations de RH source associées à d'autres sites en Antarctique tels que Vostok et TALDICE avec celles estimées par le $^{17}\text{O} - excess$ dans l'étude de Winkler et al. (2012).

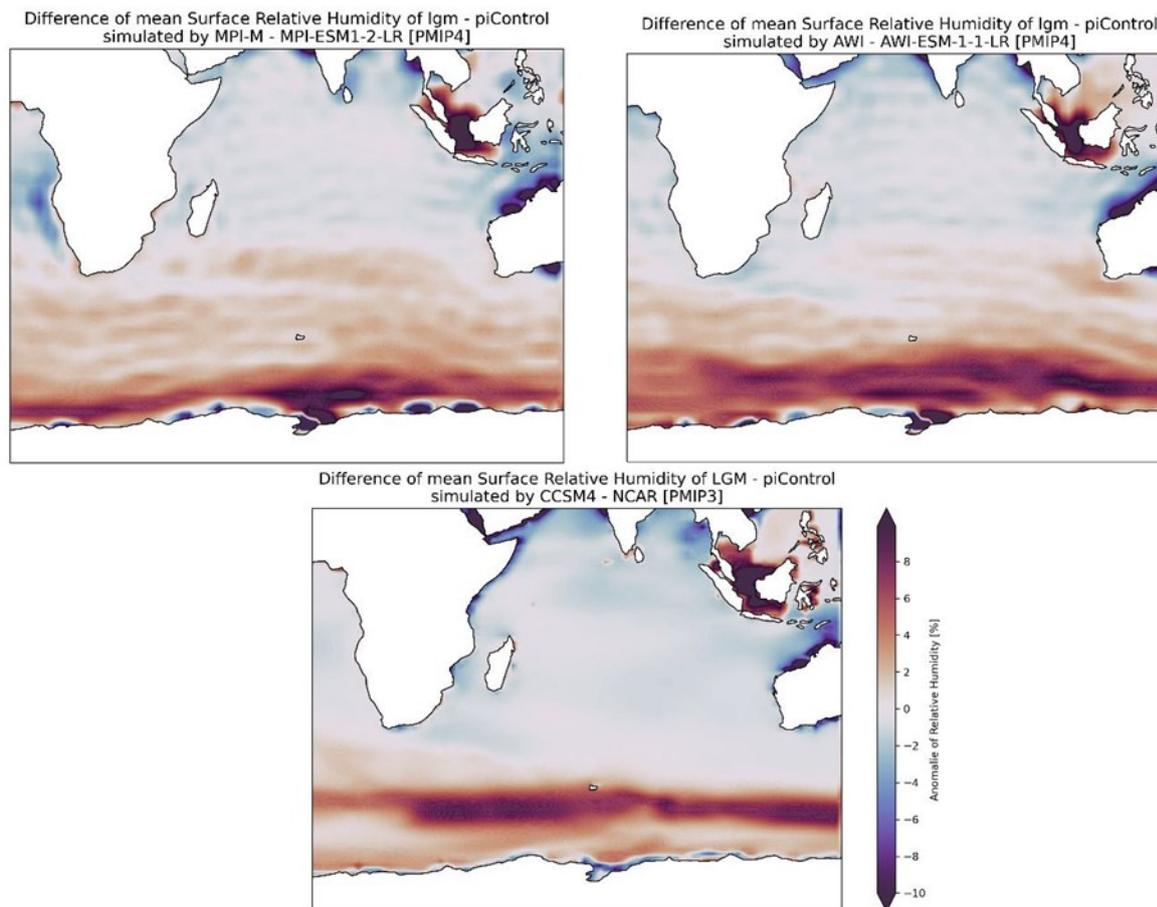


Figure 6.9 – Simulations de l’anomalie d’humidité relative (LGM – piControl) pour les modèles MPI-ESM1-2-LR (MPI-M), AWI-ESM-1-1-LR (AWI) et NCAR (CCSM4).

6.5 . Comparaison avec la variabilité à échelle centennale

Dans cette section, nous confrontons les données extraites des MRA dans le chapitre 4 aux sorties de modèles PMIP pour évaluer si les variations de variabilité haute fréquence issues des modèles sur l’Antarctique sont comparables à ce que nous avons obtenu à partir de nos données.

6.5.1 . Méthode

Les mêmes données de température modélisée que pour la section 6.3 sont utilisées ici mais en appliquant un cadre de 5° de longitude et 2.5° de latitude autour du site de Dôme C. La variance de la température en moyenne annuelle est calculée dans le rectangle moyenné pour chaque pas de temps après stabilisation de la simulation. Pour chaque calcul de variance, il y a plusieurs milliers de pas de temps pris en compte. L’axe des y de la figure 6.10 représente la variance.

6.5.2 . Résultats

La variance associée au LIG127k est systématiquement plus faible que celle du piControl (correspond à une différence d'écart-type de 1.2°C en moyenne). Le LGM a la même variance ou une variance légèrement plus importante (équivalent à une différence d'écart-type de 1°C) que celle du piControl.

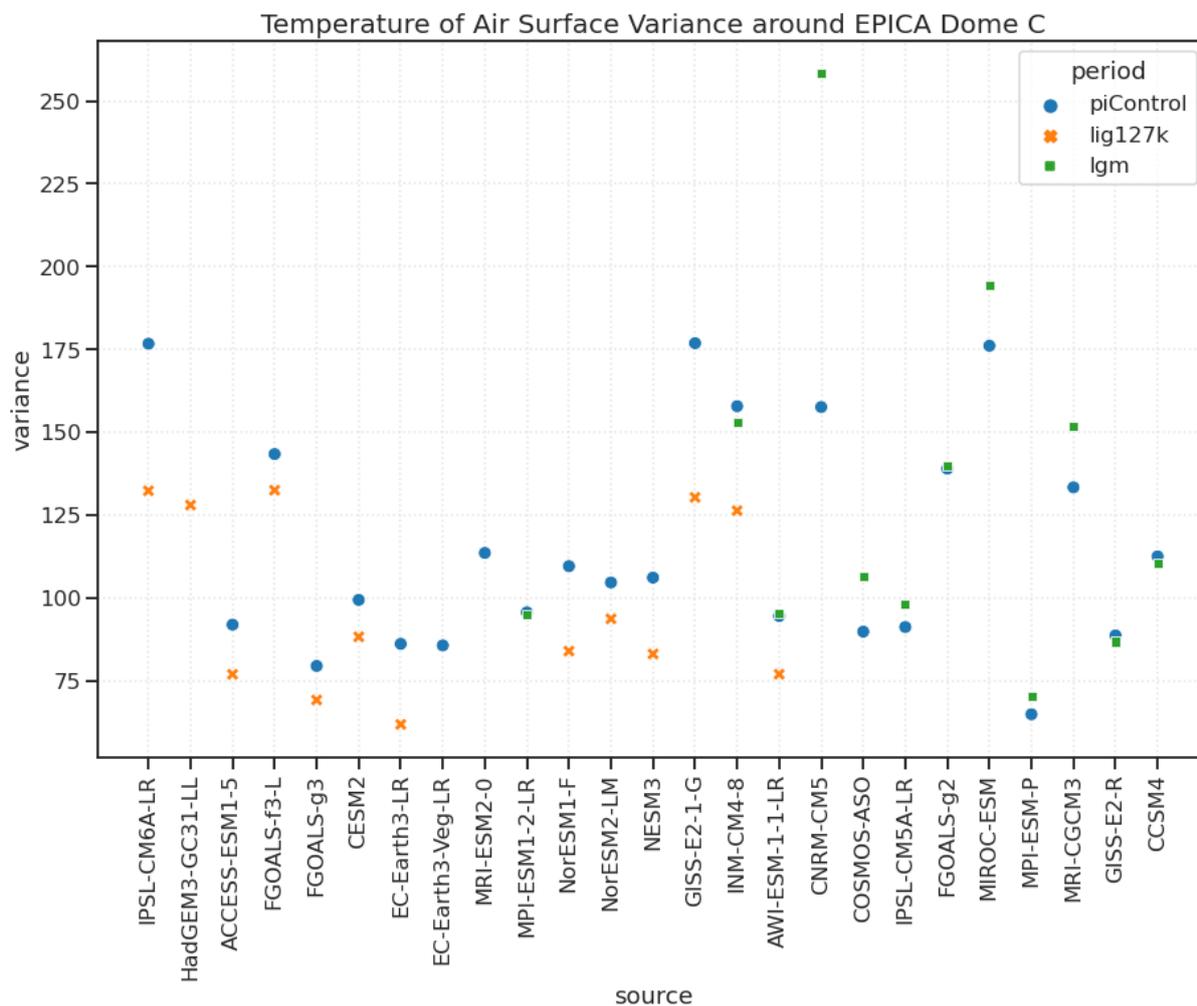


Figure 6.10 – Comparaison de la variance pour les trois périodes du LGM, LIG127k et PiControl avec les simulation issues de l'exercice PIMP.

6.5.3 . Discussion

Dans le chapitre 4, nous avons conclu que la variabilité à l'échelle décennale à multi-centennale était plus importante en période glaciaire qu'en période interglaciaire. Nous n'avons pas pu étudier la variabilité à l'échelle interannuelle mais les résultats obtenus par les modèles à l'échelle interannuelle sont en accord avec nos résultats de mesures à l'échelle décennale (variabilité de plus grande amplitude pendant les périodes glaciaires). De même, à l'échelle décennale, l'amplitude de la variabilité observée dans les données isotopiques de la carotte EDC était légèrement plus faible lors du dernier interglaciaire (MIS 5.5) que sur l'Holocène. Ce résultat est qualitativement en accord avec les sorties de modèle indiquant une variabilité de plus faible amplitude pour le dernier interglaciaire (127 ka) qu'à l'actuel (Pre-Industriel).

6.6 . Conclusion

Les études développées dans cette thèse et autres études précédentes ont révélé, d'après des traceurs à EDC, des changements dans les cycles hydrologiques et climatiques en particulier aux zones des régions sources d'évaporation. Ces interprétations sont néanmoins à confirmer par d'autres moyens, car il ne s'agit que d'une méthode de reconstitution paléoclimatique. Les sorties de modèles utilisés dans l'exercice PMIP permettent d'obtenir des estimations des variables climatiques correspondant aux traceurs issus des carottes de glace. La variété des modèles utilisés permet d'associer les estimations issues des modèles à une barre d'erreur.

Les résultats obtenus montrent une bonne concordance entre la température à la surface de l'océan sur la région source d'évaporation pour EDC et la T_{source} reconstruite par les mesures de $d\text{-excess}$ à EDC pour le changement entre le LGM et le préindustriel. En revanche, l'humidité relative provenant des modèles ne montre pas de variation significative sur les différentes périodes étudiées au contraire de ce qu'indiquent les données de $^{17}O - excess$. Toutefois, certaines simulations indiquent des variations d'humidité relative de l'ordre de 10 % dans certaines régions océaniques au niveau de l'océan Austral, ce qui pourrait être en meilleur accord avec les données de $^{17}O - excess$.

Une perspective à ce travail serait de généraliser l'étude à d'autres sites en Antarctique où des mesures de $d\text{-excess}$ et de $^{17}O - excess$ sont disponibles sur le dernier cycle climatique. Les développements effectués par Baptiste Chaigneau pendant son stage sont facilement adaptables à d'autres régions.

7 - Conclusion générale et Perspectives

7.1 . Conclusion

Il est essentiel de documenter la variabilité du climat et du cycle hydrologique atmosphérique du passé pour progresser dans la validation des modèles climatiques. Au démarrage de ma thèse, les données climatiques enregistrées dans la glace permettaient de décrire les déglaciations et la variabilité climatique pendant les périodes glaciaires et interglaciaires mais seulement à basse fréquence. De plus, les séquences d'événements pendant les déglaciations impliquant des variations climatiques aux différentes latitudes et des variations du cycle hydrologique atmosphérique n'étaient pas très bien décrites à haute résolution à part sur la dernière déglaciation. A travers un premier travail analytique sur les isotopes contenus dans les carottes de glace puis d'analyse de données sur ces échantillons, cette thèse a permis d'avancer sur plusieurs aspects.

Le premier objectif atteint est l'obtention d'une série de données homogène de δd et de $\delta^{18}O$ à haute résolution sur les derniers 800 ka de la carotte de glace d'EPICA Dôme C. La comparaison effectuée entre ces différentes séries de mesures a montré que les différences de mesures au cours des vingt dernières années par les cinq laboratoires en utilisant deux techniques analytiques différentes ne sont pas statistiquement significatives et se situent dans les limites de l'incertitude analytique. Par conséquent, toutes les données disponibles sur les isotopes de l'eau d'EDC ont pu être combinées pour produire un jeu de données continu à haute résolution de 11 cm.

Grâce à ces nouvelles mesures, nous avons pu dans le chapitre 4, décomposer le signal grâce à des analyses spectrales type de MRA par des fréquences entre 10 et 2560 ans⁻¹ pour observer les évolutions de variabilité des derniers 800 ka. Nous avons montré que la variabilité en période glaciaire à échelle multi décennale à multi centennale est plus importante que durant l'Holocène ainsi que pendant le début des optimums climatiques des MIS 5 et 9. Nous avons aussi pu quantifier l'évolution de la longueur de diffusion tout au long de la carotte EDC qui atteint un maximum de 25 cm au MIS 19 (3180 m de profondeur), le dernier interglaciaire enregistré dans la carotte d'EDC. Nous avons établi un modèle simple prenant en compte l'amincissement et la température de la glace pour calculer une longueur de diffusion qui atteint les 24 cm à cette même profondeur avec une diminution importante entre le MIS 11 et le MIS 19 lié à l'augmentation de la température dans la calotte de glace aux hautes profondeurs. Il n'est donc pas utile de réaliser des mesures à haute résolution sur les derniers 500 m de la carotte d'EDC pour espérer augmenter la résolution du signal climatique car toutes les hautes fréquences sont effacées.

Dans un second temps, nous avons produit des données de $\delta^{15}N$ de N_2 , $\delta^{18}O$ de O_2 et $\delta O_2/N_2$ dans l'air piégé dans la glace pendant des moments clés de changement climatique, à savoir pendant les déglaciations des derniers 800 ka. Parallèlement, nous avons mesuré dans la glace le $^{17}O - excess$, d-excess, δd et $\delta^{18}O$ à ces mêmes périodes et nous avons décrit les séquences d'événements lors des déglaciations. Nous avons en particulier mis en évidence une variabilité millénaire superposée à la variabilité à l'échelle orbitale qui a lieu pendant les déglaciations aux latitudes tempérées mais qui n'est pas visible dans les courbes climatiques en Antarctique. Le traceur d'humidité relative, le $^{17}O - excess$, a permis de préciser ces événements à échelle millénaire non mis en évidence jusqu'à présent. Grâce à ce nouveau traceur, nous avons montré l'existence de découplages entre la température de l'Antarctique et le cycle hydrologique des basses latitudes. Nous avons mis en évidence des changements d'humidité relative des régions sources océaniques, synchrones d'autres marqueurs d'événements millénaire montrés par le méthane ou le $\delta^{18}O$ de la calcite des spéléothèmes en Asie du Sud-Est. Plus particulièrement, dans la Terminaison 2, nous avons pu remarquer grâce au $^{17}O - excess$, un événement millénaire à 133 ka au milieu du WMI qui était supposée être longue et stable. Cet interstade a été relié à une production de CH_4 et des changements dans le cycle hydrologique et notamment de la position de l'ITCZ. Nous n'avons pas repéré d'événement millénaire dans le $^{17}O - excess$ dans la T3 mais un changement

d'humidité a été détecté sur la Terminaison 4 pendant l'optimum de température locale en Antarctique à 337 ka. Les éléments déclencheurs sont toujours les événements de Heinrich, dont nous avons proposé un lien entre les différents traceurs expliquant ce phénomène.

Nous avons montré que ces événements à échelle sub-millénaire se déroulant aux basses latitudes ponctuent souvent les déglaciations. Ces événements n'ont pas lieu au même moment pour les différentes Terminaisons enregistrées à EDC ce qui peut s'expliquer par des contextes orbitaux différents ou des volumes de calotte de glace différents.

Les sorties de modèles utilisés dans l'exercice PMIP nous ont permis d'obtenir des estimations des variables climatiques correspondant aux traceurs issus des carottes de glace. Les résultats obtenus montrent une bonne concordance entre la température à la surface de l'océan sur la région source d'évaporation pour EDC et la Tsource reconstruite par les mesures de d-excess à EDC pour le changement entre le LGM et le pré-industriel. En revanche, l'humidité relative provenant des modèles ne montre pas de variation significative sur les différentes périodes étudiées, contrairement de ce qu'indiquent les données de $^{17}O - excess$.

7.2 . Perspectives

Le travail que j'ai effectué pendant cette thèse ouvre d'autres perspectives et de nouvelles questions scientifiques.

Pour commencer, les mesures effectuées sur l'air piégé de la glace pour les $\delta^{15}N$ de N_2 , $\delta^{18}O$ de O_2 et $\delta O_2/N_2$ n'ont pas été exploités au maximum pendant cette thèse.

Par exemple le $\delta^{15}N$ trace les variations d'épaisseur du névé, qui dépend notamment de la température et de l'accumulation de neige sur le site (Breant et al. (2019)). Connaître l'épaisseur passée du névé est essentiel pour relier sur une même échelle d'âge les variations de température enregistrées dans la phase glace des carottes de glace aux variations de concentration en gaz à effet de serre enregistrées dans l'air piégé dans la glace à la base du névé. Les variations de $\delta^{15}N$ peuvent aussi être interprétées directement comme un traceur des conditions climatiques, accumulation et température et comparées sur une même échelle de profondeur aux variations de concentration de gaz à effet de serre (CO_2 , CH_4). Ce travail avait déjà été effectué sur la carotte EDC sur les deux dernières déglaciations (Parrenin et al. (2013), Landais et al. (2013)). IL peut maintenant être étendu à des déglaciations plus anciennes. C'est un des objectifs de la thèse d'Etienne Legrain à l'IGE avec qui j'ai largement collaboré pendant ma thèse (cf liste des résumés présentés à des conférences en annexe).

Comme mentionné dans le chapitre 2, le $\delta O_2/N_2$ et le $\delta^{18}O_{atm}$ sont des outils de datation orbitale. Nous avons vu que ces traceurs sont bien alignés avec l'insolation et donc qu'une synchronisation est possible pour contraindre les modèles de datation et ainsi réduire les incertitudes d'âge. Actuellement, un modèle de sédimentation est utilisé pour calculer les échelles d'âge à partir d'un scénario d'ébauche constitué de trois variables : l'accumulation de neige, l'amincissement de la glace et la profondeur de piégeage des bulles d'air (Lock-In-Depth, LID). Le scénario est ajusté statistiquement par un modèle statistique (Datice (Lemieux-Dudon et al. (2010)), Paléochrono (Parrenin et al. (2021))) afin de respecter des informations chronologiques. Parmi ces informations chronologiques figurent les contraintes d'âge dites orbitales identifiées à partir de la synchronisation des signaux de $\delta O_2/N_2$ et de $\delta^{18}O_{atm}$ à leur cible respective (insolation au solstice et précession). La récente chronologie AICC2012 est associée à une incertitude de l'ordre de 2 500 ans, mais atteignant jusqu'à 8 000 ans au fond de la carotte principalement en raison des imprécisions de la datation orbitale. Grâce aux nouvelles mesures à haute résolution de la composition isotopique de l'air, il sera possible de synchroniser plus précisément les variations des enregistrements de $\delta O_2/N_2$ et de $\delta^{18}O_{atm}$ avec leurs cibles orbitales. Ainsi des nouvelles contraintes d'âge pourront être obtenues, réduisant considérablement les incertitudes d'âge dans une nouvelle datation. Le développement d'une nouvelle chronologie pour EDC est au cœur de la thèse de Marie Bouchet avec laquelle j'ai largement collaboré pendant ma thèse (cf résumés

présentés aux conférences en annexe). Nous avons vu pour la Terminaison 3 un décalage des spéléothèmes par rapport aux traceurs glace. Le $\delta^{18}O_{atm}$ était décalé avec le $\delta^{18}O_{calc}$, c'est la raison pour laquelle nous avons décalé les phases. La datation des spéléothèmes à l'Uranium-Thorium étant plus robuste, il serait envisagé de "rajeunir" la chronologie AICC2012 d'une durée de 1000 ans. Ce qui serait confirmé par les nouvelles données produites pendant ma thèse de $\delta O_2/N_2$ et de $\delta^{18}O_{atm}$ synchronisées avec le forçage orbital qui montrent un décalage de la chronologie AICC2012 dans le même sens que les spéléothèmes. Davantage de mesure à haute résolution serait envisagé pour contraindre cette nouvelle chronologie. De plus la Terminaison 3 se situe à 2300 m de profondeur, ce qui correspond au minimum de diffusion isotopique dans la glace selon nos résultats exposés dans le chapitre 4, figure 4.4.

Une autre perspective plus à plus large échelle est la contribution au prochain de projet de forage de carotte de glace en Antarctique : Beyond EPICA (BEO). Comme déjà mentionné précédemment, BE-OI consiste à extraire de la glace de plus de 1,5 Ma sur le plateau Antarctique, à seulement 40 km de la station Concordia, sur le site appelé « Little Dome C » (LDC). Un objectif majeur est d'étudier les causes de la transition du Pléistocène moyen (il y a 900 000 ans à 1,2 million d'années), lorsque l'alternance du cycle des périodes glaciaires et interglaciaires est passée de 40 000 ans à 100 000 ans. Ces informations seront cruciales pour comprendre les relations de cause à effet dans les systèmes climatiques plus anciennes. Cette prochaine carotte de glace donne l'espoir d'étudier des échantillons encore plus vieux de ce que nous avons à présent à disposition.

Cette thèse peut être envisagée comme une étude qui servira en partie pour ce nouveau projet de BE-OI pour deux perspectives : à la fois pour continuer de travailler sur les thématiques de longueur de diffusion et à la fois pour étudier des périodes plus anciennes concernant les Terminaisons.

D'une part, nous avons vu dans le chapitre 4, que la méthode d'estimation de longueur de diffusion à partir des paramètres de température et amincissement appliquée sur la prochaine carotte de glace Beyond EPICA, montre que le MIS 19 ne serait affecté par la diffusion isotopique qu'à hauteur de 10 cm, soit plus de deux fois moins qu'à EDC. Cette nouvelle carotte de glace permettra d'étudier une même période avec des niveaux de diffusion différents, et ainsi répondre à la question de la perte d'information aux hautes fréquences. De plus, il existe des méthodes de restauration de signal lorsque la quantité de diffusion a été suffisamment bien estimée. Ainsi il serait envisageable de valider ces techniques en appliquant cette méthode au MIS 19 de EDC (le plus diffusé) en essayant de retrouver le signal du même interglaciaire mais dans BE-OI (sous couvert que les signaux climatiques entre les deux sites soient similaires).

Une autre hypothèse qui peut davantage être explorée, est celle du bruit rouge (mentionné dans la section 4.4.3 du manuscrit). Car nous avons supposé que notre signal original était blanc, c'est-à-dire que toutes les fréquences étaient représentées dans notre signal climatique de base. Or les enregistrements réalisés sur le MIS 1 nous montre que le signal est atténué dans les hautes fréquences. Il serait donc envisageable de commencer une approche spectrale en se basant sur un signal de bruit rouge. Pour aller plus loin, on pourrait également partir du signal climatique du MIS 1 directement. Ainsi, on se baserait sur un spectre connu et existant sur lequel les autres interglaciaires seraient comparés.

