



HAL
open science

Dendro-isotopie ($\delta^1 \text{O}$) de la charpente de Notre-Dame de Paris : Impact de la carbonisation et reconstruction de l'Anomalie Climatique Médiévale dans le Bassin Parisien

Diane Du Boisgucheneuc

► **To cite this version:**

Diane Du Boisgucheneuc. Dendro-isotopie ($\delta^1 \text{O}$) de la charpente de Notre-Dame de Paris : Impact de la carbonisation et reconstruction de l'Anomalie Climatique Médiévale dans le Bassin Parisien. Milieux et Changements globaux. Université Paris-Saclay, 2024. Français. NNT : 2024UPASJ028 . tel-04901879

HAL Id: tel-04901879

<https://theses.hal.science/tel-04901879v1>

Submitted on 20 Jan 2025

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.

Dendro-isotopie ($\delta^{18}\text{O}$) de la charpente de
Notre-Dame de Paris : Impact de la
carbonisation et reconstruction de l'Anomalie
Climatique Médiévale dans le Bassin Parisien

*Dendro-isotopy ($\delta^{18}\text{O}$) of the framework of Notre-Dame de Paris: Impact of
carbonization and reconstruction of the Medieval Climate Anomaly in the Paris
Basin*

Thèse de doctorat de l'université Paris-Saclay

École doctorale n°129, Sciences de l'Environnement d'Ile-de-France (SEIF)

Spécialité de doctorat : Géosciences

Graduate School : Géosciences, climat, environnement et planètes

Référent : Université de Versailles Saint-Quentin-en-Yvelines

Thèse préparée dans les unités de recherche **LSCE**
(Université Paris-Saclay, CNRS, CEA, UVSQ), **AASPE (CNRS, MNHN)** et **METIS**
(Sorbonne Université, CNRS, EPHE, PSL) sous la direction de **Valérie DAUX**,
Professeure des Universités, la co-direction de **Alexa DUFRAISSE**, Directrice de Recherche
CNRS, le co-encadrement de **Frédéric DELARUE**, Chargé de Recherche CNRS et le co-
encadrement de **Thanh-Thuy NGUYEN TU**,
Maître de conférences

Diane DU BOISGUEHENEUC

Composition du Jury

Membres du jury avec voix délibérative

Jérémy JACOB

Directeur de Recherche CNRS, Laboratoire des
Sciences du Climat et de l'Environnement

Président du Jury

Samuel ABIVEN

Professeur, Ecole Normale Supérieure

Rapporteur & Examineur

Christophe CORONA

Directeur de Recherche CNRS, Laboratoire
d'Ecologie Alpine

Rapporteur & Examineur

Claire ALIX

Maître de conférences, Université de Paris 1 Panthéon
Sorbonne

Examinatrice

Frédéric GUIBAL

Chargé de Recherche, CNRS, Institut méditerranéen
de biodiversité et d'écologie marine et continentale

Examineur

Titre : Dendro-isotopie ($\delta^{18}\text{O}$) de la charpente de Notre-Dame de Paris : Impact de la carbonisation et reconstruction de l'Anomalie Climatique Médiévale dans le Bassin Parisien

Mots clés : Anomalie Climatique Médiévale, carbonisation du bois, dendroclimatologie, isotopes de l'oxygène

Résumé : Édifiée il y a 800 ans, la cathédrale de Notre-Dame de Paris (NDP), a été gravement endommagée par un incendie le 15 avril 2019. Les bois de sa charpente, en partie carbonisés et non réemployables, sont désormais à la disposition des chercheurs. Ces bois offrent de précieuses informations sur l'époque médiévale, notamment sur l'Anomalie Climatique Médiévale (ACM, Xe-XIIIe siècles), décrite comme une période climatiquement clémente. Le climat de cette époque n'est pourtant pas uniforme, ni dans le temps, ni dans l'espace. Pour en donner une image juste, il est nécessaire de le documenter dans les régions sous-représentées dans les synthèses, telles que les régions tempérées de basse altitude. Cette thèse a pour objectif de réaliser une telle reconstruction climatique dans le Bassin parisien (BP) au cours de l'ACM, en utilisant la composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) de la cellulose des cerne de bois médiévaux de la cathédrale Notre Dame de Paris (NDP) et d'autres monuments contemporains. Des expériences de carbonisation ont été réalisées pour évaluer les modifications du $\delta^{18}\text{O}$ du bois de chêne lors d'un incendie, tel que celui subi par NDP.

Elles ont révélé que le $\delta^{18}\text{O}$ diminuait de façon drastique (jusqu'à -30‰ à 900°C) lors de la dégradation thermique des composés du bois. Nos travaux ont aussi souligné que l'hétérogénéité des mesures entre les répliques (jusqu'à $3,6\text{‰}$ à 600°C) ne permet pas d'utiliser le $\delta^{18}\text{O}$ comme proxy pour des reconstructions climatiques. Cependant, des résultats préliminaires montrent que la cellulose résiduelle conserve son signal isotopique d'origine pour des températures de chauffage inférieure à 300°C . Un corpus de 34 chênes de charpente provenant de différents édifices médiévaux du BP, et couvrant une partie de l'ACM (1046-1240 AD), a livré une histoire climatique, cohérente à l'échelle régionale, qui se décompose en deux phases articulées autour de 1129. La première se caractérise par des étés frais et humides, en contraste avec la perception traditionnelle d'une période favorable, et la suivante par une évolution progressive vers des étés plus chauds et secs. Des événements extrêmes chauds, au début du XIII^e siècle, ponctuent cette évolution relativement lente.

Title : Dendro-isotopy ($\delta^{18}\text{O}$) of the framework of Notre-Dame de Paris: Impact of carbonization and reconstruction of the Medieval Climate Anomaly in the Paris Basin

Keywords : dendroclimatology, Medieval Climate Anomaly, oxygen isotopes, wood carbonization

Summary : The 800-year-old Notre-Dame de Paris Cathedral (NDP) was severely damaged by a fire on April 15 of 2019. While the charred timbers from its framework are no longer reusable, they have become valuable resources for researchers. These woods hold important insights into the Middle Ages, particularly the Medieval Climate Anomaly (MCA, 10th–13th centuries), once thought to be a uniformly warm period. However, the climate during this period was neither consistent over time nor uniform across regions. To gain a more accurate understanding, it is essential to focus on areas that are underrepresented in current climate syntheses, such as temperate, low-altitude regions. This thesis aims to carry out such a climatic reconstruction in the Paris Basin (BP) during the MCA, by analysing the oxygen isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$) of cellulose in medieval tree rings from the timbers of Notre Dame Cathedral in Paris (NDP) and other contemporary monuments. Carbonization experiments were carried out to assess changes in the $\delta^{18}\text{O}$ of oak wood during fire events, like the one that affected NDP.

The results showed a significant decrease in $\delta^{18}\text{O}$ (up to -30‰ at 900°C) during the thermal degradation of wood compounds. Additionally, our research demonstrated that the variability in measurements between replicas (up to 3.6‰ at 600°C) prevents $\delta^{18}\text{O}$ from being a reliable proxy for climate reconstructions. However, preliminary results show that residual cellulose retains its original isotopic signal at heating temperatures below 300°C . A dataset of 34 oak timbers from various medieval buildings in the Paris Basin, spanning part of the Medieval Climate Anomaly (1046–1240 AD), has provided a regional climatic history divided into two distinct phases, centered around 1129. The first phase is marked by cool, wet summers, challenging the traditional view of the MCA as uniformly warm and favourable period. The second phase shows a gradual transition toward warmer, drier summers, with extreme heat events in the early 13th century punctuating this otherwise slow progression.

Informations Complémentaires

Organisme Financeur de la Thèse

MITI DU CNRS ET ANR CASIMODO

Cette thèse a été menée dans le cadre du Chantier scientifique de Notre-Dame de Paris, mis en place après l'incendie de la cathédrale, sous la supervision du Ministère de la Culture et du CNRS. Elle a été financée par la MITI du CNRS et a également bénéficié de soutiens financiers complémentaires de l'ANR dans le cadre du projet ANR CASIMODO.



Institutions d'Accueil

1. LSCE (UMR 8212, Université Paris-Saclay, CNRS, CEA, UVSQ)

Le Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE) est une unité mixte de recherche (UMR 8212) localisée sur le site CEA de l'Orme des Merisiers au cœur du campus de l'université Paris-Saclay. Il fait partie de l'Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL). Cet institut a permis l'étude du climat et la préparation des bois pour la mesure isotopique au sein de l'équipe GEOTRAC.



2. METIS (UMR 7619, Sorbonne Université, CNRS, EPHE, PSL)

L'Unité Mixte de Recherche METIS (Milieux environnementaux, transferts et interactions dans les hydrosystèmes et les sols) est localisée sur le site Pierre et Marie Curie de Sorbonne Université. Cette unité a permis la réalisation des travaux d'expérimentation de carbonisation.



3. AASPE (UMR 7209, CNRS, MNHN)

L'Unité Mixte de Recherche AASPE (Archéozoologie - Archéobotanique. Sociétés, pratiques et environnements) est localisé au Muséum national d'Histoire naturelle (MNHN). Cette unité a permis la préparation des échantillons de Notre-Dame de Paris.



Remerciements

Je tiens tout d'abord à exprimer ma profonde gratitude à ma directrice de thèse, Valérie Daux. Notre rencontre lors de mon stage de Master 2 a été marquante : sa grande expertise sur le bois et sa pédagogie m'ont immédiatement laissé une forte impression qui s'est confirmée par la suite. Je remercie également ma co-directrice de thèse, Alexa Dufraisse, qui a porté avec détermination le projet de l'ANR CASIMODO. Grâce à elle, j'ai eu la chance inouïe de contribuer à l'étude des vestiges de la cathédrale Notre-Dame de Paris, une expérience unique qui m'a ouvert les portes du monde fascinant des médiévistes.

Je suis également reconnaissante pour la direction avisée et les conseils percutants que j'ai reçus tout au long de cette aventure de la part de mes co-encadrants : Frédéric Delarue et Thanh-Thuy Nguyen Tu. Je remercie leur accueil chaleureux au sein de METIS, institution jussie(u)nne qui n'était pas mon point d'attache initial, mais qui m'a fait me sentir comme un poisson dans l'eau, dans mon petit aquarium vitré, avec le petit pass nêmo. Frédéric, je ne saurais assez te remercier de m'avoir laissé brûler du bois dans les locaux. Et si l'on définit un pyromane comme « quelqu'un obéissant à l'impulsion obsédante d'allumer des incendies », alors tu en es peut-être un... à ceci près que tes feux servent toujours la science, et heureusement, dans des conditions soigneusement contrôlées !

Enfin, je souhaite exprimer ma gratitude à mon comité de thèse, composé de Christine Hatté, Stéphane Ponton et Émilie Gauthier, pour leur supervision attentive et leurs remarques pertinentes qui ont indéniablement contribué à affiner mon travail.

Je remercie également le jury de ma thèse d'avoir accepté d'évaluer ce travail de trois ans de thèse : Christophe Corona, Samuel Abiven, Claire Alix, Frédéric Guibal et Jérémy Jacob.

Je tiens maintenant à exprimer ma profonde reconnaissance aux personnes sans qui cette thèse n'aurait jamais vu le jour. Un immense merci à Monique Pierre et Michel Stievenard pour leur aide précieuse à dompter la capricieuse machine PreciSION. Leur patience inébranlable à m'apprendre les subtilités du dépouillement des fichiers et l'art de fabriquer des boulettes parfaites pour faire passer 968 échantillons de bois dans cette machine a été inestimable. Leur bonne humeur au labo a également rendu les moments difficiles bien plus légers. Un grand merci également à Yannick Le Digol et à son équipe DENDROTECH, si dévouée à ce projet, qui n'ont ménagé aucun effort pour me fournir des bois historiques de Bonport et Preuilley, sites sur lesquels j'avais littéralement jeté mon dévolu. Leur accueil dans leurs locaux a été tout aussi précieux. Je tiens à remercier Willy Tegel pour la mise à disposition des morceaux de bois historiques provenant de la cathédrale de Reims, dont la manufacture ne ferait pas rougir ceux de Notre-Dame. Mes remerciements vont aussi à Olivier Girarclos et Clara Pénagos, dont l'implication dans la datation des bois de Notre-Dame de Paris a été cruciale. Ils ont travaillé sans relâche, faisant vivre la recherche de dizaines de chercheurs au sein du projet CASIMODO, et m'ont même permis de découvrir l'entrepôt où sont

stockés les bois de Notre-Dame, dans des conditions de travail pour le moins "particulières", tenues spéciales incluses.

Je ne peux oublier Michel Lemoine, maître incontesté de la scie diamantée au MNHN, qui a transformé de massifs morceaux de bois carbonisés en fines barrettes parfaitement exploitables pour ma thèse. Merci également à François Baudin de l'ISTEP, qui m'a fait découvrir l'impressionnante machine Rock-Eval®, généralement dédiée à d'autres analyses mais détournée, pour l'occasion, afin d'analyser des charbons de bois "homemade". Tout cela n'aurait pu avoir eu lieu sans l'imagination foisonnante d'un Frédéric visionnaire. Je remercie aussi Ludovic Bellot-Gurlet, du laboratoire MONARIS, qui a permis d'analyser ces mêmes charbons de bois par spectroscopie Raman, autre technologie charbon-friendly. Et dans cette même épopée de la carbonisation, je tiens à remercier Sylvain Pont, de l'Institut de Minéralogie, de Physique des Matériaux et de Cosmochimie du MNHN, pour son aide précieuse lors des analyses au MEB-EDS (qui aurait cru qu'ajouter du carbone sur du carbone permettrait d'obtenir de meilleurs résultats ?).

Enfin, je tiens à exprimer ma gratitude à tous ceux qui m'ont épaulé dans la préparation des échantillons et ces 1858 cernes méticuleusement découpés, une tâche que je n'aurais pu accomplir seule. Merci à Thomas Combacal, stagiaire dévoué, ainsi qu'à Pauline Séquard, Amélie Ogier et Edouard Reigner.

Enfin, je tiens à remercier mes formidables collègues avec qui j'ai partagé quelques déboires au cours de ce vaste projet, et notamment l'attente interminable des échantillons de Notre-Dame : Anna, Eva et Amir. Une mention spéciale à Anna, qui m'a donné l'opportunité de participer à deux campagnes de terrain dans les fraîches forêts du Bassin Parisien – même si ma résistance au froid s'est révélée plus théâtrale qu'efficace. Grâce à elle, l'expression "toucher du bois" a pris tout son sens dans cette thèse. Un merci infini pour tous les moments humains et chaleureux que j'ai pu partager avec mes collègues, au sein de mes différentes équipes. Au LSCE, je remercie Tiphaine, pour les tranches de vie partagées, sa patience à toute épreuve pour m'écouter me lamenter sur les aléas de ma vie, peu importe l'heure ou le lieu, même à la salle de sport, et ses précieux conseils de vétérane pour ma thèse. Merci également à Brian, mascotte originelle de l'équipe, dont la bonne humeur sans faille, en toutes circonstances, a permis à l'équipe de travailler dans les meilleures conditions, et que dire de son rôle à me pousser hors de ma zone de confort en m'initiant à la boxe thaï ? Leticia, tu nous manques beaucoup, mais au moins tu as eu la chance de ne pas subir l'été pluvieux de la fin de thèse 2024 en France ! Un merci à Juliette, dont le parcours est une source d'inspiration constante, et à Charlie et Kara, à qui je souhaite de grandes réussites en leur passant le flambeau en dendro. Maxime, pièce rapportée pendant une année, je suis ravie d'avoir croisé ton chemin – et pas seulement pour ton tiramisu mémorable. Je remercie également Françoise, modèle de revendications dans le monde de la recherche, pour son soutien sincère envers les jeunes chercheurs et étudiants. À toute l'équipe de GEOTRAC, sous le règne de Nadine puis de Jérémy, vous m'avez montré ce qu'est une équipe de recherche passionnée, et j'ai adoré partager des congrès

avec vous (s/o Caroline). Un grand merci aussi aux membres du LMC14, Ingrid et Jean-Pascal, que j'ai eu le plaisir de côtoyer lors de ces mêmes occasions.

Je remercie aussi chaleureusement toute l'équipe de METIS : Louis, Aliénor, Hugo, Katell, Maryse, Christelle et bien d'autres, pour leur accueil et les moments conviviaux partagés autour de nos repas quotidiens.

Enfin, et surtout, je remercie (et surtout à qui je dédie cette thèse) mes proches, qui doivent avoir bien hâte que je change de disque après des mois de rédaction en boucle, mais sans qui rien de tout cela n'aurait été possible. Merci à Amandine, Stef et Laure (seul point faible : trop forts) qui ont permis à tout Paris de découvrir mes talents de danseuse premium. Vincent from the scratch (and still here !). Lucie, qui a peut-être fait naître en moi l'idée de faire une thèse un jour et qui n'est donc peut-être pas pour rien dans cette histoire (à méditer). Merci à Alexis pour tous ces restos épiques à travers Paris, à Joséphine (trop mimi), mécène en cheffe (cuistot) de la thèse, et à Paul pour ces discussions interminables qui m'ont plus que jamais fait me sentir vivante. Un dernier clin d'œil à Loïse : râler sur le monde de la recherche avec toi me rappelle que certaines choses doivent changer.

Résumé

Mots-clés : Anomalie Climatique Médiévale, carbonisation du bois, dendroclimatologie, isotopes de l'oxygène

Edifiée il y a 800 ans, la cathédrale de Notre-Dame de Paris (NDP), a été gravement endommagée par un incendie le 15 avril 2019. Les bois de sa charpente, en partie carbonisés et non réemployables, sont désormais à la disposition des chercheurs. Parce que les arbres enregistrent les conditions environnementales dans lesquelles ils effectuent leur croissance, ces bois sont les témoins de l'histoire climatique médiévale entre les XI^e et XIII^e siècles. Peu documentée par les archives historiques, cette période climatique a longtemps été considérée comme une période de réchauffement et nommée Anomalie Climatique Médiévale (ACM ; X^e-XIII^e siècles). Il n'y a toutefois pas de consensus scientifique quant à son universalité ni d'accord sur l'ampleur des variations de température et d'humidité dans le temps et dans l'espace à cette période. Des reconstructions locales fiables à haute résolution temporelle font défaut, en particulier dans les régions de basse altitude. La composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) dans la cellulose des cernes est un proxy particulièrement utile pour reconstituer les conditions de température (maximale) et d'humidité (déficit de pression de vapeur et indice standardisé d'évapotranspiration des précipitations). Sa détermination dans les cernes de bois, tels que ceux issus de la charpente de Notre-Dame de Paris, offre l'opportunité de documenter les variations climatiques au cours de l'ACM en contexte de plaine dans le nord de la France.

Une étude expérimentale préliminaire a cependant montré que le $\delta^{18}\text{O}$ du bois se trouve fortement altéré par la carbonisation. Il décroît au cours du processus de dégradation thermique des composants organiques, jusqu'à près de 30 ‰ à 900°C. La variabilité entre les répliques (parfois > 1 ‰), induite par la complexité du processus de carbonisation, ne permet pas d'établir des facteurs correctifs suffisamment résolus. Le $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose de bois chauffé à des températures inférieures à 300°C, ne diffère pas de celui avant carbonisation. Cette stabilité offre des perspectives intéressantes d'utilisation du $\delta^{18}\text{O}$ de bois faiblement chauffés. La prise en compte des résultats de la carbonisation expérimentale a donc orienté l'échantillonnage vers les bois de NDP peu affectés par le feu (cœurs de certaines poutres). D'autres bois non carbonisés de monuments contemporains de NDP ont été également étudiés pour réaliser une reconstruction climatique robuste et représentative de l'ensemble du Bassin parisien.

Les compositions isotopiques de l'oxygène de 34 chênes du Bassin parisien, couvrant la période de 1046 à 1240 AD, révèlent une histoire climatique spatialement cohérente à l'échelle régionale. Les résultats montrent deux périodes climatiquement contrastées sur le plan des températures et des indices d'humidité reconstruits. Ainsi, une première phase, datée entre 1046 et 1129 AD, est caractérisée par un climat estival relativement frais et humide à l'échelle du dernier millénaire. Après 1129, une transition vers des températures estivales plus élevées et des conditions plus sèches s'opère. Cette deuxième phase est marquée par des extrêmes chauds au début du XIII^e siècle, en accord avec les reconstructions de sécheresse régionales d'Europe centrale. À la différence du climat actuel, dont les variations sont synchrones à l'échelle globale, le climat médiéval est contrasté spatialement. La reconstitution des variations climatiques dans le Bassin parisien à l'ACM présente ainsi peu de variations communes avec celles de Grande-Bretagne au XIII^e siècle, et encore moins à l'échelle de l'hémisphère Nord. Le réchauffement du XII^e siècle peut être mis en lien avec une phase positive de l'oscillation Nord-Atlantique. Cette tendance lente contraste avec la rapidité du réchauffement actuel et, au regard du contexte climatique du dernier millénaire du Bassin parisien, ne peut être considérée comme une anomalie climatique.

Abstract

Keywords: dendroclimatology, Medieval Climate Anomaly, oxygen isotopes, wood carbonization

The 800-year-old Notre-Dame de Paris Cathedral (NDP) was severely damaged by a fire on April 15 of 2019. The timbers from its framework, partly charred and no longer reusable, are now valuable resources for researchers. Because trees record the environmental conditions in which they grow, this wood is a witness to the medieval climate between the 11th and 13th centuries. This climatic period, sparsely documented by historical archives, has long been considered a warming period and is known as the Medieval Climate Anomaly (MCA; 10th-13th century). However, there is no scientific consensus on its universality or agreement on the extent of temperature and humidity variations over time and space during this period. Reliable, high-resolution local reconstructions are lacking, particularly in low-altitude regions. The isotopic composition of oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) in the cellulose of tree rings is a particularly useful proxy for reconstructing temperature (maximum) and humidity conditions (vapor pressure deficit and standardized precipitation evapotranspiration index). The determination of $\delta^{18}\text{O}$ in the rings of medieval wood, such as that from the Notre-Dame de Paris framework, theoretically provides an opportunity to document climate variations during the MCA in a lowland context in northern France.

A preliminary experimental study, however, showed that the $\delta^{18}\text{O}$ of wood is strongly altered by charring. It decreases during the thermal degradation process of organic components, up to nearly 30 ‰ at 900°C. The variability between replicas (sometimes exceeding 1 ‰), driven by the complexity of the carbonization process, prevents the establishment of sufficiently precise corrective factors. The $\delta^{18}\text{O}$ of wood cellulose heated to temperatures below 300°C does not differ from that before charring. This stability offers interesting prospects for using $\delta^{18}\text{O}$ from minimally heated wood. Considering the results of the experimental charring, the sampling was therefore directed towards the wood from NDP that was minimally affected by the fire (the cores of certain beams). Other non-charred wood from contemporary monuments of NDP was also studied to achieve a robust and representative climate reconstruction for the entire Paris Basin.

The oxygen isotopic compositions of 34 oaks from the Paris Basin, covering the period from 1046 to 1240, reveal a climatically coherent history on a regional scale. The results reveal two climatically contrasting periods in terms of reconstructed temperatures and humidity indices. The first phase, dated between 1046 and 1129 AD, is characterized by relatively cool and wet summer conditions over the past millennium. After 1129, there is a transition towards higher summer temperatures and drier conditions. This second phase is marked by hot extremes at the beginning of the 13th-century, consistent with regional drought reconstructions in central Europe. Unlike the current climate, where variations are globally synchronous, the medieval climate was spatially contrasted. The climate reconstruction in the Paris Basin during the MCA shows little commonality with that of Great Britain during the 13th-century, and even less so on a Northern Hemisphere scale. The 12th-century warming can be linked to a positive phase of the North Atlantic Oscillation. This slow trend contrasts with the rapid warming of today and, in the context of the last millennium's climate in the Paris Basin, cannot be considered a climatic anomaly.