Enfin, des modèles plus complexes pourront être mis en place afin de décrire plus finement les variations de longueur de diffusion car pour le moment il n'y a pas d'autres modèles que celui présenté dans l'article [Grisart et al. \(2022\)](#). Toutefois, [Laepplé et al.](#), sont en train de travailler sur le sujet et estiment une longueur de diffusion de 80 cm alors que les valeurs des données jusqu'à présente sont bien inférieures, à savoir autour de 40 cm ([Pol et al. \(2010\)](#)). [Noguchi et al. \(2016\)](#) et [Itagaki \(1967\)](#) ont des valeurs de coefficient de diffusion dans la glace également différente. La dispersion des résultats analytiques tant que modélises appellent à davantage d'étude sur ce sujet. Autre point à améliorer, c'est le nombre de paramètres qui pour le moment est resté à deux, à savoir la température et l'amincissement. Or il existe d'autres facteurs capables d'augmenter la longueur de diffusion tels que les poussières ou les veines d'eau dans les parties les plus profondes. Une implémentation de ces autres paramètres pourrait voir le jour dans de futurs modèles de diffusion dans la glace, plus particulièrement aux grandes profondeurs où ces phénomènes de poussière et de veine d'eau s'ajoutent.

Une autre perspective également en lien avec le projet BE-OI serait d'étudier avec les mêmes traceurs utilisés dans le chapitre 5, les terminaisons plus anciennes, après la Terminaison 9. Il y a un élément particulièrement intéressant durant la MPT qui est un passage des cycles glaciaires interglaciaires de durée de 100 kyr (avant la MPT) à des cycles de 40 kyr. Ce changement est encore mal expliqué mais l'intérêt de BE-OI serait de couvrir cette période transitoire et en apprendre plus sur les déglaciations. Etant donné que les terminaisons se feront dans un contexte orbital encore jamais étudié dans les carottes de glace, ce serait l'occasion d'observer les séquences d'évènements sur des cycles de 40 kyr. Les calottes Fennoscandiennes et Laurentide auront moins de temps pour accumuler de la glace et il est possible qu'il y ait moins de déstabilisation glaciaires, entraînant donc des séquences d'évènements particuliers. [Hodell et al. \(2008\)](#) ont en effet proposé que les évènements de Heinrich soient favorisés lorsque les calottes sont particulièrement développées donc plutôt pour les Terminaisons les plus récentes. L'épaisse couche de glace agirait comme un bouclier thermique, favorisant la fonte sub-glaciaire et rendrait les déstabilisations de calottes plus sensibles à des réchauffements. On peut donc imaginer que pour les Terminaisons les plus anciennes, les fronts atmosphériques sont moins fortement impactés par les débâcles glaciaires ([Wright et Flower 2022](#)) ce qui conduit à des modifications moins importantes du cycle hydrologique atmosphérique.

Dans cette thèse, j'ai présenté des études multi-traceurs des déglaciations dans le chapitre 5 mais d'autres traceurs auraient pu être ajoutés pour documenter les conditions climatiques passées, comme par exemple les aérosols montrés par [Röthlisberger et al. \(2008\)](#). Ces auteurs avaient notamment montré l'anticorrélation entre le δd et les poussières ($nssCa^{2+}$), montrant la baisse de régime des vents qui vont vers l'Antarctique pendant les déglaciations. Le proxy de la glace de mer ($ssNa^+$), cependant, ne change qu'une fois que la température a atteint un seuil particulier, environ $5^{\circ}C$ en dessous des températures actuelles. Cela reflète dans une large mesure la sensibilité limitée du proxy de la glace de mer pendant les périodes très froides avec une grande étendue de glace de mer. A partir d'enregistrement de poussières sur les 800 ka de la carotte EDC, [Lambert et al. \(2012\)](#) ont eux, montré des réponses rapides de la position de la ceinture des vents d'ouest (westerlies) dans la région source de poussière au sud de l'Amérique du Sud. Les liens entre température et poussière montrent des réorganisations atmosphériques dans l'hémisphère Sud que nous pourrions mettre en lien avec les changements de d-excess et de $^{17}O - excess$ discutés dans cette thèse.

Dans la suite de cette thèse qui s'est concentrée sur les Terminaisons, il serait également judicieux de regarder les autres transitions, d'interglaciaire à glaciaire. En effet, les séquences d'évènements présentent les mêmes caractéristiques par symétrie. Lorsque l'obliquité diminue, les basses latitudes reçoivent davantage d'énergie solaire et se réchauffent plus rapidement que les hautes latitudes. Ce fort gradient thermique est visible dans le d-excess qui retrace les températures des régions source d'évaporation. Dans l'enregistrement du d-excess des derniers 800 ka, nous avons ainsi pu observer sur toutes les entrées en glaciation de fortes valeurs du d-excess alors que le δd diminue [Landais et al. \(2021\)](#). En plus de cette réorganisation à l'échelle orbitale du cycle hydrologique atmosphérique lors des entrées en glaciation, une étude similaire à celle présentée ici sur les déglaciations pourraient permettre de mettre en évidence le démarrage de la variabilité millénaire comme cela a été décrit pour la dernière entrée en glaciation par [Capron et al. \(2013\)](#).

Enfin, cette thèse ouvre aussi des perspectives du côté de la modélisation. En effet, il est toujours possible de réaliser d'autres essais concernant l'exercice PMIP car même si la confrontation données/modèles a bien fonctionné concernant le d-excess, les résultats restent plus mitigés pour le $^{17}O - excess$. Certaines simulations ont obtenu des valeurs d'humidité relative plus proche que ce que nous avons mesuré précédemment, mais ce n'est pas le cas de tous les modèles. Une autre piste d'étude serait de prolonger notre étude à d'autres sites en Antarctique où des mesures de d-excess et de $^{17}O - excess$ sont disponibles sur le dernier cycle climatique afin de généraliser l'étude menée ici uniquement sur le site de EDC. Il sera néanmoins aisé d'adapter les scripts développés dans le cadre de cette étude à d'autres sites de carotte de glace.

Un autre point à travailler dans le futur, c'est la possibilité de conduire des simulations transitoires. C'est-à-dire des modèles qui commencent lors d'une période glaciaire et réalisent la déglaciation jusqu'à l'interglaciaire. La possibilité de réaliser des transitions glaciaires interglaciaires apportera de nouvelles possibilités pour la compréhension des processus liant variabilité à l'échelle orbitale et à l'échelle sub-millénaire lors des déglaciations.

Bibliographie

- Beyond epica website. <https://www.beyondepica.eu/en/>. Accessed : 2022-10-29.
- P. M. Abbott and S. M. Davies. Volcanism and the greenland ice-cores : the tephra record. *Earth-Science Reviews*, 115(3) :173–191, 2012.
- W. Aeschbach-Hertig. Radiokrypton dating finally takes off. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(19) :6856–6857, 2014.
- J. Alvarez-Solas, S. Charbit, C. Ritz, D. Paillard, G. Ramstein, and C. Dumas. Links between ocean temperature and iceberg discharge during heinrich events. *Nature Geoscience*, 3(2) :122–126, 2010.
- Z. An. The history and variability of the east asian paleomonsoon climate. *Quaternary Science Reviews*, 19 (1-5) :171–187, 2000.
- M. M. Arienzo, J. R. McConnell, N. Chellman, A. S. Criscitiello, M. Curran, D. Fritzsche, S. Kipfstuhl, R. Mulvaney, M. Nolan, T. Opel, et al. A method for continuous ^{239}Pu determinations in arctic and antarctic ice cores. *Environmental science & technology*, 50(13) :7066–7073, 2016.
- B. Ausín, J.-A. Flores, F.-J. Sierro, M.-A. Bárcena, I. Hernández-Almeida, G. Francés, E. Gutiérrez-Arnillas, B. Martrat, J. O. Grimalt, and I. Cacho. Coccolithophore productivity and surface water dynamics in the alboran sea during the last 25 kyr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 418 :126–140, 2015.
- E. Barkan and B. Luz. High precision measurements of $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios in H_2O . *Rapid Communications in Mass Spectrometry : An International Journal Devoted to the Rapid Dissemination of Up-to-the-Minute Research in Mass Spectrometry*, 19(24) :3737–3742, 2005.
- E. Barkan and B. Luz. Diffusivity fractionations of H_2/H_2 and H_2/H_2 in air and their implications for isotope hydrology. *Rapid Communications in Mass Spectrometry : An International Journal Devoted to the Rapid Dissemination of Up-to-the-Minute Research in Mass Spectrometry*, 21(18) :2999–3005, 2007.
- S. Barker. Planktic foraminiferal and Ice Rafted Debris (IRD) counts from ODP Site 983, 2021. URL <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.929721>.
- J.-M. Barnola, D. Raynaud, Y. S. Korotkevich, and C. Lorius. Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO_2 . *Nature*, 329(6138) :408–414, 1987.
- F. C. Bassinot, L. Beaufort, E. Vincent, L. D. Labeyrie, F. Rostek, P. J. Müller, X. Quidelleur, and Y. Lancelot. Coarse fraction fluctuations in pelagic carbonate sediments from the tropical indian ocean : A 1500-kyr record of carbonate dissolution. *Paleoceanography*, 9(4) :579–600, 1994.
- L. Bazin, A. Landais, B. Lemieux-Dudon, H. Toyé Mahamadou Kele, D. Veres, F. Parrenin, P. Martinerie, C. Ritz, E. Capron, V. Lipenkov, et al. An optimized multi-proxy, multi-site antarctic ice and gas orbital chronology (aicc2012) : 120–800 ka. *Climate of the Past*, 9(4) :1715–1731, 2013.
- L. Bazin, A. Landais, E. Capron, V. Masson-Delmotte, C. Ritz, G. Picard, J. Jouzel, M. Dumont, M. Leuenberger, and F. Prié. Phase relationships between orbital forcing and the composition of air trapped in Antarctic ice cores. *Climate of the Past*, 12(3) :729–748, 2016. doi : 10.5194/cp-12-729-2016. URL <https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/insu-01387534>.
- M. Bender, T. Sowers, M.-L. Dickson, J. Orchardo, P. Grootes, P. A. Mayewski, and D. A. Meese. Climate correlations between greenland and antarctica during the past 100,000 years. *Nature*, 372(6507) :663–666, 1994.
- M. L. Bender. Orbital tuning chronology for the vostok climate record supported by trapped gas composition. *Earth and Planetary Science Letters*, 204(1-2) :275–289, 2002.
- M. L. Bender, B. Barnett, G. Dreyfus, J. Jouzel, and D. Porcelli. The contemporary degassing rate of ^{40}Ar from the solid earth. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 105(24) : 8232–8237, 2008. doi : 10.1073/pnas.0711679105. URL <https://www.pnas.org/doi/abs/10.1073/pnas.0711679105>.

- G. Berden, R. Peeters, and G. Meijer. Cavity ring-down spectroscopy : Experimental schemes and applications. *International reviews in physical chemistry*, 19(4) :565–607, 2000.
- B. Bereiter, S. Shackleton, D. Baggenstos, K. Kawamura, and J. Severinghaus. Mean global ocean temperatures during the last glacial transition. *Nature*, 553(7686) :39–44, 2018.
- G. G. Bianchi and I. N. McCave. Holocene periodicity in north atlantic climate and deep-ocean flow south of iceland. *Nature*, 397(6719) :515–517, 1999.
- T. Blunier and E. J. Brook. Timing of millennial-scale climate change in antarctica and greenland during the last glacial period. *science*, 291(5501) :109–112, 2001.
- T. Blunier, J. Chappellaz, J. Schwander, A. Dällenbach, B. Stauffer, T. Stocker, D. Raynaud, J. Jouzel, H. Clausen, C. Hammer, et al. Asynchrony of antarctic and greenland climate change during the last glacial period. *Nature*, 394(6695) :739–743, 1998.
- W. S. Broecker. Does the trigger for abrupt climate change reside in the ocean or in the atmosphere? *Science*, 300(5625) :1519–1522, 2003.
- W. S. Broecker, D. M. Peteet, and D. Rind. Does the ocean–atmosphere system have more than one stable mode of operation? *Nature*, 315(6014) :21–26, 1985.
- E. J. Brook, S. Harder, J. Severinghaus, E. J. Steig, and C. M. Sucher. On the origin and timing of rapid changes in atmospheric methane during the last glacial period. *Global Biogeochemical Cycles*, 14(2) :559–572, 2000.
- J. Bubier, T. Moore, K. Savage, and P. Crill. A comparison of methane flux in a boreal landscape between a dry and a wet year. *Global Biogeochemical Cycles*, 19(1), 2005.
- C. Buizert, T. Sowers, and T. Blunier. Assessment of diffusive isotopic fractionation in polar firn, and application to ice core trace gas records. *Earth and Planetary Science Letters*, 361 :110–119, 2013.
- C. Buizert, D. Baggenstos, W. Jiang, R. Purtschert, V. V. Petrenko, Z.-T. Lu, P. Müller, T. Kuhl, J. Lee, J. P. Severinghaus, et al. Radiometric 81kr dating identifies 120,000-year-old ice at taylor glacier, antarctica. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(19) :6876–6881, 2014.
- N. Caillon, J. P. Severinghaus, J.-M. Barnola, J. Chappellaz, J. Jouzel, and F. Parrenin. Estimation of temperature change and of gas age-ice age difference, 108 kyr b.p., at vostok, antarctica. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 106(D23) :31893–31901, 2001. doi : <https://doi.org/10.1029/2001JD900145>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2001JD900145>.
- N. Caillon, J. P. Severinghaus, J. Jouzel, J.-M. Barnola, J. Kang, and V. Y. Lipenkov. Timing of atmospheric CO_2 and antarctic temperature changes across termination iii. *Science*, 299(5613) :1728–1731, 2003. doi : 10.1126/science.1078758. URL <https://www.science.org/doi/abs/10.1126/science.1078758>.
- I. D. Campbell, C. Campbell, M. J. Apps, N. W. Rutter, and A. B. Bush. Late holocene 1500 yr climatic periodicities and their implications. *Geology*, 26(5) :471–473, 1998.
- E. Capron. Article in climate of the past discussions. 2010. doi : 10.5194/cpd-6-1777-2010. URL <https://www.researchgate.net/publication/47690683>.
- E. Capron, A. Landais, D. Buiron, A. Cauquoin, J. Chappellaz, M. Debret, J. Jouzel, M. Leuenberger, P. Martinerie, V. Masson-Delmotte, et al. Glacial–interglacial dynamics of antarctic firn columns : comparison between simulations and ice core air- $\delta^{15}\text{N}$ measurements. *Climate of the Past*, 9(3) :983–999, 2013.
- E. Capron, A. Govin, E. J. Stone, V. Masson-Delmotte, S. Mulitza, B. Otto-Bliesner, T. L. Rasmussen, L. C. Sime, C. Waelbroeck, and E. W. Wolff. Temporal and spatial structure of multi-millennial temperature changes at high latitudes during the last interglacial. *Quaternary Science Reviews*, 103 :116–133, 11 2014. ISSN 02773791. doi : 10.1016/j.quascirev.2014.08.018.
- M. Casado. *Water stable isotopic composition on the East Antarctic Plateau : measurements at low temperature of the vapour composition, utilisation as an atmospheric tracer and implication for paleoclimate studies*. PhD thesis, Université Paris-Saclay, 2017.
- M. Casado, A. Landais, G. Picard, T. Münch, T. Laepple, B. Stenni, G. Dreossi, A. Ekaykin, L. Arnaud, C. Genthon, A. Touzeau, V. Masson-Delmotte, and J. Jouzel. Archival processes of the water stable isotope signal in east antarctic ice cores. *Cryosphere*, 12 :1745–1766, 5 2018. ISSN 19940424. doi : 10.5194/tc-12-1745-2018.

- M. Casado, T. Münch, and T. Laepple. Climatic information archived in ice cores : Impact of intermittency and diffusion on the recorded isotopic signal in antarctica. *Climate of the Past*, 16 :1581–1598, 8 2020. ISSN 18149332. doi : 10.5194/cp-16-1581-2020.
- M. R. Chapman and N. J. Shackleton. Evidence of 550-year and 1000-year cyclicities in north atlantic circulation patterns during the holocene. *The Holocene*, 10(3) :287–291, 2000.
- H. Cheng, R. L. Edwards, W. S. Broecker, G. H. Denton, X. Kong, Y. Wang, R. Zhang, and X. Wang. Ice age terminations. *science*, 326(5950) :248–252, 2009.
- H. Cheng, R. L. Edwards, A. Sinha, C. Spötl, L. Yi, S. Chen, M. Kelly, G. Kathayat, X. Wang, X. Li, X. Kong, Y. Wang, Y. Ning, and H. Zhang. The asian monsoon over the past 640,000 years and ice age terminations. *Nature*, 534 :640–646, 6 2016. ISSN 14764687. doi : 10.1038/nature18591.
- M. Cheng, W. Ma, C. Chen, J. Yao, and J. Zhao. Photocatalytic degradation of organic pollutants catalyzed by layered iron(ii) bipyridine complex-clay hybrid under visible irradiation. *Applied Catalysis B : Environmental*, 65 :217–226, 6 2006. ISSN 09263373. doi : 10.1130/G22289.1.
- J. C. Chiang and C. M. Bitz. Influence of high latitude ice cover on the marine intertropical convergence zone. *Climate Dynamics*, 25(5) :477–496, 2005.
- P. Ciais and J. Jouzel. Deuterium and oxygen 18 in precipitation : Isotopic model, including mixed cloud processes. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 99(D8) :16793–16803, 1994.
- E. Corrick, R. N. Drysdale, J. Hellstrom, E. Wolff, D. Fleitmann, E. Capron, and I. Couchoud. Synchronous timing of millennial-scale climate events : evidence from speleothem records. In *Climate Change the Karst Record VIII conference*, 2017.
- H. Craig. Isotope geochemistry of thermal waters. *Publication of the National Academy of Science and National Resources Council, Washington*, 400 :29–38, 1956.
- H. Craig. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133(3465) :1702–1703, 1961.
- H. Craig, L. Gordon, and Y. Horibe. Isotopic exchange effects in the evaporation of water : 1. low-temperature experimental results. *Journal of Geophysical Research*, 68(17) :5079–5087, 1963.
- H. Craig, Y. Horibe, and T. Sowers. Gravitational separation of gases and isotopes in polar ice caps. *Science*, 242(4886) :1675–1678, 1988.
- I. Crotti. *Dating and study of climate variability from the TALDICE Antarctic ice core*. PhD thesis, Université Paris-Saclay en cotutelle avec l'Università Ca' Foscari Venezia (Venise, Italie), 2022.
- I. Crotti, A. Quiquet, A. Landais, B. Stenni, D. Wilson, M. Severi, R. Mulvaney, F. Wilhelms, C. Barbante, and M. Frezzotti. Response of the wilkes subglacial basin ice sheet to southern ocean warming during late pleistocene interglacials. 2022.
- W. Dansgaard. Stable isotopes in precipitation. *tellus*, 16(4) :436–468, 1964.
- W. Dansgaard. Greenland ice core studies, 1985.
- W. Dansgaard, S. J. Johnsen, J. Møller, and C. C. Langway Jr. One thousand centuries of climatic record from camp century on the greenland ice sheet. *Science*, 166(3903) :377–381, 1969.
- R. Delmas, J. Beer, H.-A. Synal, R. Muscheler, J.-R. Petit, and M. Pourchet. Bomb-test ^{36}Cl measurements in vostok snow (antarctica) and the use of ^{36}Cl as a dating tool for deep ice cores. *Tellus B : Chemical and Physical Meteorology*, 56(5) :492–498, 2004.
- R. J. Delmas, J.-M. Ascencio, and M. Legrand. Polar ice evidence that atmospheric CO_2 20,000 yr bp was 50% of present. *Nature*, 284(5752) :155–157, 1980.
- M. Dole. The relative atomic weight of oxygen in water and in air. *Journal of the American Chemical Society*, 57(12) :2731–2731, 1935.
- G. Dreyfus, F. Parrenin, B. Lemieux-Dudon, G. Durand, V. Masson-Delmotte, J. Jouzel, J.-M. Barnola, L. Panno, R. Spahni, A. Tisserand, et al. 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(2) :341–353, 2007.
- P. Duval and O. Castelnau. Dynamic recrystallization of ice in polar ice sheets. *Le Journal de Physique IV*, 5 (C3) :C3–197, 1995.
- P. Duval, M. Montagnat, F. Grennerat, J. Weiss, J. Meyssonier, and A. Philip. Creep and plasticity of glacier ice : a material science perspective. *Journal of Glaciology*, 56(200) :1059–1068, 2010.

- M. Elliot, L. Labeyrie, and J.-C. Duplessy. Changes in north atlantic deep-water formation associated with the dansgaard-oeschger temperature oscillations (60–10 ka). *Quaternary Science Reviews*, 21(10) :1153–1165, 2002.
- E. epica community members. Eight glacial cycles from an antarctic ice core epica community members, 2004. URL www.nature.com/nature.
- S. Epstein and T. Mayeda. Variation of o18 content of waters from natural sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 4(5) :213–224, 1953. ISSN 0016-7037. doi : [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(53\)90051-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(53)90051-9). URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0016703753900519>.
- S. Epstein, R. Sharp, and A. Gow. Antarctic ice sheet : stable isotope analyses of byrd station cores and interhemispheric climatic implications. *Science*, 168(3939) :1570–1572, 1970.
- T. Extier. *Variations climatiques et variations du cycle hydrologique aux basse latitudes au cours du Quaternaire : une approche combinant modèle et données*. PhD thesis, Université Paris-Saclay, 2019.
- T. Extier, A. Landais, C. Bréant, F. Prié, L. Bazin, G. Dreyfus, D. M. Roche, and M. Leuenberger. On the use of $\delta^{18}O_{atm}$ for ice core dating. *Quaternary Science Reviews*, 185 :244–257, 4 2018. ISSN 02773791. doi : 10.1016/j.quascirev.2018.02.008.
- F. Eynaud, B. Malaizé, S. Zaragosi, A. de Vernal, J. Scourse, C. Pujol, E. Cortijo, F. E. Grousset, A. Penaud, S. Toucanne, et al. New constraints on european glacial freshwater releases to the north atlantic ocean. *Geophysical Research Letters*, 39(15), 2012.
- P. J. Fawcett, A. M. Ágústsdóttir, R. B. Alley, and C. A. Shuman. The younger dryas termination and north atlantic deep water formation : Insights from climate model simulations and greenland ice cores. *Paleoceanography*, 12(1) :23–38, 1997.
- S. Fujita, J. Okuyama, A. Hori, and T. Hondoh. Metamorphism of stratified firn at dome fuji, antarctica : A mechanism for local insolation modulation of gas transport conditions during bubble close off. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 114(F3), 2009. doi : <https://doi.org/10.1029/2008JF001143>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2008JF001143>.
- J. R. Gat. Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 24 :225–262, 1996.
- M. Gehre, R. Hoefling, P. Kowski, and G. Strauch. Sample preparation device for quantitative hydrogen isotope analysis using chromium metal. *Analytical Chemistry*, 68(24) :4414–4417, 1996. doi : 10.1021/ac9606766. URL <https://doi.org/10.1021/ac9606766>.
- G. Genthon, J. Barnola, D. Raynaud, C. Lorius, J. Jouzel, N. Barkov, Y. Korotkevich, and V. Kotlyakov. Vostok ice core : climatic response to co2 and orbital forcing changes over the last climatic cycle. *Nature*, 329 (6138) :414–418, 1987.
- D. Genty, D. Blamart, R. Ouahdi, M. Gilmour, A. Baker, J. Jouzel, and S. Van-Exter. Precise dating of dansgaard-oeschger climate oscillations in western europe from stalagmite data. *Nature*, 421(6925) : 833–837, 2003.
- V. Gkinis, T. J. Popp, S. J. Johnsen, and T. Blunier. A continuous stream flash evaporator for the calibration of an ir cavity ring-down spectrometer for the isotopic analysis of water. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 46(4) :463–475, 2010. doi : 10.1080/10256016.2010.538052. URL <https://doi.org/10.1080/10256016.2010.538052>. PMID : 21154005.
- V. Gkinis, S. B. Simonsen, S. L. Buchardt, J. W. White, and B. M. Vinther. Water isotope diffusion rates from the northgrip ice core for the last 16,000 years - glaciological and paleoclimatic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 405 :132–141, 11 2014. ISSN 0012821X. doi : 10.1016/j.epsl.2014.08.022.
- V. Gkinis, B. M. Vinther, T. Quistgaard, T. Popp, A.-K. Faber, C. T. Holme, C. M. Jensen, M. Lanzky, A. M. Lütt, V. Mandrakis, N. O. Ørum, A.-S. Pedersen, N. Vaxevani, Y. Weng, E. Capron, D. Dahl-Jensen, M. Hörhold, T. R. Jones, J. Jouzel, A. Landais, V. Masson-Delmotte, H. Oerter, S. O. Rasmussen, H. C. Steen-Larsen, J. P. Steffensen, Árný E Sveinbjörnsdóttir, B. H. Vaughn, and J. White. NEEM ice core High Resolution (0.05m) Water Isotope Ratios ($18O/16O$, $2H/1H$) covering 8-129 ky b2k, 2020. URL <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.925552>.
- V. Gkinis, C. Holme, E. C. Kahle, M. C. Stevens, E. J. Steig, and B. M. Vinther. Numerical experiments on firn isotope diffusion with the community firn model. *Journal of Glaciology*, 67 :450–472, 6 2021. ISSN 00221430. doi : 10.1017/jog.2021.1.