TABLES DES MATIERES

Remerciements	4
Résumé	7
Abstract	8
Tables des Matières	9
Introduction générale	14
PARTIE I Etat de l'art sur l'Anomalie Climatique Médiévale et problématiques de la thèse	20
Chapitre I Genèse des travaux de l'histoire du climat des deux mille dernières années	20
Chapitre II L'Anomalie Climatique Médiévale : définitions et approches historiques	23
1 Définition et contexte	23
1.1 Petit Âge Glaciaire	23
1.2 L'Anomalie Climatique Médiévale	24
2 Évolution terminologique et approches historiques	24
2.1 Evolution des termes décrivant l'Anomalie Climatique Médiévale	24
2.2 Influence des recherches de récits historiques	25
Chapitre III Les indicateurs climatiques ou proxy	26
1 Proxies dans l'hémisphère Nord continental	27
1.1 Les cernes d'arbres	28
1.2 Les isotopes stables dans les cernes d'arbres	29
1.2.1 Origine et développement des méthodes de mesure des isotopes stables dans les cernes d'arbres	29
1.2.2 Les isotopes stables de l'oxygène dans les cernes d'arbres comme indicateurs climatiques	30
1.2.3 Le $\delta^{18}\text{O}$ comme traceur du climat passé dans les régions tempérées	31
1.3 Autres archives et proxies fréquemment utilisés	31
1.4 Informations documentaires et avènements des données instrumentales	32
2 Biais et avancées dans l'étude des proxies climatiques	33
2.1 Biais spatiaux et temporels des proxies	33
2.2 Progrès récents et avancées dans l'échantillonnage des enregistrements	34
Chapitre IV Enjeux méthodologiques pour la reconstruction	34
Chapitre V Convergences et Divergences des reconstructions climatiques au cours de l'Anomalie Climatique Médiévale	37
1 Évidences de l'Anomalie Climatique Médiévale dans le monde	37
2 <i>Amplitude desideratum</i> entre les reconstructions de températures dans l'hémisphère Nord continental	40
3 Identification des facteurs de variabilité climatique dans l'hémisphère Nord durant l'Anomalie Climatique Médiévale	43
Chapitre VI Perspectives pour une meilleure définition de l'ACM dans l'hémisphère Nord	44

1	Enjeux scientifiques actuels	44
2	Objectifs et questions de la thèse	48
2.1	Une meilleure définition du climat dans le Bassin parisien	48
2.2	La problématique de la carbonisation des bois de Notre-Dame de Paris	49

PARTIE II | Étude préliminaire : Impact de la carbonisation sur le $\delta^{18}\text{O}$ du bois de chêne – Approche expérimentale 53

Chapitre I Contexte de l'étude expérimentale 53

Chapitre II Matériel et Méthodes 54

1	Design expérimental	55
2	Analyses élémentaires et thermiques Rock-Eval® du bois carbonisé	56
3	Identification des composants principaux par spectroscopie infrarouge à transformée de Fourier (FTIR)	57
4	Spectrométrie de Dispersion d'Énergie de rayons X couplée à la Microscopie Électronique à Balayage (MEB-EDS)	58
5	Étude de la structure aromatique par spectroscopie Raman	58
6	Analyse isotopique des échantillons carbonisés	59

Chapitre III ARTICLE : Impact of carbonization on oak wood $\delta^{18}\text{O}$: a preliminary study 61

Chapitre IV Résultats et discussions complémentaires sur les mécanismes de thermo-dégradation isotopique du bois 99

1	Variabilité isotopique des charbons expérimentaux au-delà de 700°C	100
1.1	Quelle relation entre le réarrangement structural de la matière carbonée et la variation du $\delta^{18}\text{O}$ à hautes températures de carbonisation ?	101
1.2	Identification élémentaire des cendres et implication dans la variabilité isotopique observée à haute température	102
1.3	Piste de l'adsorption isotopique du CO_2 atmosphérique	104
2	Signature isotopique de la cellulose isolée dans le bois torréfié	105
3	Conclusion	109

PARTIE III | Reconstructions climatiques de l'Anomalie Climatique Médiévale dans le Bassin parisien par le $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose des cernes de chênes 111

Chapitre I Matériel et Méthodes 112

1	Corpus d'étude	112
1.1	Critères d'échantillonnage	113
1.2	Présentation des séries de Preuilly A et B	118
1.3	Présentation de la série de Bonport	119
1.4	Présentation de la série de Reims	120
1.5	Présentation des séries de Notre-Dame de Paris	120
2	Méthodes d'analyse	127
2.1	Préparation mécanique des échantillons de bois	127
2.2	Analyses inter-arbres et pooling des échantillons de bois	129
2.3	Procédure d'extraction chimique de l' α -cellulose	130
2.4	Analyses isotopiques	131
2.5	Méthodes d'analyse statistique de traitement des données	134

3	Période de calibration et choix des paramètres climatiques reconstruits _____	143
Chapitre II Résultats de l'analyse des données isotopiques pour l'étude climatique _____		145
1	Une étude de l'homogénéité intra-site _____	145
1.1	Variabilité isotopique inter-individuelle au sein des sites de Bonport et Preuilley _____	145
1.2	Les six sous-séries qui composent la série Notre-Dame : présentation analytique _____	149
2	Cohérence de la variabilité isotopique des cinq séries composant le série maîtresse ACM-BP _____	151
3	Caractéristiques des tendances temporelles de la série maîtresse _____	155
3.1	Normalisation des données et signal moyen de la série ACM-BP _____	155
3.2	Caractérisation des tendances temporelles _____	158
3.3	Détection des points de ruptures et évaluation de l'homogénéité de la série temporelle _____	158
3.4	Caractérisation des années présentant des valeurs isotopiques et climatiques extrêmes _____	161
4	Etalonnage des séries climatiques _____	165
4.1	Force des relations entre variables climatiques et série isotopique de référence _____	165
4.2	Investigations sur le changement de relation proxy-climat sur la période actuelle _____	172
5	Analyse du climat passé à la lumière du climat actuel _____	175
Chapitre III Discussion : Cohérence spatio-temporelle des séries isotopiques dans le Bassin parisien _____		179
1	Etude de la variabilité isotopique sur un champ spatial au cours de l'ACM _____	179
1.1	Variabilité inter-sites des signaux $\delta^{18}\text{O}$ de la chronologie ACM-BP à haute et basse fréquence _____	180
1.2	Distillation isotopique des précipitations : implications climatiques _____	181
1.3	Cohérence isotopique sur une plus grande aire spatiale : parallèle avec une série britannique _____	184
2	Cohérence chronologique des variations isotopiques avec la série française du dernier millénaire _____	187
2.1	Variabilité isotopique dans le Bassin parisien au cours du dernier millénaire _____	187
2.2	Différences significatives des variations isotopiques passées avec la période actuelle _____	192
3	Conclusion _____	193
Chapitre IV Discussion : Reconstructions des variations climatiques au cours de l'Anomalie Climatique Médiévale dans le Bassin parisien _____		194
1	Variabilité du signal isotopique : reflet des tendances climatiques _____	195
1.1	Variabilité climatique interne et externe : Quelles informations climatiques sont apportées par les cycles périodiques et événements ponctuels ? _____	195
1.2	Des événements extrêmes climatiques mis en perspective avec les sources historiques _____	198
2	Anomalie Climatique Médiévale et réchauffement climatique actuel : une étude comparée dans le Bassin parisien _____	205
3	Le modèle de reconstruction linéaire : quelques limites sur l'évaluation de la stationnarité temporelle locale _____	207
3.1	Impact du changement de la relation proxy-climat à Fontainebleau sur les reconstructions climatiques _____	207
3.2	Implications phénologiques concernant la divergence sur la période de calibration _____	209
4	Conclusion _____	212
Chapitre V Discussion : Mise en perspective de l'ACM dans l'hémisphère Nord extratropical et en Europe avec la série ACM-BP _____		213
1	Les reconstructions de températures dans le Bassin parisien face à l'hémisphère Nord extratropical _____	214

1.1	Cohérence et divergence des tendances climatiques dans les séries de reconstructions hémisphériques _____	217
1.2	La reconstruction à l'échelle locale : l'opportunité d'étudier des événements extrêmes _____	221
2	Des conditions hydroclimatiques variables à l'échelle continentale de l'ACM : L'Europe par deux études de cas _____	223
2.1	Une bonne stationnarité de l'indice de sévérité de sécheresse en Europe centrale _____	223
2.2	Des conditions hydroclimatiques médiévales hétérogènes dans le nord-ouest de l'Europe _____	225
3	Conclusion _____	228
PARTIE IV Exploration d'une nouvelle méthode de datation isotopique : méthodologie et évaluation au Moyen-Âge central dans le nord de la France _____		230
Chapitre I Présentation du corpus et des tests de datations _____		232
Chapitre II Méthode de datation _____		234
Chapitre III Résultats des tests de datation par $\delta^{18}\text{O}$ _____		236
1	Analyse des résultats de DAT-TEST 1 _____	237
2	Analyse des Résultats de DAT-TEST 2 _____	237
3	Analyse des Résultats de DAT-TEST 3 _____	238
Chapitre IV Discussion : Potentiel de la méthode pour dater des bois non datables par dendrochronologie conventionnelle pour le nord de la France au cours de l'ACM _____		240
Conclusion et perspectives générales _____		244
Glossaire _____		251
Bibliographie _____		256
Table des figures _____		290
Table des tableaux _____		298
Annexe _____		300

Introduction générale

Le 15 avril 2019, soit plus de 800 ans après son édification, la cathédrale de Notre-Dame de Paris est dévorée par les flammes, une nuit durant, sous le regard stupéfait du monde entier. Le bilan est sans appel : la charpente a succombé à l'incendie, la structure doit être restaurée. Les bois carbonisés et fragmentés ne sont pas réemployables, une reconstruction de la charpente s'impose. Les bois de la charpente sont alors devenus des témoins de l'histoire médiévale entre le XI^e et le XIII^e siècles. Autour de l'étude de ces bois, un immense défi de recherche a été entrepris : le Ministère de la Culture et le Centre national de la Recherche Scientifique (CNRS) ont inauguré un vaste chantier scientifique, structuré en neuf groupes de travail, chacun dédié à l'étude approfondie d'un aspect spécifique du monument, qu'il soit matériel ou immatériel. Le groupe de travail « Bois et Charpente » a défini les objectifs du projet [CASIMODO](#), financé par l'Agence nationale de la recherche (ANR) et centré sur l'étude des bois médiévaux. Le travail de recherche présenté ici fait partie de ce projet, qui regroupe 70 chercheurs. Il vise à étudier les poutres calcinées ou non, pour mieux comprendre le contexte socio-économique et environnemental du chantier de construction de la cathédrale en tirant parti de toutes les informations que ces bois peuvent révéler sur leur époque.

L'histoire des bois de la charpente, connue sous le nom de la « Forêt », est intimement liée au chantier de construction (**Annexe A**). La construction de la cathédrale de Notre-Dame de Paris a débuté en 1160 sous l'archevêque Maurice de Sully pour remplacer un sanctuaire roman devenu trop petit (Sandron, 2021). Le chantier commence par le chœur, achevé entre 1173 et 1182, suivi par la nef orientale (1175-1200) et occidentale (1200-1230). En 1226, le chœur est remanié avec des fenêtres plus hautes, ce qui est notamment attesté par la dendrochronologie¹ des poutres où se mélangent des bois des années 1170-1180 et ceux de 1126 (Penagos et al., 2024). Bien que le gros œuvre² soit achevé en 1245, la cathédrale continue de se développer avec des ajouts tels que des chapelles latérales (1220-1250), de nouvelles façades du transept (1250-1260), et une flèche (1250-1320). Des travaux de réparation sont réalisés au XIV^e siècle, au début du XVIII^e siècle, et une restauration majeure est entreprise entre 1844 et 1865 par Lassus et Viollet-le-Duc (Chevrier, 1995; Lambert et al., 2019).

¹ Méthode scientifique de datation par l'étude de la variation des largeurs de cernes de croissance des arbres.

² Partie de la construction qui concerne les éléments de fondations de la cathédrale (nef et chœur).

Les charpentes de Notre-Dame, constituées de chênes caducifoliés, ont nécessité environ mille arbres (Épaul, 2019). Les analyses dendrochronologiques révèlent que les charpentes se répartissent en plusieurs groupes de croissance, suggérant différentes campagnes d'abattage et un âge moyen des arbres de 120 ans pour toute la période médiévale (*Si le bois m'était conté... Climat, défrichement, sylviculture au Moyen Âge*", 2024).

D'après les dates d'abattage, quatre phases d'approvisionnement se sont succédées au cours du chantier médiéval, entre environ 1185 et 1290 (Penagos et al., 2024; Štulc-Imbert, 2023). Il est très probable que le chantier de Notre-Dame de Paris ait bénéficié d'un soutien conjoint de l'épiscopat et du chapitre de Notre-Dame, qui possédaient de vastes terrains boisés pour fournir les matériaux nécessaires. Ces forêts, au XII^e siècle, étaient dispersées dans toute l'Île-de-France. Les récents travaux de thèse d'A. Štulc-Imbert (2023) montrent que l'étude combinée de l'analyse des traceurs biogéochimiques dans le bois et du contexte géo-pédologique permet de situer l'origine de nombreux bois dans une zone restreinte s'étendant du sud-est à l'est de Paris. D'autres proviennent de sites plus lointains dans le Bassin parisien.

La datation dendrochronologique des bois médiévaux révèle donc une période d'approvisionnement qui recouvre l'Anomalie Climatique Médiévale (ACM ; Bradley et al., 2003; Graham et al., 2011; Hughes & Diaz, 1994; Lamb, 1965). Cette période, qui s'étend du Haut Moyen Âge au Bas Moyen Âge en France, entre le X^e au XIII^e siècle, marquée par le recul des glaciers européens comme ceux d'Aletsch et Grindelwald (Le Roy Ladurie, 1967), est généralement associée à des températures clémentes dans tout l'hémisphère Nord. L'ACM aurait été propice au développement économique. Elle correspondrait à des transformations profondes dans les sphères environnementale et économique mais aussi politique et sociale en France, énumérées ci-dessous.

Les transformations sociales : entre 1150 et 1300, la population européenne est passée de 50 millions à environ 73 millions (Gimpel, 1975). Dans l'hexagone la population dépasse les 20 millions (Le Roy Ladurie & Pépin, 2018). Cet essor démographique a entraîné un développement des villes et des communes. Malgré cela, les villes continuent de dépendre fortement des campagnes environnantes pour leur approvisionnement alimentaire, maintenant une pression accrue sur les ressources ce qui renforce les tensions entre l'urbanisation croissante et les capacités des zones rurales. En parallèle le pouvoir de la seigneurie rurale segmente les campagnes mais s'affaiblit avec l'essor des villes ([La société féodale \(10e-13e siècles\)](#)).

Les transformations économiques : ces changements sociaux développent l'activité économique, l'intensification des échanges et des routes commerciales demandent à produire plus.

Des groupements informels commencent à émerger, et au XII^e siècle, l'organisation des métiers se généralise. En parallèle, les foires et marchés se développent- ([La société féodale \(10e-13e siècles\)](#)).

Les transformations politiques et religieuses : des conciles réformateurs et des assemblées féodales se multiplient, renforçant à la fois l'autorité de l'Église et celle du roi (Giordanengo, 1989). Dans toute la France, les grands seigneurs et les évêques faisaient construire des cathédrales et des églises, symboles de leur pouvoir et de leur piété, renforçant ainsi la culture chrétienne (Le Roy Ladurie & Pépin, 2018; Vauchez, 1973, [Le 13e siècle, siècle des cathédrales](#)). La cathédrale de Notre-Dame de Paris, véritable « géante » de l'architecture gothique³, en est une grandiose illustration. Edifice des plus ambitieux pour son temps, elle témoigne de la capacité du système religieux à orchestrer un chantier colossal grâce à une organisation minutieuse. Sa construction a nécessité la mobilisation d'importantes ressources matérielles et a engendré des avancées technologiques importantes dans le domaine de l'architecture (Sandron, 2021).

Les transformations environnementales : des centaines de mentions de défrichement soutiennent ces développements d'infrastructures (Higounet, 1991). De récentes études palynologiques menées dans le cadre de l'ANR CASIMODO indiquent des forêts dégradés sans pour autant refléter la déforestation massive et uniforme ("*Si le bois m'était conté... Climat, défrichement, sylviculture au Moyen Âge*", 2024).

Le contexte climatique du Bassin parisien⁴ durant cette période est textuellement peu documenté ; s'il est un livre pionnier qui a examiné en détail l'évolution du climat du dernier millénaire en France, c'est celui d'Emmanuel Le Roy Ladurie 'Histoire du climat depuis l'an mil', publié en 1967. Il scrute les documents municipaux et ecclésiastiques, les journaux météorologiques qui existent depuis le XVI^e siècle, et les relevés, pratiqués depuis le XIV^e siècle, se rapportant aux dates de vendange et à la qualité du vin, toutes deux liées aux températures printanières et estivales. Peu de sources documentaires sont exploitées dans le Bassin parisien sur cette période dans le livre. Les seules références concernent un texte de Boulainvilliers qui indique que la rivière la Sarthe, était à sec en juin 1168 et des relevés de recettes de vin et d'avoine de l'Abbaye de Saint-Denis qui montrent une

³ Style architectural européen émergé au XII^e siècle, caractérisé par l'usage d'arcs-boutants, de voûtes sur croisée d'ogives et de grandes fenêtres avec vitraux.

⁴ Les limites géographiques du Bassin parisien englobent la Loire et les contreforts du Massif central au sud, le contrefort des Vosges et le plateau de Langres à l'est, les Ardennes au nord, ainsi que la côte maritime et les contreforts du Massif armoricain à l'ouest. Il est doté d'un climat tempéré à influence océanique, une faible amplitude thermique et un corridor fluvial naturel drainé par la Seine et ses affluents.

grande stabilité entre 1284 et 1342, indiquant peu d'évolution dans la production durant cette période.

Le faible nombre de mentions souligne la nécessité de documenter les conditions climatiques de l'époque, non seulement pour mieux situer ses caractéristiques dans le contexte général des variations climatiques passées, mais aussi parce que des archives naturelles de haute résolution temporelle, les cernes des arbres, sont disponibles pour étudier la variabilité climatique locale. Enfin, une meilleure caractérisation du climat permettra, à terme, au collectif de chercheurs de l'ANR CASIMODO d'appréhender le contexte environnemental dans lequel le chantier de la cathédrale de Notre-Dame de Paris a été mené.

Il est documenté que les changements climatiques peuvent influencer l'utilisation des terres et les modes d'occupation du sol. Par exemple K. Pribyl (2014) relève que dans le sud de l'Écosse, la baisse des températures au début du Petit Âge Glaciaire a abaissé la limite d'altitude pour la culture des céréales, réduisant ainsi l'occupation humaine dans la région. D'autre part, la « Grande Famine » de 1315-1322, causée par des pluies diluviennes en Europe du Nord, a entraîné une chute de plus de 50 % de la production céréalière et une explosion des prix des grains - le quarter de froment passe de 5 à 26 shillings en Angleterre - provoquant des famines en France (plus de 5 % de la population serait décédée), en Flandres, en Allemagne et Angleterre, et même des cas de cannibalisme (Le Roy Ladurie & Pépin, 2018; Lucas, 1930; Pribyl, 2014). En 1315, l'armée de Louis X, partie de Saint-Denis pour envahir les Flandres, se retrouve embourbée à cause des pluies incessantes de l'été 1315, l'obligeant à battre en retraite. Cet épisode climatique a, pour certains historiens, marqué le départ de la crise systémique à l'origine de l'effondrement de la société médiévale pendant les XIV^e et XV^e siècle et noté la fin de l'Anomalie Climatique Médiévale (Bois, 2000; Le Roy Ladurie, 1967). Ces crises alimentaires, combinées à des conditions météorologiques défavorables, ont également affecté d'autres secteurs, comme la construction, dont l'activité diminuait lorsque les prix des céréales étaient élevés. Ljungqvist et al. (2022) indiquent que l'abattage d'arbres en Europe montre un déclin notable à partir de 1295, avec une baisse de 37 % entre 1250-1299 et 1300-1349. Bien que la température ait peu d'impact direct sur la construction, elle influence fortement les prix des céréales, établissant ainsi une relation indirecte entre climat et activités de construction (Esper et al., 2017). En effet, une diminution de la production frumentaire due à des conditions climatiques défavorables entraîne généralement une augmentation des prix de ces céréales. Enfin, les étés froids et humides ont favorisé la propagation des épidémies de peste, aggravant les crises démographiques attestées lors du Petit Âge Glaciaire (Ljungqvist et al., 2021).

Pour beaucoup de chercheurs, le changement climatique est considéré comme un facteur de stress socio-écologique. Cependant ce sont les vulnérabilités antérieures créées par les facteurs humains qui déterminent l'ampleur de leurs impacts (Ljungqvist et al., 2021; Pribyl, 2014; Wigley et al., 1981). Les effets des phénomènes climatiques extrêmes, tels que les inondations ou les mauvaises récoltes, varient selon la résilience des infrastructures, la densité de population, les réseaux commerciaux et la capacité des autorités à réagir. A ce sujet, E. Le Roy Ladurie se questionne : « Un écart thermique de moyenne séculaire, inférieur ou tout au plus égal à 1 °C, peut-il avoir une influence quelconque sur les activités, sur l'agriculture des hommes vivant en société ? » (1967). Le projet CASIMODO permettra d'aborder ces considérations socio-environnementales dans le Bassin parisien grâce à la coopération transdisciplinaire des sciences humaines et des sciences naturelles dans la mesure où elle intègre des chercheurs de domaines d'études aussi divers que l'histoire, l'archéologie, la géographie, les géosciences, la paléoécologie, la génétique, etc. Pour l'heure, ce travail de thèse est principalement axé sur des reconstructions du climat à haute résolution temporelle pour renseigner les conditions environnementales du Bassin parisien durant l'ACM, guidé par l'intérêt commun de ce projet : l'étude des bois.

Dans cette optique, la **PARTIE I** abordera le contexte historique et les caractéristiques autour de cette période climatique qualifiée d'anomalie à l'échelle des deux derniers millénaires de l'Holocène et dévoilera les méthodes à disposition pour l'étudier. Cette partie justifiera en particulier le choix de la signature isotopique de l'oxygène dans le bois, étroitement liée aux conditions hydroclimatiques, comme indicateur pour reconstruire les variations climatiques passées à partir des cernes des arbres dans les zones tempérées de basses altitudes (Daux et al., 2018; Etien et al., 2007; Young et al., 2015). Toutefois, s'il est connu que la carbonisation altère les propriétés physiques et chimiques du bois, il reste à déterminer si ce processus, dont l'intensité peut varier, modifie également la signature isotopique de l'oxygène (Ascough et al., 2008). Si tel est le cas, les données isotopiques provenant des vestiges de bois carbonisés de Notre-Dame de Paris pourraient être inappropriées, compromettant ainsi la fiabilité des reconstructions climatiques fondées sur ces échantillons. Une étude de carbonisation expérimentale explorée dans la **PARTIE II**, permettra de statuer sur ce sujet. À défaut de l'utilisation de bois carbonisés, les vestiges architecturaux de la charpente peu ou pas affectés par la carbonisation constitueront le corpus d'étude, renforcé par l'intégration de nombreux bois sains dont la provenance est attestée dans le Bassin parisien. Ce corpus, ainsi que les reconstructions climatiques associées, seront développés dans le volet central de cette thèse, la **PARTIE III**, afin de répondre à la problématique principale : déterminer les caractéristiques climatiques du Bassin parisien à l'époque de la construction des charpentes médiévales de Notre-Dame de Paris. Enfin, la **PARTIE IV** tirera parti des résultats

établis dans l'axe précédent pour explorer une méthode nouvellement développée de datation des bois. Cette approche permettra, à l'avenir, d'élargir le corpus d'étude sur cette période, dont la majorité des bois disponibles proviennent de structures historiques et où la longueur des séquences de cernes limite l'analyse climatique à des segments fragmentaires.

PARTIE I | Etat de l'art sur l'Anomalie Climatique Médiévale et problématiques de la thèse

Chapitre I Genèse des travaux de l'histoire du climat des deux mille dernières années

Le XX^e siècle a été marqué par une prise de conscience globale des enjeux climatiques, sous l'impulsion des premiers rapports alarmants sur le réchauffement de la planète. Au cœur de cet élan, la création du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) en 1988 a permis d'instituer un cadre scientifique international pour l'étude et la prévision des changements climatiques. Cette dynamique a été renforcée par des accords internationaux décisifs, tels que le Protocole de Kyoto en 1997, qui a établi des objectifs contraignants de réduction des émissions de gaz à effet de serre, et l'Accord de Paris en 2015, qui a visé à limiter le réchauffement mondial à moins de 2 °C par rapport aux niveaux préindustriels. Ces initiatives entérinent la postérité des premiers travaux de l'histoire de la climatologie, une discipline qui s'est développée dès les années 1970 grâce aux recherches pionnières d'historiens et de climatologues tels que Emmanuel Le Roy Ladurie, Pierre Alexandre, Hubert Lamb ou encore Christian Pfister. En analysant des archives naturelles – cernes des arbres, carottes de glace, dépôts sédimentaires entre

autres – et leurs biomarqueurs appelées « proxy⁵ » ainsi que des sources documentaires, ces chercheurs ont permis une meilleure compréhension des variations climatiques des derniers siècles (Alexandre, 1987; Lamb, 1965, 1982; Le Roy Ladurie, 1967; Pfister, 1984).

La climatologie a considérablement évolué depuis ces débuts. Dans les années 1990, des avancées méthodologiques ont été réalisées grâce à l'utilisation de données paléoclimatiques à haute résolution temporelle et spatiale et de nouvelles méthodes statistiques, permettant de reconstruire les tendances de température de l'hémisphère nord des deux derniers millénaires (Bradley & Jones, 1993; D'Arrigo & Jacoby, 1993; Groveman & Landsberg, 1979; Jacoby & D'Arrigo, 1989; Mann et al., 1998). Ces reconstructions ont été popularisées par le Troisième Rapport d'Évaluation (TAR) du GIEC en 2001, qui a présenté le célèbre graphique en forme de « crosse de hockey »⁶ développé par M.E. Mann et ses collègues R. S. Bradley et M. K. Hughes, illustrant une hausse rapide des températures au XX^e siècle après un millénaire de relative stabilité (IPCC, Working Group I, 2001; Mann et al., 1999).