- A. Grisart, M. Casado, V. Gkinis, B. Vinther, P. Naveau, M. Vrac, T. Laepple, B. Minster, F. Prié, B. Stenni, et al. Sub-millennial climate variability from high-resolution water isotopes in the epica dome c ice core. *Climate of the Past*, 18(10) :2289–2301, 2022.
- P. M. Grootes and M. Stuiver. Oxygen 18/16 variability in greenland snow and ice with 10^{-3} to 10^5 year time resolution. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 102(C12) :26455–26470, 1997. doi : <https://doi.org/10.1029/97JC00880>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/97JC00880>.
- M. Guillevic, L. Bazin, A. Landais, C. Stowasser, V. Masson-Delmotte, T. Blunier, F. Eynaud, S. Falourd, E. Michel, B. Minster, et al. Evidence for a three-phase sequence during heinrich stadial 4 using a multiproxy approach based on greenland ice core records. *Climate of the Past*, 10(6) :2115–2133, 2014.
- C. Hammer, H. Clausen, W. Dansgaard, N. Gundestrup, S. Johnsen, and N. Reeh. Dating of greenland ice cores by flow models, isotopes, volcanic debris, and continental dust. *Journal of Glaciology*, 20(82) :3–26, 1978.
- C. U. Hammer, H. B. Clausen, and W. Dansgaard. Greenland ice sheet evidence of post-glacial volcanism and its climatic impact. *Nature*, 288(5788) :230–235, 1980.
- J. D. Hays, J. Imbrie, and N. J. Shackleton. Variations in the earth's orbit : Pacemaker of the ice ages. *Science*, 194(4270) :1121–1132, 1976. doi : 10.1126/science.194.4270.1121. URL <https://www.science.org/doi/abs/10.1126/science.194.4270.1121>.
- H. Heinrich. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast atlantic ocean during the past 130,000 years. *Quaternary research*, 29(2) :142–152, 1988.
- I. M. Held and B. J. Soden. Robust responses of the hydrological cycle to global warming, 2006.
- D. A. Hodell, J. E. Channell, J. H. Curtis, O. E. Romero, and U. Röhl. Onset of “hudson strait” heinrich events in the eastern north atlantic at the end of the middle pleistocene transition (640 ka) ? *Paleoceanography*, 23(4), 2008.
- J. Horita, A. Ueda, K. Mizukami, and I. Takatori. Automatic δd and $\delta 18o$ analyses of multi-water samples using h2- and co2-water equilibration methods with a common equilibration set-up. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part A. Applied Radiation and Isotopes*, 40(9) :801–805, 1989. ISSN 0883-2889. doi : [https://doi.org/10.1016/0883-2889\(89\)90100-7](https://doi.org/10.1016/0883-2889(89)90100-7). URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/08832889901007>.
- K. Horiuchi, T. Uchida, Y. Sakamoto, A. Ohta, H. Matsuzaki, Y. Shibata, and H. Motoyama. Ice core record of 10be over the past millennium from dome fuji, antarctica : A new proxy record of past solar activity and a powerful tool for stratigraphic dating. *Quaternary Geochronology*, 3(3) :253–261, 2008.
- C. Huber, M. Leuenberger, R. Spahni, J. Flückiger, J. Schwander, T. F. Stocker, S. Johnsen, A. Landais, and J. Jouzel. 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, 2006.
- J. Imbrie and J. Z. Imbrie. Modeling the climatic response to orbital variations. *Science*, 207(4434) :943–953, 1980. doi : 10.1126/science.207.4434.943. URL <https://www.science.org/doi/abs/10.1126/science.207.4434.943>.
- K. Itagaki. Self-diffusion in single crystal ice. *Journal of the Physical Society of Japan*, 22(2) :427–431, 1967.
- W. Jiang, K. Bailey, Z.-T. Lu, P. Mueller, T. O'Connor, C.-F. Cheng, S.-M. Hu, R. Purtschert, N. Sturchio, Y. Sun, et al. An atom counter for measuring 81kr and 85kr in environmental samples. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 91 :1–6, 2012.
- X. Y. Jiang, X. G. Kong, Y. J. Wang, H. Cheng, J. Y. Wu, and S. T. Chen. Orbital- and millennial-scale variability of the asian monsoon during mis8 from sanbao cave at mount shennongjia, central china. *Chinese Science Bulletin*, 55 :1041–1046, 2010. ISSN 10016538. doi : 10.1007/s11434-009-0542-3.
- S. Johnsen. Stable isotope homogenization of polar firn and ice. *Isotopes and impurities in snow and ice*, 118 : 210–219, 1977.
- S. J. Johnsen, D. Dahl-Jensen, N. Gundestrup, J. P. Steffensen, H. B. Clausen, H. Miller, V. Masson-Delmotte, A. E. Sveinbjörnsdottir, and J. White. 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 :299–307, 2001. ISSN 02678179. doi : 10.1002/jqs.622.

- T. R. Jones, K. M. Cuffey, J. W. White, E. J. Steig, C. Buizert, B. R. Markle, J. R. McConnell, and M. Sigl. Water isotope diffusion in the wais divide ice core during the holocene and last glacial. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 122 :290–309, 1 2017. ISSN 21699011. doi : 10.1002/2016JF003938.
- J. Jouzel, L. Merlivat, and C. Lorius. Deuterium excess in an east antarctic ice core suggests higher relative humidity at the oceanic surface during the last glacial maximum. *Nature*, 299(5885) :688–691, 1982.
- J. Jouzel, C. Lorius, J.-R. Petit, C. Genthon, N. I. Barkov, V. M. Kotlyakov, and V. M. Petrov. Vostok ice core : a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years). *nature*, 329 (6138) :403–408, 1987.
- J. Jouzel, C. Waelbroeck, B. Malaize, M. Bender, J.-R. Petit, M. Stievenard, N. Barkov, J.-M. Barnola, T. King, V. Kotlyakov, et al. Climatic interpretation of the recently extended vostok ice records. *Climate Dynamics*, 12(8) :513–521, 1996.
- J. Jouzel, G. Hoffmann, F. Parrenin, and C. Waelbroeck. Atmospheric oxygen 18 and sea-level changes. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3) :307–314, 2002.
- J. Jouzel, F. Vimeux, N. Caillon, G. Delaygue, G. Hoffmann, V. Masson-Delmotte, and F. Parrenin. Magnitude of isotope/temperature scaling for interpretation of central antarctic ice cores. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 108(D12), 2003.
- J. Jouzel, V. Masson-Delmotte, O. Cattani, G. Dreyfus, S. Falourd, G. Hoffmann, B. Minster, J. Nouet, J.-M. Barnola, J. Chappellaz, et al. Orbital and millennial antarctic climate variability over the past 800,000 years. *science*, 317(5839) :793–796, 2007.
- K. Kawamura, F. Parrenin, L. Lisiecki, R. Uemura, F. Vimeux, J. P. Severinghaus, M. A. Hutterli, T. Nakazawa, S. Aoki, J. Jouzel, et al. Northern hemisphere forcing of climatic cycles in antarctica over the past 360,000 years. *Nature*, 448(7156) :912–916, 2007.
- M. J. Kelly, R. L. Edwards, H. Cheng, D. Yuan, Y. Cai, M. Zhang, Y. Lin, and Z. An. High resolution characterization of the asian monsoon between 146,000 and 99,000 years bp from dongge cave, china and global correlation of events surrounding termination ii. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 236 (1-2) :20–38, 2006.
- P. Kindler, M. Guillevic, M. Baumgartner, J. Schwander, A. Landais, and M. Leuenberger. Temperature reconstruction from 10 to 120 kyr b2k from the ngrip ice core. *Climate of the Past*, 10(2) :887–902, 2014.
- J. C. King and J. Turner. *Antarctic meteorology and climatology*. 1997.
- S. Kirschke, P. Bousquet, P. Ciais, M. Saunois, J. G. Canadell, E. J. Dlugokencky, P. Bergamaschi, D. Bergmann, D. R. Blake, L. Bruhwiler, et al. Three decades of global methane sources and sinks. *Nature geoscience*, 6(10) :813–823, 2013.
- R. E. Kopp, F. J. Simons, J. X. Mitrovica, A. C. Maloof, and M. Oppenheimer. Probabilistic assessment of sea level during the last interglacial stage. *Nature*, 462(7275) :863–867, 2009.
- G. Krinner, C. Genthon, and J. Jouzel. Gcm analysis of local influences on ice core δ signals. *Geophysical Research Letters*, 24(22) :2825–2828, 1997.
- G. Kukla, J. F. McManus, D.-D. Rousseau, and I. Chuine. How long and how stable was the last interglacial? *Quaternary Science Reviews*, 16(6) :605–612, 1997.
- T. Laepple, T. Münch, M. Casado, M. Hoerhold, A. Landais, and S. Kipfstuhl. On the similarity and apparent cycles of isotopic variations in east antarctic snow pits. *Cryosphere*, 12 :169–187, 1 2018. ISSN 19940424. doi : 10.5194/tc-12-169-2018.
- F. Lambert, M. Bigler, J. P. Steffensen, M. Hutterli, and H. Fischer. Centennial mineral dust variability in high-resolution ice core data from dome c, antarctica. *Climate of the Past*, 8 :609–623, 2012. ISSN 18149324. doi : 10.5194/cp-8-609-2012.
- A. Landais, J. Chappellaz, M. Delmotte, J. Jouzel, T. Blunier, C. Bourg, N. Caillon, S. Cherrier, B. Malaizé, V. Masson-Delmotte, D. Raynaud, J. Schwander, and J. P. Steffensen. 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. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 108(D18), 2003. doi : <https://doi.org/10.1029/2002JD003147>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2002JD003147>.

- A. Landais, E. Barkan, and B. Luz. Record of $\delta^{18}\text{O}$ and 17O -excess in ice from Vostok Antarctica during the last 150,000 years. *Geophysical Research Letters*, 35(2), 2008.
- A. Landais, G. Dreyfus, E. Capron, V. Masson-Delmotte, M. F. Sanchez-Goñi, S. Desprat, G. Hoffmann, J. Jouzel, M. Leuenberger, and S. Johnsen. What drives the millennial and orbital variations of $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$? *Quaternary Science Reviews*, 29 :235–246, 1 2010. ISSN 02773791. doi : 10.1016/j.quascirev.2009.07.005.
- A. Landais, G. Dreyfus, E. Capron, K. Pol, M. F. Loutre, D. Raynaud, V. Y. Lipenkov, L. Arnaud, V. Masson-Delmotte, D. Paillard, J. Jouzel, and M. Leuenberger. Towards orbital dating of the EPICA Dome C ice core using $\delta\text{O} 2/\text{n} 2$. *Climate of the Past*, 8 :191–203, 2012. ISSN 18149324. doi : 10.5194/cp-8-191-2012.
- A. Landais, G. Dreyfus, E. Capron, J. Jouzel, V. Masson-Delmotte, D. M. Roche, F. Prié, N. Caillon, J. Chappellaz, M. Leuenberger, A. Lourantou, F. Parrenin, D. Raynaud, and G. Teste. Two-phase change in CO_2 , Antarctic temperature and global climate during termination II. *Nature Geoscience*, 6 :1062–1065, 12 2013. ISSN 17520894. doi : 10.1038/ngeo1985.
- A. Landais, V. Masson-Delmotte, B. Stenni, E. Selmo, D. M. Roche, J. Jouzel, F. Lambert, M. Guillevic, L. Bazin, O. Arzel, and other. A review of the bipolar see-saw from synchronized and high resolution ice core water stable isotope records from Greenland and East Antarctica. *Quaternary Science Reviews*, 114 : 18–32, 2015.
- A. Landais, B. Stenni, V. Masson-Delmotte, J. Jouzel, A. Cauquoin, E. Fourré, B. Minster, E. Selmo, T. Extier, M. Werner, F. Vimeux, R. Uemura, I. Crotti, and A. Grisart. Interglacial Antarctic–Southern Ocean climate decoupling due to moisture source area shifts. *Nature Geoscience*, 14 :918–923, 12 2021. ISSN 17520908. doi : 10.1038/s41561-021-00856-4.
- C. Lang, M. Leuenberger, J. Schwander, and S. Johnsen. 16°C rapid temperature variation in central Greenland 70,000 years ago. *Science*, 286(5441) :934–937, 1999.
- J. Laskar, P. Robutel, F. Joutel, M. Gastineau, A. C. Correia, and B. Levrard. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics*, 428 :261–285, 12 2004. ISSN 00046361. doi : 10.1051/0004-6361:20041335.
- B. Lemieux-Dudon, E. Blayo, J.-R. Petit, C. Waelbroeck, A. Svensson, C. Ritz, J.-M. Barnola, B. M. Narcisi, and F. Parrenin. Consistent dating for Antarctic and Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews*, 29 (1-2) :8–20, 2010.
- C. Li, D. S. Battisti, D. P. Schrag, and E. Tziperman. Abrupt climate shifts in Greenland due to displacements of the sea ice edge. *Geophysical Research Letters*, 32(19), 2005.
- L. E. Lisiecki and M. E. Raymo. A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20(1), 2005. doi : <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2004PA001071>.
- H. Liu, K. C. Jezek, and B. Li. Development of an Antarctic digital elevation model by integrating cartographic and remotely sensed data : A geographic information system based approach. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 104(B10) :23199–23213, 1999.
- C. Lorius, L. Merlivat, J. Jouzel, and M. Pourchet. A 30,000-yr isotope climatic record from Antarctic ice. *Nature*, 280(5724) :644–648, 1979.
- C. Lorius, J. Jouzel, C. Ritz, L. Merlivat, N. Barkov, Y. S. Korotkevich, and V. Kotlyakov. A 150,000-year climatic record from Antarctic ice. *Nature*, 316(6029) :591–596, 1985.
- L. Louergue, A. Schilt, R. Spahni, V. Masson-Delmotte, T. Blunier, B. Lemieux, J. M. Barnola, D. Raynaud, T. F. Stocker, and J. Chappellaz. Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH_4 over the past 800,000 years. *Nature*, 453 :383–386, 5 2008. ISSN 14764687. doi : 10.1038/nature06950.
- D. Lüthi, M. Le Floch, B. Bereiter, T. Blunier, J.-M. Barnola, U. Siegenthaler, D. Raynaud, J. Jouzel, H. Fischer, K. Kawamura, et al. High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. *Nature*, 453(7193) :379–382, 2008.
- B. Luz and E. Barkan. The isotopic composition of atmospheric oxygen. *Global Biogeochemical Cycles*, 25 (3), 2011.
- B. Luz, E. Barkan, R. Yam, and A. Shemesh. Fractionation of oxygen and hydrogen isotopes in evaporating water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(22) :6697–6703, 2009.

- M. B. Lythe and D. G. Vaughan. Bedmap : A new ice thickness and subglacial topographic model of antarctica. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 106(B6) :11335–11351, 2001.
- M. A. Maslin and A. J. Ridgwell. Mid-pleistocene revolution and the 'eccentricity myth'. *Geological Society, London, Special Publications*, 247(1) :19–34, 2005.
- V. Masson-Delmotte, S. Hou, A. Ekaykin, J. Jouzel, A. Aristarain, R. Bernardo, D. Bromwich, O. Cattani, M. Delmotte, S. Falourd, et al. A review of antarctic surface snow isotopic composition : Observations, atmospheric circulation, and isotopic modeling. *Journal of climate*, 21(13) :3359–3387, 2008.
- V. Masson-Delmotte, B. Stenni, T. Blunier, O. Cattani, J. Chappellaz, H. Cheng, G. Dreyfus, R. Edwards, S. Falourd, A. Govin, et al. Abrupt change of antarctic moisture origin at the end of termination ii. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107(27) :12091–12094, 2010.
- Mawsen. The home of the blizzard. 1915.
- P. A. Mayewski, L. D. Meeker, M. S. Twickler, S. Whitlow, Q. Yang, W. B. Lyons, and M. Prentice. Major features and forcing of high-latitude northern hemisphere atmospheric circulation using a 110,000-year-long glaciochemical series. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 102(C12) :26345–26366, 1997.
- C. R. McKinney, J. M. McCrea, S. Epstein, H. Allen, and H. C. Urey. Improvements in mass spectrometers for the measurement of small differences in isotope abundance ratios. *Review of Scientific Instruments*, 21(8) :724–730, 1950.
- J. F. McManus, G. C. Bond, W. S. Broecker, S. Johnsen, L. Labeyrie, and S. Higgins. High-resolution climate records from the north atlantic during the last interglacial. *Nature*, 371(6495) :326–329, 1994.
- J. F. McManus, D. W. Oppo, and J. L. Cullen. A 0.5-million-year record of millennial-scale climate variability in the north atlantic. *science*, 283(5404) :971–975, 1999.
- J. F. McManus, R. Francois, J.-M. Gherardi, L. D. Keigwin, and S. Brown-Leger. Collapse and rapid resumption of atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *nature*, 428(6985) :834–837, 2004.
- D. Meese, A. Gow, R. Alley, G. Zielinski, P. Grootes, M. Ram, K. Taylor, P. A. Mayewski, and J. Bolzan. The greenland ice sheet project 2 depth-age scale : methods and results. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 102(C12) :26411–26423, 1997.
- C.-L. I. P. Members. Last interglacial arctic warmth confirms polar amplification of climate change. *Quaternary Science Reviews*, 25(13-14) :1383–1400, 2006.
- L. Merlivat. Molecular diffusivities of h₂ 16 o, hd 16 o, and h₂ 18 o in gases. *The Journal of Chemical Physics*, 69(6) :2864–2871, 1978.
- M. Milankovitch. Canon of insolation and the iceage problem. *Koniglich Serbische Akademice Beograd Special Publication*, 132, 1941.
- N. Morita. The increased density of air oxygen relative to water oxygen. *Journal of Chemical Society of Japan*, 56 :1291, 1935.
- T. Münch, S. Kipfstuhl, J. Freitag, H. Meyer, and T. Laepple. Constraints on post-depositional isotope modifications in east antarctic firn from analysing temporal changes of isotope profiles. *The Cryosphere*, 11(5) :2175–2188, 2017.
- S. Nan, J. Li, X. Yuan, and P. Zhao. Boreal spring southern hemisphere annular mode, indian ocean sea surface temperature, and east asian summer monsoon. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 114(D2), 2009.
- A. Neftel, H. Oeschger, J. Schwander, B. Stauffer, and R. Zumbunn. Ice core sample measurements give atmospheric co₂ content during the past 40,000 yr. *Nature*, 295(5846) :220–223, 1982.
- A. NGRIP community members. High-resolution record of northern hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, 431(7005) :147–151, 2004.
- N. Noguchi, T. Kubo, W. B. Durham, H. Kagi, and I. Shimizu. Self-diffusion of polycrystalline ice ih under confining pressure : Hydrogen isotope analysis using 2-d raman imaging. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 257 :40–47, 8 2016. ISSN 00319201. doi : 10.1016/j.pepi.2016.05.010.
- J. Nye. Water veins and lenses in polycrystalline ice. In *Unknown*, pages 200–205. 1992.
- J. Nye. Diffusion of isotopes in the annual layers of ice sheets. *Journal of Glaciology*, 44(148) :467–468, 1998.

- T. H. Nylén, A. G. Fountain, and P. T. Doran. Climatology of katabatic winds in the mcmurdo dry valleys, southern victoria land, antarctica. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 109, 2 2004. ISSN 01480227. doi : 10.1029/2003jd003937.
- S. P. Obrochta, T. J. Crowley, J. E. Channell, D. A. Hodell, P. A. Baker, A. Seki, and Y. Yokoyama. Climate variability and ice-sheet dynamics during the last three glaciations. *Earth and Planetary Science Letters*, 406 :198–212, 11 2014. ISSN 0012821X. doi : 10.1016/j.epsl.2014.09.004.
- H. Oeschger and B. Stauffer. Review of the history of atmospheric co₂ recorded in ice cores. In *The Changing Carbon Cycle*, pages 89–108. Springer, 1986.
- P. I. W. G. of PAGES. Interglacials of the last 800,000 years. *Reviews of Geophysics*, 54(1) :162–219, 2016.
- K. Pahnke, R. Zahn, H. Elderfield, and M. Schulz. 340,000-year centennial-scale marine record of southern hemisphere climatic oscillation. *Science*, 301(5635) :948–952, 2003.
- D. Paillard, L. Labeyrie, and P. Yiou. Analyseries 1.0 : a macintosh software for the analysis of geophysical time-series. *Eos*, 77(39) :379, 1996.
- F. Parrenin, F. Rémy, C. Ritz, M. J. Siegert, and J. Jouzel. New modeling of the vostok ice flow line and implication for the glaciological chronology of the vostok ice core. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 109(D20), 2004.
- F. Parrenin, J. m Barnola, J. Beer, T. Blunier, E. Castellano, J. Chappellaz, G. Dreyfus, H. Fischer, S. Fujita, J. Jouzel, K. Kawamura, B. Lemieux-Dudon, L. Loulergue, V. Masson-Delmotte, B. Narcisi, J. r Petit, G. Raisbeck, D. Raynaud, U. Ruth, J. Schwander, M. Severi, R. Spahni, J. P. Steffensen, A. Svensson, R. Udisti, C. Waelbroeck, and E. Wolff. Climate of the past the edc3 chronology for the epica dome c ice core, 2007. URL www.clim-past.net/3/485/2007/.
- F. Parrenin, V. Masson-Delmotte, P. Köhler, D. Raynaud, D. Paillard, J. Schwander, C. Barbante, A. Landais, A. Wegner, and J. Jouzel. Synchronous change of atmospheric co₂ and antarctic temperature during the last deglacial warming. *Science*, 339(6123) :1060–1063, 2013.
- F. Parrenin, L. Bazin, E. Capron, A. Landais, B. Lemieux-Dudon, and V. Masson-Delmotte. Icechrono1 : a probabilistic model to compute a common and optimal chronology for several ice cores. *Geoscientific Model Development*, 8(5) :1473–1492, 2015.
- F. Parrenin, L. Bazin, C. Buizert, E. Capron, J. Chowdry Beeman, E. Corrick, R. Drysdale, K. Kawamura, A. Landais, R. Mulvaney, et al. The paleochrono probabilistic model to derive a consistent chronology for several paleoclimatic sites. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, pages EGU21–822, 2021.
- J. B. Pedro, M. Jochum, C. Buizert, F. He, S. Barker, and S. O. Rasmussen. Beyond the bipolar seesaw : Toward a process understanding of interhemispheric coupling. *Quaternary Science Reviews*, 192 :27–46, 2018.
- D. B. Percival, A. T. Walden, et al. *Spectral analysis for physical applications*. cambridge university press, 1993.
- J. Petit, J. White, N. Young, J. Jouzel, and Y. S. Korotkevich. Deuterium excess in recent antarctic snow. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 96(D3) :5113–5122, 1991.
- J.-R. Petit, J. Jouzel, D. Raynaud, N. I. Barkov, J.-M. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, M. Davis, G. Delaygue, et al. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the vostok ice core, antarctica. *Nature*, 399(6735) :429–436, 1999.
- K. Pol, V. Masson-Delmotte, S. Johnsen, M. Bigler, O. Cattani, G. Durand, S. Falourd, J. Jouzel, B. Minster, F. Parrenin, C. Ritz, H. C. Steen-Larsen, and B. Stenni. New mis 19 epica dome c high resolution deuterium data : Hints for a problematic preservation of climate variability at sub-millennial scale in the "oldest ice". *Earth and Planetary Science Letters*, 298 :95–103, 9 2010. ISSN 0012821X. doi : 10.1016/j.epsl.2010.07.030.
- K. Pol, M. Debret, V. Masson-Delmotte, E. Capron, O. Cattani, G. Dreyfus, S. Falourd, S. Johnsen, J. Jouzel, A. Landais, M. Debret, V. Masson-Delmotte, B. Minster, and B. Stenni. Links between mis 11 millennial to sub-millennial climate variability and long term trends as revealed by new high resolution epica dome c deuterium data-a comparison with the holocene to cite this version : Links between mis 11 millennial to sub-millennial climate variability and long term trends as revealed by new high resolution epica dome c deuterium data-a comparison with the holocene. *European Geosciences Union (EGU)*, 7 :437–450, 2011. doi : 10.5194/cp-7-437-2011. URL www.clim-past.net/7/437/2011/.

- K. Pol, V. Masson-Delmotte, O. Cattani, M. Debret, S. Falourd, J. Jouzel, A. Landais, B. Minster, M. Mudelsee, M. Schulz, and B. Stenni. Climate variability features of the last interglacial in the east antarctic epica dome c ice core. *Geophysical Research Letters*, 41 :4004–4012, 2014. ISSN 19448007. doi : 10.1002/2014GL059561.
- C. Prigent, E. Matthews, F. Aires, and W. B. Rossow. Remote sensing of global wetland dynamics with multiple satellite data sets. *Geophysical Research Letters*, 28(24) :4631–4634, 2001.
- G. M. Raisbeck, A. Cauquoin, J. Jouzel, A. Landais, J.-R. Petit, V. Y. Lipenkov, J. Beer, H.-A. Synal, H. Oerter, S. J. Johnsen, et al. An improved north–south synchronization of ice core records around the 41 kyr 10 be peak. *Climate of the Past*, 13(3) :217–229, 2017.
- R. O. Ramseier. Self-diffusion of tritium in natural and synthetic ice monocrystals. *Journal of Applied Physics*, 38 :2553–2556, 1967. ISSN 00218979. doi : 10.1063/1.1709948.
- D. Raynaud, V. Lipenkov, B. Lemieux-Dudon, P. Duval, M.-F. Loutre, and N. Lhomme. The local insolation signature of air content in antarctic ice. a new step toward an absolute dating of ice records. *Earth and Planetary Science Letters*, 261(3-4) :337–349, 2007.
- K. Rehfeld, T. Münch, S. L. Ho, and T. Laepple. Global patterns of declining temperature variability from the last glacial maximum to the holocene. *Nature*, 554 :356–359, 2 2018. ISSN 14764687. doi : 10.1038/nature25454.
- K. Rehfeld, R. Hébert, J. M. Lora, M. Lofverstrom, and C. M. Brierley. Variability of surface climate in simulations of past and future. *Earth System Dynamics*, 11(2) :447–468, 2020.
- C. Reutenauer, A. Landais, T. Blunier, C. Bréant, M. Kageyama, M.-N. Woillez, C. Risi, V. Mariotti, and P. Braconnot. Quantifying molecular oxygen isotope variations during a heinrich stadial. *Climate of the Past*, 11(11) :1527–1551, 2015.
- R. H. Rhodes, E. J. Brook, J. C. H. Chiang, T. Blunier, O. J. Maselli, J. R. McConnell, D. Romanini, and J. P. Severinghaus. Enhanced tropical methane production in response to iceberg discharge in the north atlantic. URL www.sciencemag.org.
- R. W. Ricci, M. A. Ditzler, and L. P. Nestor. Discovering the beer-lambert law. *Journal of Chemical Education*, 71 :983–984, 1994.
- C. Risi, D. Noone, C. Frankenberg, and J. Worden. Role of continental recycling in intraseasonal variations of continental moisture as deduced from model simulations and water vapor isotopic measurements. *Water Resources Research*, 49(7) :4136–4156, 2013.
- F. Ritter, H. C. Steen-Larsen, M. Werner, V. Masson-Delmotte, A. Orsi, M. Behrens, G. Birnbaum, J. Freitag, C. Risi, and S. Kipfstuhl. Isotopic exchange on the diurnal scale between near-surface snow and lower atmospheric water vapor at kohnen station, east antarctica. *The Cryosphere*, 10(4) :1647–1663, 2016.
- E. J. Rohling. Oxygen isotope composition of seawater. *The Encyclopedia of Quaternary Science*. Amsterdam : Elsevier, 2 :915–922, 2013.
- R. Röthlisberger, M. Mudelsee, M. Bigler, M. de Angelis, H. Fischer, M. Hansson, F. Lambert, V. Masson-Delmotte, L. Sime, R. Udisti, et al. The southern hemisphere at glacial terminations : insights from the dome c ice core. *Climate of the Past*, 4(4) :345–356, 2008.
- S. Rouse, C. Kissel, C. Laj, J. Eiriksson, and K.-L. Knudsen. Holocene centennial to millennial-scale climatic variability : evidence from high-resolution magnetic analyses of the last 10 cal kyr off north iceland (core md99-2275). *Earth and Planetary Science Letters*, 242(3-4) :390–405, 2006.
- K. Rozanski, L. Araguas-Araguas, and R. Gonfiantini. Relation between long-term trends of oxygen-18 isotope composition of precipitation and climate. *Science*, 258(5084) :981–985, 1992.
- M. Sánchez Goñi, I. Cacho, J.-L. Turon, J. Guiot, F. Sierro, J. Peyrouquet, J. Grimalt, and N. Shackleton. Synchronicity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the mediterranean region. *Climate dynamics*, 19(1) :95–105, 2002.
- M. Saunio, R. Jackson, P. Bousquet, B. Poulter, and J. Canadell. The growing role of methane in anthropogenic climate change. *Environmental Research Letters*, 11(12) :120207, 2016.
- M. Schulz. On the 1470-year pacing of dansgaard-oeschger warm events. *Paleoceanography*, 17(2) :4–1, 2002.
- S. Schüpbach, U. Federer, M. Bigler, H. Fischer, and T. Stocker. A refined taldice-1a age scale from 55 to 112 ka before present for the talos dome ice core based on high-resolution methane measurements. *Climate of the Past*, 7(3) :1001–1009, 2011.

- J. P. Severinghaus and E. J. Brook. Abrupt climate change at the end of the last glacial period inferred from trapped air in polar ice. *science*, 286(5441) :930–934, 1999.
- J. P. Severinghaus, T. Sowers, E. J. Brook, R. B. Alley, and M. L. Bender. 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.
- J. P. Severinghaus, A. Grachev, B. Luz, and N. Caillon. A method for precise measurement of argon 40/36 and krypton/argon ratios in trapped air in polar ice with applications to past firn thickness and abrupt climate change in greenland and at siple dome, antarctica. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(3) : 325–343, 2003.
- J. P. Severinghaus, R. Beaudette, M. A. Headly, K. Taylor, and E. J. Brook. Oxygen-18 of o2 records the impact of abrupt climate change on the terrestrial biosphere. *Science*, 324(5933) :1431–1434, 2009.
- J. D. Shakun, P. U. Clark, F. He, S. A. Marcott, A. C. Mix, Z. Liu, B. Otto-Bliesner, A. Schmittner, and E. Bard. Global warming preceded by increasing carbon dioxide concentrations during the last deglaciation. *Nature*, 484 :49–54, 4 2012. ISSN 00280836. doi : 10.1038/nature10915.
- S. C. Sherwood, W. Ingram, Y. Tsushima, M. Satoh, M. Roberts, P. L. Vidale, and P. A. O’Gorman. Relative humidity changes in a warmer climate. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 115, 2010. ISSN 01480227. doi : 10.1029/2009JD012585.
- M. Siddall, E. J. Rohling, A. Almogi-Labin, C. Hemleben, D. Meischner, I. Schmelzer, and D. A. Smeed. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, 423 :853–858, 6 2003. ISSN 00280836. doi : 10.1038/nature01690.
- U. Siegenthaler, T. F. Stocker, E. Monnin, D. Luthi, J. Schwander, B. Stauffer, D. Raynaud, J.-M. Barnola, H. Fischer, V. Masson-Delmotte, et al. Stable carbon cycle climate relationship during the late pleistocene. *Science*, 310(5752) :1313–1317, 2005.
- T. Sowers and M. Bender. Climate records covering the last deglaciation. *Science*, 269(5221) :210–214, 1995.
- T. Sowers, M. Bender, and D. Raynaud. Elemental and isotopic composition of occluded o2 and n2 in polar ice. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 94(D4) :5137–5150, 1989.
- T. Sowers, M. Bender, L. Labeyrie, D. Martinson, J. Jouzel, D. Raynaud, J. J. Pichon, and Y. S. Korotkevich. A 135,000-year vostok-specmap common temporal framework. *Paleoceanography*, 8(6) :737–766, 1993.
- R. Spahni, J. Chappellaz, T. F. Stocker, L. Loulergue, G. Hausammann, K. Kawamura, J. Fluckiger, J. Schwander, D. Raynaud, V. Masson-Delmotte, et al. Atmospheric methane and nitrous oxide of the late pleistocene from antarctic ice cores. *Science*, 310(5752) :1317–1321, 2005.
- H. C. Steen-Larsen, V. Masson-Delmotte, M. Hirabayashi, R. Winkler, K. Satow, F. Prié, N. Bayou, E. Brun, K. Cuffey, D. Dahl-Jensen, et al. What controls the isotopic composition of greenland surface snow? *Climate of the Past*, 10(1) :377–392, 2014.
- J. P. Steffensen, K. K. Andersen, M. Bigler, H. B. Clausen, D. Dahl-Jensen, H. Fischer, K. Goto-Azuma, M. Hansson, S. J. Johnsen, J. Jouzel, et al. High-resolution greenland ice core data show abrupt climate change happens in few years. *science*, 321(5889) :680–684, 2008.
- B. Stenni, V. Masson-Delmotte, S. Johnsen, J. Jouzel, A. Longinelli, E. Monnin, R. Röthlisberger, and E. Selmo. An oceanic cord reversal during the last deglaciation. *Science*, 293 :2074–2077, 9 2001. ISSN 00368075. doi : 10.1126/science.1059702.
- B. Stenni, V. Masson-Delmotte, E. Selmo, H. Oerter, H. Meyer, R. Röthlisberger, J. Jouzel, O. Cattani, S. Falourd, H. Fischer, G. Hoffmann, P. Iacumin, S. J. Johnsen, B. Minster, and R. Udisti. The deuterium excess records of epica dome c and dronning maud land ice cores (east antarctica). *Quaternary Science Reviews*, 29 :146–159, 1 2010. ISSN 02773791. doi : 10.1016/j.quascirev.2009.10.009.
- D. Stolper, M. Bender, G. Dreyfus, Y. Yan, and J. Higgins. A pleistocene ice core record of atmospheric o2 concentrations. *Science*, 353(6306) :1427–1430, 2016.
- A. Svensson, K. K. Andersen, M. Bigler, H. B. Clausen, D. Dahl-Jensen, S. Davies, S. J. Johnsen, R. Muscheler, F. Parrenin, S. O. Rasmussen, et al. A 60 000 year greenland stratigraphic ice core chronology. *Climate of the Past*, 4(1) :47–57, 2008.
- K. Thonicke, I. C. Prentice, and C. Hewitt. Modeling glacial-interglacial changes in global fire regimes and trace gas emissions. *Global Biogeochemical Cycles*, 19(3), 2005.

- J. E. Tierney, J. Zhu, J. King, S. B. Malevich, G. J. Hakim, and C. J. Poulsen. Glacial cooling and climate sensitivity revisited. *Nature*, 584 :569–573, 8 2020. ISSN 14764687. doi : 10.1038/s41586-020-2617-x.
- J. L. Tison, M. D. Angelis, G. Littot, E. Wolff, H. Fischer, M. Hansson, M. Bigler, R. Udisti, A. Wegner, J. Jouzel, B. Stenni, S. Johnsen, V. Masson-Delmotte, A. Landais, V. Lipenkov, L. Loulergue, J. M. Barnola, J. R. Petit, B. Delmonte, G. Dreyfus, D. Dahl-Jensen, G. Durand, B. Bereiter, A. Schilt, R. Spahni, K. Pol, R. Lorrain, R. Souchez, and D. Samyn. Retrieving the paleoclimatic signal from the deeper part of the epica dome c ice core. *Cryosphere*, 9 :1633–1648, 8 2015. ISSN 19940424. doi : 10.5194/tc-9-1633-2015.
- G. Tremoy. *Etude de la composition isotopique (deutérium et oxygène 18) de la vapeur d'eau à Niamey (Niger) : vers une meilleure compréhension des processus atmosphériques en Afrique de l'Ouest*. PhD thesis, Université de Versailles St-Quentin-en-Yvelines, 2012.
- C. S. Turney and R. T. Jones. Does the agulhas current amplify global temperatures during super-interglacials? *Journal of Quaternary Science*, 25 :839–843, 9 2010. ISSN 02678179. doi : 10.1002/jqs.1423.
- P. C. Tzedakis, J. E. Channell, D. A. Hodell, H. F. Kleiven, and L. C. Skinner. Determining the natural length of the current interglacial. *Nature Geoscience*, 5 :138–142, 2 2012. ISSN 17520894. doi : 10.1038/ngeo1358.
- R. Uemura, Y. Matsui, K. Yoshimura, H. Motoyama, and N. Yoshida. Evidence of deuterium excess in water vapor as an indicator of ocean surface conditions. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113 (D19), 2008.
- R. Uemura, V. Masson-Delmotte, J. Jouzel, A. Landais, H. Motoyama, and B. Stenni. Ranges of moisture-source temperature estimated from antarctic ice cores stable isotope records over glacial–interglacial cycles. *Climate of the Past*, 8(3) :1109–1125, 2012.
- N. I. Vasiliev, P. G. Talalay, and V. D. I. C. D. Parties. Twenty years of drilling the deepest hole in ice. *Scientific Drilling*, 11 :41–45, 2011.
- B. H. Vaughn, J. W. C. White, M. Delmotte, M. Trolier, O. Cattani, and M. Stievenard. An automated system for hydrogen isotope analysis of water, 1998.
- F. Vimeux, V. Masson, J. Jouzel, M. Stievenard, and J. Petit. Glacial–interglacial changes in ocean surface conditions in the southern hemisphere. *Nature*, 398(6726) :410–413, 1999.
- F. Vimeux, V. Masson, G. Delaygue, J. Jouzel, J. Petit, and M. Stievenard. A 420,000 year deuterium excess record from east antarctica : Information on past changes in the origin of precipitation at vostok. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 106(D23) :31863–31873, 2001.
- F. Vimeux, K. M. Cuffey, and J. Jouzel. 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, 2002.
- D. Von Ehhalt and K. Knott. Kinetische isotopentrennung bei der verdampfung von wasser. *Tellus*, 17(3) :389–397, 1965. doi : <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1965.tb01431.x>. URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.2153-3490.1965.tb01431.x>.
- Y. Wang, H. Cheng, R. L. Edwards, X. Kong, X. Shao, S. Chen, J. Wu, X. Jiang, X. Wang, and Z. An. Millennial- and orbital-scale changes in the east asian monsoon over the past 224,000 years. *Nature*, 451 :1090–1093, 2 2008. ISSN 14764687. doi : 10.1038/nature06692.
- Y.-J. Wang, H. Cheng, R. L. Edwards, Z. An, J. Wu, C.-C. Shen, and J. A. Dorale. A high-resolution absolute-dated late pleistocene monsoon record from hulu cave, china. *Science*, 294(5550) :2345–2348, 2001.
- F. Wilschut, R. Bintanja, and R. S. Van De Wal. Ice-sheet modelling characteristics in sea-level-based temperature reconstructions over the last glacial cycle. *Journal of glaciology*, 52(176) :149–158, 2006.
- R. Winkler, A. Landais, H. Sodemann, L. Dümbgen, F. Prié, V. Masson-Delmotte, B. Stenni, and J. Jouzel. Deglaciation records of 17o-excess in east antarctica : Reliable reconstruction of oceanic normalized relative humidity from coastal sites. *Climate of the Past*, 8 :1–16, 2012. ISSN 18149324. doi : 10.5194/cp-8-1-2012.
- M. Winstrup, A. Svensson, S. Rasmussen, O. Winther, E. Steig, and A. Axelrod. An automated approach for annual layer counting in ice cores. *Climate of the Past*, 8(6) :1881–1895, 2012.
- M. Winstrup, P. Vallelonga, H. A. Kjær, T. J. Fudge, J. E. Lee, M. H. Riis, R. Edwards, N. A. Bertler, T. Blunier, E. J. Brook, et al. A 2700-year annual timescale and accumulation history for an ice core from roosevelt island, west antarctica. *Climate of the Past*, 15(2) :751–779, 2019.

- E. W. Wolff, J. Chappellaz, T. Blunier, S. O. Rasmussen, and A. Svensson. Millennial-scale variability during the last glacial : The ice core record. *Quaternary Science Reviews*, 29(21-22) :2828–2838, 2010.
- D. WS, S. Johnsen, H. Clausen, D. Dahl-Jensen, N. Gundestrup, C. Hammer, C. Hvidberg, J. Steffensen, A. Sveinbjörnsdottir, J. Jouzel, and B. GC. Evidence of general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364 :218–220, 07 1993. doi : 10.1038/364218a0.
- A. M. Yau, M. L. Bender, T. Blunier, and J. Jouzel. Setting a chronology for the basal ice at dye-3 and grip : Implications for the long-term stability of the greenland ice sheet. *Earth and Planetary Science Letters*, 451 :1–9, 2016. ISSN 0012-821X. doi : <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.06.053>. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X16303405>.
- Q. Z. Yin and A. Berger. Individual contribution of insolation and co2 to the interglacial climates of the past 800,000 years. *Climate Dynamics*, 38 :709–724, 2 2012. ISSN 09307575. doi : 10.1007/s00382-011-1013-5.
- R. Zhang and T. L. Delworth. Simulated tropical response to a substantial weakening of the atlantic thermohaline circulation. *Journal of climate*, 18(12) :1853–1860, 2005.

Table des figures

1.1	Schéma en unité logarithmique présentant les principales causes de changements du climat ainsi que quelques exemples caractéristiques de fluctuations climatiques. En rouge et en vert sont distingués les forçages externes au système climatique, en bleu les réarrangements internes au système et finalement en noir les effets anthropiques. Source : Bard, Leçon inaugurale du Collège de France, 2002	12
1.2	Greg, 2015. Graphique présentant les températures passées de la planète Terre. Téléchargé depuis http://gergs.net/all_palaeotemps-2/	13
1.3	9 dernières déglaciations enregistrées par le niveau de la mer (bleu) et δD d'EPICA Dôme C d'Antarctique (rouge, EPICA Community members, 2004) dans des contextes différents en termes de concentration de CO_2 (vert, Luthi et al., 2008 ; Bereiter et al., 2015), forçage astronomique (bleu et violet, Laskar et al., (2004)).	14
1.4	Schéma expliquant les notions d'excentricité, inclinaison et précession par les cycles de Milankovitch, Louernos Nature, observatoire de la biodiversité.	15
1.5	Enregistrement des isotopes de l'oxygène ($\delta^{18}O$) au Groenland (carotte de glace GISP2 Grootes and Stuiver (1997)). Les chiffres au-dessus des maxima de $\delta^{18}O$ indiquent les événements d'interstade de Dansgaard-Oeschger (WS et al. (1993)).	17
1.6	Coupe de profil de la calotte polaire Antarctique basé sur la topographie BEDMAP (Lythe and Vaughan (2001)) et de surface (Liu et al. (1999)). A new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica, Journal of Geophysical Research B : Solid Earth, 106 (B6) : pp. 11335-11351 (2001).	19
1.7	Carte de l'Antarctique montrant la localisation des principaux sites de carottage de glace profonds, Joanne 2022.	20
1.8	Plan de découpe d'une carotte de glace (exemple de la carotte de Talos Dôme).	21
1.9	Arrivée à la station Concordia, Dôme C.	23
2.1	Représentation atomique des trois isotopes stables de l'Oxygène.	29
2.2	droite globale des eaux météoritiques (GMWL) (Dansgaard (1964))	31
2.3	Coefficients de fractionnement à l'équilibre entre l'eau et la vapeur d'eau ainsi que la glace et la vapeur d'eau en fonction de la température, pour le deutérium (courbes noires, axe de gauche) et l'oxygène 18 (courbes rouges, axe de droite), tels qu'ils ont été déterminés expérimentalement, Tremoy (2012).	33

2.4	Représentation des deux processus de fractionnement du $^{17}\text{O} - excess$ pendant une évaporation comme conceptualisé dans le modèle de Craig et Gordon. Mauve : fractionnement à l'équilibre entre l'eau initiale (non évaporée) et la vapeur atmosphérique. Orange : Fractionnement dû à la diffusion de la vapeur dans l'air humide. Flèches verticale orange : magnitude de l'excès de ^{17}O résultant décrivant l'écart de $\delta^{17}\text{O}$ par rapport à une ligne de référence dont la pente γ est de 0.528, équivalente à la pente de la GMWL.	36
2.5	Composition isotopique de l'eau le long des transects antarctiques (Bleu : transect Zhongshan-Dôme A ; vert : Syowa-Dôme F transect ; rouge : Terra Nova Bay-Dôme C) et comparaison avec les résultats de la modélisation (ligne noire et grise). Les résultats de la modélisation (ligne noire et grise : MCIM avec S la supersaturation qui est paramétrée comme dépendant de la température dans le MCIM, tel que $S = 1-0.004T$ et $S = 1-0.002T$ respectivement, d'après Landais et al. (2012); ligne pointillée pointillés : LMDZ-iso avec $S = 1-0.004T$; Risi et al. (2013)).	36
2.6	Relation entre la composition isotopique de la vapeur atmosphérique ($\delta^{18}\text{O}$) et le rapport entre la quantité de vapeur restant dans le nuage et la quantité de vapeur initiale (i.e. lors de l'évaporation) avec une composition originale $\delta^{18}\text{O} = 10 \text{ ‰}$ lors de la première vapeur et un fractionnement à température constante de 15°C (Rohling (2013)).	37
2.7	Schéma du fractionnement isotopique associé à chaque étape du cycle de l'eau en Antarctique, Casado (2017).	38
2.8	Illustration du modèle de Craig et Gordon, h est l'humidité relative aux différents niveaux de l'atmosphère et R_i le ratio isotopique, Casado (2017).	38
2.9	Variations à l'échelle orbitale du $\delta^{18}\text{O}_{atm}$ de la carotte de glace de Vostok (noir) et de la carotte de glace du Dôme C (gris) et relations avec les variations du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer et du $\delta^{18}\text{O}$ benthique (haut) et les variations du paramètre de précession et de l'obliquité (bas) sur l'échelle d'âge EDC3. Les flèches indiquent la correspondance avec les extrema de précession (Landais et al. (2010)).	42
2.10	Schéma du cycle de l'oxygène. Les flux d'eau sont représentés en bleu, les flux d'oxygène avec la biosphère continentale et marine en rouge et les flux d'oxygène avec la stratosphère en jaune Extier (2019).	43
2.11	Enregistrements de méthane et de δD à EPICA Dôme C. De bas en haut : enregistrement δD ; enregistrement de méthane EDC; enregistrement de méthane Vostok. La numérotation des stades isotopiques marins est indiquée au bas de chaque interglaciaire. Encart : Vue élargie de la section inférieure d'EDC : valeurs de δD (ligne noire), CH_4 (ligne noire) d'EDC et valeurs $\delta^{18}\text{O}$ benthiques (ligne bleue), Loulergue et al. (2008).	45
2.12	Incertitudes liées à la datation AICC2012 sur la carotte d'EDC en fonction de la profondeur Bazin et al. (2013).	49