Les progrès récents en paléoclimatologie ont également permis de classifier plus rigoureusement les époques climatiques durant les deux derniers millénaires (**Figure I.1 (a)**). Le premier millénaire de l'ère commune est subdivisé en Période Froide de l'Âge Sombre (Dark Age Cold Period : DACP ; Helama et al., 2017; Ljungqvist, 2010) ou appelée Petit Âge Glaciaire Antique Tardif (Late Antique Little Ice Age, LALIA ; Büntgen et al., 2016), qui s'est produite entre le VI^e et VII^e siècle, précédé par la Période Chaude Romaine (Roman Warm Period, RWP ; Helama et al., 2017), qui couvre les premiers siècles de l'ère commune. Le deuxième millénaire est caractérisé par une période relativement chaude entre le X^e et XIII^e siècle dit Anomalie Climatique Médiévale (ACM ou Medieval Climate Anomaly, MCA), suivie d'un refroidissement notable entre le XV^e et XVIII^e siècle appelé le Petit Âge Glaciaire (PAG ou Little Ice Age, LIA), et enfin, un réchauffement significatif, observé depuis le milieu du XIX^e siècle (Christiansen & Ljungqvist, 2017).

⁵ Les proxies sont des indicateurs indirects qui ont permis de reconstituer les variations du climat passé. Ils fournissent ainsi un « savoir par procuration » sur les changements climatiques et permettent de remonter bien au-delà de la période couverte par les instruments modernes.

⁶ La reconstruction de la température moyenne de l'hémisphère Nord sur le dernier millénaire, publiée par Mann et al. (1998, 1999), montre une légère baisse suivie d'une forte hausse au XX^e siècle, appelée « crosse de hockey ». Cela a déclenché un débat sur les méthodes statistiques de reconstruction et, entre autres, la suppression des tendances et la représentation du bruit liés au choix des proxies.

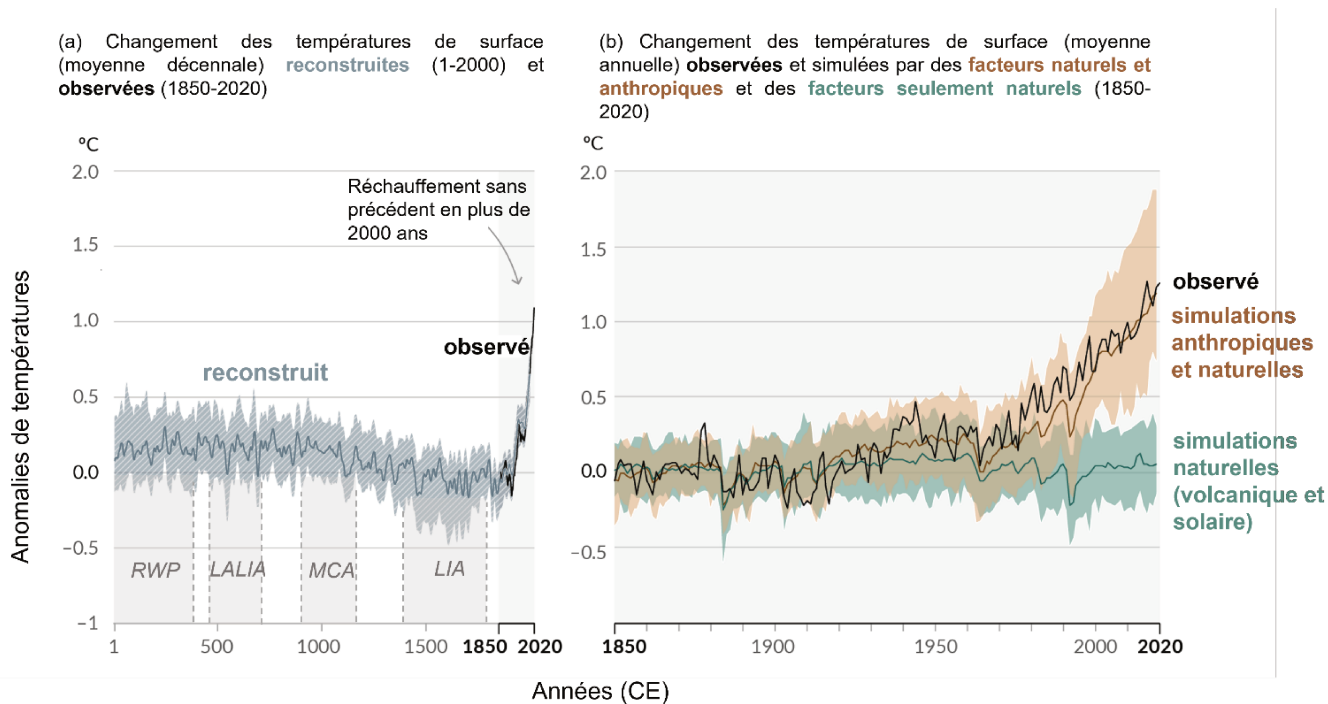


Figure I.1 Panneau (a) : Anomalies de la température de surface globale reconstitués à partir d'archives paléoclimatiques (ligne bleutée continue, années 1–2000) et d'observations directes (ligne noire continue, 1850–2020), toutes deux relatives à la période 1850–1900 et moyennées sur une décennie. La zone hachurée bleutée montre les intervalles très probables pour les reconstructions de température. Les périodes climatiques RWP, LALIA, MCA et LIA (voir texte) sont signifiées en gris clair (d'après Neukom, et al., 2019). Panneau (b) : Changements de la température de surface globale au cours des 170 dernières années (ligne noire) par rapport à 1850–1900 et moyennée annuellement, comparés aux simulations des modèles climatiques CMIP6 de la réponse de la température aux forçages humains et naturels (marron) et aux seuls forçages naturels (activité solaire et volcanique, vert). Les lignes de couleur pleines montrent la moyenne multi-modèles, et les nuances colorées montrent l'intervalle de confiance très probable des simulations. Figure modifiée d'après la figure SPM.1 du IPCC: Summary for Policymakers, 2021.

Toutefois, ces recherches ont également révélé des divergences importantes, tant au niveau de la durée que de l'étendue géographique de ces périodes climatiques ; contrairement au réchauffement récent (**Figure I.1 (b)**), il n'existe pas de consensus unanime quant à leurs manifestations régionales et à leur intensité (Christiansen & Ljungqvist, 2017; Esper et al., 2004; Jansen et al., 2007; Masson-Delmotte et al., 2013; Neukom et al., 2019).

Malgré les efforts antérieurs pour rendre compte des incertitudes et des variations temporelles, le rapport le plus récent du GIEC, AR6, ne propose qu'une seule reconstruction mondiale de la température (**Figure I.1 (a)** ; Anchukaitis & Smerdon, 2022; IPCC: Synthesis report summary for policymakers, 2021). Bien qu'une vue d'ensemble émerge quant à l'évolution générale des températures sur le long terme, le manque de résolution des reconstructions climatiques entrave la compréhension de la variabilité naturelle climatique et rend difficile la validation des projections

des modèles pour les scénarios futurs de changement de température. Comprendre les variations climatiques passées permet non seulement de mieux appréhender les changements observés aujourd'hui, mais aussi d'évaluer l'impact des différents forçages, qu'ils soient naturels ou anthropiques (**Figure I.1 (b)**). De nouvelles techniques statistiques et l'utilisation de réseaux étendus de proxies ont déjà contribué à des évaluations plus précises de l'influence des éruptions volcaniques, des cycles solaires, et des concentrations de gaz à effet de serre (Cook et al., 2010; Fernández-Donado et al., 2013; Goosse, 2017; Hegerl & Russon, 2011; Seager et al., 2007).

Chapitre II L'Anomalie Climatique Médiévale : définitions et approches historiques

1 Définition et contexte

La période du Petit Âge Glaciaire, s'étendant de 1400 à 1850 après J.-C., est largement reconnue pour son refroidissement prolongé, marqué par l'avancée des glaciers dans des zones situées à des latitudes et altitudes élevées (Grove, 1988; Matthews & Briffa, 2005; Wanner et al., 2022). Les causes de ce refroidissement sont généralement bien établies, bien que spatialement hétérogènes, notamment par la diminution de l'insolation et plusieurs éruptions volcaniques majeures. En revanche, l'Anomalie Climatique Médiévale, qui précède le Petit Âge Glaciaire et s'étend d'environ 950 à 1250 après J.-C., ne jouit pas encore d'une telle compréhension.

1.1 Petit Âge Glaciaire

Le terme « Petit Âge Glaciaire » a été introduit par F. Matthes en 1939 pour décrire la résurgence des glaciers dans la région de la Sierra Nevada en Californie (Wanner et al., 2022). Depuis la publication fondamentale de Grove (1988), ce terme est devenu largement accepté pour décrire les avancées massives des glaciers pendant le dernier millénaire, principalement dans les régions

montagneuses de l'hémisphère Nord. Bien que les recherches fassent état de moments distincts pour le début et la fin de cette période entre les différentes régions du monde (Neukom, 2014), le PAG semble relativement bien défini régionalement (Pfister & Wanner, 2021). En effet, depuis les années 1970, il existe un nombre croissant de publications utilisant ce terme, passant d'environ 100 dans les années 2000 à actuellement plus de 500 par an, comme souligné par Carozza et al. (2014).

1.2 L'Anomalie Climatique Médiévale

L'Anomalie Climatique Médiévale trouve son origine dans les travaux de H. Lamb qui a dépeint initialement une période chaude médiévale, située entre 1000 et 1300 après J.-C., où l'intensité des épisodes chauds a augmenté, surtout autour de l'Atlantique Nord (Lamb, 1965, 1977, 1982). Ces événements ont été révélés grâce à l'analyse de carottes de glace, de cernes, de rendements de récolte et d'autres documents historiques. En France, l'historien E. Le Roy Ladurie a identifié un petit optimum médiéval en Europe occidentale sur la base des dates des moissons et des vendanges reportées sur des écrits de la période (Le Roy Ladurie, 1967). Par la suite, l'Académie nationale des Sciences des États-Unis a reconnu l'existence de cette variabilité climatique, mais a également souligné que l'époque chaude médiévale n'était pas aussi chaude que la première moitié du XX^e siècle (*Understanding Climatic Change: A Program for Action*, 1975).

2 Évolution terminologique et approches historiques

2.1 Evolution des termes décrivant l'Anomalie Climatique Médiévale

En 1994, S. Stine a contribué à l'évolution terminologique en baptisant le phénomène initialement désigné comme « Medieval Warm Period » en « Medieval Climate Anomaly » (Stine, 1994). Cette révision a été motivée par la volonté de ne pas influencer les futures analyses paléoclimatiques, l'usage des termes tels que « Medieval Warm Period » ou « Little Optimum » devaient être évités, à moins d'une application spécifique à une région donnée. Cette recommandation visait à substituer

des termes plus neutres afin de ne pas présumer de manière précise les conditions climatiques associées à ces périodes.

2.2 Influence des recherches de récits historiques

Depuis les années 1990, l'exploitation croissante de preuves indirectes a permis d'examiner plus attentivement le climat médiéval. Certaines études menées sur des latitudes moyennes et élevées de l'hémisphère Nord ont même suggéré que certaines périodes de l'Anomalie Climatique Médiévale étaient aussi chaudes que le XX^e siècle (Guiot et al., 2010; Ljungqvist, 2010a), bien que l'augmentation rapide des températures au XX^e siècle reste sans précédent.

L'engouement pour la période médiévale chaude a été motivé par les récits culturels sur cette époque. La synthèse de Pfister & Wanner (2021) relate les études climatiques médiévales les plus notables qui incluent les recherches de C. Britton (1937) pour les îles britanniques jusqu'en 1450, P. Alexandre (1987) pour l'Europe jusqu'en 1426, plus récemment E. Leroy Ladurie sur le dernier millénaire (1967), W. et G. Schwarz-Zanetti pour l'Europe centrale jusqu'au début du XVI^e siècle (1992), ou encore les travaux de J. Buisman (1995) et A. van Engelen (2001), T. Wozniak (2020) et R. Glaser (2004).

Bien que les sources soient limitées, il existe des indices de recul des glaciers alpins, de présence de cultures d'orge en Islande, et d'avoine à des altitudes élevées en Écosse, ainsi que des vignobles s'étendant dans le Nord de l'Europe, à des altitudes plus élevées (Lamb, 1965). Les climats plus doux en Europe ont favorisé l'agriculture, tandis que les populations scandinaves ont exploré les régions nordiques de l'Atlantique. Elles ont établi des colonies telles que l'Islande vers 874 après J.-C. et le Groenland vers 985 après J.-C., ainsi qu'un avant-poste sur l'île de Terre-Neuve (Lamb, 1982; McGovern et al., 2007; Xoplaki et al., 2011). Des impacts négatifs majeurs ont également été relatés, tels que des sécheresses dans le Pacifique, entraînant des pénuries alimentaires en Chine et affectant des civilisations comme les Mayas (Fagan, 2008). Bien que le climat ait pu avoir un rôle significatif, les récents développements historiques tendent à réévaluer la portée de son influence sur ces événements. D'autres facteurs socio-économiques ont joué un rôle déterminant dans ces épisodes historiques, soulignant la nécessité de faire preuve de prudence vis-à-vis de la notion de déterminisme climatique⁷ (Graham et al., 2011; Pfister & Wanner, 2021a; Pribyl, 2014).

⁷ Théorie selon laquelle les conditions climatiques influencent de manière déterminante les sociétés humaines et leurs développements.

Chapitre III Les indicateurs climatiques ou proxy

Les relevés systématiques des températures à l'aide d'instruments ont débuté en Europe au XVIII^e siècle, puis se sont étendus au XIX^e voire au XX^e siècle dans d'autres régions. Par conséquent, la connaissance des températures passées repose sur des moyens indirects de collecte d'informations. Les enregistrements indirects, ou proxies, contenus dans les archives matérielles sont le fruit de processus biologiques, chimiques et physiques par lesquels les organismes ou systèmes enregistrent la variabilité de leur environnement. La relation entre proxy et climat implique des inférences à partir des connaissances actuelles des proxies vers un environnement passé (Evans et al., 2013; Frank et al., 2007; Hughes & Ammann, 2009; Tingley et al., 2012).

Durant les dernières décennies, diverses initiatives ont vu le jour afin de lister les enregistrements indirects publiés. Les bases de données de Mann et al. (1998, 1999), de CLIMAP (Climate: Long-Range Investigation, Mapping, and Prediction ; CLIMAP Project Members, 1976), COHMAP (Cooperative Holocene Mapping Project ; COHMAP Members, 1988) ou encore le consortium PAGES2K (Ahmed et al., 2013; PAGES2k Consortium et al., 2017, 2019; **Figure I.2**) ont entrepris des inventaires de nombreux proxies à travers le monde. Ces proxies proviennent de sources variées telles que les arbres, les coraux, les sédiments marins, les carottes glaciaires, les sédiments lacustres et quelques autres encore, offrant des résolutions temporelles allant du bihebdomadaire au centenaire.

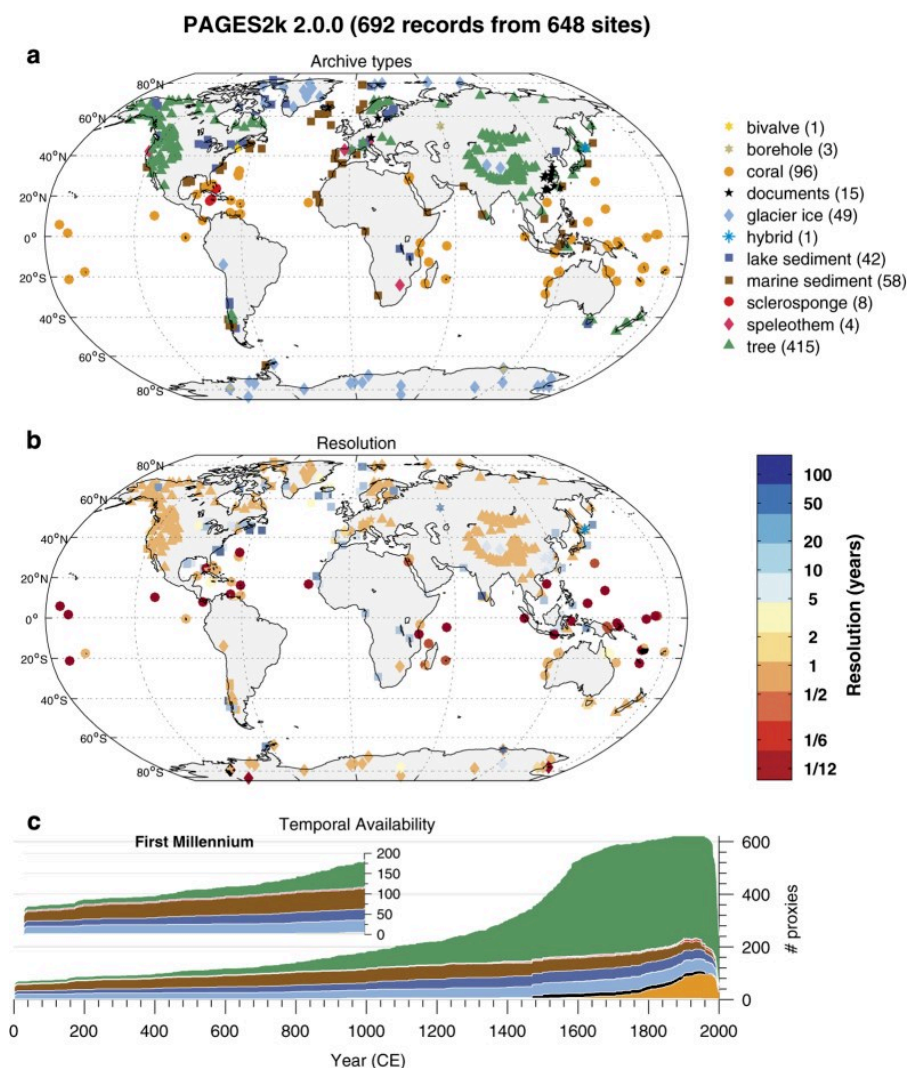


Figure I.2 Répartition géographique selon le type d'archive, codée par couleur et forme des 692 enregistrements de la base de données PAGES2k (1 CE - présent) (a). Résolution temporelle dans la base de données PAGES2k (b). Les formes sont identiques à celles de (a), et les couleurs indiquent la résolution en années (voir la barre de couleurs). Disponibilité temporelle des enregistrements (c), codée par couleur comme dans (a) (© PAGES2k Consortium et al., 2017)

Cette thèse, qui porte sur l'étude du climat d'une région spécifique de l'hémisphère Nord continental, nous amène désormais sur les proxies d'intérêt dans cette zone géographique.

1 Proxies dans l'hémisphère Nord continental

Les proxies de l'hémisphère Nord continental pour reconstruire le climat au cours de l'ACM sont principalement issus des mesures de croissance sur les cernes d'arbres sur lesquels nous nous focalisons par la suite. Un aperçu des proxies d'autres archives fréquemment utilisées, à savoir des carottes de glace, des varves et des spéléothèmes, est donné par la suite. Nous développons également une section sur les sources documentaires et mesures instrumentales qui seront considérées par la suite au regard des résultats des reconstructions climatiques.

1.1 Les cernes d'arbres

Dans les études de reconstruction des paramètres climatiques, la majorité des sources porte sur l'utilisation de la mesure des largeurs des cernes (TRW ; Tree-Ring Width) et de la densité maximale du bois (MXD ; Maximum Latewood Density) (Hughes, 2002; Jones et al., 2009; Wilson et al., 2016). Ce sont des indicateurs du climat passé dans les régions où la croissance des arbres est principalement contrôlée par un paramètre climatique spécifique, tel que la température, comme dans les zones de haute altitude (Anchukaitis et al., 2017; Esper et al., 2015, 2016, 2018; Schneider et al., 2015; Stoffel et al., 2015). Seulement, en milieu tempéré et à basse altitude, la croissance des arbres est influencée par plusieurs facteurs environnementaux, ce qui rend complexe l'utilisation des caractéristiques de croissance des arbres pour évaluer les variations climatiques et demande l'utilisation de traitements de standardisation pour séparer les signaux climatiques des autres influences (Etien et al., 2009; Labuhn et al., 2014).

Au cours de la dernière décennie, la technique de l'intensité du bleu (BI ; Campbell et al., 2007, 2011; Fuentes et al., 2018; Wilson et al., 2019), basée sur la correspondance entre le degré de lignification des cellules du bois et l'intensité de la lumière bleue visible réfléchi par la surface du bois, a vu le jour mais présente des limites liées à la difficulté à extraire un signal exempt de toute perturbation non climatique (par exemple, augmentation de la réflectance dans des zones colorées par la présence de micro-champignons ; Björklund et al., 2014). Par ailleurs, les méthodes de dendroisotopie se sont également développées ; les compositions isotopiques de l'oxygène, du carbone et de l'hydrogène présents dans la cellulose⁸ des cernes des arbres offrent un moyen de recueillir des données sur la variabilité climatique, même dans les zones tempérées où les méthodes de dendroclimatologie classiques sont peu performantes (Büntgen et al., 2020b; Etien et al., 2009; Urban et al., 2021; Young et al., 2011). Malgré cela, peu d'études se sont focalisées sur les zones

⁸ Polymère glucidique linéaire présent dans le bois. C'est le principal composant structural des parois cellulaires des cellules végétales et elle compose entre 40 et 47 % du bois sec.

tempérées à basse altitude en Europe sur le dernier millénaire (Büntgen et al., 2021; Daux et al., 2018; Etien et al., 2009; Haupt et al., 2011; Labuhn et al., 2016; Loader et al., 2008; Rinne et al., 2013; Torbenson et al., 2022).

1.2 Les isotopes stables dans les cernes d'arbres

Cette thèse portant sur des reconstructions climatiques fondées sur la mesure du rapport des isotopes stables de l'oxygène dans les cernes d'arbres, nous détaillons ici plus spécifiquement les caractéristiques de la mesure des isotopes stables de l'oxygène.

1.2.1 Origine et développement des méthodes de mesure des isotopes stables dans les cernes d'arbres

Un ensemble d'études menées dans les années 1970 (Epstein et al., 1976, 1977; Libby et al., 1976; Libby & Pandolfi, 1974) a initié l'exploration des informations environnementales accessibles via la mesure des variations isotopiques dans les cernes d'arbres. Les deux décennies suivantes ont permis de renseigner la façon dont les plantes fractionnent les isotopes au fur et à mesure qu'ils se déplacent dans les voies métaboliques lors de la photosynthèse⁹ et autour de la plante, ainsi que la sensibilité de ces fractionnements aux changements climatiques comme la température ou la pression de vapeur (Farquhar & Wong, 1984; Francey & Farquhar, 1982; Marshall & Monserud, 1996). L'étude des signaux isotopiques dans les cernes des arbres se concentre principalement sur la cellulose, le principal composant du bois, car celle-ci possède un signal environnemental plus cohérent entre les arbres que le bois total, qui contient entre autre des résines, des cires et de la lignine¹⁰ dont les compositions isotopiques sont plus hétérogènes d'un individu à l'autre d'un même site (Helle et al., 2022). Contrairement aux chronologies de largeur des cernes, les séries temporelles des isotopes stables présentent peu (carbone, durant les premières années) ou pas (oxygène) de tendances liées à l'âge de l'arbre (Büntgen et al., 2020b; Duffy et al., 2019; Gagen et al., 2007) qui demandent des méthodes de standardisation dégradant le signal climatique enregistré par le proxy. Ainsi, contrairement aux isotopes, la largeur et la densité des cernes sont fortement influencées par des facteurs non climatiques, tels que l'âge de l'arbre, les effets liés à la compétition dans la canopée

⁹ Ensemble des réactions biochimiques par lesquelles les plantes convertissent la lumière en énergie chimique.

¹⁰ Polymère phénolique complexe qui remplit les espaces entre les fibres de cellulose. Elle compose entre 15 et 30 % du bois sec.

ou aux contraintes mécaniques locales liées à la topographie par exemple. Cette variabilité demande un certain nombre d'individu pour une représentativité du signal local commun. Enfin, les isotopes stables sont complémentaires des mesures de largeur des cernes et de densité maximale du bois final, car ils réagissent différemment aux variables climatiques. Ces différences s'expliquent par des processus physiologiques distincts qui déterminent leur intégration dans les tissus végétaux, contrairement à la largeur et à la densité des cernes, principalement influencées par la croissance structurelle de l'arbre. Le recours à la mesure des isotopes stables, bien que plus coûteux à mettre en œuvre que les autres proxies, offre l'avantage de reconstruire le climat dans des environnements où plusieurs paramètres climatiques influencent la croissance de l'arbre et ses processus physiologiques, comme les zones de plaines.

Wilson & Grinsted (1977) et Leavitt & Danzer (1993) ont proposé des procédures pour extraire la cellulose, basées sur les travaux de Green (1963). Aujourd'hui les méthodes d'analyses des isotopes stables dans les cernes des bois comprennent : (1) la datation par la dendrochronologie, (2) la découpe des cernes accompagnée éventuellement de la séparation entre le bois final et le bois initial¹¹, (3) l'extraction chimique de la cellulose, (4) le conditionnement des échantillons (homogénéisation, lyophilisation, pesée, mise en capsule), et (5) l'analyse par spectrométrie de masse des rapports isotopiques de la cellulose.