3.1	Schéma de la ligne de fluorination : 1. L'eau est injectée dans le réacteur et réagit avec le CoF_3 pendant 22 minutes. Elle est ensuite transportée par un flux d'He (gaz porteur). 2. Le HF est piégé dans le premier Dewar d'azote liquide, l' O_2 est piégé dans le tamis moléculaire (azote liquide). 3. He (gaz porteur) est pompé, O_2 reste dans le tamis moléculaire. 4. Le tamis moléculaire est ensuite chauffé (1 min.), pour que l' O_2 soit libéré et cryo-figé dans l'un des dix ports de la rosette (5 min.). Il faut un total de 40 minutes pour la préparation d'un échantillon.	52
3.2	Schéma de la ligne d'extraction semi-automatique de l'air piégé dans la glace, Crotti (2022)	53
3.3	Configuration de l'analyseur Picarro (L2130-i). À gauche : L'instrument est composé d'un échantillonneur (a), d'un vaporisateur (b) et d'une cavité optique avec le détecteur (c). À droite : Diagramme schématique du CRDS, les flèches jaunes dans la cavité représentent le va-et-vient de la lumière à l'intérieur de la cavité avec une intensité décroissante après chaque passage. Le signal est ensuite collecté par le détecteur et le temps de décroissance est enregistré (www.picarro.com).	57
4.1	Densité du spectre de puissance en échelle logarithmique pour le signal des MIS 5, 7, 11 13 et 19 (rouge, vert, bleu, violet, respectivement) en deutérium après avoir enlevé la tendance linéaire. Le signal original MIS 19 en gardant la tendance linéaire est représenté en violet clair. Les lignes en pointillés représentent la régression linéaire ajustant la diminution de la densité du spectre de puissance avec l'augmentation de la fréquence jusqu'à ce qu'elle atteigne le niveau stable associé au bruit. La ligne en tirets rouge représente l'équivalent d'une longueur de diffusion de 40 cm, comme calculé dans Pol et al. (2010).	78
4.2	Estimation de la longueur de diffusion (panneau supérieur) à partir des enregistrements isotopiques de l'eau effectués sur δD (bleu) ou $\delta^{18}O$ (rouge). La longueur de diffusion calculée (voir texte) est indiquée en orange. Les séries de δD et $\delta^{18}O$ à haute résolution (bleu et rouge, respectivement) sont affichées sur le panneau inférieur. Les intervalles $\delta^{18}O$ et δD choisis pour le MTM sont marqués par des lignes verticales en tirets.	79
4.3	Évolution de la longueur de diffusion modélisée σ_z dans la carotte de glace EDC calculée à partir des équations 4.6 et 4.7, mais avec différentes températures constantes sur les 3200 m d'épaisseur de la calotte de glace.	81
4.4	Évolution de la longueur de diffusion (violet) en fonction de l'amincissement (bleu) et de la température du trou de forage (rouge) sur une échelle de profondeur sur la carotte de glace EDC.	82
4.5	Évolution de la longueur de diffusion (violet) en fonction de l'amincissement (bleu) et de la température du trou de forage (rouge) sur une échelle de profondeur sur la carotte de glace BE-OIC.	82
5.1	Enregistrement des traceurs climatiques sur 800 ka dans la carotte d'EDC. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}O_{atm}$ (Extier et al. (2018)). $^{17}O - excess$ provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess (mauve) provenant de Landais et al. (2021). Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)).	87

5.2	Comparaison entre d-excess calculé avec les données δD initiales mesurées en 2007 (gris) et d-excess calculé avec les nouvelles données δD mesurées en 2020 (noir).	88
5.3	Lien entre ΔT_{source} , d-excess, ΔT_{site} et les paramètres orbitaux. a, coefficient de corrélation entre l'obliquité et ΔT_{source} (orange) et entre l'obliquité et d-excess (rouge) sur une fenêtre glissante de 50 ka ; la ligne horizontale noire pointillée indique une corrélation de 0. b, EDC d-excess (rouge), ΔT_{source} (orange) et obliquité (noir). c, EDC ΔT_{site} (bleu) et précession (noir). Les rectangles bleus/orange sont associés à une valeur d'obliquité inférieure à 0,4 rad (ligne horizontale bleue en pointillés), le coefficient de corrélation entre ΔT_{source} (ou d-excess) et l'obliquité étant positif/négatif. Un rectangle vert indique la situation particulière sur la Terminaison VI.	88
5.4	Enregistrement du δD (violet) (EPICA community members 2004) et du $^{17}O - excess$ (vert Winkler et al. (2012), bleu cette thèse) pour les derniers 800 ka de la carotte de glace d'EDC. Les lignes bleus et vertes épaisses représentent une moyenne mobile sur 5 points.	90
5.5	Bleu foncé : $\delta^{18}O$ mesuré sur EDC (epica community members (2004)). $^{17}O - excess$ (rouge clair) et moyenne mobile sur 5 points (rouge foncé). Incertitudes analytiques de $\delta^{18}O$ et $^{17}O - excess$, respectivement 0.05 ‰ et 6 ppm. Bleu clair : $\delta^{18}O$ du Groenland, NEEM (Gkinis et al. (2020)) sur une moyenne de 20 points.	90
5.6	Données disponibles de $\delta^{18}O_{atm}$ et $\delta O_2/N_2$ au début de ma thèse (Extier et al. (2018)) : Présentation des nouvelles mesures de $\delta^{18}O_{atm}$ et $\delta O_2/N_2$ à Dôme C par Extier (2019) lors de sa thèse : rouge pour les mesures effectuées au LSCE et noir pour celles réalisées à l'Université de Princeton. Les données déjà existantes de $\delta^{18}O_{atm}$ (Petit et al. (1999)), Dreyfus et al. (2007), Landais et al. (2013), Bazin et al. (2016) et de $\delta O_2/N_2$ (Landais et al. (2012), Bazin et al. (2016)) sont représentées respectivement en bleu et vert. Les insolutions au 21 juin à 65°N et au 21 décembre à 75°S sont également représentées en gris Laskar et al. (2004). Les Terminaisons glaciaires-interglaciaires sont marquées par les bandes grises.	91
5.7	Enregistrement de différents traceurs le long de la carotte EDC. δD (violet), $\delta^{18}O_{atm}$ (vert) par Extier et al. (2018) ; et en haute résolution (croix rouge) présenté dans cette thèse avec une moyenne glissante sur 10 points (trait rouge) ; $\delta O_2/N_2$ (bleu) par Extier et al. (2018) ; et en haute résolution (croix rouge) présenté dans cette thèse. Les Terminaisons glaciaires sont marquées par les bandes grises.	92
5.8	Détail de la figure 5.7 centrée sur la Terminaison 2.	93
5.9	Détail de la figure 5.7 centrée sur la Terminaison 3.	94
5.10	Détail de la figure 5.7 centrée sur la Terminaison 6.	95
5.11	Présentation des anciennes et nouvelles mesures sur la Terminaison 1. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}O_{atm}$ (Extier et al. (2018)). $^{17}O - excess$ provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess (mauve) provenant de Landais et al. (2021). Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)).	96

5.12	Présentation des anciennes et nouvelles mesures sur la Terminaison 2. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}O_{atm}$ (Extier et al. (2018)). $^{17}O - excess$ provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess à basse résolution (mauve foncé) provenant de Landais et al. (2021) et en haute résolution (mauve clair) provenant de cette thèse. Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)).	97
5.13	Présentation des anciennes et nouvelles mesures sur la Terminaison 3. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}O_{atm}$ (Extier et al. (2018)). $^{17}O - excess$ provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess (mauve) provenant de Landais et al. (2021). Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)).	98
5.14	Présentation des anciennes et nouvelles mesures sur la Terminaison 4. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}O_{atm}$ (Extier et al. (2018)). $^{17}O - excess$ provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess (mauve) provenant de Landais et al. (2021). Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)).	99
5.15	Présentation des anciennes et nouvelles mesures sur la Terminaison 5. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}O_{atm}$ (Extier et al. (2018)). $^{17}O - excess$ provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess (mauve) provenant de Landais et al. (2021). Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)).	100
5.16	Présentation des anciennes et nouvelles mesures sur la Terminaison 6. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}O_{atm}$ (Extier et al. (2018)). $^{17}O - excess$ provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess (mauve) provenant de Landais et al. (2021). Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)).	101
5.17	Présentation des anciennes et nouvelles mesures sur la Terminaison 7. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}O_{atm}$ (Extier et al. (2018)). $^{17}O - excess$ provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess (mauve) provenant de Landais et al. (2021). Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)).	102

5.18	Présentation des anciennes et nouvelles mesures sur la Terminaison 8. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}O_{atm}$ (Extier et al. (2018)). $^{17}O - excess$ provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess (mauve) provenant de Landais et al. (2021). Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)).	103
5.19	Présentation des anciennes et nouvelles mesures sur la Terminaison 9. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}O_{atm}$ (Extier et al. (2018)). $^{17}O - excess$ provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess (mauve) provenant de Landais et al. (2021). Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)).	104
5.20	Enregistrement du $^{17}O - excess$ en parallèle du $\delta^{18}O$ et du δD (Jouzel et al. (2007), Landais et al. (2021)) avec l'insolation du 21 juin à 65°N.	109
5.21	Corrélation des enregistrements du $\delta^{18}O_{atm}$ et δD pour la carotte d'EDC sur les derniers 800 ka. Les interglaciaires sont indiqués par les bandes grisées.	109
5.22	Relation entre la température de la source et du site au cours des Terminaisons glaciaires et interglaciaires des derniers 800 ka. Évolution relative de la ΔT_{source} (orange), d-excess (rouge) et ΔT_{site} (bleu) reconstruits à partir des enregistrements d'EDC en δD et $\delta^{18}O$ sur les neuf dernières déglaciations. A, Terminaison 1. B, Terminaison 2. C, Terminaison 3. D, Terminaison 4. E, Terminaison 5. F, Terminaison 6. G, Terminaison 7. H, Terminaison 8. I, Terminaison 9. Les rectangles verticaux indiquent le moment du maximum sur les Terminaisons ou sur les interglaciaires pour la ΔT_{site} (bleu) et d-excess (rouge). Les rectangles bleus incluent la valeur du maximum de ΔT_{site} le plus précoce, et la fenêtre temporelle correspond aux valeurs de ΔT_{site} inférieurs de moins de 1°C (lignes horizontales en pointillés). Les rectangles oranges incluent la valeur du maximum le plus précoce en d-excess, et la fenêtre temporelle correspond à des valeurs de d-excess inférieures à moins de 1 ‰ (lignes en pointillé). Lorsque les maximums de ΔT_{site} et de d-excess sont synchrones, un rectangle hachuré bleu-orange est affiché. Pour les Terminaison 3 et 4, une ligne pointillée verticale orange montre un premier maximum vu dans la ΔT_{source} seulement (et pas dans le d-excess).	110
5.23	Variabilité millénaire au cours de la Terminaison 2. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Pourcentage d'IRD aux site ODP980 (noir) et ODP983 (pointillés) pour McManus et al. (1999) et Barker (2021), respectivement. Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}O_{atm}$ (Extier et al. (2018)). Concentration de CH_4 (rouge) (Bazin et al. (2013)). $^{17}O - excess$ provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess (mauve) provenant de Landais et al. (2021), avec en mauve clair des nouvelles données à haute résolution produites pendant ma thèse. Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)). $\delta^{18}O_{calc}$ provenant de la grotte Sanbao en Asie du Sud Est (vert) (Cheng et al. (2016)). Les phases a et c représentent le WMI et la phase c correspond à une remontée partielle de l'ITCZ.	115

- 5.24 Variabilité millénaire au cours de la Terminaison 3. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Pourcentage d'IRD aux site ODP980 (noir) et ODP983 (pointillés) pour McManus et al. (1999) et Barker (2021), respectivement. Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}O_{atm}$ (Extier et al. (2018)). Concentration de CH_4 (rouge) (Bazin et al. (2013)). $^{17}O - excess$ provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess (mauve) provenant de Landais et al. (2021). Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)). $\delta^{18}O_{calc}$ provenant de la grotte Sanbao en Asie du Sud Est (vert) (Cheng et al. (2016)). Les phases a, c et d représentent des WMI alors que les phases b et e correspondent à des remontées partielles de l'ITCZ. 118
- 5.25 Variabilité millénaire au cours de la Terminaison 4. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Pourcentage d'IRD aux site ODP980 (noir) et ODP983 (pointillés) pour McManus et al. (1999) et Barker (2021), respectivement. Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}O_{atm}$ (Extier et al. (2018)). Concentration de CH_4 (rouge) (Bazin et al. (2013)). $^{17}O - excess$ provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess (mauve) provenant de Landais et al. (2021). Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)). $\delta^{18}O_{calc}$ provenant de la grotte Sanbao en Asie du Sud Est (vert) (Cheng et al. (2016)). La phase a représente un WMI alors que la phase b correspond à une remontée partielle de l'ITCZ. 120
- 5.26 Variabilité millénaire au cours de la Terminaison 5. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Pourcentage d'IRD aux site ODP980 (noir) et ODP983 (pointillés) pour McManus et al. (1999) et Barker (2021), respectivement. Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}O_{atm}$ (Extier et al. (2018)). Concentration de CH_4 (rouge) (Bazin et al. (2013)). $^{17}O - excess$ provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess (mauve) provenant de Landais et al. (2021). Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)). $\delta^{18}O_{calc}$ provenant de la grotte Sanbao en Asie du Sud Est (vert) (Cheng et al. (2016)). La phase a représente un WMI et donc un déplacement plus au sud de l'ITCZ. 122
- 5.27 Variabilité millénaire au cours de la Terminaison 6. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Pourcentage d'IRD aux site ODP980 (noir) et ODP983 (pointillés) pour McManus et al. (1999) et Barker (2021), respectivement. Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}O_{atm}$ (Extier et al. (2018)). Concentration de CH_4 (rouge) (Bazin et al. (2013)). $^{17}O - excess$ provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess (mauve) provenant de Landais et al. (2021). Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)). $\delta^{18}O_{calc}$ provenant de la grotte Sanbao en Asie du Sud Est (vert) (Cheng et al. (2016)). Les phases a et b représentent des WMI. 124

- 5.28 Variabilité millénaire au cours de la Terminaison 7. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Pourcentage d'IRD aux site ODP980 (noir) et ODP983 (pointillés) pour McManus et al. (1999) et Barker (2021), respectivement. Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}O_{atm}$ (Extier et al. (2018)). Concentration de CH_4 (rouge) (Bazin et al. (2013)). $^{17}O - excess$ provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess (mauve) provenant de Landais et al. (2021). Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)). $\delta^{18}O_{calc}$ provenant de la grotte Sanbao en Asie du Sud Est (vert) (Cheng et al. (2016)). La phase a représente un WMI. 126
- 5.29 Variabilité millénaire au cours de la Terminaison 8. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Pourcentage d'IRD aux site ODP980 (noir) et ODP983 (pointillés) pour McManus et al. (1999) et Barker (2021), respectivement. Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}O_{atm}$ (Extier et al. (2018)). Concentration de CH_4 (rouge) (Bazin et al. (2013)). $^{17}O - excess$ provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess (mauve) provenant de Landais et al. (2021). Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)). $\delta^{18}O_{calc}$ provenant de la grotte Sanbao en Asie du Sud Est (vert) (Cheng et al. (2016)). La phase a représente le moment de la déglaciation. 128
- 5.30 Variabilité millénaire au cours de la Terminaison 9. Insolation au 21 juin à 65°N (gris clair), obliquité (bleu) et précession (rose), (Laskar et al. (2004)). Pourcentage d'IRD aux site ODP980 (noir) et ODP983 (pointillés) pour McManus et al. (1999) et Barker (2021), respectivement. Nouvelles (croix vertes) et anciennes (ligne verte reliée avec des points) données de $\delta^{18}O_{atm}$ (Extier et al. (2018)). Concentration de CH_4 (rouge) (Bazin et al. (2013)). $^{17}O - excess$ provenant de cette thèse (bleu clair) avec une moyenne glissante sur 5 points (bleu foncé). d-excess (mauve) provenant de Landais et al. (2021). Enregistrement du δD à basse résolution (jaune) (Jouzel et al. (2007)). $\delta^{18}O_{calc}$ provenant de la grotte Sanbao en Asie du Sud Est (vert) (Cheng et al. (2016)). La phase a représente le moment de la déglaciation. 130
- 5.31 Planisphère montrant un exemple des mécanismes à l'œuvre suite à un évènement de Heinrich auxquels sont liés des déplacements de fronts atmosphériques pendant durant une Terminaison. Les deux calottes polaires de l'Hémisphère Nord sont représentées sur les continents Américains et Euro-Asiatiques, les IRD sont les icebergs dans l'Atlantique Nord, le front polaire circule aux hautes latitudes Nord, la circulation thermohaline est indiquée par le tracé bleu et rouge représentant les transferts de chaleur, la position de l'ITCZ en vert foncé au Nord est celle pendant les interglaciaires tandis que l'ITCZ en vert clair au Sud est celle pendant les WMI, enfin, la zone d'évaporation de la région source est ici l'océan Indien dans le cas d'EDC, matérialisé par le nuage qui transporte de l'humidité jusqu'en Antarctique. 133

6.1	Sources d'humidité moyennes saisonnières pour les sites de forage de carottes de glace de Vostok pendant (a) janvier-février-mars (JFM) et (b) août septembre-octobre (ASO). (c) EPICA Dôme C pendant JFM et (d) ASO, (e) Dôme Talos pendant JFM et (f) ASO. Les couleurs montrent la contribution de l'évaporation de surface aux précipitations dans la zone cible en unités de mm.yr^{-1} (Winkler et al. (2012)).	138
6.2	Exemple de carte d'anomalie résultant des simulations PMIP. Dans cette illustration, il est affiché l'anomalie de température de l'air de surface entre le LGM et le piControl pour le modèle IPSL-CM5A-LR de l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL, France) de la version PMIP3. Les deux zones froides dans les latitudes nord correspondent aux deux calottes polaires du LGM.	139
6.3	Distribution de l'anomalie de température d'air de surface moyenne par degré de latitude modélisée par l'ensemble des modèles PMIP (3 et 4). Bleu : anomalie LGM –piControl; rouge : anomalie LIG127 –piControl.	140
6.4	Anomalie de température de l'air de surface(tas) moyenne dans la région du sud de l'océan Indien (30°S - 70°S , 60°E - 160°E) pondérée par l'évaporation simulée par l'ensemble des modèles PMIP (3 et 4). Bleu : anomalie LGM –piControl; vert : anomalie LIG127 –piControl.	142
6.5	Distribution de l'anomalie d'humidité relative moyenne par degré latitude modélisé par l'ensemble des modèles PMIP (3 et 4). Bleu : anomalie LGM – piControl; rouge : anomalie LIG127 – piControl.	143
6.6	Anomalie d'humidité relative moyenne (hurs) dans la région du sud de l'océan Indien (30°S - 70°S , 60°E - 160°E) pondérée par l'évaporation simulée par l'ensemble des modèles PMIP (3 et 4). Bleu : anomalie LGM –piControl; vert : anomalie LIG127 –piControl.	143
6.7	Relation entre la température de la source et du site au cours de la terminaison glaciaire et des interglaciaires des 800 ka passés. Évolution relative de Δt_{source} (orange), d-excess (rouge) et ΔT_{site} (bleu) reconstruit à partir des enregistrements EDC δD et $\delta^{18}O$ sur la Terminaison I et la Terminaison 2. Les rectangles verticaux indiquent le moment du maximum sur les terminaisons ou sur les interglaciaires pour ΔT_{site} (bleu) et d-excess (rouge).	144
6.8	Panneau supérieur : enregistrement du $^{17}O - excess$ pendant la dernière déglaciation pour la carotte EDC. Les lignes rouges épaisses représentent une moyenne mobile de 5 points. Correspondance en humidité relative par rapport à des données actuelles (NCEP-m www.esrl.noaa.gov) et estimées au LGM. Panneau inférieur (bleu) : $\delta^{18}O$ publiées par Stenni et al. (2001).	145
6.9	Simulations de l'anomalie d'humidité relative (LGM – piControl) pour les modèles MPI-ESM1-2-LR (MPI-M), AWI-ESM-1-1-LR (AWI) et NCAR (CCSM4).	146
6.10	Comparaison de la variance pour les trois périodes du LGM, LIG127k et PiControl avec les simulation issues de l'exercice PIMP.	147

Liste des tableaux

2.1	Gauche, abondance relative de chaque isotope stable de l'hydrogène et de l'oxygène. Droite, abondance relative des neuf possibilités d'isotopes de l'eau.	29
3.1	Récapitulatif des mesures de $\delta^{18}O$ et δD réalisées au Picarro pour les Terminaisons 3 et 5.	57
4.1	Estimation de la longueur de diffusion en fonction de la droite de régression pour les 5 interglaciaires. Le MIS 19d représente le MIS 19 mais en lui ayant enlevé sa tendance. . .	77
5.1	Profondeur, âge et nombre d'échantillons mesurés en $^{17}O - excess$ durant ma thèse sur les Terminaisons de la carotte de glace EDC.	89
5.2	Profondeur, âge et nombre d'échantillons mesurés en $\delta^{18}O_{atm}$ et $\delta O_2/N_2$ durant ma thèse.	92
5.3	Résumé de différences entre les Terminaisons, de la T1 à la T9. Durée de la Terminaison selon (Röthlisberger et al. (2008)), contexte orbital d'insolation pendant le réchauffement marqué par l'augmentation de dd à EDC, nombre de grand pic d'IRD présents dans les enregistrements marins de (McManus et al. (1999)) et (Barker (2021)), durée du WMI selon les valeurs de $\delta^{18}O_{calc}$ de (Cheng et al. (2016)), nomination des traceurs dans lesquels un évènement millénaire est visible, nombre de phases discernées durant la Terminaison. . . .	132

Annexes

Collaboration avec d'autres auteurs dont le résumé présentés aux conférences sont jointes.

Etienne LEGRAIN : Evolution of the phase relationship between Antarctic climate and atmospheric CO₂ concentrations across the last five terminations - INQUA 2023

Marie BOUCHET : New chronology of EPICA Dome C (EDC) ice core over the last 800 ka using the Bayesian tool Paleochrono and new records of elemental and isotopic composition of air trapped in the core - INQUA 2023

Romilly HARRIS-STUART : Insolation sensitivity tests on near-surface snow properties : towards a constraint for the mechanisms of elemental fractionation during pore close-off in polar firn - IPICS 2022

Ci-après, le supplément de mon article [Grisart et al. \(2022\)](#) et l'article de [Landais et al. \(2021\)](#) dont je suis co-auteur.

Enfin, le tableau résumant l'ensemble des modèles PMIP et variables utilisés ainsi que leurs principaux paramètres, en lien avec le chapitre [6](#).