La méthode d'analyse mentionnée ci-dessus atteint généralement des précisions de mesure autour de 0,30 ‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ (Gagen et al., 2022). Les mesures des isotopes stables sont couramment rapportées en utilisant la notation delta (δ) exprimées en pour mille (‰). Cette notation donne le rapport de l'isotope stable plus lourd à l'isotope plus léger par rapport à un standard isotopique, en parties par millier.

1.2.2 Les isotopes stables de l'oxygène dans les cernes d'arbres comme indicateurs climatiques

Le $\delta^{18}\text{O}$ dans les cernes des arbres reflète les variations de la composition isotopique de l'eau de source et l'enrichissement en ^{18}O de l'eau des feuilles par évaporation¹² (Farquhar & Lloyd, 1993;

¹¹ Au début de la saison de végétation, le cambium forme de grandes cellules à parois fines pour répondre aux besoins en sève, produisant un bois initial clair et poreux. En fin de saison, il génère des cellules plus petites à parois épaisses, créant un bois final plus dense et sombre (bois final). Le bois initial et le bois final qui sont formés au cours d'une même saison de végétation forment un cerne annuel.

¹² Processus par lequel l'eau est perdue sous forme de vapeur par les stomates des feuilles, qui sont des petits pores sur la surface des feuilles.

Yakir, 1992). L'eau absorbée par les racines, dont le $\delta^{18}\text{O}$ dépend de celui des précipitations locales et est déterminé par la température de formation des gouttelettes, est transportée vers les feuilles où elle s'enrichit en isotopes lourds (^{18}O). Cet enrichissement est fonction de la différence de pression de vapeur entre l'air des feuilles et l'air ambiant, un processus contrôlé par l'humidité relative (Dansgaard, 1964; Gessler et al., 2013; Sternberg et al., 1986). Au cours de la transformation des sucres en cellulose, de l'oxygène est échangé avec les fluides ascendants (Barbour et al., 2001). Le $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose intègre donc ce rappel de la composition isotopique de l'eau du sol, fortement liée à celle des précipitations. En milieu tempéré, l'augmentation de la température se traduit par une augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations (Dansgaard, 1964). L'augmentation du pouvoir évaporant de l'eau (température élevée, faible humidité de l'air) entraîne une augmentation des fractionnements évaporatifs. Dans des conditions chaudes et sèches, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ dans la cellulose tendent donc à être plus élevées et inversement (McCarroll & Loader, 2004; Roden et al., 2000).

1.2.3 Le $\delta^{18}\text{O}$ comme traceur du climat passé dans les régions tempérées

Les isotopes stables du carbone et de l'oxygène dans les cernes des arbres réagissent différemment aux variables climatiques en raison de processus physiologiques distincts qui influencent leur fractionnement et leur intégration dans les tissus végétaux. Les isotopes d'oxygène des cernes des arbres ont révélé un potentiel de reconstruction climatique dans l'ensemble des aires géographiques des espèces d'arbres tempérées (Etien et al., 2009; Gagen et al., 2022; Hartl-Meier et al., 2015; Li et al., 2020; Raffalli-Delerce et al., 2004). En Europe, le réseau ISONET a exploré la variabilité du $\delta^{18}\text{O}$ des arbres sur 35 sites, révélant que les signaux climatiques les plus robustes du XX^e siècle se trouvent dans les cernes d'arbres de l'ouest et du centre de l'Europe (Balting et al., 2021; Treydte et al., 2007). En France, les études dendro-isotopiques indiquent que le $\delta^{18}\text{O}$ des cernes d'arbres est particulièrement utile pour comprendre les effets combinés de la température et de l'humidité, et pour reconstruire les conditions de sécheresse (Daux et al., 2018; Etien et al., 2009; Labuhn et al., 2014; Masson-Delmotte et al., 2005; Raffalli-Delerce et al., 2004). C'est pourquoi il en fait un candidat de choix pour les reconstructions de l'Anomalie Climatique Médiévale, période où les températures semblent avoir joué un rôle important dans la variabilité climatique en Europe.

1.3 Autres archives et proxies fréquemment utilisés

- Les carottes de glace

Les carottes des calottes glaciaires et des glaciers offrent une précieuse réserve de marqueurs environnementaux, notamment au Groenland et dans certaines régions alpines tempérées (Jones et al., 2009). Les carottes de glace fournissent une variété d'indicateurs climatiques, tels que la composition isotopique de l'eau, les concentrations de gaz piégés, l'accumulation annuelle de neige, la concentration de poussières et le pH de la glace, permettant de reconstituer les températures passées et de décrire les modes de variabilité climatique. Ces indicateurs sont essentiels pour analyser des schémas de circulation à des échelles régionales et mondiales, notamment l'oscillation australe des courants océaniques El Niño (ENSO), l'oscillation Atlantique Nord (NAO), ainsi que les oscillations arctiques et antarctiques (OA et OAA), les indices de circulation océanique, et l'étendue des glaces de mer (Curran et al., 2003; Goodwin et al., 2004; Meyerson et al., 2002; Mosley-Thompson et al., 2005; Souney et al., 2002; Thompson, 1993; Vinther et al., 2003).

- **Sédiments varvés**

Une part substantielle des reconstructions repose sur des enregistrements tirés de sédiments « varvés » ou laminés, où la mesure temporelle est établie grâce à des couches sédimentaires annuelles appelés varves. Ces varves sont identifiés dans des lacs répartis sur presque tous les continents (Duprat-Oualid, 2019; Wilhelm, 2012). La mesure de l'épaisseur des couches des varves, leur composition chimique et leur contenu biologique permettent de reconstruire le climat mais exige une compréhension précise de leur chronologie et de leur sensibilité climatique (Birks et al., 2012; Shanahan et al., 2008).

- **Spéléothèmes**

Les spéléothèmes, qui comprennent les stalactites et les stalagmites, sont des formations présentes dans les grottes. Ils se forment lorsque le carbonate de calcium, principalement de la calcite, se dépose à partir d'infiltrations dans les grottes calcaires. Les méthodes de datation utilisant le décompte annuel des bandes et la série uranium/thorium (U/Th) fournissent des chronologies absolues, bien que sujettes à des incertitudes quant à l'âge (McDermott, 2004; Waltgenbach et al., 2021). L'épaisseur des bandes des spéléothèmes offre une opportunité de reconstitution de températures, tout comme l'analyse des concentrations de traces et des rapports isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$.

1.4 Informations documentaires et avènements des données instrumentales

Les informations documentaires englobent une diversité d'éléments historiques écrits relatifs aux conditions météorologiques et climatiques. Ces sources vont des observations directes humaines, telles que l'estimation de l'étendue de la glace couvrant les canaux, la mer ou l'épaisseur de neige, jusqu'aux effets plus indirects du climat tels que la croissance des cultures, les rendements agricoles et les dates de récolte ou des rapports motivés par des impératifs étatiques, juridiques et fiscaux.

Les travaux de Le Roy Ladurie (1967 et 2011), Brázdil et al. (2005), Garnier (2009), Pribyl (2017) et Pfister & Wanner (2021) fournissent des synthèses approfondies de ces relevés et sources énoncées plus haut. Les sources documentaires mettent l'accent sur les événements extrêmes, ceux ayant une importance socio-économique étant plus documentés (Degroot et al., 2021; Pfister & Wanner, 2021; Pribyl, 2014; Xoplaki et al., 2005). Depuis les années 1970, une approche rigoureuse a été adoptée vis-à-vis de ces sources, les combinant pour établir des indices qualitatifs et quantitatifs de température et de précipitations sur de longues périodes. Ces indices ont été développés pour différentes régions d'Europe (Adamson et al., 2022; Chuine et al., 2004; Garnier, 2009; Glaser & Riemann, 2009; Labbé et al., 2019; Le Roy Ladurie, 1967; Pfister et al., 1998).

Bien que les enregistrements instrumentaux aient débuté à la fin du XVI^e siècle en Europe, seules quelques longues séries météorologiques, débutant à cette époque sont disponibles. Les enregistrements instrumentaux continus, débutant souvent avec la création des Services Météorologiques Nationaux (SMN), constituent une avancée importante pour la paléoclimatologie, puisqu'ils servent de base pour évaluer la validité et la fiabilité de toutes les données issues d'enregistrements naturels. Cependant, ils nécessitent généralement des ajustements pour assurer leur homogénéité sur de longues périodes (Frank et al., 2007). Aujourd'hui, les ensembles de données météorologiques modernes comme HadCRUT5 et GISTEMP intégrant les températures de surface terrestre et marine, couvrent la période depuis 1850 sur une grande partie du globe, avec une résolution de $5^\circ \times 5^\circ$ (Hansen et al., 2010; Morice et al., 2012, 2021).

2 Biais et avancées dans l'étude des proxies climatiques

2.1 Biais spatiaux et temporels des proxies

Les données issues des proxies répondent le plus souvent à plusieurs variables climatiques (Briffa et al., 1996; Ekaykin et al., 2016; Gagen et al., 2022), tout en reflétant également des effets non climatiques. Ces indicateurs présentent des biais spatiaux et temporels importants en ce qui concerne leur disponibilité, leur saisonnalité et leur temps de réponse face aux changements climatiques. Par exemple, les paramètres mesurés dans les cernes tendent à refléter principalement les conditions climatiques pendant la saison de croissance des arbres, estivale dans l'hémisphère Nord continental, ce qui limite leur capacité à représenter les variations climatiques sur d'autres saisons de l'année (Anchukaitis et al., 2017; Briffa et al., 2004; D'Arrigo et al., 2009; D'Arrigo et al., 1992; Esper et al., 2015; Frank et al., 2007; Schweingruber et al., 1993; Wilson et al., 2016).

Le rassemblement de proxies saisonniers divers peut biaiser les reconstructions de la variabilité climatique annuelle (Briffa & Jones, 1993; Lücke et al., 2021). Par exemple, les données du sous-ensemble de proxies à résolution annuelle du réseau PAGES2k (PAGES2k Consortium et al., 2017) montrent une prédominance des signaux d'été et de la saison de croissance boréale, ce qui résulte en partie de l'abondance des données provenant des cernes des arbres dans l'hémisphère Nord au cours des deux derniers millénaires (**Figure I.2**).

2.2 Progrès récents et avancées dans l'échantillonnage des enregistrements

Afin de surmonter les différentes limites associées aux proxies, des avancées sont réalisées dans les domaines de l'échantillonnage, du développement et de l'interprétation des données, évoluant à un rythme propre à chaque communauté scientifique. Toutefois, des progrès collectifs ont été réalisés au cours de la dernière décennie grâce à la création de bases de données multi-proxies par des groupes d'experts travaillant dans des régions spécifiques (Büntgen et al., 2021b; PAGES2k Consortium et al., 2017; PAGES2k Consortium et al., 2019; Torbenson et al., 2022). Ainsi, la mise en place de normes d'archivage des données et la constitution de bases de données pour favoriser la distribution de données numériques est un objectif technologique crucial pour le futur des reconstructions climatiques passées.

Chapitre IV Enjeux méthodologiques pour la reconstruction

Si le choix des archives est fondamental pour une reconstruction précise du climat, c'est avant tout la méthode de reconstruction employée qui déterminera l'interprétation des conditions climatiques passées. Les méthodes de reconstruction reposent sur divers choix stratégiques et technologiques qui conditionnent la précision et la fiabilité des reconstructions obtenues. Il existe une quantité de méthodes différentes, chacune offrant une fenêtre spécifique sur le climat passé. Cette partie vise à mettre en lumière l'importance cruciale des décisions prises dans la démarche scientifique, révélant comment ces choix façonnent la compréhension de notre passé climatique.

Le défi majeur dans la reconstruction d'une variable inconnue, le paramètre climatique passé, réside dans la détermination de la relation entre le proxy et le paramètre climatique. Cette relation est présumée linéaire à partir de la période de calibration¹³ (ou période de calibration ; période pendant laquelle existent simultanément des valeurs de proxies et de données instrumentales météorologiques) durant laquelle les paramètres du modèle entre les données issues de proxies et les relevés instrumentaux sont déterminés. La linéarité est alors supposée en dehors de la période de calibration. Cependant, la période de chevauchement entre les données issues de proxies et les observations instrumentales est brève, et principalement marquée par une forte tendance au réchauffement, rendant les relations entre les proxies et les paramètres climatiques souvent incertaines (Evans et al., 2013). De plus, la capacité des régression linéaires à modéliser les processus naturels réels est toutefois remise en question, car la relation proxy-climat peut présenter des comportements plus ou moins non linéaires. La variance non expliquée des données reconstruites dans les modèles linéaires pourrait être attribuée, en partie, à des relations non linéaires entre le proxy et le climat (Helama et al., 2009). Cependant, les divergences de variance, d'amplitude et de moyenne entre des reconstructions utilisant le même réseau de proxy mais des méthodes statistiques différentes, démontrent surtout l'influence de la subjectivité dans le processus de reconstruction (Wang et al., 2014). Büntgen et al. (2021a) ont mené une expérience en double aveugle visant à créer 15 reconstructions de températures, utilisant le même réseau de proxy, pilotées par le processus décisionnel des chercheurs et ont montré autant de divergences dans les reconstructions (**Figure I.3**). D'autre part, ni une approche de sélection de proxy très stricte ni une approche qui l'est moins n'ont pu jusqu'à présent être identifiées comme

¹³ Période durant laquelle les données instrumentales et les données issues de proxies se recouvrent pour ajuster les modèles climatiques afin de valider leurs prédictions et minimiser l'écart avec les données réelles.

objectivement supérieures dans tous les critères pertinents de robustesse et de qualité (Franke et al., 2020; Neukom et al., 2022).

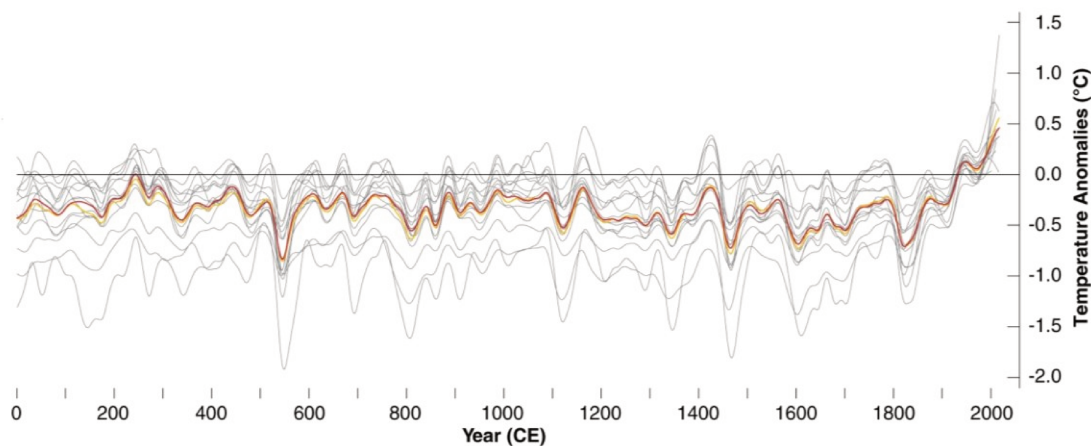


Figure I.3 Ensemble de 15 reconstructions (lignes grises) des températures estivales de l'hémisphère Nord lissées par splines cubiques sur 50 ans ainsi que leur moyenne (orange) et leur médiane (rouge) de l'expérience en double aveugle basées sur un réseau commun de jeux de données de largeur de cernes d'arbres régionaux dans Büntgen et al., 2021a (© Büntgen et al., 2021a)

Actuellement, les modèles de reconstructions climatiques à grandes échelles ont tendance à sous-estimer la variabilité climatique à basses fréquences¹⁴ et cela peut être imputé à la sous-représentation systématique spatiale et saisonnière de certains proxies (Bürger et al., 2006; Evans et al., 2014; Tingley et al., 2012; von Storch et al., 2004; Wang et al., 2014). Les proxies, utilisés pour inférer les températures passées par exemple, peuvent être influencés par des signaux autres que le paramètre climatique ciblé, comme les changements environnementaux locaux ou les changements écophysologiques. C'est le cas des largeurs de cerne d'arbre qui ne répondent pas seulement aux variations climatiques et dont le signal nécessite une standardisation ou un *detrending*. Cette méthode consiste à ajuster les données brutes à l'aide d'une fonction mathématique éliminant les variations basses fréquences afin de préserver le signal climatique. Cependant cette méthode peut induire une perte d'information climatique comme les tendances pluri-décennales mais également des biais méthodologiques car de nombreuses reconstructions utilisent des méthodes différentes de *detrending* ce qui rend difficile la comparaison des données corrigées (Büntgen et al., 2021a).

¹⁴ Variabilité d'une série temporelle, basse fréquence pour les tendances à long terme (> 30 ans), moyenne fréquence pour les tendances de moyens termes (10 – 15 ans) et haute fréquence pour les fluctuations rapides (1-2 ans).

En raison des biais liés aux proxies utilisés, diverses méthodes sont employées pour estimer l'incertitude des reconstructions climatiques, allant de l'analyse des résidus sur la période de calibration, aux techniques de *bootstrap*¹⁵ et aux approches bayésiennes¹⁶ (D'Arrigo et al., 2006; Esper et al., 2002; Ljungqvist, 2010; Mann et al., 1998; Moberg et al., 2005; Shi et al., 2013).

Chapitre V Convergences et Divergences des reconstructions climatiques au cours de l'Anomalie Climatique Médiévale

La période de l'Anomalie Climatique Médiévale a suscité de nombreux débats dans la communauté scientifique en raison de multiples divergences observées dans les reconstructions de température basées sur différentes méthodes et ensembles de données.

1 Évidences de l'Anomalie Climatique Médiévale dans le monde

Les reconstructions climatiques réalisées à partir des archives naturelles ont montré que cette époque n'était pas simplement caractérisée par des températures plus élevées. En réalité, elle a été le théâtre d'une multitude de variations des conditions hydroclimatiques avec des manifestations

¹⁵ Méthode statistique permettant d'estimer la précision d'un modèle en générant de multiples échantillons aléatoires à partir des données originales.

¹⁶ Méthode statistique qui intègre les probabilités a priori et a posteriori dans l'inférence et la prédiction des modèles.

distinctes selon les régions et les saisons (Bradley, 2000; Bradley et al., 2003; Diaz et al., 2011; Edwards et al., 2017; Hughes & Diaz, 1994; Lüning et al., 2017; Torbenson et al., 2022). Des anomalies climatiques ont été identifiées, telles que des sécheresses prolongées dans certaines régions des États-Unis, du Mexique et de l'Europe du Sud (Coats et al., 2016; Cook et al., 2010; Graham et al., 2011; Graham & Hughes, 2007; Lüning et al., 2019c; Stahle et al., 2011; Wogau et al., 2022; Woodhouse et al., 2009) mais aussi des conditions plus humides et froides en Europe de l'Ouest et au Moyen-Orient (Esper et al., 2007; Luterbacher et al., 2012; Torbenson et al., 2022; Trouet et al., 2009). Une série de synthèses régionales a été publiée récemment par Lüning et al. (2017, 2018, 2020, 2019a et 2019c) faisant état de la diversité des reconstructions climatiques supportant l'existence de fortes anomalies non synchrones à l'échelle du globe. Ainsi la Méditerranée occidentale a été généralement plus chaude et sèche pendant l'ACM, tandis que la Méditerranée centrale et orientale a montré des tendances au refroidissement (Lüning et al., 2017, 2019c). En Afrique, des augmentations de précipitations ont été relevées dans des zones telles que la Tunisie, l'ouest du Sahel et la majeure partie de l'Afrique australe tandis que d'autres régions du continent ont connu des réductions de précipitations (Lüning et al., 2018). En Amérique du Sud, la période a été globalement chaude, marquée par le recul des glaciers et une augmentation de la productivité biologique dans les lacs de haute altitude. Cependant, des exceptions telles que les zones d'upwelling¹⁷ permanentes du Pérou, du nord du Chili et de Cabo Frio au Brésil ont montré une grande variabilité climatique (Lüning et al., 2019a). La plupart des régions subantarctiques ont enregistré une ACM chaude par rapport au PAG, bien que des zones de l'Antarctique se soient plutôt refroidies (Lüning et al., 2019b).

Toutefois les données disponibles pour les tropiques et l'hémisphère Sud avant le XIII^e siècle sont relativement limitées en comparaison de celles de l'hémisphère Nord (Lüning et al., 2019a et 2020; Neukom & Gergis, 2012). En effet, les progrès scientifiques et archéologiques ont concentré leur effort dans l'hémisphère Nord en raison du nombre de scientifiques et d'institutions de recherche dans ces régions, ce qui a stimulé la collecte de données. De plus, l'augmentation de la densité de population en Europe et en Amérique du Nord a permis une meilleure accumulation de documents écrits et de sources climatiques facilitant l'accès aux données. À l'inverse, les défis logistiques et les conditions climatiques difficiles rendent l'étude et la conservation des archives climatiques dans l'hémisphère Sud, notamment dans les zones polaires et reculées.

Enfin, les observations mentionnées soulignent la variabilité géographique des conditions climatiques dans différentes parties du monde au cours de l'ACM, en contraste avec l'uniformité

¹⁷ Remontée saisonnière d'eaux froides profondes des océans le long de certains littoraux.

de la période de réchauffement actuelle (**Figure I.4**; Neukom et al., 2019). De plus, si réchauffement il y a eu durant la période médiévale, Neukom et al. (2019) montrent également que les maxima des températures atteintes n'étaient pas synchrones à l'échelle du globe (**Figure I.4**).

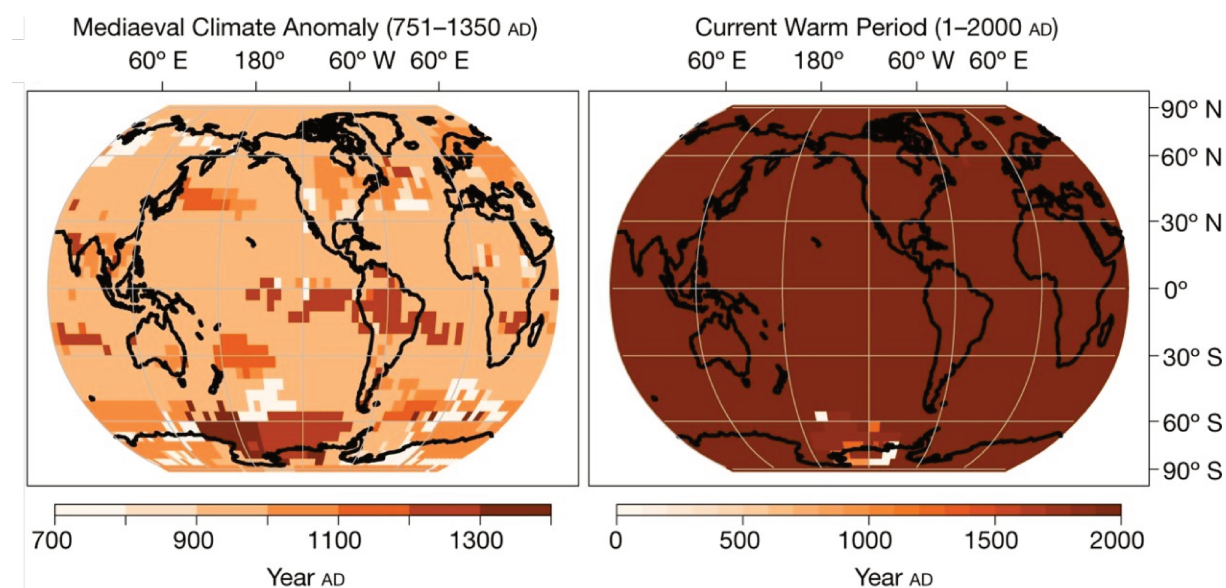


Figure I.4 Représentation des siècles présentant la plus grande probabilité de contenir la période de 51 ans la plus chaude au sein de l'Anomalie Climatique Médiévale (gauche) et des deux derniers millénaires (droite) d'après les reconstructions de températures de Neukom et al., 2019 ©.

Les reconstructions régionales revêtent une importance capitale lors de l'évaluation des impacts climatiques, car elles mettent en lumière des extrêmes saisonniers avec des amplitudes bien plus importantes que celles calculées à l'échelle mondiale ou hémisphérique (Edwards et al., 2017; Jiang et al., 2015; Moreno et al., 2012; Torbenson et al., 2022; Xoplaki et al., 2016). A titre d'exemple, des événements comme l'été chaud européen de 2003 (Luterbacher et al., 2004) a eu des répercussions significatives sur les populations, entraînant une augmentation de la mortalité dans le sud-ouest de l'Europe. Ainsi, les grandes reconstructions de température globale ou hémisphérique entraînent un lissage spatial qui atténue considérablement, voire supprime la variabilité à haute fréquence, limitant l'interprétation de l'impact de ces événements sur les sociétés (Anchukaitis & Smerdon, 2022).