Evolution of the phase relationship between Antarctic climate and atmospheric CO₂ concentrations across the last five terminations - INQUA 2023

Etienne Legrain (Université Grenoble Alpes, CNRS, IRD, Grenoble INP, IGE); Emilie Capron (Université Grenoble Alpes, CNRS, IRD, Grenoble INP, IGE); Antoine Grisart (LSCE-IPSL, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (CEA-CNRS-UVSQ), Paris-Saclay); Frédéric Parrenin (Université Grenoble Alpes, CNRS, IRD, Grenoble INP, IGE); Amaelle Landais (LSCE); Gregory Teste (Université Grenoble Alpes, CNRS, IRD, Grenoble INP, IGE); Frederic Prie (LSCE-IPSL, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (CEA-CNRS-UVSQ), Paris-Saclay); Roberto Grilli (Université Grenoble Alpes, CNRS, IRD, Grenoble INP, IGE); Lucas Silva (Climate and Environmental Physics and Oeschger Centre for Climate Change Research, University of Bern, Switzerland); Hubertus Fischer (Climate and Environmental Physics and Oeschger Centre for Climate Change Research, University of Bern, Switzerland); Thomas .F Stocker (Climate and Environmental Physics and Oeschger Centre for Climate Change Research, University of Bern, Switzerland)

Abstract :

Antarctic ice cores are a favoured archive to study past climate and carbon cycle changes from orbital to multi-centennial timescales. They record variations in local temperature through water stable isotopes in the ice phase and provide direct reconstructions of atmospheric composition in the gas phase. Understanding the climate- carbon cycle interactions over glacial terminations is important as they represent the largest global climate changes across the Quaternary. Studies investigating the evolution of the phase relationship between Antarctic climate and atmospheric CO₂ changes have mostly focused on the last two terminations because of (i) the scarcity of high-resolution paleoclimatic records covering older terminations and (ii) the uncertainties attached to estimates of the age difference between the ice and the entrapped air, reaching several centuries in the Antarctic ice cores.

Here, we present a new atmospheric CO₂ record from the EPICA Dome C (EDC) ice core measured with the IGE experimental set-up spanning between 260 and 190 ka, hence including Termination III. With an average temporal resolution of 300 years, our new record improves by a factor of three the reference CO₂ record over this period that was measured on the Vostok ice core. Also, we improved the resolution of d15N of N₂ record in EDC ice core, a gas-phase proxy for changes in surface climatic conditions in Antarctica, across TIII, TIV and TV measuring new samples at LSCE. Additionally, we used new and previously published CO₂ record over TII, TIV and TV measured with the Bern experimental set-up.

By combining those CO₂ and d15N records, we quantify with one coherent methodology the phase relationship evolution between Antarctic climate and atmospheric CO₂ concentrations without relative chronology uncertainties over the last five terminations. Our analysis suggests a synchronous change in atmospheric CO₂ and Antarctic climate at the onset of terminations, while Antarctic climate leads atmospheric CO₂ changes by few centuries at the end of terminations. Finally, we use low-latitude climate tracers measured in the EDC ice core gas phase (CH₄, d18O_{atm}) to investigate at a global scale the possible mechanisms controlling those changes in the phase relationship between carbon cycle and Antarctic climate.

New chronology of EPICA Dome C (EDC) ice core over the last 800 ka using the Bayesian tool Paleochrono and new records of elemental and isotopic composition of air trapped in the core. - INQUA 2023

Marie Bouchet (LSCE-IPSL, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (CEA-CNRS-UVSQ), Paris-Saclay); Antoine Grisart (LSCE-IPSL, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (CEA-CNRS-UVSQ), Paris-Saclay); Frédéric Parrenin (Université Grenoble Alpes, CNRS, IRD, Grenoble INP, IGE); Amaelle Landais (LSCE-IPSL, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (CEA-CNRS-UVSQ), Paris-Saclay); Frederic Prie (LSCE-IPSL, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (CEA-CNRS-UVSQ), Paris-Saclay); Anaïs Orsi (The University of British Columbia); Roxanne Jacob (LSCE-IPSL, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (CEA-CNRS-UVSQ), Paris-Saclay); Emilie Capron (Université Grenoble Alpes, CNRS, IRD, Grenoble INP, IGE); Dominique Raynaud (Université Grenoble Alpes, CNRS, IRD, Grenoble INP, IGE); Vladimir Lipenkov (Arctic and Antarctic Research Institute); Thomas Extier (University of Bordeaux); Anders Svensson (Physics of Ice, Climate and Earth, Niels Bohr Institute, University of Copenhagen); Wei Jiang (The University of Science and Technology of China); Florian Ritterbusch (The University of Science and Technology of China); Zheng-Tian Lu (The University of Science and Technology of China); Guo-min Yang (The University of Science and Technology of China)

Abstract :

To understand the phase relationships between external forcing and climate change, precise ice cores chronologies are crucial. However, dating ice cores is particular since they require two chronologies : one for the ice and one for the younger air trapped in bubbles. The EDC ice core covers the last 800 ka and was dated in the framework of AICC2012 chronology, established for five ice cores : EDC, EDML, NGRIP, VK and TALDICE using the following method. A sedimentation model is used to calculate prior age scales from a background scenario of three variables : snow accumulation, ice thinning and Lock-In-Depth, the lowest depth where air is locked in bubbles (LID). A Bayesian tool then statistically adjusts the age scales, and the three variables, so that they respect chronological observations (dated horizons, dated intervals, stratigraphic links between cores, ...). The AICC2012 chronology is associated with an uncertainty around 2,500 years, reaching 8,000 years at the bottom of the core mainly due to orbital dating uncertainty. Here, we present new data on EDC ice core reducing the new chronological uncertainty.

New data consist in : 1) additional absolute age constraints spanning the last 800 ka derived from radiotopes (^{40}Ar , ^{81}Kr) measured in air trapped in EDC ice core, and 2) new orbital age constraints obtained by synchronising EDC ice core records with their orbital target. These records include the air isotopic composition ($\text{d}^{18}\text{O}_{\text{atm}}$, dO_2/N_2), recently measured at high-resolution over the last 800 ka, and the total air content (TAC) signal now spanning the entire core. Volcanic bipolar synchronisation provides additional stratigraphic links, relating EDC to other cores and reducing the uncertainty on recent periods. Finally, the estimation of the LID allows to connect ice and air timescales, therefore it is an essential ice core dating tool. Here, we present new information constraining the LID, including highly-resolved measurements of air isotopic composition (dN) and firn modelling estimates when data are missing. Then, the Bayesian dating tool Paleochrono is used to construct new air and ice chronologies over the last 800 ka. The associated uncertainty is of 1,700 years on average, mainly decreased over the last 650 ka.

Insolation sensitivity tests on near-surface snow properties : towards a constraint for the mechanisms of elemental fractionation during pore close-off in polar firn -IPCS 2022

HARRIS STUART, Romilly (CNRS-LSCE); LANDAIS, Amaelle (Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, LSCE/IPSL, CEA-CNRS-UVSQ, Université Paris-Saclay, Gif-sur-Yvette, France); MARTINERIE, Patricia (IGE); DUMONT, Marie (Meteo-France - CNRS /CNRM/CEN); ORSI, Anaïs (LSCE); FRUCTUS, Mathieu (Meteo-France - CNRS /CNRM/CEN); LIBOIS, Quentin (Meteo-France - CNRS /CNRM/CEN); ARNAUD, Laurent (IGE); STEVENS, C. Max (University of Maryland); GRISART, Antoine (LSCE); PRIÉ, Frédéric (Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement – IPSL, UMR 8212, CEA-CNRS-UVSQ, Gif-sur-Yvette, France)

Abstract :

Processes controlling pore closure are broadly understood yet defining the physical mechanisms controlling elemental fractionation remains ambiguous. Ice core dO_2/N_2 records, used as a dating tool, are a proxy for local summer solstice insolation. It is understood that dO_2/N_2 - reflecting the amount of O_2 that escaped from the air bubbles during the pore closure process - is controlled by the firn microstructural properties and the duration of pore-closure. The relationship between local insolation and dO_2/N_2 is believed to be linked to near-surface snow metamorphism driven by changes in temperature and temperature gradients, but the mechanisms are yet to be definitively identified.

Using the Crocus snowpack model, we carry out sensitivity tests to identify the effect of change in insolation on microstructural properties of the near-surface snow. The sensitivity tests are setup using snow density and optical radius data from Dome C to initialise the snowpack and then forcing the model with ERA5 reanalysis data. Keeping all other variables constant, the incoming shortwave radiation is modified to represent the range of summer solstice insolation values over the past 800 kyr. Sensitivity analysis of the model outputs allows us to quantify the effect of insolation on density, grain properties, and stratification near the surface. This effect can then be implemented into firn models to improve predictions of pore-closure depths, and to better constrain firn air transportation. To support the modelling effort, we have compiled dO_2/N_2 records from several polar ice cores and found that the mean and variability varies between sites. We therefore compare Crocus model outputs for two Antarctic sites, South Pole and Dome C, where mean dO_2/N_2 differs by 3 ‰, to test the sensitivity of snow properties to local insolation and accumulation rate inputs.

Supplement of Clim. Past, 18, 2289–2301, 2022
<https://doi.org/10.5194/cp-18-2289-2022-supplement>
© Author(s) 2022. CC BY 4.0 License.



Climate
of the Past

Open Access

The EGU logo features the letters 'EGU' in a bold, sans-serif font, with a stylized gear or circular element behind the 'E'.

Supplement of

Sub-millennial climate variability from high-resolution water isotopes in the EPICA Dome C ice core

Antoine Grisart et al.

Correspondence to: Antoine Grisart (antoine.grisart@lsce.ipsl.fr)

The copyright of individual parts of the supplement might differ from the article licence.

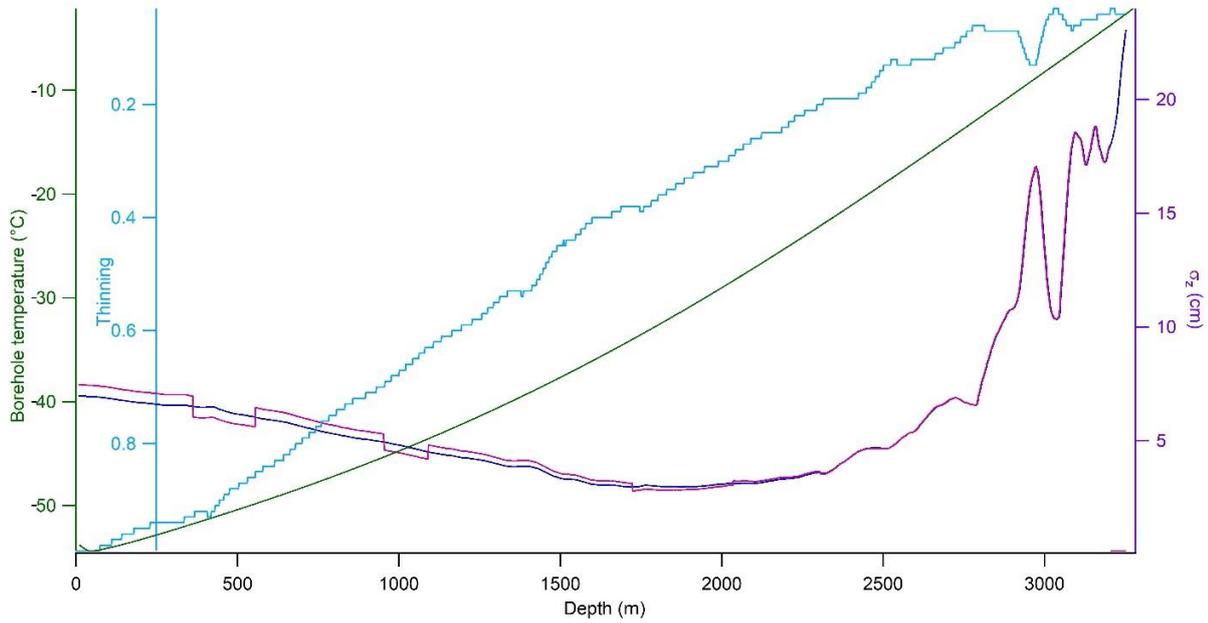


Figure S1: Evolution of the diffusion length σ_z calculated from Ramseier (1697) ice diffusion and two values of σ_{firm} : a constant firn diffusion length σ_{firm} (7 cm, blue) and a variable σ_{firm} (7.5 cm during interglacial periods and 6.5 cm during glacial periods, violet). The evolution of thinning from AICC2012 chronology (Bazin et al., 2013; light blue) and borehole temperature (green) (Buizert et al. 2021) over the EDC ice core are also shown on a depth scale over the EDC ice core.

20

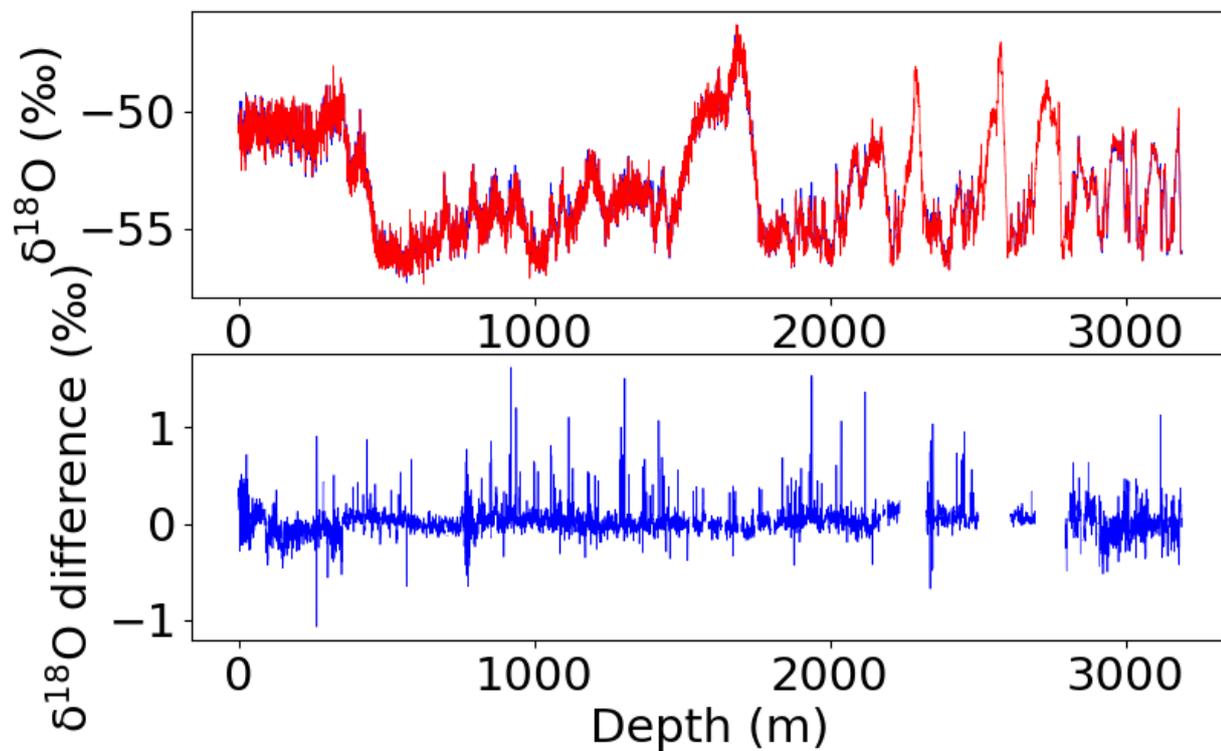
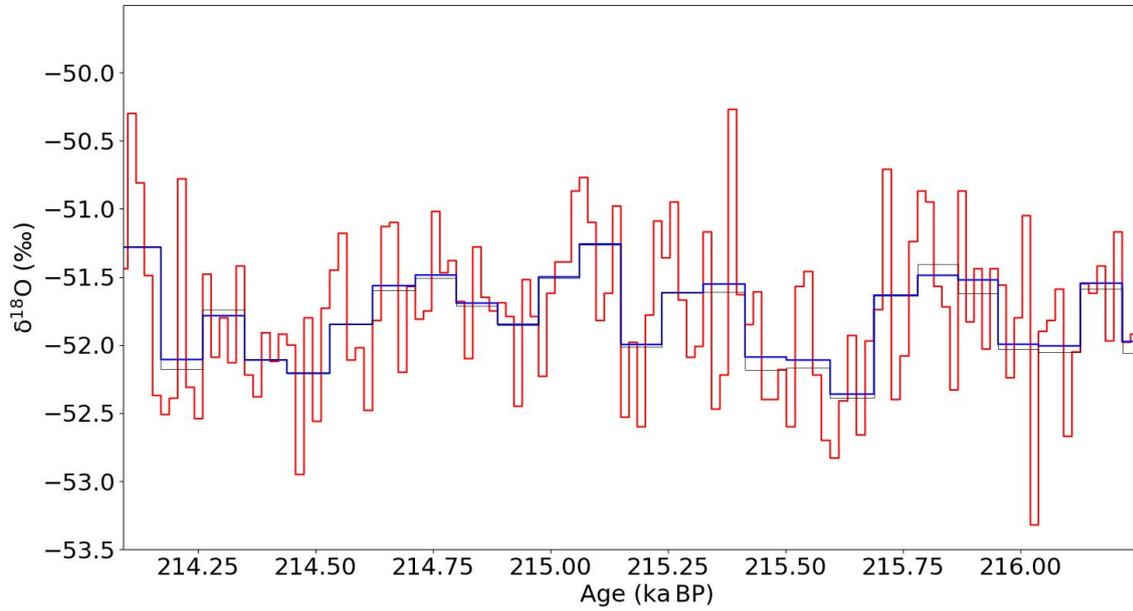
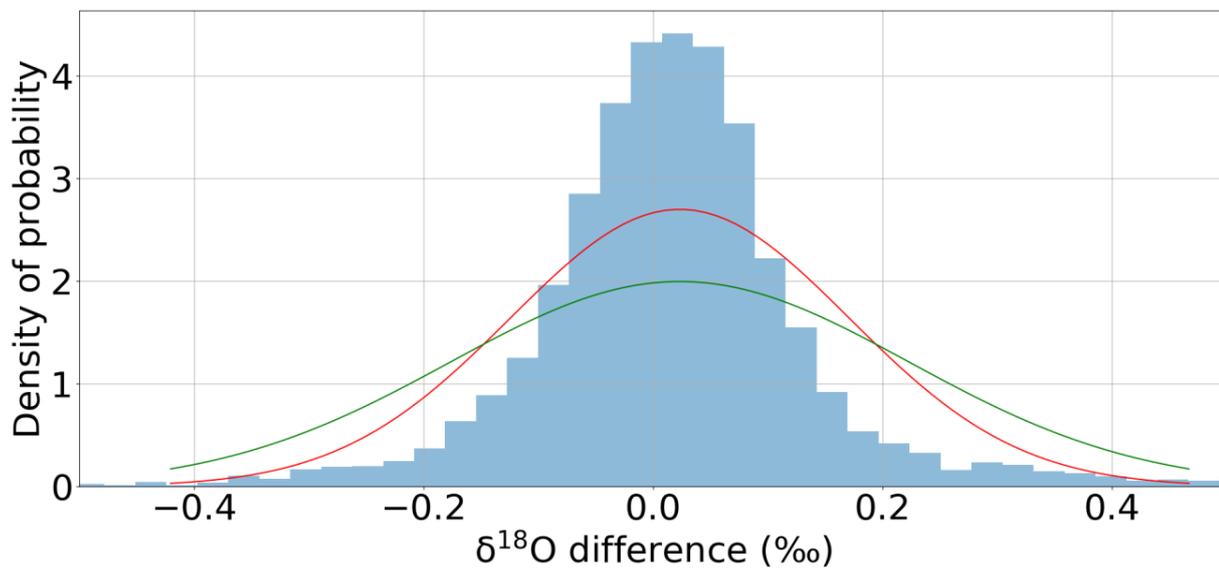


Figure S2: (first panel) Evolution with depth of low (55 cm) resolution $\delta^{18}\text{O}$ measurements over the EDC ice core performed between 2002 and 2007 by the $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ equilibration method (Landais et al., 2021) (blue) and the average over each 55 cm bag of $\delta^{18}\text{O}$ measured on 11 cm resolution samples (red, see also Figure S3). (bottom panel) Difference between the $\delta^{18}\text{O}$ values in low resolution and the average of 11 cm resolution samples over each 55 cm bag.

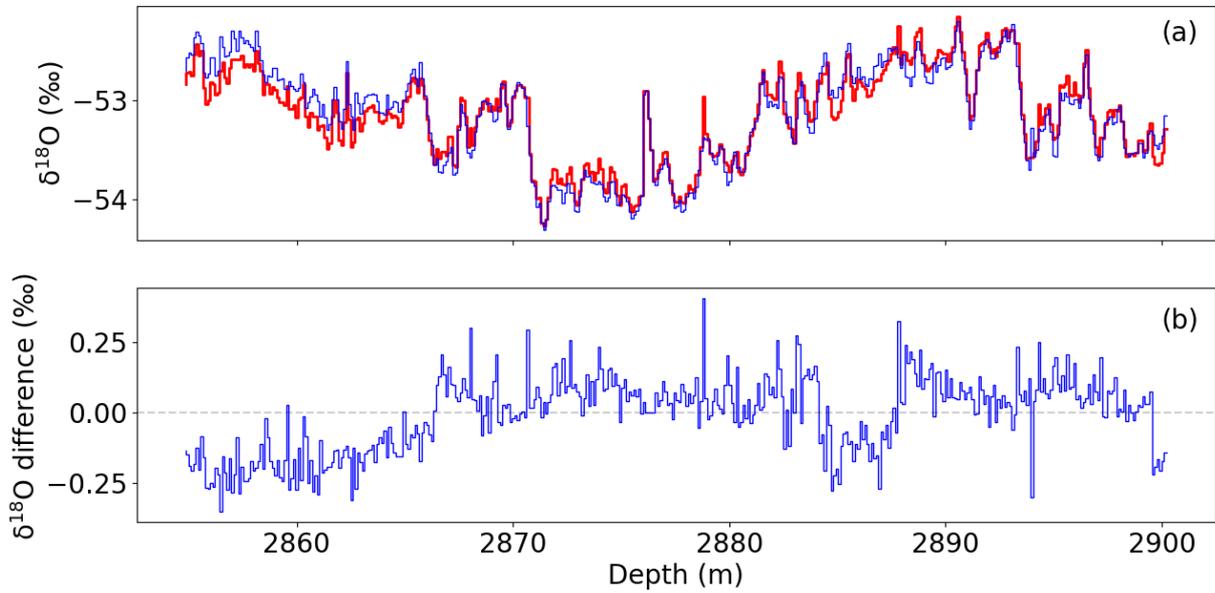
25



30 **Figure S3: Details of the $\delta^{18}\text{O}$ comparison between low resolution (55 cm, blue), high resolution (11 cm, red) and average of 11 cm resolution samples over each 55 cm bag (grey).**



35 **Figure S4:** Density of probability for the difference between the low resolution $\delta^{18}\text{O}$ measurements and the average of $\delta^{18}\text{O}$ measurements of 11 cm resolution samples over each 55 cm bag displayed on figure S2. A gaussian curve (red) is fitted to the data. A gaussian curve (green) is displayed with a standard deviation equal to the 1σ uncertainty of $\delta^{18}\text{O}$ (0.2 ‰).