2 *Amplitude desideratum* entre les reconstructions de températures dans l'hémisphère Nord continental

Les histoires paléoclimatiques obtenues par les reconstructions de températures de l'hémisphère Nord continental partagent plusieurs des mêmes caractéristiques majeures, mais diffèrent quant au moment et à la durée des événements (**Annexe B**). Esper et al. (2005) ont qualifié le désaccord sur l'ampleur de la variabilité des températures des reconstructions du dernier millénaire d'« *amplitude desideratum* ». L'incapacité à déterminer avec précision les caractéristiques climatiques de cette période constitue le défi majeur à relever.

En comparaison avec les évaluations de modèles régionaux, une estimation des températures à l'échelle hémisphérique est généralement plus simple : la variabilité hétérogène locale/régionale est souvent atténuée par la moyenne. Par exemple, une série de températures estivales reconstruites, N-TREND, indique en moyenne une grande période chaude allant d'au moins 750 AD. au début des années 1400, avec des valeurs maximales centrées autour de la fin des années 900, de la fin des années 1000 et 1100, et les années les plus chaudes de l'époque médiévale en 790, 990, 995, 1014, 1016 et 1168, cette dernière étant la plus chaude (Anchukaitis et al., 2017).

Toutefois, les travaux de Christiansen & Ljungqvist (2017), qui s'affairent à comparer de nombreuses reconstructions de températures (16) des deux derniers millénaires dans l'hémisphère Nord, montrent un désaccord dans l'amplitude des températures reconstruites entre le XI^e et XVII^e siècle avec des variations allant de 0,14 à 1,3°C avec une moyenne de 0,49°C, entre des séries de reconstructions qui partagent parfois le même réseau de données issues de proxy. Un exemple de plusieurs reconstructions de températures couvrant le dernier millénaire dans Xing et al. (2016), illustre la grande variabilité entre les séries sur la période médiévale (**Figure I.5**).

La faible corrélation entre les reconstructions de différentes régions peut refléter des différences dans les mécanismes climatiques locaux et régionaux. Par exemple, Ljungqvist et al. (2019) ont étudié les schémas de covariabilité entre température et hydroclimat en Europe depuis 850 CE, en utilisant des mesures instrumentales, des reconstructions basées sur les cernes des arbres et des simulations de modèles climatiques extrapolés sur une grille de 5° × 5° pour toute l'Europe. Leur analyse a révélé des tendances contrastées entre l'Europe du Nord et du Sud. De plus, Cook et al.

(2015) ont présenté une reconstruction des sécheresses spatiales à haute résolution ($0,5^\circ \times 0,5^\circ$) pour les deux derniers millénaires en Europe et dans le bassin méditerranéen, appelée OWDA (Old World Drought Atlas). Cette reconstruction a mis en évidence des événements hydroclimatiques marquants, comme une mégasécheresse entre 1000 et 1200 CE affectant principalement l'Europe centrale et nord, mais une limite majeure de la reconstruction réside dans la faible densité des proxies disponibles pour la façade occidentale de l'Europe. Il devient donc nécessaire de combler ce déficit en collectant de nouvelles archives paléoclimatiques et en intégrant des proxies supplémentaires pour mieux caractériser les dynamiques hydroclimatiques de ces régions.

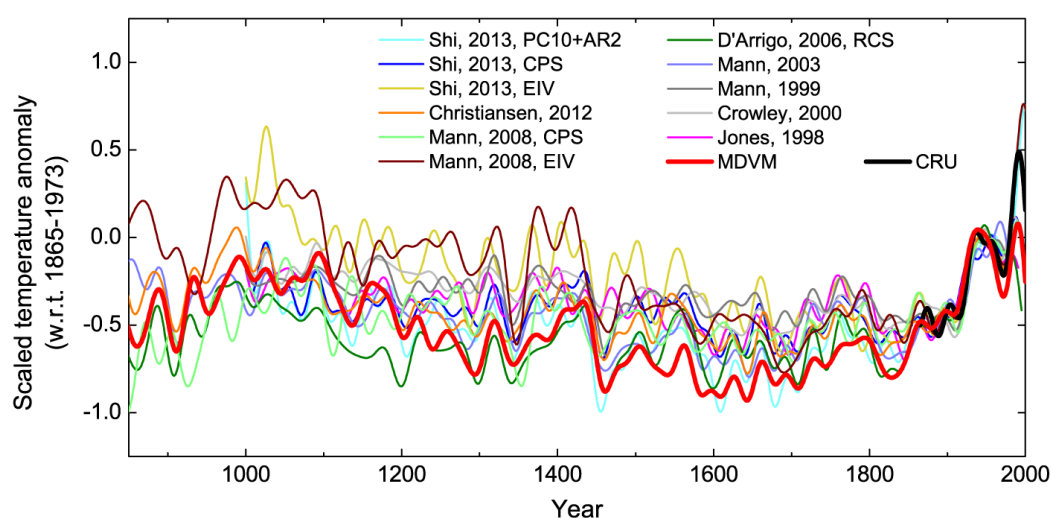


Figure I.5 Comparaison de plusieurs séries de reconstructions de températures moyenne de l'hémisphère Nord. Toutes les reconstructions sont filtrées avec un filtre passe-bas de 30 ans et mises à l'échelle par rapport à la série instrumentale de la période 1865-1973 (© Xing et al., 2016)

D'autre part, Wang et al. (2023) ont évalué la synchronisation des températures maximales au cours de l'ACM dans l'hémisphère Nord, à différentes échelles de temps (de 51 ans à 351 ans) à travers plusieurs reconstructions locales, régionales et continentales. A l'échelle locale, la distribution du moment des températures maximales au cours de l'ACM sur 20 sites individuels est étalée avec des écarts types calendaires allant de 210 ans pour des échelles de temps multidéennales à 181 ans à des échelles de temps multicentennaires. Ces résultats, reportés sur la **Figure I.6**, soulignent la complexité et l'hétérogénéité des variations climatiques à travers différentes échelles de temps et d'espace durant l'ACM.

Il demeure néanmoins des incertitudes provenant des proxies qui peuvent entraver une évaluation précise de la synchronisation des époques climatiques. Ces problématiques liées aux proxies comme les lacunes de couverture spatiale dans leur représentation, les biais de la réponse saisonnière, de

résolution et d'incertitude de datation, ainsi que de sensibilité climatique ont été soulevées dans le **Chapitre III, section 2** ainsi que dans les références suivantes : Büntgen et al. (2021a), Bürger & Cubasch (2005), Esper & Büntgen (2021), Hughes & Diaz (1994) et Klippel et al. (2020).

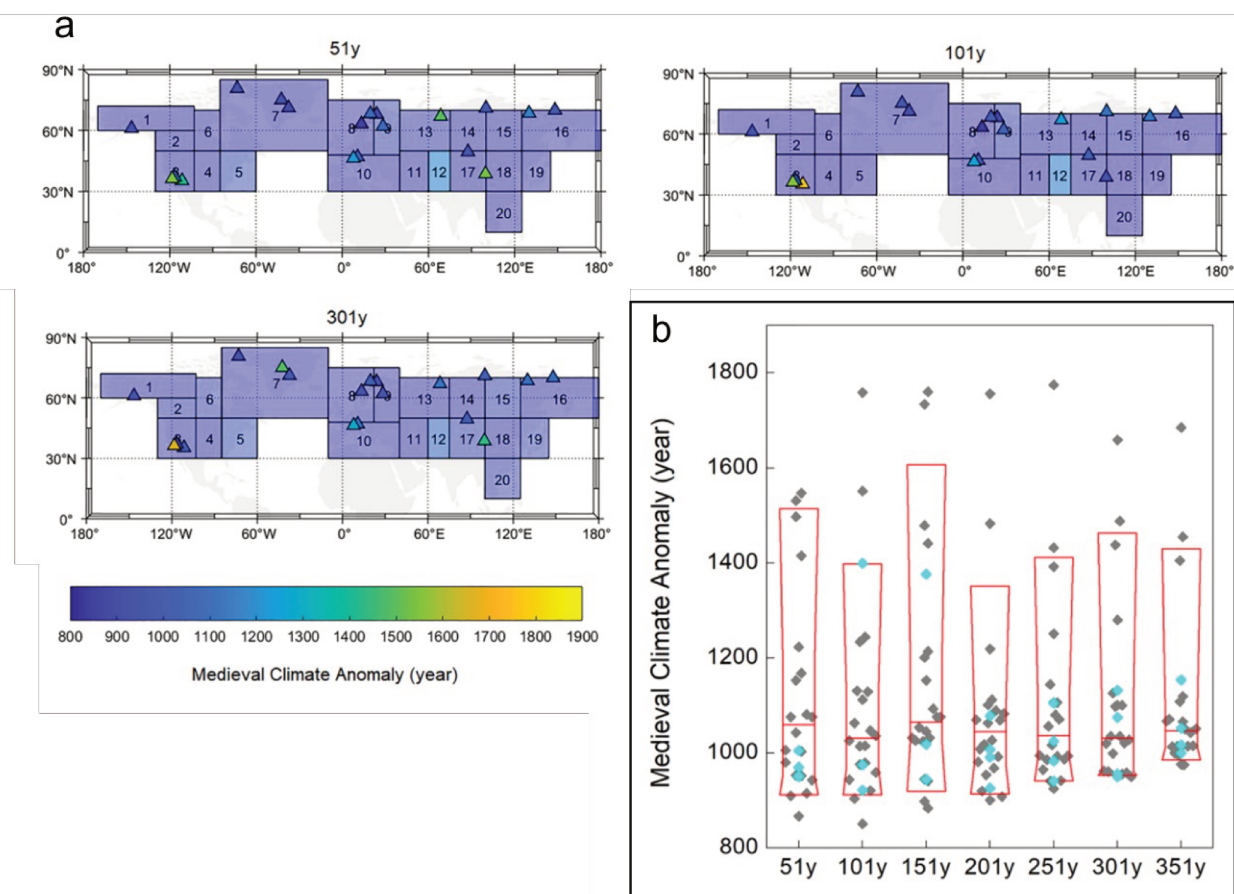


Figure I.6 Synchronisation de l'année centrale des températures maximales pendant l'Anomalie Climatique Médiévale à différentes échelles de temps (51-301 ans) pour 20 sites locaux (triangles) et 20 régions (rectangles) sur l'hémisphère Nord (a). Distribution de la synchronisation des températures maximales pendant l'Anomalie Climatique Médiévale à différentes échelles de temps (51-351 ans) parmi les 20 sites locaux (b). Les losanges gris montrent la synchronisation (année centrale) des températures maximales pour chaque site et région, et les diagrammes en boîtes rouges montrent leurs plages de distribution des 10, 25, 50, 75 et 90 %. Les losanges cyan montrent la synchronisation (année centrale) des températures maximales pour les quatre continents de l'hémisphère nord dans chaque cas (© Figure modifiée d'après Wang et al., 2023).

3 Identification des facteurs de variabilité climatique dans l'hémisphère Nord durant l'Anomalie Climatique Médiévale

Comme aucune synchronisation des températures maximales durant l'ACM n'est observée spatialement, des recherches suggèrent que la variabilité climatique observée est principalement due à des mécanismes régionaux liés à la variabilité interne du système climatique¹⁸ (Delworth et al., 2016; Goosse et al., 2012; Neukom et al., 2019; Wang et al., 2017). Ces mécanismes induisent des fluctuations naturelles du climat en raison des interactions dynamiques complexes, par exemple entre atmosphère, océans et biosphère au sein du système climatique terrestre. Les facteurs de forçage externe¹⁹, tels que l'activité solaire ou les éruptions volcaniques, devraient quant à eux entraîner une variation cohérente des températures à travers la majorité de l'hémisphère (Schurer et al., 2013; Stott et al., 2010).

Concernant la variabilité interne climatique, l'oscillation Atlantique Nord (NAO)²⁰ est le principal facteur de variabilité de la circulation atmosphérique dans l'hémisphère Nord, influençant fortement la température, les précipitations et les trajectoires des tempêtes. La NAO agit toute l'année, mais son influence sur le climat européen est plus forte en hiver. Une reconstruction annuelle de la NAO sur le dernier millénaire par Ortega et al. (2015) a montré une transition rapide vers des phases positives de ce dernier en 1150, durant environ 240 ans. D'autre part, une reconstruction de températures de surface de la mer du plateau nord de l'Islande par Sicre et al. (2008) a montré une période estivale persistante plus chaude au cours de l'ACM pour les latitudes élevées de l'Atlantique Nord. Selon les auteurs, ce réchauffement pourrait être dû à un transport accru des eaux chaudes de la dérive Atlantique Nord probablement à cause de vents plus forts

¹⁸ La variabilité interne climatique découle des interactions entre les sous-systèmes qui composent le climat (i.e. atmosphère, océan, cryosphère, hydrosphère et biosphère) et de l'instabilité de certaines d'entre elles (atmosphère et océan).

¹⁹ Influence exercée par des facteurs extérieurs (comme les variations solaires, les éruptions volcaniques ou gaz à effet de serre) sur le climat.

²⁰ Variabilité atmosphérique entre la dépression islandaise et l'anticyclone des Açores, influençant le climat de l'Atlantique Nord.

venant du sud-ouest ou de changements dans la circulation méridienne de retournement de l'Atlantique²¹ (AMOC).

Toutefois, aucun lien direct n'a pu être établi entre ces forces de variabilité internes et la variabilité climatique régionale durant l'ACM. Les interactions de ces facteurs avec le climat local peuvent être non linéaires et difficiles à modéliser, ce qui rend la détection de corrélations directes complexe, de nombreux décalages temporels sont généralement observés entre les phases de NAO par rapport aux changements climatiques observés. D'autre part, les archives naturelles bien résolues localement ne suffisent pas à démontrer une corrélation systématique entre ces processus internes et les changements climatiques observés. En effet, la complexité des interactions climatiques à l'échelle locale dépend également des caractéristiques géographiques, de l'utilisation des terres et de la végétation. Une meilleure compréhension des diverses influences sur le climat nécessite une approche intégrée qui combine des données paléoclimatiques avec des informations sur les dynamiques environnementales locales (géographie du site, utilisation du sol, capacité hydrique des sols, gestion du couvert forestier...).

Chapitre VI Perspectives pour une meilleure définition de l'ACM dans l'hémisphère Nord

1 Enjeux scientifiques actuels

À la lumière de l'état de l'art présenté dans cette première partie, plusieurs problématiques liées à la définition de l'Anomalie Climatique Médiévale ont été identifiées, et des pistes de recherche sont en cours pour combler ces lacunes. Les enjeux et axes de recherche envisagés sont détaillés ci-dessous.

1. Disponibilité limitée des proxys climatiques pour les régions de basse altitude

²¹ Courant océanique transportant de la chaleur des eaux de l'équateur vers le pôle Nord.

Malgré une augmentation récente de la disponibilité d'enregistrements indirects pour examiner le climat des latitudes moyennes et élevées de l'hémisphère Nord, des limites subsistent. Notamment, la disponibilité limitée des proxies climatiques en région de basse altitude, constitue une contrainte majeure pour la reconstruction de l'ACM, que nous chercherons à surmonter. En basse altitude, les cernes et la densité maximale du bois reflètent moins directement le climat, car la croissance des arbres est aussi influencée par des facteurs tels que la disponibilité en eau, les propriétés du sol et la compétition écologique. Ainsi, une surreprésentation des archives est estimée pour les zones alpines et en Fennoscandie (Briffa et al., 1992; Büntgen et al., 2005, 2006; Corona et al., 2010; Grudd, 2008; Gunnarson et al., 2011; Hiller et al., 2001; Kremenetski et al., 2004; Mangini et al., 2005; Seppä et al., 2009; Täljander et al., 2003), mettant en évidence la nécessité d'approches plus résolues localement (PAGES2k Consortium et al., 2017; Wilson et al., 2016). A titre d'exemple la **Figure I.7** illustre la représentation des enregistrements naturels disponibles pour la reconstruction climatique dans une partie de l'Europe indiquant un manque général de données bien résolues dans les régions de basses altitudes.

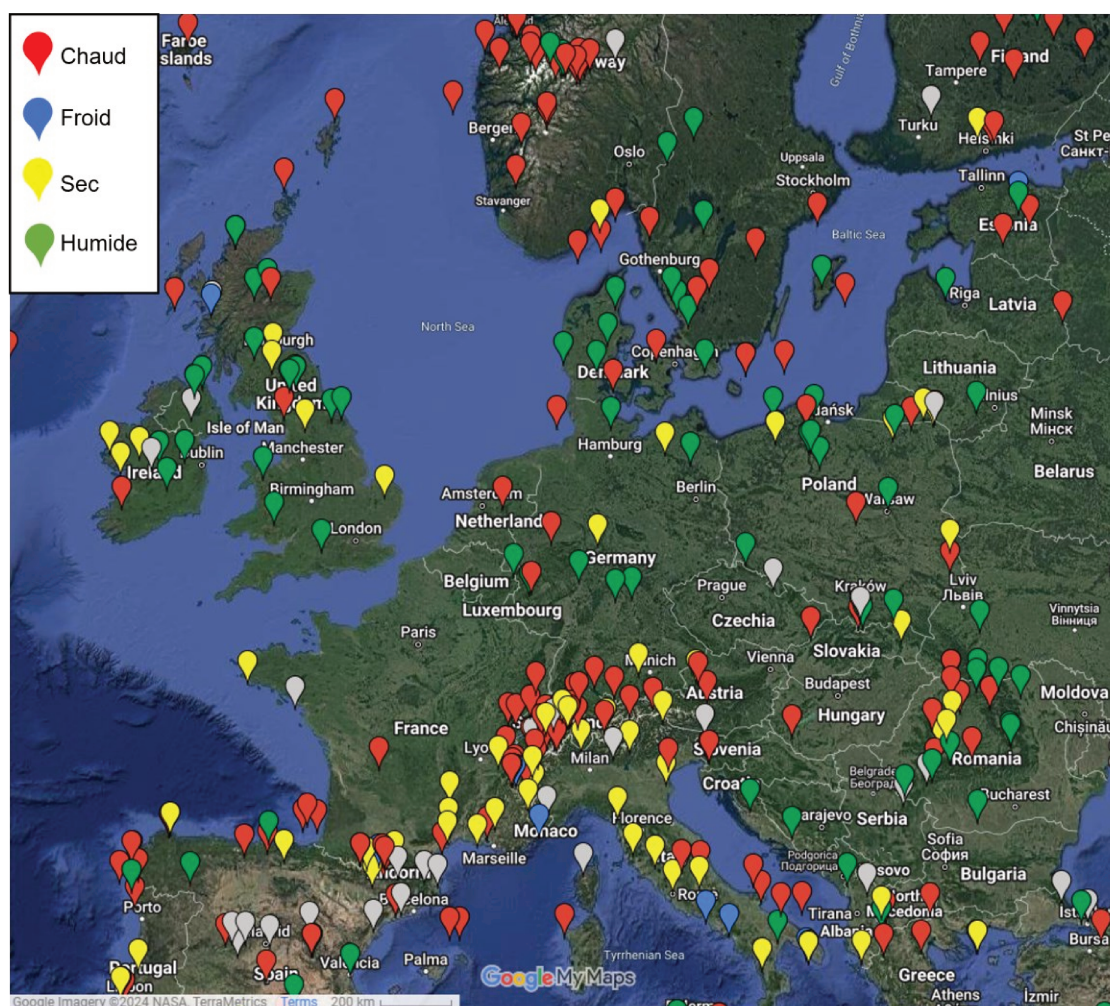


Figure I.7 Localisations spatiale sur Google Maps des archives naturelles utilisées pour les reconstructions climatiques durant l'Anomalie Climatique Médiévale dans une partie de l'Europe, indiquée par des points. Les couleurs des points indiquent le type de résultat climatique obtenu à partir des proxies locaux. (Dataset : Lüning, 2021).

Davantage d'initiatives visant à améliorer les reconstructions des températures estivales à grande échelle ont vu le jour récemment, notamment à travers des stratégies de sélections de proxies qui expliquent au mieux la variance de température estivale locale/régionale. C'est le cas des reconstructions N-TREND2015 (Wilson et al., 2016), Sch15 (Schneider et al., 2015), Sto15 (Stoffel et al., 2015) ou encore PAGES2k2019 (PAGES2k Consortium et al., 2019).

Les défis à l'ordre du jour visent à développer les bases de données pour inclure des proxys comme les isotopes stables dans les cernes de bois dont les signatures reflètent correctement les variations climatiques passées.

2. Divergences entre reconstructions climatiques

Les reconstructions climatiques présentent des divergences importantes comme des informations climatiques peu cohérentes selon les méthodes ou les types de données utilisées, ce qui complique

la compréhension précise des conditions climatiques de l'ACM. Pour mieux appréhender les divergences existantes dans les chronologies climatiques proposées, la mise à disposition des métadonnées permet de mieux analyser les choix et caractéristiques méthodologiques pour interpréter les reconstructions climatiques. Développer des reconstructions climatiques spatiales de haute résolution contribuerait à corriger la surreprésentation de certaines zones géographiques et à fournir une vision plus équilibrée des variations climatiques régionales. Dans cette optique certaines recherches proposent des méthodes de reconstruction de champ climatique spatial²² (Cook et al., 1994; Luterbacher et al., 2004; Mann et al., 2007; Rutherford et al., 2005; Schneider, 2001; Smerdon et al., 2011). Cette approche a la capacité de mettre en évidence des motifs d'anomalies climatiques spatiales associés à la circulation atmosphérique, au forçage radiatif, ainsi qu'aux modes de variabilité océan-atmosphère à grande échelle (Yun et al., 2021).

3. Manque de résolution chronologique pour l'ACM et le Petit Âge Glaciaire

Parmi les axes de recherche actuels, une priorité est donnée à la définition précise du cadre chronologique de l'Anomalie Climatique Médiévale, ainsi que de mieux renseigner la transition vers la période suivante, le Petit Âge Glaciaire, et mieux comprendre l'analyse des mécanismes climatiques sous-jacents.

4. Impacts sociétaux et causes des anomalies climatiques

Les investigations portent également sur les caractéristiques climatiques propres à cette période pour comprendre ses causes. L'impact des changements climatiques de l'ACM sur les sociétés humaines reste mal compris. Les chercheurs se penchent sur l'étendue géographique et les variations locales du climat, tout en évaluant leurs impacts sur les sociétés humaines (Diaz et al., 2011; Graham et al., 2011; Xoplaki et al., 2011). Ainsi croiser les données paléoclimatiques avec des archives historiques sur les structures socio-économiques médiévales (organisation des communautés, réseaux commerciaux, réponses des élites) permet de comprendre les différences de résilience face à ces aléas climatiques.

D'autre part il faudrait davantage étudier les données spatiales en corrélation avec les modes de variabilité à grande échelle (NAO, AMOC) pour relier les variations locales aux dynamiques globales et approfondir les recherches sur le rôle des forçages naturels (volcanisme, cycles solaires) dans les variations climatiques observées.

²² Méthode permettant de reconstituer les variations climatiques à travers un espace résolu à l'aide d'interpolation spatiale des reconstructions climatiques.

2 Objectifs et questions de la thèse

2.1 Une meilleure définition du climat dans le Bassin parisien

Compte tenu des incertitudes et limites révélées tout au long de cet état de l'art concernant les reconstructions climatiques durant l'ACM, il est essentiel de se tourner vers un choix de proxy capable de capturer de manière précise la variabilité du signal climatique. Pour cela, nous privilégions dans cette étude des reconstructions de paramètres climatiques qui expliquent au mieux les variations du signal proxy. Les proxies doivent être choisis en fonction de leur capacité à représenter fidèlement les conditions climatiques locales et à fournir des informations détaillées sur les variations climatiques au cours de périodes spécifiques. En présentant une recherche approfondie, dans la **PARTIE III**, sur l'étude des signaux du $\delta^{18}\text{O}$ dans la cellulose des cernes des arbres dans le cadre de la reconstruction du climat, nous visons à affiner la compréhension de la dynamique climatique régionale dans le Bassin parisien entre 1046 et 1240, à partir de quatre sites dont le corpus et les méthodes d'analyse sont présentés dans le **Chapitre I**.