40 **Figure S5 : (a) Evolution with depth of $\delta^{18}\text{O}$ measurements over Termination 6 performed by the University of Copenhagen (blue) and $\delta^{18}\text{O}$ measurements performed in 2019 by CRDS at LSCE (red). (b) Difference between the $\delta^{18}\text{O}$ values measured before 2010 and in 2019. A statistical test was made on the correlation between the absolute value of $\delta^{18}\text{O}$ and the $\delta^{18}\text{O}$ difference between the two series of measurements leading to a Pearson coefficient of -0.1477 and a p-value of 0.0025.**

45

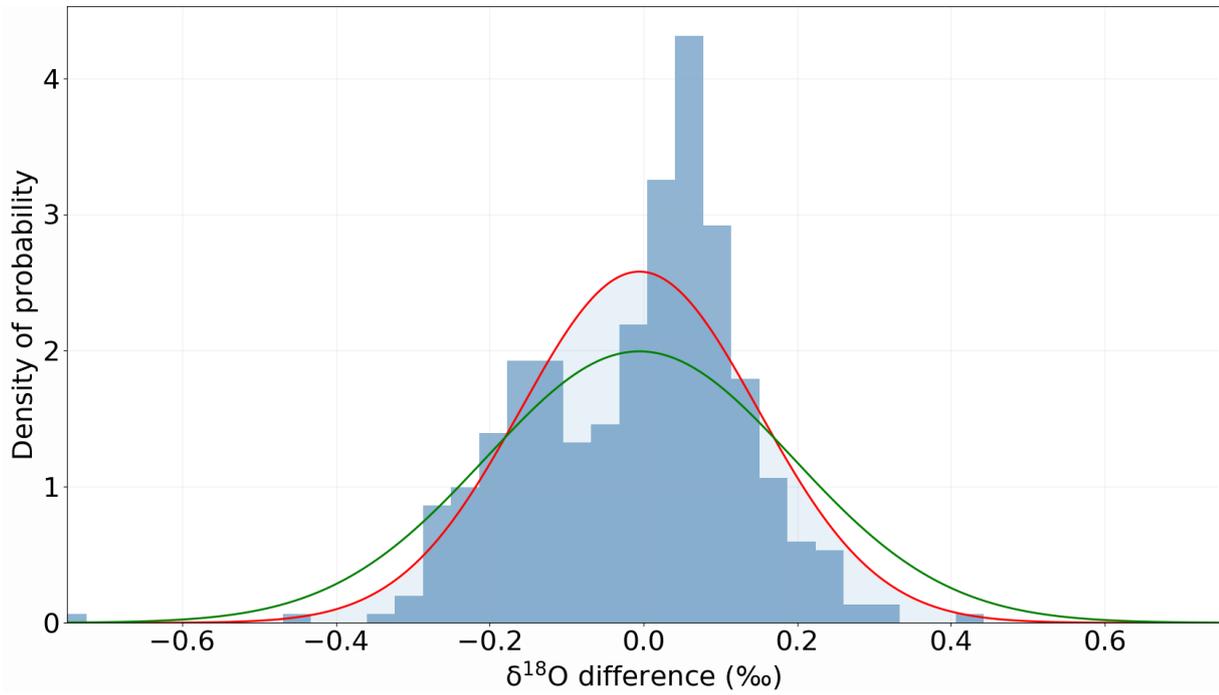


Figure S6 : Probability Density Function for the difference between the old (University of Copenhagen) and the new (LSCE) $\delta^{18}\text{O}$ measurements. A gaussian curve (red) is fitted to the data. A gaussian curve (green) is displayed with the standard deviation equal to the classically displayed 1σ uncertainty of $\delta^{18}\text{O}$ measurements by CRDS at LSCE ($1\sigma = 0.2\text{‰}$).



Interglacial Antarctic–Southern Ocean climate decoupling due to moisture source area shifts

A. Landais^{1,9}✉, B. Stenni^{2,9}, V. Masson-Delmotte¹, J. Jouzel¹, A. Cauquoin³, E. Fourré¹, B. Minster¹, E. Selmo⁴, T. Extier^{1,8}, M. Werner⁵, F. Vimeux^{1,6}, R. Uemura⁷, I. Crotti^{1,2} and A. Grisart¹

Succession of cold glacials and warm interglacials during the Quaternary results from large global climate responses to variable orbital configurations, accompanied by fluctuating greenhouse gas concentrations. Despite the influences of sea ice and atmospheric and ocean circulations in the Southern Ocean on atmospheric CO₂ concentrations and climate, past changes in this region remain poorly documented. Here, we present the 800 ka deuterium excess record from the East Antarctica EPICA Dome C ice core, tracking sea surface temperature in evaporative regions of the Indian sector of the Southern Ocean from which moisture precipitated in East Antarctica is derived. We find that low obliquity leads to surface warming in evaporative moisture source regions during each glacial inception, although this relative temperature increase is counterbalanced by global cooling during glacial maxima. Links between the two regions during interglacials depends on the existence of a temperature maximum at the interglacial onset. In its absence, temperature maxima in the evaporative moisture source regions and in East Antarctica were synchronous. For the other interglacials, temperature maxima in the source areas lag early local temperature maxima by several thousand years, probably because of a change in the position of the evaporative source areas.

The last Intergovernmental Panel on Climate Change *Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*¹ has stressed the key role of the Southern Ocean for global carbon and heat uptake during the ongoing human-induced warming. This region of the world has, however, long been overlooked due to logistical challenges, leading to gaps in our understanding of past, present and future global climate change. In particular, gaps have been identified for reconstructions of past Southern Ocean changes while developing global palaeoclimate syntheses².

Recent efforts have produced data syntheses for the last deglaciation^{3,4}, which is the most documented and associated with the best chronological framework. Transient climate simulations show that the first-order deglacial climatic signal can be reproduced in Antarctica and in the Southern Ocean despite some model–proxy mismatches when looking at the timing and duration of millennial events^{5,6}. Regional differences in the climatic evolution of Antarctica and the Southern Ocean⁷, captured only partly in these simulations⁵, can help understand the driving mechanisms of deglaciations. As a first example, in response to local summer insolation, the temperature reconstruction from the West Antarctica Ice Sheet Divide ice core shows an early warming by 2 thousand years ago (ka) in West Antarctica compared with the onset of the warming in East Antarctica, the rise of atmospheric CO₂ concentration and the decrease of the northern ice-sheet volume⁸. As a second example, precise dating of deep sea sediment core shows that changes in the Southern Ocean circulation and in the East Antarctic climate were synchronous over the last deglaciation⁹. This result supports the

hypotheses of a shift of westerlies, oceanic circulation and/or productivity in the Southern Ocean as drivers of the CO₂ atmospheric concentration increase¹⁰.

Different deglacial patterns over the past 800 ka

While the picture of the succession of events (changes in orbital parameters, ice-sheet size, CO₂ concentration, temperature at different latitudes and so on) has become increasingly clear for the last deglaciation (Termination I), there is a growing interest to compare this sequence of events with those corresponding to the preceding deglaciations. Indeed, each deglaciation occurs in a different orbital context, some of the deglaciations being associated with a strong precession minimum (for example, Termination II, 130 ka) and others occurring in a low eccentricity context (for example, Termination V, 440 ka). Moreover, Termination I is remarkable for the occurrence of the Younger Dryas period in the middle of the deglacial phase. Millennial-scale events associated with modifications of the Atlantic meridional overturning circulation, iceberg discharge events, shifts of the intertropical convergence zone and bipolar seesaw behaviour leading to asynchronous temperature evolutions in the North Atlantic and Antarctic regions have also been documented during older terminations^{11,12}. Deglaciations older than Termination V (430 ka) also have a smaller amplitude, that is, leading to cooler interglacials than most recent ones¹³. Recent studies have highlighted the role of precession, CO₂ concentration, ice-sheet volume and integrated summer energy at 65°N for the onset and timing of terminations; however, many questions remain

¹Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, LSCE/IPSL, CEA-CNRS-UVSQ, Université Paris-Saclay, Gif-sur-Yvette, France. ²Department of Environmental Sciences, Informatics and Statistics, Ca' Foscari University of Venice, Venezia, Italy. ³Institute of Industrial Science, The University of Tokyo, Kashiwa, Japan. ⁴Department of Chemistry, Life Sciences and Environmental Sustainability, University of Parma, Parco Area delle Scienze, Parma, Italy. ⁵Alfred Wegener Institute, Helmholtz Centre for Marine and Polar Research, Bremerhaven, Germany. ⁶HydroSciences Montpellier (HSM), UMR 5569 (UM, CNRS, IRD), Montpellier, France. ⁷Department of Earth and Environmental Sciences, Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya, Japan. ⁸Present address: EPOC, UMR 5805, CNRS, Université de Bordeaux, Pessac, France. ⁹These authors contributed equally: A. Landais, B. Stenni. ✉e-mail: amaelle.landais@lscce.ipsl.fr

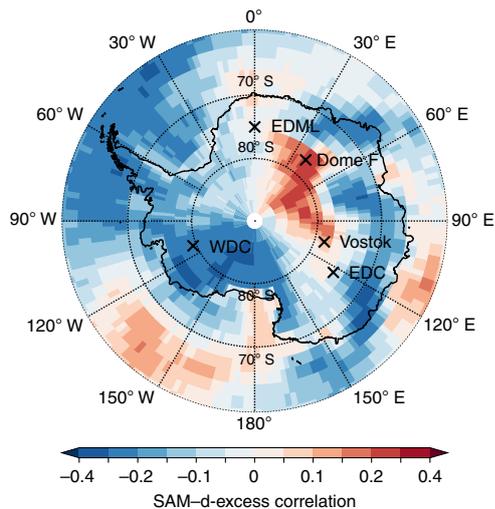


Fig. 1 | Modelled correlation between d-excess and SAM. The correlation has been obtained using the ECHAM6-wiso model over 30 years in a pre-industrial run, and we have indicated the positions of five Antarctic ice cores on the map (WDC, West Antarctica Ice Sheet Divide core; EDML, EPICA Dronning Maud Land).

open to explain the variety of triggering conditions and regional climatic signals over the different deglaciations^{11,14}.

In this study, we address the link between Antarctic temperature records and climatic variability at lower latitudes, mainly in the Southern Ocean, using water isotope records spanning the last nine deglaciations. For this aim, we combine new δD and $\delta^{18}O$ measurements from the 800 ka EPICA (European Project for Ice Coring in Antarctica) Dome C (EDC) ice core to produce the longest ice-core record of deuterium excess (d-excess), defined as $\delta D - 8 \times \delta^{18}O$ ¹⁵ (Methods). The d-excess is a classical ice-core tracer of climate conditions in the low-latitude regions of moisture evaporation¹⁶. The d-excess is very sensitive to relative humidity at evaporation over the ocean because of different sensitivities of δD and $\delta^{18}O$ to kinetic and equilibrium fractionation^{17,18}. Because the equilibrium fractionation factors associated with $\delta^{18}O$ and δD show different sensitivities to temperature, d-excess is also largely influenced by the temperature difference between the source evaporative region and the site of precipitation.

The d-excess and associated source evaporative region temperature have already been investigated in several deep Antarctic ice cores covering several glacial–interglacial cycles (Vostok over the past 400 ka, Dome F over the past 720 ka, Fig. 1), showing a strong influence of the obliquity signal on the temperature of the source evaporative regions^{16,19,20}. Yet climatic reconstructions from the Vostok and Dome F ice cores show substantial differences, mainly during deglaciations, with a larger and more rapid source temperature increase for Dome F than for Vostok, suggesting either regional variability of deglacial changes in the Southern Ocean or artefacts in the climate reconstruction using Antarctic d-excess records²¹. In this article, we show that the EDC d-excess record is probably less affected by these artefacts. This makes EDC d-excess a faithful tracer for the reconstruction of climatic conditions of the source evaporative regions for precipitation reaching the Dome C area. It is hence used to provide the Antarctica versus Indian Ocean sector of the Southern Ocean pattern of deglaciations.

Climate reconstruction of the source evaporative regions

The 800 ka d-excess record (Fig. 2 and Extended Data Fig. 1) from EDC depicts orbital variability already visible in the δD record: d-excess displays maxima during interglacial periods and minima

during glacial maxima. Still, the d-excess increases over deglaciations are often occurring on longer time intervals than the δD increases. As an example, during Termination III, the d-excess increase lasts more than 15 ka while the δD increase lasts less than 10 ka. The d-excess generally peaks with minimum in obliquity, especially at the onset of glacial periods^{16,20}. Despite first-order similarities in the d-excess profiles at EDC, Vostok and Dome F, important differences are visible. There is first a higher average d-excess over the last 400 ka at Dome F and Vostok (respectively, $13.9 \pm 3.1\text{‰}$ and $15 \pm 1.4\text{‰}$) compared with EDC ($7.7 \pm 1.8\text{‰}$). Then we observe a different timing of the d-excess maxima, especially between Dome F and EDC (for example, 5 ka over Termination I, 10 ka over Termination VII), a difference that cannot be explained by chronology issues since all records are displayed on the consistent AICC2012 chronology²². The difference in average d-excess is directly linked to the lower $\delta^{18}O$ values at Dome F and Vostok than at Dome C due to the longer distillation path to reach Dome F and Vostok than EDC. The different timing of maxima calls for more in-depth investigations of climatic interpretation of d-excess, including regional effects.

In remote regions of the East Antarctic plateau, d-excess is influenced by local temperature so that d-excess is generally strongly anticorrelated with $\delta^{18}O$ in surface snow and precipitations when $\delta^{18}O$ values are below -40‰ ^{18,23,24}. An alternative definition has been proposed to remove this effect at Dome F, $d_{in} = 1,000 \times \ln(1 + \delta D) + 2.85 \cdot 10^{-2} \times (1,000 \times \ln(1 + \delta^{18}O))^2 - 8.47 \times 1,000 \times \ln(1 + \delta^{18}O)$ ^{21,25}, which can also be applied to the other East Antarctica sites (Methods and Extended Data Figs. 2 and 3).

On the basis of calibrations performed with isotopic models, past changes in temperature are reconstructed at precipitation sites (T_{site}) and at source evaporative regions (T_{source}) using $\delta^{18}O$ and δD variations at our three Antarctic sites^{21,26,27} (Methods). The T_{site} reconstructions are very close to the δD and $\delta^{18}O$ records for EDC, Vostok and Dome F and are very coherent between the three sites (Fig. 2). By contrast, the T_{source} , d-excess and d_{in} signals exhibit substantial differences between the three sites (Fig. 2 and Extended Data Fig. 4), suggesting either regional differences or biases when calculating T_{source} from d-excess or d_{in} . At EDC, the T_{source} signal is strongly correlated with either d_{in} or d-excess ($R = 0.93$), both being strongly correlated ($R = 0.80$). The similarity of the T_{source} , d-excess and d_{in} signals at EDC over the past 800 ka supports the fact that the EDC excess signal (d_{in} or d-excess) is straightforward to be interpreted in terms of T_{source} . This result contrasts with the different relative evolutions of Vostok and Dome F T_{source} , d-excess and d_{in} , d-excess and d_{in} being less correlated than at EDC ($R < 0.6$, Extended Data Table 1).

An alternative possibility to interpret d-excess or d_{in} in terms of climate parameters avoiding calculation of T_{source} is to use outputs of simulations obtained with atmospheric general circulation models or coupled global climate models equipped with water isotopes^{28,29}. Using the Goddard Institute for Space Studies (GISS) model ($4^\circ \times 5^\circ$ resolution) equipped with isotopes in a pre-industrial control run, Schmidt et al.²⁹ showed that the d-excess over the whole East Antarctic plateau is anticorrelated with the Southern Annular Mode (SAM, the leading mode of variability in the Southern Hemisphere atmospheric circulation), a behaviour explained by the northward shift of the Southern Hemisphere westerlies during the negative SAM phase. This result was later used to interpret variations of d-excess over the last glacial period³⁰. The SAM variability and amplitude were, however, probably different in the past³¹, and we thus do not aim at interpreting past d-excess signal in term of SAM.

Here we examine regional variability of the d-excess and d_{in} signals using the most recent high-resolution ECHAM6-wiso model at 1.875° resolution³². The performances of this model for water isotopic variability in Antarctica and SAM representation have been well evaluated (Methods and Extended Data Figs. 5–8). In the pre-industrial ECHAM6-wiso free simulation, the link between d-excess and SAM is different from one site to the others, which

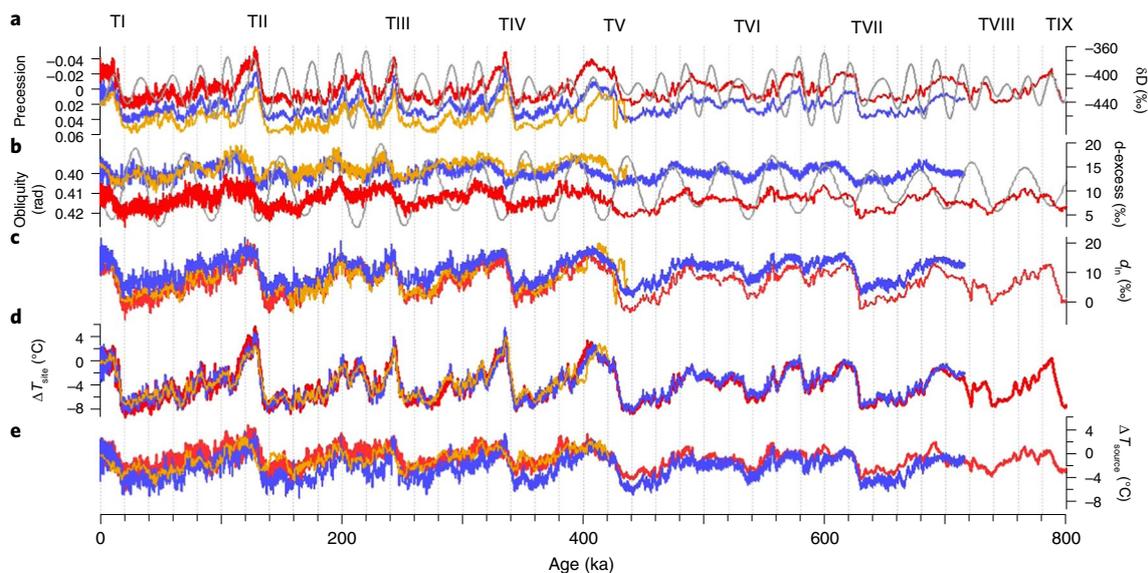


Fig. 2 | Water isotopic series and climate reconstruction from three deep ice cores in East Antarctica. a–e, δD (**a**), d -excess (**b**), d_{in} (**c**), ΔT_{site} (**d**) and ΔT_{source} (**e**) series from the EDC (red), Dome F (blue) and Vostok (orange) ice cores (Δ stands for variation with respect to present-day values). Precession (**a**, inverse scale) and obliquity (**b**, inverse scale) are shown in grey. The numbering of the glacial terminations is also displayed (Termination I (TI) is the last deglaciation and TIX the oldest one recorded in available Antarctic ice cores).

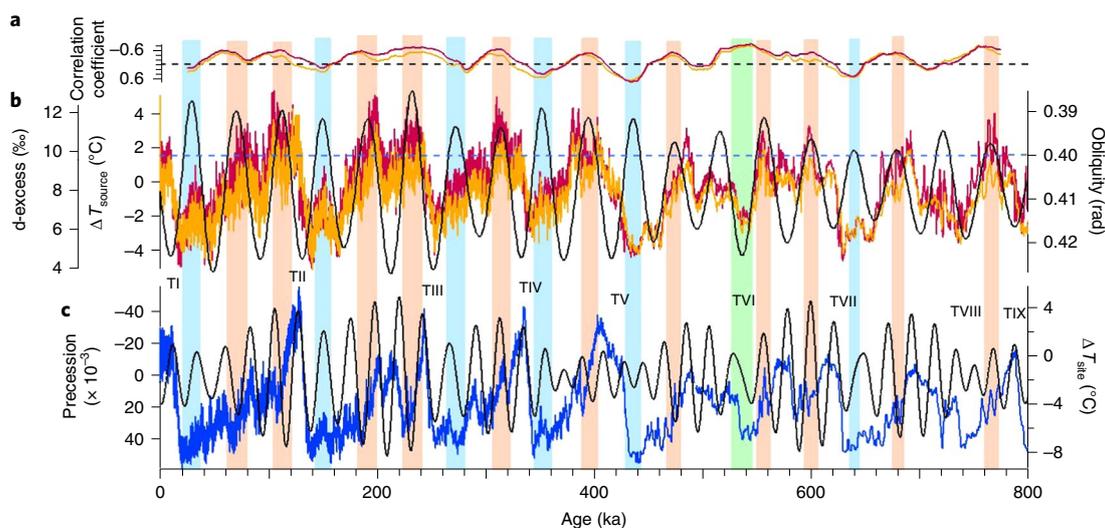


Fig. 3 | Link between ΔT_{source} , d -excess, ΔT_{site} and orbital parameters. a, Correlation coefficient between obliquity and ΔT_{source} (orange) and between obliquity and d -excess (red) over a 50 ka sliding window; the dashed black horizontal line indicates a correlation of 0. **b,** EDC d -excess (red), ΔT_{source} (orange) and obliquity (black). **c,** EDC ΔT_{site} (blue) and precession (black). The blue/orange rectangles are associated with obliquity value lower than 0.4 rad (dashed blue horizontal line) with correlation coefficient between ΔT_{source} (or d -excess) and obliquity being positive/negative. A green rectangle indicates the peculiar situation over Termination VI.

contradicts previous observations from the GISS model: d -excess is correlated with SAM at Dome F, slightly correlated with SAM at Vostok and weakly anticorrelated with SAM at EDC (Fig. 1). By contrast, d_{in} and SAM are anticorrelated over the whole East Antarctic plateau (Extended Data Fig. 9). The correlation between an ‘excess’ signal and SAM is less dependent on its definition (d -excess or d_{in}) at EDC (anticorrelation for both definitions) than at Dome F and Vostok (correlation or anticorrelation depending on the definition), supporting a more robust use of either d_{in} or d -excess to infer T_{source} reconstruction at EDC. In the following, we concentrate on the

800 ka EDC records using mostly the classical d -excess proxy for coherency with previous studies on EDC^{27,33}.

Figure 3 shows some anticorrelation between EDC d -excess and obliquity at the orbital scale as already observed for the Vostok ice core¹⁶. However, we observe large variations in the correlation coefficient. These two parameters are anticorrelated during minima of obliquity occurring at glacial inception or at a transition from a warm stage to a colder stage. By contrast, we observe a positive correlation between T_{source} and obliquity for obliquity minima occurring during strong glacial maxima (blue shaded areas). Termination VI

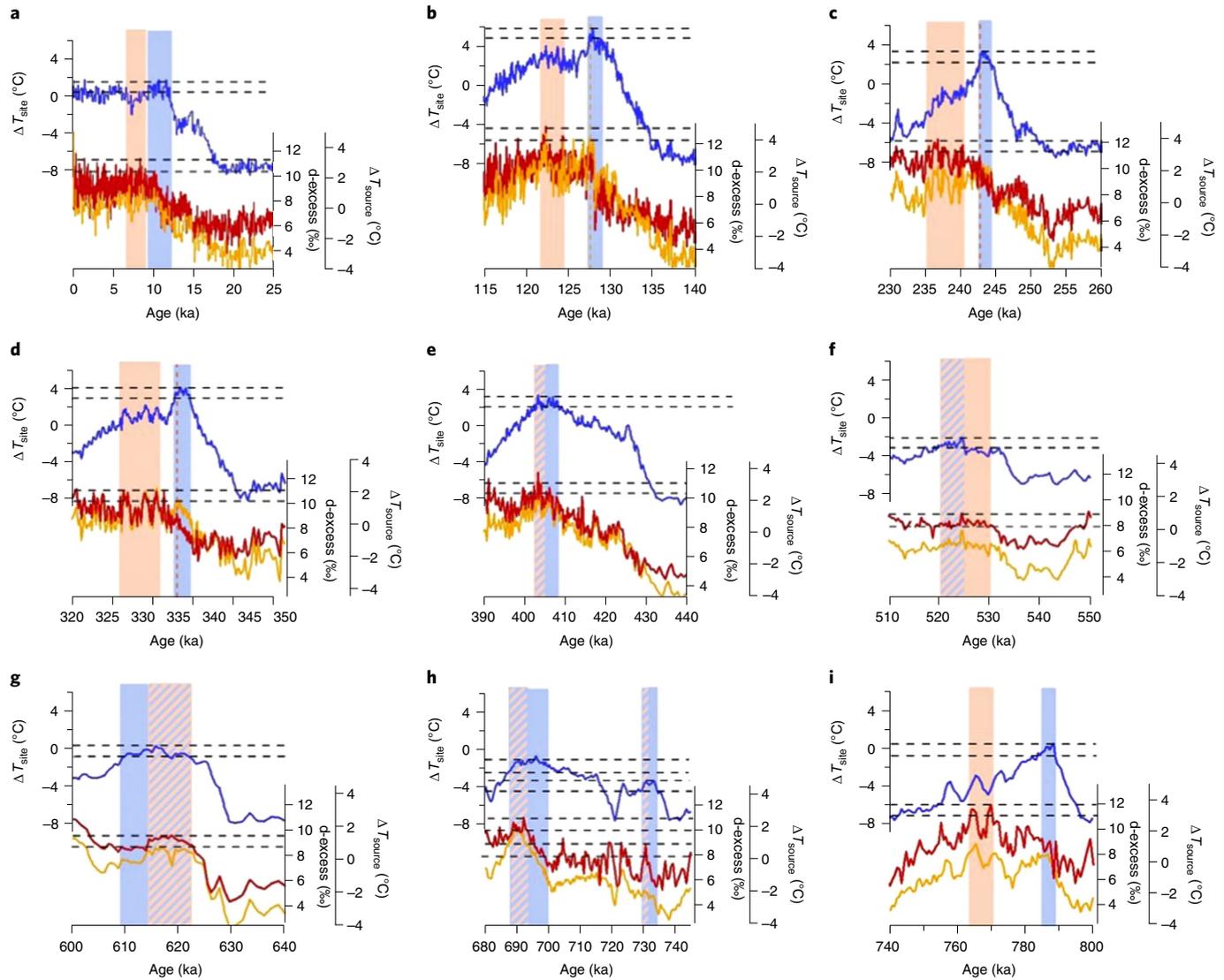


Fig. 4 | Relationship between source and site temperature over glacial termination and interglacials of the past 800 ka. Relative evolution of ΔT_{source} (orange), d-excess (red) and ΔT_{site} (blue) reconstructed from the EDC δD and $\delta^{18}O$ records over the last nine glacial terminations. **a**, Termination I. **b**, Termination II. **c**, Termination III. **d**, Termination IV. **e**, Termination V. **f**, Termination VI. **g**, Termination VII. **h**, Termination VIII. **i**, Termination IX. The vertical rectangles indicate the timing of the maximum over terminations or over interglacials for ΔT_{site} (blue) and d-excess (red). The blue rectangles include the value of the earliest ΔT_{site} maximum, and the temporal window corresponds to ΔT_{site} values less than 1°C lower (dashed horizontal lines). The orange rectangles include the earlier maximum in d-excess, and the temporal window corresponds to d-excess values less than 1‰ lower (dashed lines). When ΔT_{site} and d-excess maxima are synchronous, a blue-orange hatched rectangle is displayed. For Terminations III and IV, a vertical orange dashed line shows a first maximum seen in ΔT_{source} only (not in d-excess).

shows a peculiar behaviour with a strong anticorrelation observed at about 530 ka when obliquity is maximum (green rectangle on Fig. 3).

Southern Ocean versus Antarctica climate

Previous studies^{16,27} explained the anticorrelation between T_{source} or d-excess and obliquity as an increase (decrease) of the latitudinal temperature gradient between East Antarctica source evaporative regions (45°S on average in the Indian sector for EDC at present day³⁴) and East Antarctica sites during obliquity minima (maxima). This result characterizes an important positive feedback during glacial inception: a larger insolation gradient increases the temperature gradient between oceanic evaporation source regions and cooling polar regions. This leads to an increase in the amount of moisture advected to polar regions where enhanced snowfall deposition supports the growth of polar ice sheets.

Such a mechanism seems less active during glacial maxima when d-excess and T_{site} exhibit a synchronous minimum. Northward shifts of the evaporative regions in the Southern Ocean probably occurred during glacial maxima because of the combined effect of the obliquity minimum and the large extension of Antarctic sea ice: a slight local maximum in d-excess is seen during this glacial maxima. However, the dominant effect on d-excess and T_{source} is the global cooling, imprinted in both Antarctic temperature and global mean ocean temperature³⁵.

Our results illustrate the competition between the effects of global mean climate change and obliquity on the Southern Ocean climate. A reconstruction of upwelling in the austral ocean driven by southern westerly winds over the last climatic cycle has indeed shown that while low obliquity during glacial inception leads to a strengthening of the westerlies because of stronger latitudinal gradient, the global

warming during the deglaciation leads to poleward shift of the westerlies counteracting the effect of increasing obliquity³⁶.

When looking in more details at the d -excess versus T_{site} evolutions over the last nine deglaciations (Fig. 4), we observe that after the concomitant minima during glacial maximum, there is a delay of several millennia between the maximum in T_{site} and the maximum in d -excess over more than half of the interglacial periods (Marine Isotopic Stage (MIS) 1, 5, 7, 9 and 19 corresponding to the end of Terminations I, II, III, IV and IX, respectively). EDC T_{source} and d -excess have very similar evolutions except at the end of Terminations III and IV, where an early maximum of T_{source} (not observed in the d -excess) occurs only 1 ka after the T_{site} optimum. This T_{source} signal not imprinted in d -excess arises from the influence of the rapid δD variation on T_{source} reconstruction and may not reflect a true climatic signal in the Southern Ocean.

Unlike what is observed over MIS 5, 7, 9, 19 and to a lesser extent MIS 1, no delay between T_{site} and T_{source} maxima is observed over the other interglacials of the past 800 ka (that is, MIS 11, 13, 15 and 17 beginning at the end of Terminations V, VI, VII and VIII). For these last interglacial periods, the maximum in Antarctic temperature does not occur at their onset as for MIS 1, 5, 7, 9 and 19 but in the second half of the interglacial period.

Terminations I, II, III, IV and IX end with an Antarctic excess warmth¹³, a period lasting 1–2 ka with higher T_{site} than the T_{site} value of the following interglacial plateau. This Antarctic excess warmth shares similarities with Antarctic temperature evolution linked to the bipolar seesaw behaviour observed over the millennial events of the last glacial period. In particular, it has been suggested that deglaciations ending with an optimum in the Antarctic temperature have the characteristics of a millennial event initiated by a southern warming occurring in a period when large ice-sheet size prevented any early abrupt northern warming. As for the classical bipolar seesaw expression, the maximum in East Antarctic temperature at the end of these terminations is concomitant with an abrupt methane increase often associated with the late abrupt temperature increase in the Northern Hemisphere and abrupt onset of monsoon activity in South Asia³⁷. Still, while there is an almost synchronicity between the Antarctic temperature maximum and the Antarctic d -excess signal over the millennial events of the last glacial period^{30,38}, the terminations ending with an Antarctic excess warmth are followed by a continuing increase after the early maximum in T_{site} . The decoupling between δD and d -excess trends reflects a decoupling between T_{site} and T_{source} over this early interglacial millennial pattern.

The reconstruction of mean ocean temperature over the last two interglacial periods based on noble gas measurements in ice cores cannot explain this T_{site} versus T_{source} evolution since it closely resembles the evolution of the Antarctic temperature with an earlier optimum^{35,39}. We thus interpret the lack of a concomitant strong maximum in d -excess and T_{site} at the onset of the interglacial as a southward shift of the Southern Ocean evaporative regions. This shift would have attenuated the T_{source} and hence d -excess increasing signals during the Antarctic and oceanic temperature maximum. We suggest that a strong decrease of the sea-ice extent around Antarctica and modifications of the atmospheric and oceanic circulations induced by Antarctic excess warmth are the drivers of this southward shift of the moisture evaporative regions of the Indian sector of the Southern Ocean. This hypothesis is supported by previous studies showing that large decreases in sea-ice extent in the Southern Ocean connected with Antarctic warming⁴⁰ are related to shifts in atmospheric and oceanic patterns^{41,42}.

A perspective for our study is to take advantage of the increasing computing capability making it possible to run ensembles of transient simulations over different interglacials (starting or not with a strong Antarctic temperature maximum) and compare the results with the two different patterns of Antarctic versus Southern Ocean climate observed here.

Online content

Any methods, additional references, Nature Research reporting summaries, source data, extended data, supplementary information, acknowledgements, peer review information; details of author contributions and competing interests; and statements of data and code availability are available at <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00856-4>.

Received: 16 December 2020; Accepted: 15 October 2021;

Published online: 29 November 2021

References

1. IPCC *Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate* (eds Pörtner, H.-O. et al) (IPCC, 2019).
2. Kaufman, D. et al. Holocene global mean surface temperature, a multi-method reconstruction approach. *Sci. Data* **7**, 201 (2020).
3. Clark, P. U. et al. Global climate evolution during the last deglaciation. *Proc. Natl Acad. Sci. USA* **109**, E1134–E1142 (2012).
4. Liu, Z., Huang, S. & Jin, Z. Breakpoint lead-lag analysis of the last deglacial climate change and atmospheric CO₂ concentration on global and hemispheric scales. *Quat. Int.* **490**, 50–59 (2018).
5. Lowry, D. P., Golledge, N. R., Menviel, L. & Bertler, N. A. N. Deglacial evolution of regional Antarctic climate and Southern Ocean conditions in transient climate simulations. *Clim. Past* **15**, 189–215 (2019).
6. Liu, Z. et al. Transient simulation of last deglaciation with a new mechanism for Bolling-Allerod warming. *Science* **325**, 310–314 (2009).
7. Stenni, B. et al. Expression of the bipolar see-saw in Antarctic climate records during the last deglaciation. *Nat. Geosci.* **4**, 46–49 (2011).
8. WAIS Divide Project Members Onset of deglacial warming in West Antarctica driven by local orbital forcing. *Nature* **500**, 440–444 (2013).
9. Siani, G. et al. Carbon isotope records reveal precise timing of enhanced Southern Ocean upwelling during the last deglaciation. *Nat. Commun.* **4**, 2758 (2013).
10. Menviel, L. et al. Southern Hemisphere westerlies as a driver of the early deglacial atmospheric CO₂ rise. *Nat. Commun.* **9**, 2503 (2018).
11. Cheng, H. et al. The Asian monsoon over the past 640,000 years and ice age terminations. *Nature* **534**, 640–646 (2016).
12. Hodell, D. A., Channell, J. E. T. & Street, D. Mode transitions in Northern Hemisphere glaciation: co-evolution of millennial and orbital variability in Quaternary climate. *Clim. Past* **12**, 1805–1828 (2016).
13. Past Interglacials Working Group of PAGES Interglacials of the last 800,000 years. *Rev. Geophys.* **54**, 162–219 (2016).
14. Roucoux, K. H., Shackleton, N. J., de Abreu, L., Schönfeld, J. & Tzedakis, P. C. Combined marine proxy and pollen analyses reveal rapid Iberian vegetation response to North Atlantic millennial-scale climate oscillations. *Quat. Res.* **56**, 128–132 (2001).
15. Dansgaard, W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus* **16**, 436–468 (1964).
16. Vimeux, F., Masson-Delmotte, V., Jouzel, J., Stievenard, M. & Petit, J. R. Glacial-interglacial changes in ocean surface conditions in the Southern Hemisphere. *Nature* **398**, 410–413 (1999).
17. Gat, J. R. Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **24**, 225–262 (1996).
18. Masson-Delmotte, V. et al. A review of Antarctic surface snow isotopic composition: observations, atmospheric circulation, and isotopic modeling. *J. Clim.* **21**, 3359–3387 (2008).
19. Vimeux, F. et al. A 420,000 year deuterium excess record from East Antarctica: information on past changes in the origin of precipitation at Vostok. *J. Geophys. Res. Atmos.* **106**, 31863–31873 (2001).
20. Uemura, R. et al. Asynchrony between Antarctic temperature and CO₂ associated with obliquity over the past 720,000 years. *Nat. Commun.* **9**, 961 (2018).
21. Uemura, R. et al. Ranges of moisture-source temperature estimated from Antarctic ice cores stable isotope records over glacial-interglacial cycles. *Clim. Past* **8**, 1109–1125 (2012).
22. Bazin, L. et al. An optimized multi-proxy, multi-site Antarctic ice and gas orbital chronology (AICC2012): 120–800 ka. *Clim. Past* **9**, 1715–1731 (2013).
23. Fujita, K. & Abe, O. Stable isotopes in daily precipitation at Dome Fuji, East Antarctica. *Geophys. Res. Lett.* **33**, 6–9 (2006).
24. Stenni, B. et al. Three-year monitoring of stable isotopes of precipitation at Concordia Station, East Antarctica. *Cryosphere* **10**, 2415–2428 (2016).
25. Markle, B. R. et al. Global atmospheric teleconnections during Dansgaard-Oeschger events. *Nat. Geosci.* **10**, 36–40 (2016).
26. Vimeux, F., Cuffey, K. M. & Jouzel, J. New insights into Southern Hemisphere temperature changes from Vostok ice cores using deuterium excess correction. *Earth Planet. Sci. Lett.* **203**, 829–843 (2002).
27. 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).

28. Werner, M., Langebroek, P. M., Carlsen, T., Herold, M. & Lohmann, G. Stable water isotopes in the ECHAM5 general circulation model: toward high-resolution isotope modeling on a global scale. *J. Geophys. Res. Atmos.* <https://doi.org/10.1029/2011JD015681> (2011).
29. Schmidt, G. A., LeGrande, A. N. & Hoffmann, G. Water isotope expressions of intrinsic and forced variability in a coupled ocean–atmosphere model. *J. Geophys. Res. Atmos.* <https://doi.org/10.1029/2006JD007781> (2007).
30. Buizert, C. et al. Abrupt ice-age shifts in southern westerly winds and Antarctic climate forced from the north. *Nature* **563**, 681–685 (2018).
31. Kim, S. J., Lü, J. & Kim, B. M. The Southern Annular Mode (SAM) in PMIP2 simulations of the last glacial maximum. *Adv. Atmos. Sci.* **31**, 863–878 (2014).
32. Cauquoin, A., Werner, M. & Lohmann, G. Water isotopes–climate relationships for the mid-Holocene and preindustrial period simulated with an isotope-enabled version of MPI-ESM. *Clim. Past* **15**, 1913–1937 (2019).
33. Stenni, B. An oceanic cold reversal during the last deglaciation. *Science* **293**, 2074–2077 (2001).
34. Winkler, R. et al. Deglaciation records of ^{17}O -excess in East Antarctica: reliable reconstruction of oceanic normalized relative humidity from coastal sites. *Clim. Past* **8**, 1–16 (2012).
35. Bereiter, B., Shackleton, S., Baggenstos, D., Kawamura, K. & Severinghaus, J. Mean global ocean temperatures during the last glacial transition. *Nature* **553**, 39–44 (2018).
36. Ai, X. E. et al. Southern Ocean upwelling, Earth's obliquity, and glacial–interglacial atmospheric CO_2 change. *Science* **370**, 1348–1352 (2020).
37. Caley, T., Malaizé, B., Kageyama, M., Landais, A. & Masson-Delmotte, V. Bi-hemispheric forcing for Indo-Asian monsoon during glacial terminations. *Quat. Sci. Rev.* **59**, 1–4 (2013).
38. Markle, B. R. et al. Global atmospheric teleconnections during Dansgaard–Oeschger events. *Nat. Geosci.* **10**, 36–40 (2017).
39. Shackleton, S. et al. Global ocean heat content in the Last Interglacial. *Nat. Geosci.* **13**, 77–81 (2020).
40. Holloway, M. D. et al. Antarctic Last Interglacial isotope peak in response to sea ice retreat not ice-sheet collapse. *Nat. Commun.* **7**, 12293 (2016).
41. Ferrari, R. et al. Antarctic sea ice control on ocean circulation in present and glacial climates. *Proc. Natl Acad. Sci. USA* **111**, 8753–8758 (2014).
42. Marzocchi, A. & Jansen, M. F. Connecting Antarctic sea ice to deep-ocean circulation in modern and glacial climate simulations. *Geophys. Res. Lett.* **44**, 6286–6295 (2017).

Publisher's note Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.

© The Author(s), under exclusive licence to Springer Nature Limited 2021

Tableau résumant l'ensemble des modèles et variables utilisés ainsi que leurs principaux paramètres.

Lexique :

- Version : version du modèle PMIP considéré
- Institut : Institut ayant développé leur(s) modèle(s)
- Source : Le modèle construit par l'institut
- Variables : Les variables d'intérêt avec :
 - o evspsbt : Evaporation moins la sublimation et transpiration ;
 - o gpp: Productivité primaire (*Gross Primary Productivity*),
 - o hurs: Humidité Relative de surface ;
 - o pr: Précipitation ;
 - o tas: Température de l'Air de Surface ;
 - o tos: Température de l'Eau de Surface.
- Périodes : périodes couvertes par les simulations.
- Forçage : Notation indiquant la paramétrisation du forçage radiatif.
- Grille : maille géographique (gr*Natural Grid*, gr: *Reshaped Grid*)

Version	Institut	Source	Variables			
PMIP 4	AWI Alfred Wegener Institute, ALLEMAGNE	AWI-ESM-1-1-LR	evspsbl	lgm	r1i1p1f1	gn
				lig127k		
			gpp	lgm		
				lig127k		
			hurs	lgm		
				lig127k		
			pr	lgm		
				lig127k		
			tas	lgm		
				lig127k		
			tos	lgm		
				lig127k		

	CAS Chinese Academy of Sciences, CHINE	FGOALS-f3-L	evspsbl	lig127K	r1i1p1f1	gr		
			hurs					
			pr					
			tas					
			tos					
		FGOALS-g3	evspsbl			lig127k	r1i1p1f2	gn
			hurs					
			pr					
			tas					
			tos					
	CNRM-CERFACS Centre National de Recherches Météorologiques, FRANCE & Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique, EUROPE	CNRM-CM6-1	evspsbl	lig127k	r1i1p1f1			gr
			gpp					
			hurs					
			pr					gn
			tas					
			tos					
	CSIRO Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation, AUSTRALIE	ACCESS-ESM1-5	evspsbl	lig127k	r1i1p1f1	gn		
			gpp					
hurs								
pr								
tas								
tos								
EC-Earth-Consortium European Community Earth consortium, EUROPE	EC-Earth3LR	evspsbl	lig127k	r1i1p1f1	gr			
		hurs						
		pr						
		tas						
		tos			gn			
INM Institute for Numerical Mathematics, RUSSIE	INM-CM4-8	evspsbl	lgm	r1i1p1f1	gr1			
			lig127k					
		gpp	lgm					
			lig127k					
		hurs	lgm					

				lig127k		
			pr	lgm		
				lig127k		
			tas	lgm		
				lig127k		
			tos	lgm		
	IPSL Institut Pierre Simon Laplace, FRANCE	IPSL-CM6A-LR	evspsbl	lig127k	r1i1p1f1	gr
			gpp			
			hurs			
			pr			
			tas			
			tos			gn
	MIROC Model for Interdisciplinary Research On Climate, JAPON	MIROC-ES2L	evspsbl	lgm	r1i1p1f2	gn
				lig127k		
			gpp	lgm		
				lig127k		
			hurs	lgm		
				lig127k		
			pr	lgm		
				lig127k		
			tas	lgm		
				lig127k		
			tos	lgm		
				lig127k		gn
			gr1			
			gn			
			gr1			
	MPI-M Max Planck Institute for Meteorology, ALLEMAGNE	MPI-ESM1-2LR	evspsbl	lgm	r1i1p1f1	gn
			gpp			
			hurs			
			pr			
			tas			
			tos			

	NASA-GISS NASA Goddard Institute for Space Studies, USA	GISSE2-1-G	evspsbl	lig127k	r1i1p1f1	gn
			hurs			
			pr			
			tas			
			tos			
	NCAR National Center for Atmospheric Research, USA	CESM2	evspsbl	lig127k	r1i1p1f1	gn
			gpp			
			hurs			
			pr			
			tas			
			tos			gn
	gr					
	NCC Norwegian Computing Center, NORVEGE	NorESM1-F	evspsbl	lig127k	r1i1p1f1	gn
			hurs			
			pr			
			tas			
			tos			
	NERC Natural Environment Research Council, UK	HadGEM3-GC31LL	pr	lig127k	r1i1p1f1	gn
			tas			
			tos			
	NUIST Nanjing University of Information Science and Technology, CHINE	NESM3	pr	lig127k	r1i1p1f1	gn
tas						
tos						
PMIP4- unofficial	AWI Alfred Wegener Institute, ALLEMAGNE	AWIESM1	pr	lgm	?	?
			tas			
			tos			
		AWIESM2	pr			
			tas			
			tos			
	NCAR National Center for Atmospheric Research, USA	CCSM4-UofT	pr	lgm	?	?
			tas			
			tos			

		CESM1-2	pr			
			tas			
			tos			
		CESM2-1	pr			
			tas			
			tos			
	NERC Natural Environment Research Council, UK	HadCM3-GLAC1D	pr	lgm	?	?
			tas			
			tos			
		HadCM3-ICE6GC	pr			
			tas			
			tos			
		HadCM3-PMIP3	pr			
			tas			
			tos			
	INM Institute for Numerical Mathematics, RUSSIE	INM-CM4-8	pr	lgm	?	?
			tas			
			tos			
	IPSL Institut Pierre Simon Laplace, FRANCE	IPSLCM5A2	pr	lgm	?	?
			tas			
			tos			
	MIROC Model for Interdisciplinary Research On Climate, JAPON	MIROC-ES2L	pr	lgm	?	?
			tas			
			tos			
MPI Max Planck Institute for Meteorology, ALLEMAGNE	MPI-ESM1-2	pr	lgm	?	?	
		tas				
		tos				
PMIP3	CNRM-CERFACS Centre National de Recherches Météorologiques, FRANCE & Centre Européen de Recherche et de	CNRM-CM5	evspsbl	lgm	r1i1p1	?
			gpp			
			hurs			
			pr			
			tas			

	Formation Avancée en Calcul Scientifique, EUROPE		tos			
	FUB Freie Universität Berlin, ALLEMAGNE	COSMOS-ASO	evspsbl	lgm	r1i1p1	?
			gpp			
			hurs			
			pr			
			tas			
			tos			
	IPSL Institut Pierre Simon Laplace, FRANCE	IPSL-CM5A-LR	evspsbl	lgm	r1i1p1	?
			gpp			
			hurs			
			pr			
			tas			
			tos			
	LASG-CESS Institute of Atmospheric Physics & Centre for Earth System Science, UK	FGOALS-g2	evspsbl	lgm	r1i1p1	?
			gpp			
			hurs			
			pr			
			tas			
			tos			
	MIROC Model for Interdisciplinary Research On Climate, JAPON	MIROC-ESM	evspsbl	lgm	r1i1p1	?
			gpp			
			hurs			
			pr			
			tas			
			tos			
	MPI-M Max Planck Institute for Meteorology, ALLEMAGNE	MPI-ESM-P	evspsbl	lgm	r1i1p1	?
			gpp			
			hurs			
			pr			
			tas			
			tos			

	MRI Meteorological Research Institute, JAPON	MRI-CGCM3	evspsbl	lgm	r1i1p1	?
			gpp			
			hurs			
			pr			
			tas			
			tos			
	NASA-GISS NASA Goddard Institute for Space Studies, USA	GISSE2-E	evspsbl	lgm	r1i1p1	?
			gpp			
			hurs			
			pr			
			tas			
			tos			
	NCAR National Center for Atmospheric Research, USA	CCSM4	evspsbl	lgm	r1i1p1	?
			gpp			
			hurs			
			pr			
			tas			
			tos			