Des reconstructions climatiques dans des zones de basse altitude sont particulièrement attendues, permettant, entre autres, une représentation plus complète de la variabilité climatique en France à cette époque. En effet, les variations isotopiques sont particulièrement sensibles aux changements de température et aux conditions d'humidité ambiante, et permettent d'étudier les fluctuations climatiques même dans des régions où la croissance des arbres n'est pas exclusivement conditionnée par les températures estivales. Par conséquent, l'utilisation de cette signature isotopique dans le bois permettrait de définir des reconstructions climatiques régionales, offrant un aperçu précieux des variations climatiques passées du Bassin parisien. Les résultats de l'analyse des données isotopiques seront présentés dans le **Chapitre II**. La question de la cohérence spatio-temporelle des séries isotopiques dans le Bassin parisien sera abordée à travers l'étude inter-sites des séries visant à développer une chronologie isotopique unique pour la région sur la base de l'homogénéité des séries. L'évaluation de cette chronologie sera précisée à travers des analyses statistiques de points de ruptures et l'identification des données extrêmes permettant de détecter des périodes de transition significatives, d'identifier des événements climatiques extrêmes et de préciser les caractéristiques de l'ACM. A la lumière de l'analyse de la corrélation entre les isotopes

et le climat actuel, une calibration est mise en œuvre pour permettre de reconstruire, sur la base de relations linéaires, l'indice de sécheresse SPEI, le déficit de pression de vapeur et les températures maximales à l'époque médiévale. Les résultats seront discutés dans trois chapitres de discussion explorant d'une part, dans le **Chapitre III**, les problématiques liées à la contextualisation de la variabilité de la chronologie de l'ACM au sein du dernier millénaire dans le Bassin parisien, tout en comparant une période dite d'« anomalie » avec la période actuelle marquée par le réchauffement climatique anthropique. Dans un deuxième volet de discussion, le **Chapitre IV**, l'étude des cycles périodiques de la chronologie du Bassin parisien sera présentée afin d'approcher les causes des variations climatiques de la période médiévale. Les événements extrêmes seront ainsi confrontés aux données des sources historiques afin d'identifier les types d'événements climatiques identifiés à travers les reconstructions proposées. Par ailleurs, pour approcher la problématique de la stationnarité climatique dans les reconstructions passées, qui questionne la possibilité d'un changement de relation entre les variables climatiques et les proxies dans le temps, une discussion détaillée des données sera proposée. Un dernier chapitre de discussion, le **Chapitre V**, abordera la mise en perspective des chronologies climatiques reconstruites avec celles de l'hémisphère Nord extratropical et en Europe afin d'identifier les similitudes et divergences régionales, offrant ainsi une analyse comparative et renforçant la validité des conclusions tirées.

Avant cela, une problématique complexe doit être abordée concernant les chênes de la cathédrale de Notre-Dame de Paris mise à disposition pour cette étude. La carbonisation de ces derniers pourrait limiter l'étude du $\delta^{18}\text{O}$ qu'ils contiennent. Il s'avère alors nécessaire d'en explorer le potentiel dans un premier temps.

2.2 La problématique de la carbonisation des bois de Notre-Dame de Paris

Les centaines de bois de la charpente issus de la nef et du chœur de la cathédrale de Notre-Dame de Paris, dont les phases d'abattage s'échelonnent entre 1185 et 1290 (Penagos et al., 2024), présentent un intérêt considérable en tant que matériau d'étude pour la reconstitution des conditions climatiques de l'Anomalie Climatique Médiévale. Les nombreux bois brûlés de la charpente lors de l'incendie du 15 avril 2019 représentent une précieuse opportunité pour permettre l'étude d'une longue chronologie isotopique.

Lors de l'incendie, les températures maximales ont été estimées - par thermométrie Raman - à 1200 °C au niveau de la croisée de la cathédrale, avec une moyenne de 1000 -1100°C dans la nef et

de 800-900°C dans le transept nord (Deldicque & Rouzaud, 2020). Le front de flamme, d'intensité inégale, a engendré un gradient de carbonisation au sein des sections des poutres : certaines n'ont été que calcinées en surface, tandis que d'autres ont subi une carbonisation jusqu'au cœur. Cette exposition au feu pourrait compromettre l'utilisation du $\delta^{18}\text{O}$ (à part pour les pièces de bois dont les couches internes n'ont pas été affectées), traceur climatique dans la cellulose des cernes de bois utilisé dans cette thèse pour reconstruire le climat médiéval.

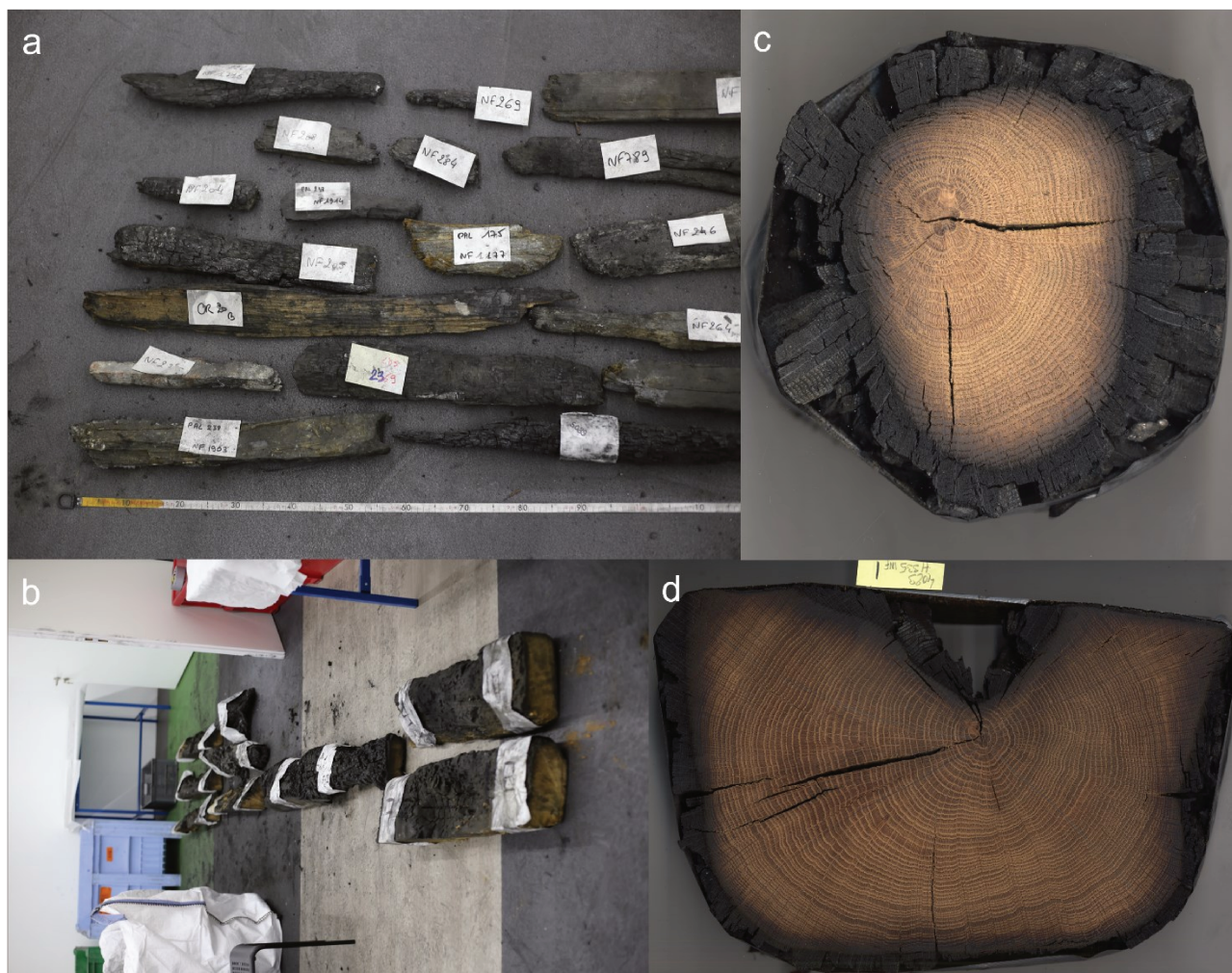


Planche II.A Photographies des différents vestiges de bois de la cathédrale de Notre-Dame de Paris plus ou moins carbonisé ; vestiges de petites tailles (a), sections de pièces architecturales (b), sections transversales de pièces architecturales médiévales (c) et (d). © groupes de travail de l'ANR CASIMODO ; WP3.1. Inventaire des bois et AT.2 Datations (O. Girardclos, J.-Y. Hunot, A. Dufraisse, C. Penagos, M. Lemoine, B. Brossier).

Pour étudier les modifications de la signature isotopique dans le bois, il faut expliquer le processus de carbonisation qui en est à l'origine. La carbonisation est un processus de transformation thermique du bois au terme duquel du charbon est produit, riche en carbone. Lors de l'incendie l'oxygène de l'air joue un rôle déterminant dans la propagation du feu et des flammes et dans la

décomposition du bois ; c'est le processus de combustion²³ (Richter et al., 2021). La combustion complète du bois est effective lorsque tout le matériau organique se transforme en gaz et en cendres. Le charbon de bois est cependant plus couramment produit par la carbonisation des tissus du bois dans des conditions d'oxygène très limitées ; c'est le processus de pyrolyse²⁴ (Li et al., 2022). En général, la combustion progresse en tandem avec la pyrolyse. Certains vestiges ont été moins endommagés car ils n'étaient pas directement touchés par les flammes et sont identifiés comme un bois non altéré ; le bois sain. Une couche de transition entre le charbon et le bois sain correspond à une zone de torréfaction²⁵ indiquant un bois marron légèrement chauffé (**Planche II.A** et la **Figure I.8**). Lors de la carbonisation, le bois est caractérisé par de hautes teneurs en carbone et voit ses teneurs en oxygène et hydrogène diminués résultant de la dégradation des composés organiques (Pyle et al., 2015 ; Tintner et al., 2018).

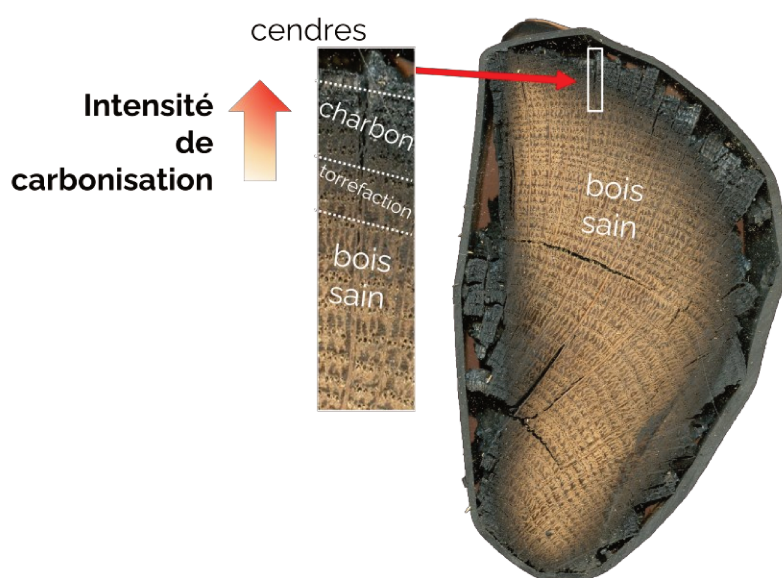


Figure I.8 Représentation schématique d'une section de bois lors du processus de carbonisation.

²³ Processus chimique où le bois brûle à haute température en présence d'oxygène et en libérant de l'énergie sous forme de chaleur et lumière. La combustion complète du bois est effective lorsque tout le matériau organique se transforme en gaz et en cendres.

²⁴ Décomposition thermique du bois en l'absence d'oxygène, produisant des gaz et du charbon de bois.

²⁵ Procédé de chauffage des matériaux organiques (< 300°C) dans un environnement sans oxygène, modifiant leurs propriétés physico-chimiques.

Les propriétés du charbon, telles que la réflectivité, la composition isotopique du carbone et la teneur en humidité et en cendres, varient principalement en fonction du combustible, de l'intensité et de la durée du feu et des conditions météorologiques (Bird & Ascough, 2012; Braadbaart & Poole, 2008; Li et al., 2022; Manabe et al., 2007). Malgré la modification de nombreuses de ces propriétés, il est communément admis que certaines caractéristiques anatomiques sont conservées et fournissent des informations socio-économiques et environnementales (Dufraisse et al., 2018, 2020; Salavert & Dufraisse, 2014). Plusieurs études ont également montré l'intérêt des isotopes stables du carbone du charbon de bois pour reconstituer les paléoenvironnements (Aguilera et al., 2009; Audiard et al., 2021; Baton et al., 2017; Ferrio et al., 2006). Il est donc envisagé que l'exposition au feu puisse altérer le signal isotopique de l'oxygène enregistré dans le bois et compromettre son utilisation en tant que traceur climatique. Une étude préliminaire, présentée dans la **PARTIE II**, vise à renseigner l'impact de la carbonisation sur le $\delta^{18}\text{O}$ du bois à la fois en pyrolyse et combustion, à des températures de chauffe croissante à travers une approche expérimentale. Différentes analyses élémentaires et chimiques sont utilisées en parallèle de la mesure isotopique permettant une évaluation de la structure du bois pour identifier les modifications internes. Nous utiliserons des techniques de spectroscopie infrarouge et Raman pour suivre l'évolution des groupes fonctionnels et les réactions d'aromatization. Une analyse thermique Rock-Eval® sera mise en œuvre afin de quantifier la volatilisation des composés hydrocarbonés à faible poids moléculaire, ainsi que les gaz (CO , CO_2 et CH) émis durant la carbonisation. D'autre part, nous étudierons les rendements et la composition élémentaire pour quantifier les teneurs en oxygène (O %), établir le rapport atomique H/C comme indice de l'aromaticité du matériau, et mesurer les teneurs élémentaires des cendres de bois par MEB-EDS pour caractériser les éléments minéraux du bois. Cette approche intégrée offrira un éclairage complet sur le processus de carbonisation et son influence sur la composition isotopique de l'oxygène du bois de chêne au cours de l'expérimentation. Les résultats auront pour but de statuer sur l'utilisation du $\delta^{18}\text{O}$ des bois carbonisés de Notre-Dame de Paris pour l'étude climatique en **PARTIE III**.

PARTIE II | Étude préliminaire :

Impact de la carbonisation sur le $\delta^{18}\text{O}$ du bois de chêne – Approche expérimentale

Chapitre I Contexte de l'étude expérimentale

Comme largement évoqué dans la **PARTIE I, Chapitre VI, section 2.2**, l'exposition au feu des bois de la charpente de Notre-Dame de Paris pourrait compromettre l'utilisation du $\delta^{18}\text{O}$ (à part pour les pièces de bois dont les couches internes n'ont pas été affectées), traceur climatique dans la cellulose des cernes de bois utilisé dans cette thèse pour reconstruire le climat médiéval.

À notre connaissance, il n'existe qu'une seule étude académique ayant examiné l'impact de la carbonisation sur le $\delta^{18}\text{O}$ dans le bois. Hamilton (2012) présente les modifications du $\delta^{18}\text{O}$ lors de la carbonisation de diverses essences de bois – dont *Quercus alba* - à différents degrés de carbonisation (température et durée). Parallèlement à une diminution de la teneur en oxygène, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ pouvaient diminuer de 20 ‰ lors d'une carbonisation jusqu'à 900°C. Ces phénomènes ont été attribués à la dégradation préférentielle des constituants végétaux riches en ^{18}O , principalement la cellulose et l'hémicellulose²⁶. La matière végétale se compose en effet de plusieurs composants (notamment la cellulose, l'hémicellulose et la lignine), qui acquièrent leurs atomes d'oxygène à partir de différentes sources fractionnées par diverses réactions de synthèse (Werner, 2003). Par conséquent, les composants individuels de la plante présentent des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ distinctes, par exemple, la cellulose est en moyenne enrichie en ^{18}O par rapport aux autres

²⁶ Polymère glucidique ramifié plus courts que la cellulose. Elle se lie à la cellulose et à la lignine, contribuant à la cohésion des fibres. Elle compose entre 25 et 35% du bois sec.

composants, et présente une signature isotopique supérieure de 5 ‰ à celle du bois entier, tandis que la lignine est nettement appauvrie, avec une signature isotopique de l'ordre de 5 ‰ inférieure (Gray & Thompson, 1977).

Un article scientifique, présenté ci-dessous au **Chapitre III**, basé sur les travaux réalisés au cours de la présente thèse, a été publié en septembre 2023 (du Boisgueheneuc et al., 2023). Il explore comment la carbonisation affecte le $\delta^{18}\text{O}$ dans le bois de *Quercus petraea*, parmi les espèces les plus représentées dans la charpente de Notre-Dame de Paris. En comparant les modifications chimiques induites par la pyrolyse et la combustion expérimentales à différentes températures, avec des analyses élémentaires, la spectroscopie infrarouge (FTIR) et l'analyse thermique Rock-Eval®, ce travail vise à approfondir la compréhension des mécanismes sous-jacents qui influencent la signature $\delta^{18}\text{O}$ du bois carbonisé. Cette recherche permettra de statuer sur le potentiel d'utilisation du $\delta^{18}\text{O}$ des bois carbonisés de la cathédrale de Notre-Dame pour la reconstruction climatique. Des investigations supplémentaires sur le sujet sont menées à la suite de l'article, dans le **Chapitre IV**, à l'aide de la spectroscopie Raman sur le bois carbonisé, le MEB-EDS sur les cendres de bois issues de la combustion et l'analyse isotopique de la cellulose extraite du bois torréfié. Le matériel et les méthodes d'étude des **Chapitres III et IV** sont présentés dans le **Chapitre II** ci-dessous, ainsi que l'intérêt de chaque méthode d'analyse pour répondre à la problématique d'étude y est détaillé.

Chapitre II Matériel et Méthodes

Le protocole de carbonisation expérimentale d'un échantillon de chêne, le cadre de l'étude des modifications chimiques²⁷ ainsi que les modalités de mesure du $\delta^{18}\text{O}$ sont détaillés dans cette partie.

La **Figure II.1** propose un schéma synthétique du matériel et des méthodes d'analyse de l'expérience de carbonisation du bois.

²⁷ Changements dans la structure chimique du bois lors du processus de carbonisation, impliquant des altérations au niveau des liaisons chimiques, des groupes fonctionnels et l'organisation des structures moléculaires.

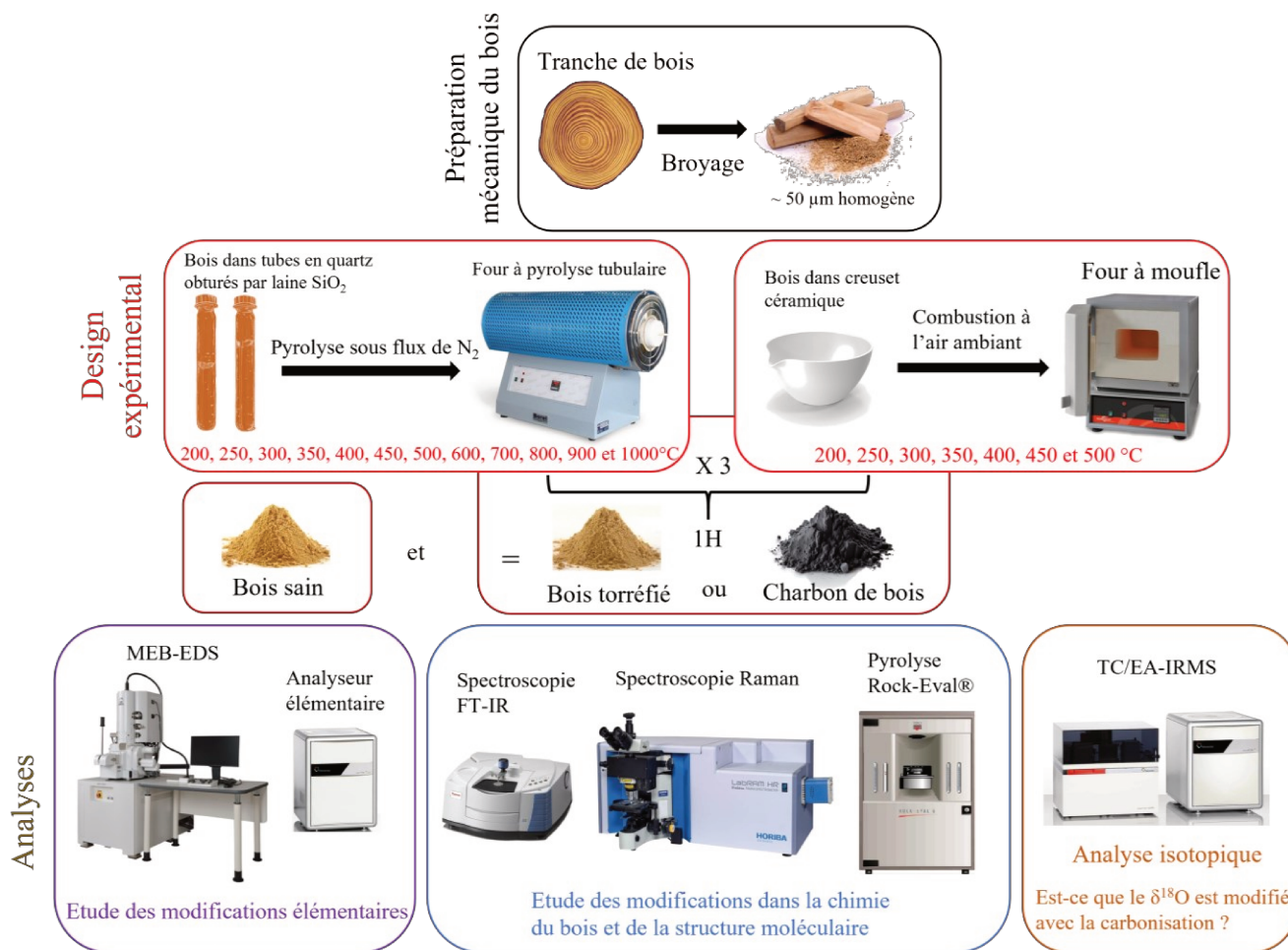


Figure II.1 Schéma synthétique du matériel et des méthodes d'analyse de l'expérience de carbonisation du bois.

1 Design expérimental

Environ 200 mg de bois de chêne (*Quercus petraea*, originaire de Bourgogne, près de Montceau-les-Mines (Figure III.1, 46°37'40.2"N 4°22'05.9"E ; Tramoy, 2015) broyé et tamisé à 50 µm ont été chauffés dans des tubes en quartz obturés avec de la laine de SiO₂. Ces échantillons ont été placés pendant une heure dans un four tubulaire préchauffé à 200, 250, 300, 350, 400, 450, 500, 600, 700, 800, 900 ou 1000°C. Ils ont été maintenus sous flux constant de N₂ (≥99,8 %) pour produire du charbon par pyrolyse, c'est-à-dire en conditions réductrices. Après chauffage, les échantillons ont été refroidis à température ambiante (environ 20 °C) à l'extérieur du four. La poudre obtenue a été séparée en différentes aliquotes, destinées à être analysées par spectroscopie infrarouge à

transformée de Fourier (FTIR), spectroscopie Raman, spectrométrie de rayons X couplée à la microscopie électronique à balayage (MEB-EDS), mais également pour les analyses élémentaires et isotopiques. Une expérience similaire avec des aliquotes différentes a été réalisée pour l'analyse thermique Rock-Eval®.

Une carbonisation expérimentale a également été réalisée en atmosphère ambiante (en présence d'O₂) pour produire du charbon par combustion. Les poudres ont été chauffées pendant une heure dans des creusets en céramique, ouverts, dans un four à moufle préchauffé à 200, 250, 300, 350, 400, 450 ou 500 °C. Il convient de mentionner qu'au-dessus de 350 °C avec la méthode de combustion, seules des cendres ont pu être observées après une heure de traitement thermique.

Chaque expérience a été répliquée trois fois. Tous les échantillons ont été pesés avant et après chauffage pour déterminer la perte en masse.

2 Analyses élémentaires et thermiques Rock-Eval® du bois carbonisé

Les teneurs en carbone (C), hydrogène (H) et oxygène (O) ont été mesurées (en % de masse) avec un analyseur Thermo-Fisher Flash 2000. Environ 2 mg d'échantillons ont été pesés dans des capsules d'étain pour C et H, et dans des capsules d'argent pour O. Des étalons internationaux ont été utilisés pour calibrer les valeurs. Les incertitudes étaient de $\pm 0,5$ % pour le C, $\pm 0,7$ % pour le H et ± 3 % pour le O. Le carbone et l'hydrogène ont été déterminés simultanément après une méthode analytique de chauffage par combustion, tandis que l'oxygène a été déterminé après une méthode analytique de chauffage par pyrolyse. Les rapports atomiques H/C et O/C ont été mesurés d'après la masse molaire de chaque élément. Les réactions chimiques impliquant la perte des composés riches en hydrogène ou oxygène comme la cellulose ou l'hémicellulose qui peuvent favoriser un fractionnement isotopique. Les teneurs élémentaires permettent de suivre la décomposition thermique des constituants des bois et la diminution des rapports atomiques permettent d'identifier les phases d'aromatisation dans la matière liées à la plus forte présence de structures carbonées dans la matière.

L'analyse thermique Rock-Eval® a été réalisée avec environ 10 mg de matériaux à l'aide d'un dispositif Rock-Eval® 6 Turbo (Vinci Technologies). Le fonctionnement de cette méthode est détaillé par Behar et al. (2001). En bref, les analyses thermiques Rock-Eval® s'articulent en deux étapes : la pyrolyse sur laquelle nous nous focaliserons, suivie de la combustion. La pyrolyse programmée (sous N₂) se déroule en deux phases : une isotherme de trois minutes à 300 °C, suivie d'une phase de pyrolyse effectuée à une température croissante de 300° à 800°C, à un taux de 25 °C/min. Pendant ces deux phases, les émissions des composés hydrocarbonés (HC) d'une part, et de CO et CO₂ d'autre part, sont quantifiées en continu à l'aide de détecteurs à ionisation de flamme et infrarouge, respectivement. La quantification des HC libérés pendant la première phase isotherme fournit le paramètre du pic *S1* dont l'intensité est supposée proportionnelle à la quantité des HC libres et thermodésorbables, pour certains matériaux hautement carbonés (Behar et al., 2001). La relargage de ces gaz au même moment lors de la chauffe ou à des moments différents informe sur la présence résiduelle d'éléments organiques ou éventuellement inorganiques qui pourraient jouer un rôle dans la signature isotopique de l'oxygène mesuré.

3 Identification des composants principaux par spectroscopie infrarouge à transformée de Fourier (FTIR)

Les échantillons carbonisés ont été séchés pendant une nuit dans une étuve (50 °C) pour éliminer l'humidité résiduelle avant l'analyse. Les analyses FTIR ont été réalisées à l'aide d'un spectromètre Bruker Tensor 27, équipé d'un cristal de germanium, en mode réflectance totale atténuée (ATR). Les spectres FTIR ont été acquis avec 64 scans sur la plage spectrale de 4000 à 600 cm⁻¹, et une résolution spectrale de 4 cm⁻¹. Les spectres ont été corrigés des interférences atmosphériques (H₂O et CO₂) et des différences de profondeur de pénétration du faisceau à différentes longueurs d'onde (correction ATR) à l'aide du logiciel *Opus* (Bruker). Les bandes d'absorption FTIR ont été attribuées aux groupements chimiques fonctionnels de la matière organique sur la base de la littérature scientifique mentionnée dans le **Table art. 1**. L'identification des modifications des liaisons chimiques (C-O, C-H, O-H) permet de comprendre l'évolution chimique des composants du bois

pour expliquer les variations observées dans la signature isotopique mesurée pour chaque pallier de température.

4 Spectrométrie de Dispersion d'Énergie de rayons X couplée à la Microscopie Électronique à Balayage (MEB-EDS)

La composition élémentaire de la cendre résultant de la combustion à 350°C d'un échantillon a été évaluée sur différentes aliquotes à l'aide d'un microscope électronique à balayage (MEB) Tescan VEGA II LSU en mode vide poussé, à la Plateforme de Microscopie Électronique (PtME) du MNHN. La texture de l'échantillon a été observée en mode électron rétrodiffusé et des analyses élémentaires ont été effectuées à l'aide de la spectrométrie de dispersion d'énergie de rayons X (EDS) (BRUKER X Flash® 6-30). La cendre a été placée sur un adhésif double face en carbone. Les analyses ont été réalisées à 15 kV avec un temps de mesure de 60s. 15 emplacements ont été mesurés et moyennés pour prendre en compte l'hétérogénéité des cendres et du matériau carbonisé. Cette analyse a été menée car la distribution des éléments minéraux pourrait renseigner sur la variabilité isotopique à haute température, à mesure que l'oxygène organique est éliminé de la matière ou se transforme.

5 Etude de la structure aromatique par spectroscopie Raman

La spectroscopie Raman permet d'étudier l'intensité de carbonisation du bois en analysant les changements dans les bandes de vibration caractéristiques des structures carbonées, notamment au travers des informations sur les liaisons et l'ordre structural des noyaux aromatiques²⁶. Les spectres

²⁶ Molécule présentant un ou plusieurs cycles, c'est-à-dire que les atomes sont arrangés de façon à former une structure cyclique plane, produisant des vibrations spécifiques comme les liaisons C=C détectées par des techniques spectroscopiques.

Raman ont été obtenus avec un spectromètre MR800 Horiba Jobin Yvon. Un laser de 514,5 nm, avec une puissance inférieure à 1 mW, pour prévenir toute altération thermique pendant l'acquisition des spectres (Everall et al., 1991; Henry et al., 2019), a été utilisé. L'acquisition des spectres a été réalisée après trois itérations en utilisant un temps d'acquisition de 180 secondes (résolution spectrale de 2 cm^{-1}). Les spectres Raman ont été acquis entre 600 et 2300 cm^{-1} . La bande G présente à 1580 cm^{-1} dans les spectres est attribuée aux vibrations d'étirement dans le plan des liaisons C=C, caractéristiques des clusters de type graphène (Ferralis et al., 2016). La bande D à 1350 cm^{-1} est attribuée aux défauts dans la structure aromatique (par exemple, les groupes fonctionnels, les hétéroatomes et les lacunes) et aux composés aliphatiques étroitement associés au réseau macromoléculaire aromatique (Ferralis et al., 2016; Ferrari & Robertson, 2000; Mouraux et al., 2022). Il est établi que le rapport d'intensité de la bande D sur la bande G (H_D/H_G) suit la taille et le nombre des cycles aromatiques au cours l'augmentation de la température (Ferralis et al., 2016). Les rapports H_D/H_G d'intensité maximale des pics D et G ont été calculés. Les changements dans la structure aromatique de la matière pourraient indiquer une relocalisation de l'oxygène dans les structures carbonées et impliquer des processus de fractionnement isotopique.

6 Analyse isotopique des échantillons carbonisés

Le $\delta^{18}\text{O}$ a été déterminé à l'aide d'un analyseur élémentaire de conversion à haute température (TC-EA, Thermo Scientific) couplé à un spectromètre de masse à rapport isotopique (IRMS, IsoPrime). Selon la teneur en O (% de masse) des échantillons, dont la mesure est explicitée dans la section 2, 0,20 à 1,00 mg de matériel carbonisé a été pesé dans des capsules d'argent (**Figure art. S1**). Le principe de mesure du rapport isotopique est explicité dans la **PARTIE III, Chapitre I, section 2.4**.

L'effet de la carbonisation sur la composition isotopique du bois est exprimé par l'équation suivante :

Équation II.1

$$\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}} (\text{‰}) = \delta^{18}\text{O}_{\text{char}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{initial}}$$

où $\delta^{18}\text{O}_{\text{initial}}$ représente la valeur de $\delta^{18}\text{O}$ du chêne non carbonisé ($\delta^{18}\text{O}_{\text{initial}} = 24,66 \text{ ‰}$), et $\delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ est la valeur moyenne des matériaux carbonisés formés à une température donnée (entre 200 et 1000°C).

Afin de quantifier l'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose seule en fonction de la température, la composition isotopique de la cellulose extraite (dont le protocole d'extraction est détaillé dans la **PARTIE III, Chapitre I, section 2.3**) de 16 échantillons torréfiés²⁷ entre 200°C et 350°C a également été déterminée et comparée à celle du bois total. Au-delà de cette température, la cellulose a été décomposée via le processus de carbonisation du bois, dont l'observation est détaillée dans la discussion de l'article ci-dessous.

²⁷ Procédé de chauffage des matériaux organiques (< 300°C) dans un environnement sans oxygène, modifiant leurs propriétés physico-chimiques.

Chapitre III ARTICLE : Impact of carbonization on oak wood $\delta^{18}\text{O}$: a preliminary study

du Boisgucheneuc D.^{1,3*}, Delarue F.^{2*}, Daux V.¹, Nguyen Tu T.T.², Baudin F.⁴, Dufraisie A.³

¹ Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement/IPSL, UMR CEA/CNRS 1572, L'Orme des Merisiers, Bât. 701, CEA Saclay, 91191 Gif/Yvette Cedex, France

² Sorbonne Université, CNRS, EPHE, PSL, UMR 7619 METIS, 4 place Jussieu, 75005, Paris France

³ UMR 7209 – AASPE- CNRS/MNHN, CP56, 55 rue Buffon, 75 005 Paris, France

⁴ Sorbonne Université, CNRS, UMR 7193 IStEP, 4 place Jussieu 75005 Paris, France

* Corresponding authors at: Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement/IPSL, UMR CEA/CNRS 1572, L'Orme des Merisiers, Bât. 701, CEA Saclay, 91191 Gif/Yvette Cedex, France. E-mail address: diane.duboisgucheneuc@lsce.ipsl.fr (D. du Boisgucheneuc) ; *Sorbonne Université, CNRS, EPHE, PSL, UMR 7619 METIS, 4 place Jussieu, 75005, Paris France.* E-mail address: frederic.delarue@upmc.fr (F. Delarue)

Résumé en français

Le processus de carbonisation induit des transformations physiques, élémentaires et structurelles significatives du bois. Dans cette étude, la modification du $\delta^{18}\text{O}$ dans le bois lors de la carbonisation a été étudiée en conjonction avec l'analyse élémentaire, la spectroscopie infrarouge (FTIR) et l'analyse thermique Rock-Eval, pour explorer le lien entre la composition chimique des matériaux et les modifications du $\delta^{18}\text{O}$. Des échantillons de bois de *Quercus petraea* ont été brûlés expérimentalement à des températures allant de 200°C à 1000°C dans des atmosphères inertes (pyrolyse) et oxydatives (combustion).

Les résultats révèlent que la modification des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ dans le bois carbonisé peut être décrite comme un processus séquentiel en deux étapes. La première étape, se produisant en dessous de 300°C, implique la volatilisation et la dégradation préférentielle des composés thermolabiles, entraînant une augmentation de +1,6 ‰ du $\delta^{18}\text{O}$. La deuxième étape, en dessous de 700°C, entraîne une diminution des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de -21,6 ‰, principalement due à la dégradation thermique de la cellulose et de la lignine, ainsi qu'à l'augmentation de l'aromaticité et à la réorganisation structurelle des liaisons moléculaires. Au-delà de cette température, les indices analytiques ne sont pas assez performants pour comprendre la modification du signal isotopique.

Les composants et le $\delta^{18}\text{O}$ du bois subissent des changements distincts entre pyrolyse et combustion, en raison de différentes cinétiques de carbonisation, comme le montrent les hauteurs de pic en spectroscopie infrarouge et les variations compositionnelles. Pour évaluer l'intensité du processus de carbonisation, influencée par la température, la disponibilité en oxygène et les caractéristiques du bois, le rapport atomique H/C, utilisé comme un indicateur prometteur de l'aromaticité dans la matière organique, s'avère pertinent. Une fonction non linéaire est établie, reliant le $\delta^{18}\text{O}$ au rapport atomique H/C, indépendamment des conditions de carbonisation. Les incertitudes de ce modèle, qui comprennent un intervalle de confiance moyen de 1,9 ‰ et un intervalle de prédiction de 8,1 ‰, sont cependant trop importantes pour exploiter le potentiel du $\delta^{18}\text{O}$ du bois dans le domaine de la reconstruction du climat passé, du moins dans l'état actuel des connaissances.

Ce travail contribue à mieux comprendre le lien entre la composition chimique de *Quercus petraea*, les altérations du $\delta^{18}\text{O}$ et le processus de carbonisation, offrant des perspectives précieuses pour l'étude des mécanismes de décomposition thermique et les réactions chimiques qui se produisent pendant le processus de carbonisation.

Mots-clés : chêne ; charbon ; $\delta^{18}\text{O}$; pyrolyse ; combustion ; FTIR

Abstract

The carbonization process induces significant physical, elemental, and structural transformations of wood. In this study, the modification of $\delta^{18}\text{O}$ in wood during the carbonization process was investigated in conjunction with elemental analysis, infrared spectroscopy (FTIR), and Rock-Eval thermal analysis, to explore the connection between the chemical composition of the materials and the alterations in $\delta^{18}\text{O}$. *Quercus petraea* wood samples were experimentally burned at temperatures ranging from 200°C to 1000°C under inert (pyrolysis) and oxidative atmospheres. The results reveal that the modification of $\delta^{18}\text{O}$ values in charred wood can be described as a sequential two-step process. The initial step, occurring below 300°C, involves the volatilization and preferential degradation of thermolabile compounds, leading to an increase of +1.6 ‰ in $\delta^{18}\text{O}$. The subsequent step, below 700°C, results in a decrease in $\delta^{18}\text{O}$ values of -21.6 ‰, primarily driven by the thermal degradation of cellulose and lignin, as well as the increase of aromaticity and reorganization. The components and the $\delta^{18}\text{O}$ of wood undergo distinct changes in combustion mode, due to different carbonization kinetics as evidenced by FTIR and elemental analysis. To assess the intensity of the carbonization process, influenced by temperature, oxygen availability, and wood characteristics, the H/C atomic ratio, a good indicator of aromaticity, is used. A non-linear regression model was established, relating $\delta^{18}\text{O}$ to the H/C atomic ratio, thereby demonstrating that $\delta^{18}\text{O}$ values undergo changes as wood aromatization progresses, independent of the carbonization conditions. The second order model has a mean confidence interval of 1.9 ‰ and a prediction interval of 8.1 ‰. This work provides a fundamental understanding of the connection between the chemical composition of woody materials, alterations in $\delta^{18}\text{O}$, and the carbonization process, offering valuable insights for further studies and applications related to oxygen-related information that may be preserved in charcoals.

Keywords: oak; charcoal; $\delta^{18}\text{O}$; pyrolysis; combustion; FTIR

1. Introduction

Stable isotopes of carbon ($\delta^{13}\text{C}$) and oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) in tree rings have proven useful for reconstructing past climate and water cycle variability, as well as better understanding tree ecophysiology (e.g. in temperate areas: Saurer et al., 1995; Ponton et al., 2001; Etien et al., 2009; Labuhn et al., 2014; Treydte et al., 2014). These properties derive from the fact that environmental parameters (temperature, precipitation, solar radiation, air humidity) control the biological functions of trees, which, in turn, regulate $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ variations (McCarroll & Loader, 2004; Gagen et al., 2022). The variability of $\delta^{13}\text{C}$ is mainly related to the stomatal regulation of gas fluxes into the leaf and the photosynthetic activity (Farquhar & Lloyd, 1993; Cernusak & Ubierna, 2022). The $\delta^{18}\text{O}$ of plant tissues reflects the variation of $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation and the subsequent evaporative fractionations that mainly take place in the soil and at the leaf level (Burk & Stuiver, 1981; Roden et al., 2000; Barbour et al., 2001; Song et al., 2022). Thus, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in wood provide complementary climatic information.

The $\delta^{13}\text{C}$ of carbonized wood, especially archaeological charcoals, which are better preserved than wood in sediments over time, has been used to investigate paleoclimate (Ferrio et al., 2006; Hall et al., 2008; Aguilera et al., 2009; Baton et al., 2017; Audiard et al., 2019). Charcoals result from the incomplete combustion of woody material under an O_2 -free or -restricted atmosphere (Di Blasi, 2008; Li et al., 2022). Wildfires as well as anthropogenic fires cause heterogeneous charring of woody material with fast-burning high-temperature areas on the wood surface and smouldering lower-temperature regions in the interior (Braadbaart & Poole, 2008; Pyle et al., 2015).

Carbonization results in the modification of the physicochemical structure of wood. This change occurs through the progressive thermal degradation of wood constituents inducing the formation of stable aromatic rings and the reorganization of their structure into highly stable condensed compounds (Braadbaart & Poole, 2008; Czimeczik et al., 2002; McBeath et al., 2011; Chatterjee et al., 2012; Bird & Ascough, 2012; Wiedemeier et al., 2015; Gosling et al., 2019; Hercman et al., 2019). Consequently, in comparison to uncarbonized wood, charcoals are relatively enriched in carbon and aromatic moieties but are also depleted in hydrogen and oxygen as a consequence of the loss of functional groups (Pyle et al., 2015; Yang et al., 2007; Tintner et al., 2018).

The variation of $\delta^{13}\text{C}$ of wood under charring is generally between + 0.5 ‰ and – 2 ‰ (see review by Bird & Ascough, 2012). Carbonization induces the preferential degradation of ^{13}C -enriched wood compounds (i.e., proteins, amino acids, holocellulose), resulting in a decrease of $\delta^{13}\text{C}$ close

to the signature of the ^{13}C -depleted lignin (Gray & Thompson, 1977; Ferrio & Voltas, 2005). The changes in $\delta^{13}\text{C}$ have been attributed mainly to kinetic effects related to temperature and the physiochemistry of the main wood components (Turney et al., 2006; Mouraux et al., 2022; Ascough et al., 2008). However, in contrast to the evolution of $\delta^{13}\text{C}$ during charring, the behaviour of $\delta^{18}\text{O}$ remains poorly documented. Hatton et al. (2016) reported ^{18}O enrichment in charred wood at temperature of less than 300°C (+ 0.5 ‰) and ^{18}O depletion at 600°C (- 15.9 ‰). Hamilton (master thesis, 2012) also found an increase in $\delta^{18}\text{O}$ followed by a large decrease with increasing temperature in ambient and reduced atmosphere (+ 2.1 ‰ at 300°C and - 20 ‰ at 900°C during pyrolysis; + 1.8 ‰ at 300°C and -17.8 ‰ at 900°C during combustion). Nonetheless, the intensity of oxygen isotopic changes in relation to the chemical modifications that occur during carbonisation needs to be better understood since each component is differently altered and modified as charring progresses.

Therefore, our study aims to document the progressive changes of wood $\delta^{18}\text{O}$ in relation to the transformation of organic matter during carbonization. We measured the $\delta^{18}\text{O}$ of oak wood experimentally burnt between 200°C and 1000°C in inert (nitrogen pulsed gas) and oxidative (air) atmospheres to characterize the changes of $\delta^{18}\text{O}$ in wood. Elemental analyses, infrared spectroscopy and Rock-Eval® thermal analyses were conducted to investigate potential links between the evolution of the chemical components of the studied materials and $\delta^{18}\text{O}$ modifications.

2. Material and methods

2.1. Experimental design

Approximately 200 mg of crushed oak (*Quercus petraea*; $\text{Ø} \sim 50 \mu\text{m}$) was heated in quartz tubes plugged with SiO_2 wool. The samples were placed for one hour in a preheated tubular furnace set at 200, 250, 300, 350, 400, 450, 500, 600, 700, 800, 900, and 1000°C . They were held under a constant flow of N_2 ($\geq 99,8 \%$) to produce charcoal via pyrolysis. After heating, the samples were cooled to room temperature (ca. 20°C) outside of the oven. A similar experiment with different aliquots was conducted for the Rock-Eval® thermal analysis.

Experimental carbonization was also conducted under an ambient atmosphere (in the presence of O_2) as an approach to produce charcoal through combustion. The powders were heated for one hour in ceramic crucibles in air using a preheated muffle furnace set at 200, 250, 300, 350, 400, 450,

and 500°C. It is worth mentioning that above 350°C, only ash remained after one hour of thermal treatment.

Each experiment was replicated three times. All samples were weighed before and after heating to determine mass loss (data are available in Supplementary Material; **Figure art. S2**).

2.2. Elemental and Rock-Eval® thermal analyses

Carbon (C), hydrogen (H), and oxygen (O) contents (wt%) were measured with a Thermo-Fisher Flash 2000 analyser. Ca. 2 mg of samples were weighed in tin capsules for C and H and in silver capsules for O. International standards were used to calibrate the values. The uncertainties were $\pm 0.5\%$ for C, $\pm 0.7\%$ for H and $\pm 3\%$ for O. Carbon and hydrogen were determined simultaneously following combustion, while oxygen was determined following a pyrolysis process. The elemental composition of the ash obtained after burning samples above 300°C was not measured.

Rock-Eval® thermal analysis was conducted using less than 10 mg of materials with a Rock-Eval® 6 turbo device designed by Vinci Technologies. The basic operating principles of this method have been presented by Behar et al. (2001). Briefly, Rock-Eval® thermal analyses consist of two stages: pyrolysis, followed by combustion. In the following section, we focus on the pyrolysis stage. Programmed pyrolysis (under N_2) takes place in two phases: (i) a three-minute-long isothermal phase at 300°C (corresponding to the “S1 peak”), followed by (ii) a pyrolysis phase performed at an increasing temperature from 300 to 800 °C at a rate of 25 °C/min. During these two phases, hydrocarbons (HC), on the one hand, and CO and CO_2 , on the other hand, are continuously quantified with flame ionization and infrared detectors, respectively. Quantification of HC released during the first isothermal phase provides the S1 peak parameter related to free and thermodesorbable HC (Behar et al., 2001).

2.3. Fourier transform mid-infrared spectroscopy (FTIR)

The samples were dried overnight (50°C) to eliminate moisture before being analyzed. FTIR analyses were performed using a Bruker Tensor 27 spectrometer equipped with a germanium crystal in attenuated total reflectance (ATR) mode. FTIR spectra were acquired over the 4000–600 cm^{-1} spectral range, with a spectral resolution of 4 cm^{-1} and 64 scans. Spectra were corrected for atmospheric interference (H_2O and CO_2) and differences in beam penetration depth at different wavelengths (ATR correction) using Opus software. FTIR absorption bands were assigned on the basis of literature (**Table art. 1**).

2.4. Isotopic analysis

The $\delta^{18}\text{O}$ was determined using a high-temperature conversion elemental analyzer (TC-EA, Thermo Scientific) coupled with an Isotope Ratio Mass Spectrometer (IRMS, IsoPrime). 0.2 to 1 mg of charcoal material was weighed in silver capsules (data are available in Supplementary Material; **Figure art. S1**), converted to CO by pyrolysis at 1400°C, and then flushed into a mass spectrometer. The isotope ratio values are expressed in Eq. 1 according to the δ notation:

$$\delta \text{ (‰)} = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{sample}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{standard}}} - 1 \right] \times 1000 \quad (1)$$

Where $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{standard}}$ refers to the oxygen isotopic ratio of the Vienna Standard Mean Ocean Water (V-SMOW)

Along the sequence of analyses, the isotopic composition of CC31, an internal laboratory reference for cellulose, was measured every three samples. The $\delta^{18}\text{O}$ of CC31 (set by consensus between 9 European laboratories; Boettger et al., 2007) is 31.85 ‰. A one-point calibration was applied using this reference value. The long-term analytical precision based on repeated measurements of CC31 cellulose was within 0.20 ‰.

The effect of charring on wood isotope composition is further expressed as Eq. 2:

$$\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}} \text{ (‰)} = \delta^{18}\text{O}_{\text{char}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{initial}} \quad (2)$$

Where $\delta^{18}\text{O}_{\text{initial}}$ represents the $\delta^{18}\text{O}$ value of uncharred oak ($\delta^{18}\text{O}_{\text{initial}} = 24.66 \text{ ‰}$), and $\delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ is the mean value of charred materials formed at a given temperature (between 200 and 1000°C).

2.5. Statistics

Pearson correlation coefficients and second order polynomial regression as well as confidence and prediction intervals were calculated using XLSTAT 2023 1.1 (<https://www.xlstat.com/fr>).

3. Results

3.1. Elemental and Rock-Eval® thermal analyses

The oxygen (O) and hydrogen (H) contents decreased substantially with increasing pyrolysis temperature from 42.00 % and 5.82 % to 3.71 % \pm 1.00 and 0.49 % \pm 0.11, respectively, at 1000°C

(Table art. S1 and Table art. S2). At 400°C, with $25.53\% \pm 2.33$ wood had almost lost half of its initial oxygen content. The C content continuously increased from 47.09% to $83.91\% \pm 5.09$ at 1000°C. The atomic ratios decreased with temperature, as illustrated in the H/C versus O/C diagram (so-called van Krevelen diagram; (Van Krevelen, 1950; Figure art. 1). Pyrolysis charcoals exhibit a H/C ratio decreasing continuously from 1.47 ± 0.04 at 200°C to 0.07 ± 0.01 at 1000°C. The O/C ratio decreased from 0.68 ± 0.01 to 0.03 ± 0.01 in the same temperature range.

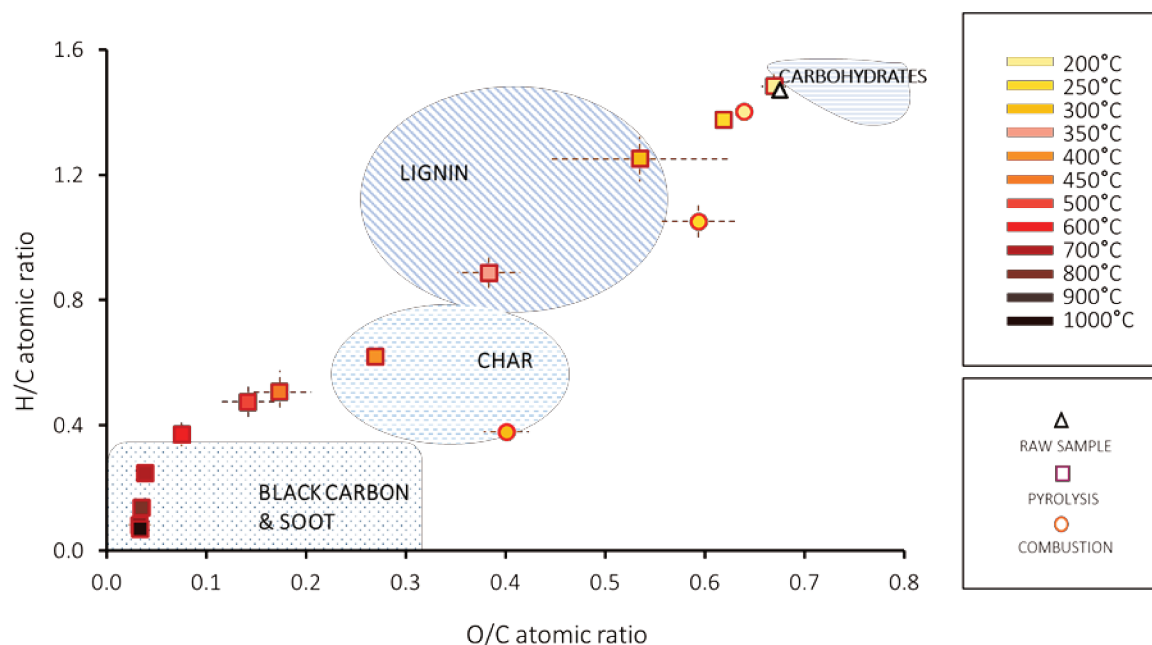


Figure art. 1 H/C and O/C atomic ratios determined in wood carbonized from 200°C to 1000°C in pyrolysis and combustion ($n=3$; the standard deviation is indicated in dotted lines). The carbohydrates, lignin-derived, char-, black carbon- soot fields are inspired from Hammes et al., 2006.

The H and O contents of the charred wood is much lower when carbonization was obtained under combustion compared to pyrolysis at a given temperature. For example, at 300°C, the H content was $5.49 \pm 0.10\%$ during pyrolysis, while it decreased to $1.92 \pm 0.14\%$ during combustion. At the same temperature, the O content was $38.23 \pm 1.37\%$ during pyrolysis, while it reached $32.50 \pm 0.71\%$ during combustion. The H/C and O/C ratios decreased continuously during combustion (Figure art. 1). The wood was completely consumed at 350°C in combustion, leaving only ash.

The Rock-Eval® thermal analyses revealed that a significant quantity of volatile products was released (CO , CO_2 , and HC) during the pyrolysis experiments, in particular between 200°C and 400°C (Figure art. 2). More specifically, the S1 peak decreased from 54.4 mg/g at 200°C to 1.4

mg/g at 400°C, and less than 1.2 mg/g at 1000°C (**Figure art. 2** and **Table art. S3**). Beyond 400°C in pyrolysis, we observe that CO, CO₂, and HC emissions were asynchronous (**Figure art. S3**).

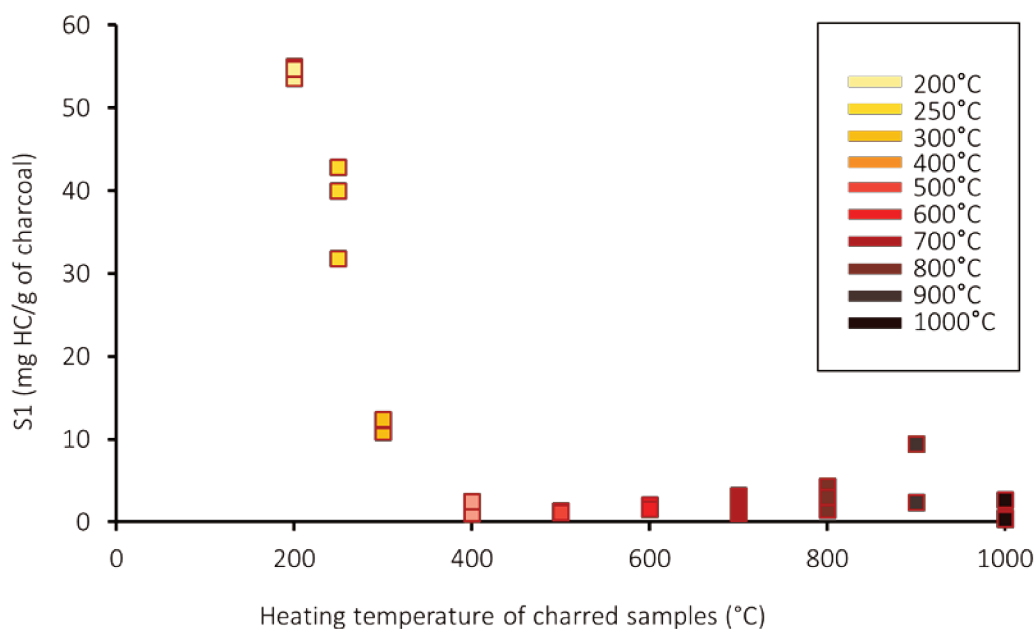


Figure art. 2 S1 peak (300°C isothermal phase) measured by Rock-Eval® on charred wood heated in pyrolysis from 200°C to 1000°C.

3.2. Fourier-transform infrared spectroscopy

The infrared spectra of the raw sample showed absorption bands assigned to C-H, C-O, OH, and aromatic skeletal vibration functions (**Figure art. 3** and **Table art. 1**). The intensity of absorption bands (1) in the 3600-3000 cm⁻¹ range and (2) at 1040 cm⁻¹, assigned to (1) OH stretching and (2) aliphatic and alcohol C-O stretching vibrations, respectively, (Guo & Bustin, 1998) were substantially reduced between 300 and 400 °C. (**Figure art. 3** (a) and **Table art. 1**). The C-H aliphatic stretching vibration group (2930 cm⁻¹) showed a similar trend, that is, a rapidly decreasing intensity with increasing temperature, becoming almost undetectable above 400 °C.

Below 700°C, the intensity of the band observed between 1704 cm⁻¹ and 1735 cm⁻¹ (C=O stretching; Esteves et al., 2013) decreased. Between 400 and 700°C, the relative intensity rise in the C=C aromatic skeletal vibration and the presence of a C=O stretching band (1596-1606 cm⁻¹) attested to the progressive aromatization of organic matter with increasing carbonization temperature (Ishimaru et al., 2007) (**Figure art. 3** (a) and **Table art. 1**). In addition, absorption bands assigned to skeletal C-C vibration and C-O and O-H bending (1150, 1235, 1370, 1420, and

1460 cm^{-1}) merged in a broad band occurring between 1150 and 1460 cm^{-1} (Yu et al., 2018). From 800°C onwards, IR spectra showed a general decrease in intensity until the bands were no longer visible.

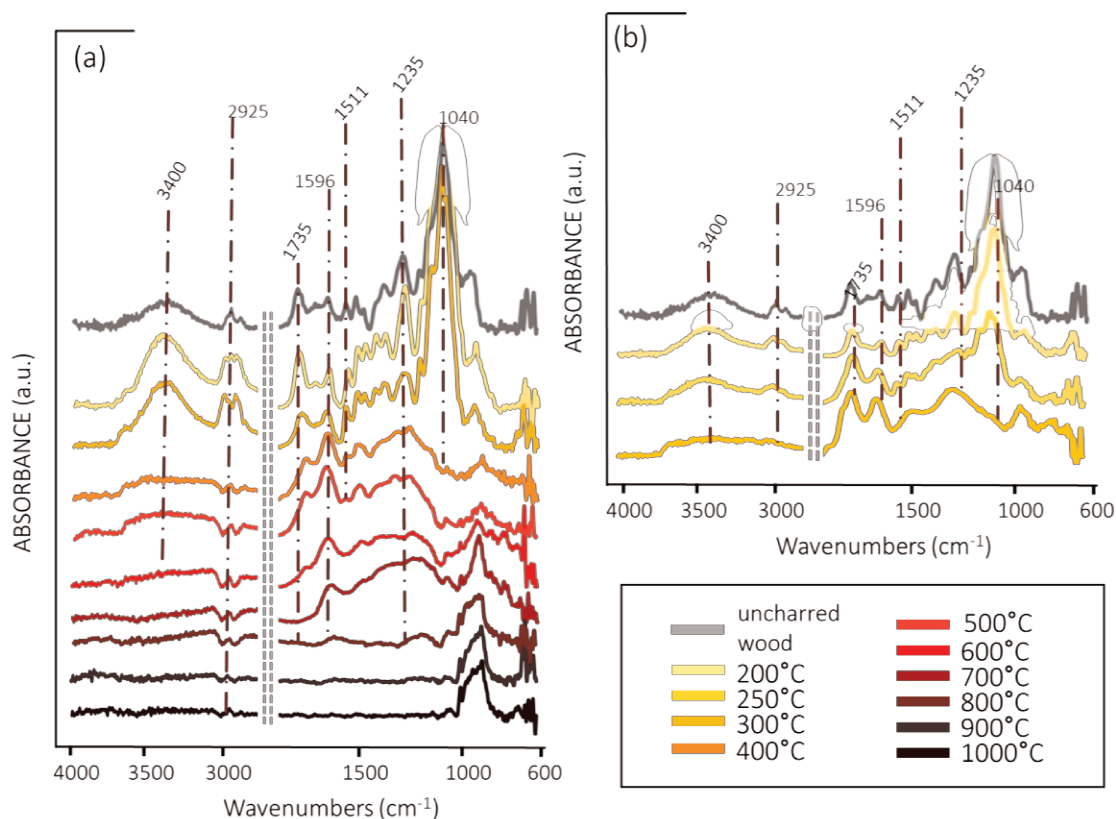


Figure art. 3 FTIR-ATR spectra of oak samples charred (a) between 200°C and 1000°C in pyrolysis and (b) between 200°C to 300°C in combustion. The brown dotted lines indicate the characteristic wood peaks reported in the literature and described in **Table art. 1**.

Table art. 1 Major IR absorption bands and assignments.

Wavenumber (cm^{-1})	Peak assignment
3400	-O-H stretching (Esteves et al., 2013; Guo & Bustin, 1998; Yu et al., 2018)
2925	Aromatic and aliphatic C-H and CH_2 stretching in methyl and methylene (Esteves et al., 2013; Guo & Bustin, 1998; Yu et al., 2018)
1735-1704	Non-conjugated C=O in hemicellulose and aromatic carbonyl (Esteves et al., 2013; Guo & Bustin, 1998; Lehto et al., 2018)
1596	Aromatic skeletal vibration in lignin (Gonultas et al., 2018; Kwon et al., 2013)

1505-1512	Aromatic skeletal vibration in lignin (Esteves et al., 2013; Gonultas et al., 2018; Guo & Bustin, 1998; Kwon et al., 2013; Yu et al., 2018)
1460	C-H deformation in lignin and carbohydrates (Esteves et al., 2013; Kwon et al., 2013)
1423	Benzene skeletal combined with C-H deformation (Esteves et al., 2013; Gonultas et al., 2018)
1370	Aliphatic C-H stretching in methyl and phenol O-H (Lehto et al., 2018)
1325	C-H vibration in cellulose and C-O vibration in lignin units (Gonultas et al., 2018; Kwon et al., 2013)
1235	C-O stretching in lignin units and bending O-H, antisymmetric stretching vibration of the acetyl ester groups (Esteves et al., 2013; Gonultas et al., 2018; Kwon et al., 2013; Lehto et al., 2018)
1150	C-O-C stretching (Gonultas et al., 2018; Kwon et al., 2013; Lehto et al., 2018)
1040	Aliphatic ether C-O and alcohol C-O stretching in cellulose and hemicellulose (Guo & Bustin, 1998; Kwon et al., 2013; Yu et al., 2018)
895	aromatic C-H out of plane deformation (Lehto et al., 2018; Yu et al., 2018)

The band between 800 and 950 cm^{-1} , persisting to 1000°C, will not be discussed here as an assignment to Si-O vibration (due to remnants of glass fibers from the experimental device) cannot be ruled out unambiguously.

The structural modifications undergone by the wood during pyrolysis were different from those undergone during combustion at the same temperature. It could have been similarities between spectra obtained from different temperature such as the resemblance between spectra at 300°C from combustion and those from 400°C in pyrolysis which experienced the disappearance of the cellulosic band (1040 cm^{-1}). However, it should be noted that the FTIR spectra exhibit a distinct disparity in the band ratio of 1735/1600 cm^{-1} related to the carbonization process (**Figure art. 3** (b) and **Table art. S1**; 1730/1600).

3.3. Oxygen isotopic composition

$\delta^{18}\text{O}$ values are presented in **Table art. S1** and averaged in Supplementary Material (**Table art. S2**).

During the pyrolysis experiments at temperatures lower than 300°C, the $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ values no longer equals zero and increases slightly, indicating an ^{18}O -enrichment of the heated wood compared to

the raw wood (maximum values of $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ at 300°C: $+1.6 \pm 0.2$ ‰). Such slight increases were also observed in charred wood produced by combustion, but at 200°C ($\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}} = +0.7 \pm 0.2$ ‰ at 200°C) (**Figure art. 4** and **Table art. S2**).

This enrichment was followed by an overall decrease in $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ from -1.9 ± 0.5 ‰ at 350°C to -24.6 ± 3.6 ‰ at 1000°C. The largest isotopic shift observed between fresh and charred wood was -29.6 ‰ ($\pm 1\sigma = 0.5$, $n=3$), at 900°C during pyrolysis. $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ was highly correlated with pyrolysis temperature ($r = -0.95$; $p\text{-value} < 0.05$).

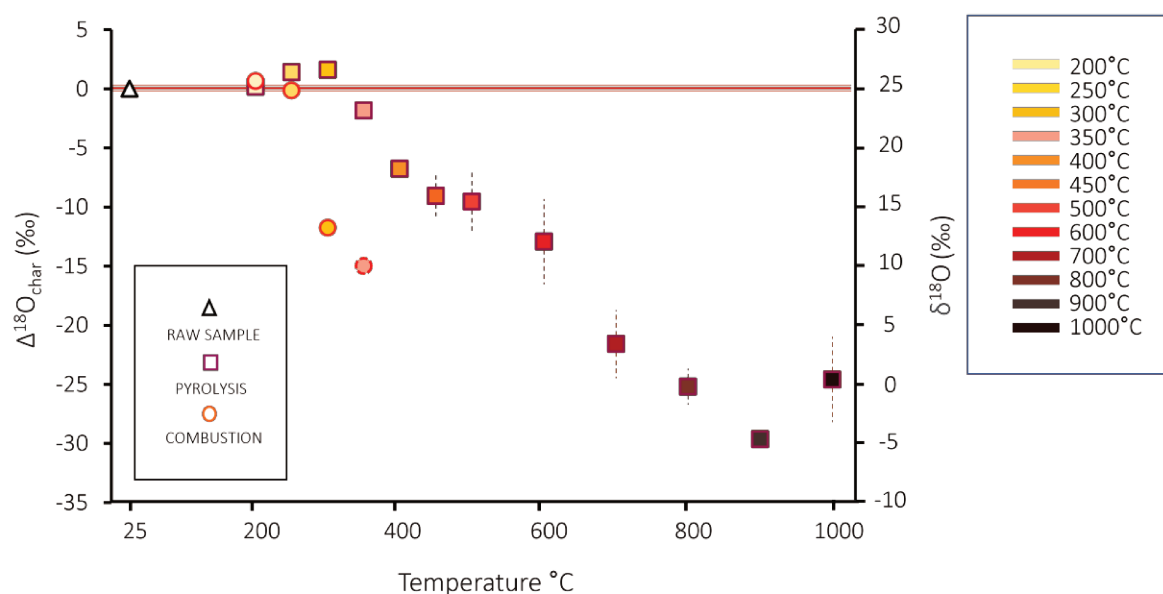


Figure art. 4 Mean $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ measured in wood carbonized from 200°C to 1000°C in pyrolysis and combustion ($n=3$ except for 350°C sample in combustion for which, $n=1$; the standard deviation is indicated as dotted lines). The bold red line represents the raw sample with 0.2 ‰ measurement uncertainty.

For a given temperature, $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ values were notably different in the pyrolysis and combustion experiments. For instance, at 300°C, $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ are respectively $+1.6$ ‰ ± 0.2 and -11.8 ‰ ± 0.8 (**Figure art. 4** and **Table art. S2**). Furthermore, two samples remaining after combustion above 300°C exhibited $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ values -14.99 ‰ and -14.53 ‰ at 350°C and 500°C, respectively (**Table art. S1**).

During pyrolysis, the standard deviation of oxygen isotopic ratio among the replicates remained lower than the mass spectrometer uncertainty (± 0.2 ‰) below 400°C. At higher temperatures, the difference between the $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ values of the three experimental replicates was as high as ± 3.6 ‰ (mean for 1000°C).

4. Discussion

4.1. How and why does $\delta^{18}\text{O}$ change with increasing temperature during pyrolysis?

The increase in pyrolysis temperature mainly results in two distinct $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ modifications: (1) a slight increase (ca. + 1.5 ‰) between 200 and 300°C and (2) a broad decrease (ca. -21.5 ‰; **Figure art. 4** and **Table art. S1**) up to 700 °C. Beyond 800°C, no clear effect of carbonization was evidenced either on the chemical structure or on the $\delta^{18}\text{O}$ values of the charred wood.

Between 200 and 300°C, the $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ increase is related with the decrease in H/C and O/C due to the loss of unbound and structural waters as well as the thermal desorption/degradation of hydrocarbons (**Figure art. 1**, **Figure art. 2** and **Table art. S1**; Ascough et al., 2008; Czimczik et al., 2002; Hatton et al., 2016). In addition, the decrease of intensity in carbonyl groups bands observed in FTIR spectra at 1735 cm^{-1} (**Figure art. 3** and **Table art. 1**) is consistent with the thermal decomposition of hemicellulose initiated between 200°C and 300°C as described by Cheng et al. (2016) and Yang et al. (2007). However, in these two studies, the investigations were conducted on pure hemicellulose, the thermal decomposition of which may have a different behaviour when it is interconnected with other components in wood (Müller-Hagedorn et al., 2003). Furthermore, the $\delta^{18}\text{O}$ of the hemicellulose is similar or slightly higher than that of the whole wood (Zech et al., 2012). Thus, the thermal degradation of this component cannot account for the observed increase in $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$. Hence, the initial increase in $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ may rather reflect the loss of residual water, depleted in ^{18}O compared to the wood (Barbour et al., 2001; Song et al., 2022), and possibly the decomposition of unidentified ^{18}O -depleted organic component. Czimczik et al. (2002) interpreted a ^{13}C enrichment of charred wood at 150°C by the loss of ^{13}C depleted lipids. A similar process may take place here for the $\delta^{18}\text{O}$ increase as lipids are also ^{18}O depleted with respect to bulk wood (Schmidt et al., 2001).

The second phase in the thermal decomposition is marked by a notable decline of $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ from 350°C to 700°C. This phase consists in (i) the thermal degradation of the main constituents of wood (e.g. hemicellulose, cellulose, and lignin; **Figure art. 4**; Collard & Blin, 2014; Li et al., 2022) and (ii) the increase in the degree of aromaticity of the carbonized wood (**Figure art. 1** and **Table art. S1**; McBeath et al., 2011).

Below 400°C, the thermal degradation of carbohydrates, including cellulose, takes place through depolymerization, as illustrated by the disappearance of their characteristic FTIR bands at 1040 and 1735 cm^{-1} (**Figure art. 3** and **Table art. 1**; Chen et al., 2019; Guo & Bustin, 1998). As cellulose is ^{18}O -enriched compared to bulk wood material (Benner et al., 1987; Bird & Ascough, 2012; Loader et al., 2003; Turekian et al., 1998), its thermal degradation could lead to the decline of $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$. However, in our experiments the depletion in ^{18}O is accentuated above 400°C, while the thermal degradation of cellulose has almost been completed by that temperature (**Figure art. 4**; Li et al., 2022; Yang et al., 2007). Therefore, the decreasing trend of $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ with temperature suggests that the thermal degradation of cellulose can only partially explain the evolution of $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ with temperature. Between 400 and 700°C, the FTIR spectra indicate the progressive decrease in the intensity of carbonyl, carboxyl, methoxy and phenolic hydroxyl groups bands with temperature (**Figure art. 1** and **Figure art. 3**; **Table art. 1** and **Table art. S1**), which can be assigned to lignin depolymerization (Collard & Blin, 2014; Leng et al., 2022; Liu et al., 2008). Aromatization also takes place during the wood thermal degradation as shown by the progressive increase of the C=C aromatic vibration in the FTIR spectra (**Figure art. 3** and **Table art. 1**). This conclusion was also drawn by Hatton et al. (2016), Li et al. (2022), McBeath et al. (2011) and Mouraux et al. (2022). Lignin exhibits a lower $\delta^{18}\text{O}$ value compared to the whole wood (between 10.2 and 15.4 ‰; (Gray & Thompson, 1977; Hamilton, 2012). Nevertheless, the relatively low $\delta^{18}\text{O}$ value of lignin may not be sufficient to explain a low $\delta^{18}\text{O}$ of 3.0 ± 2.9 ‰ as observed in charcoals at 700°C. For instance, the $\delta^{18}\text{O}$ of oxygenated functional groups in vanillin which can be derived from the thermal transformation of lignin, show large variations between carbonyl, methoxy and phenolic hydroxyl groups (Fronza et al., 2001). Indeed, in comparison to carbonyl oxygen, with a $\delta^{18}\text{O}$ of ca. 26.2 ‰, methoxy and phenolic hydroxyl groups exhibited $\delta^{18}\text{O}$ as low as 2.7 and 5.8 ‰, respectively. The decline in $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ from 400 to 700°C may then be attributed to the selective and relative preservation of the ^{18}O -depleted methoxy and phenolic hydroxyl groups (**Figure art. 3** and **Table art. 1**). The evidence that these groups exist at these temperature (Cao et al., 2012; Chen et al., 2019; Collard & Blin, 2014; Hatton et al., 2016; Sharma et al., 2004) supports this hypothesis.

Above 800°C, the evolution of O/C atomic ratio as well as FTIR spectra do not reveal any changes in the chemical structure of the charcoals because of the limits of the precision and the resolution of the analytical approach and the inability of FTIR to detect carbon covalent bonds (**Figure art. 3**, **Table art. S1** and **Table art. S2**). Between 800 and 1000°C, the uncertainties on $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ are ± 1.5 ‰ and ± 3.6 ‰, respectively. Such variability in $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ may reflect differences in the proportions of the various compounds between the replicates. However, increased pyrolysis temperatures imply an overall degradation of oxygenated functional groups, which should

theoretically smooth out intrinsic heterogeneity related to organics. We hypothesize that the observed variability of $\Delta^{18}\text{O}$ at a given temperature can be ascribed to changes in the concentration of inorganic sources of O in the charred wood or to small changes in the experimental conditions between replicates.

4.2. Why is the reproducibility of the $\delta^{18}\text{O}$ measurements low above 400°C?

Wood contains a variety of mineral elements with calcium, potassium and magnesium being the most abundant cations (Lévy et al., 1996; Penninckx et al., 2001). The concentrations in mineral elements are neither constant across growth rings (Penninckx et al., 2001), nor along the stem (e.g. André et al., 2010). These elements exist as oxides, oxalates, carbonates, phosphates and sulphates in the wood (Sharma et al., 2004; Vansteenkiste et al., 2007). Minerals usually correspond to < 1 wt% of wood and the mineral content of charred wood increases with increasing charring temperature (Štulc et al., 2023). In oaks, Ca-oxalate (CaC_2O_4) and silica (SiO_2) are the most common minerals (Carlquist, 2001; Vansteenkiste et al., 2007).

It has been shown that the interactions between wood constituents and mineral elements naturally present in the biomass, can modify thermochemical processes and promote the rearrangement of aromatic rings above 350°C (Collard & Blin, 2014). They could also alter the yields of lignocellulose-derived compounds (Nowakowski & Jones, 2008; Eom et al., 2012).

In this study, CO, CO₂, and HC emissions are asynchronous above 400°C during the Rock-Eval® thermal experiment (**Figure art. S3**). This suggests a contribution from an inorganic component, such as calcite, to CO and CO₂ emissions at these temperatures. Actually, calcite has already been detected by X-ray diffractometry in *Fagus* and *Picea* samples pyrolyzed at 600°C and in biochar of hardwood and softwood heated at 450°C (Rees et al., 2017; Tintner et al., 2018). Its formation was suggested to follow the transformation of Ca-oxalate present in uncharred wood. The formation of quartz and cristobalite during wood carbonisation has also been described (Rees et al., 2017).

As the oxygen from organic molecules is progressively lost above 400°C, the contribution of oxygen from minerals to the overall $\delta^{18}\text{O}$ of the charred wood may increase with increasing temperature (Brand et al., 2014; Cao et al., 2012; Schumacher et al., 2011). However, since the nature and the distribution of the minerals in the original wood were not determined, we cannot evaluate their contribution to $\delta^{18}\text{O}$.

4.3. Does the oxygen supply during the carbonization process impact the oxygen isotope ratio?

Within a fire, conditions change from the heart to the periphery of the blaze. The oxygen availability, being uniform neither in space nor time, depends on the fire regime and severity (Hercman et al., 2019; Santín et al., 2017; Schneider et al., 2013; Spokas, 2010). Therefore, documenting the modification of $\delta^{18}\text{O}$ under both pyrolysis and oxidizing conditions is a required first step to enable interpretation of the oxygen isotopic composition of charcoals.

At a given temperature, the depletion in H and O contents and the decrease in $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ are larger in combustion than in pyrolysis mode (**Figure art. 1**, **Figure art. 4** and **Table art. S1**). The presence of oxygen during wood charring impacts various physicochemical properties, such as the mass loss, the aromatic C content, and the isotopic composition of the residual char (Fang et al., 2006; Sarangi et al., 2022; Turney et al., 2006; Yang et al., 2022). The pyrolysis and combustion processes involve different chemical and physical reactions (Chen et al., 2017, p. 201; Cheng et al., 2012; Vernooij et al., 2022; Yang et al., 2022), which necessarily lead to differences in kinetic or equilibrium isotopic effects.

For a given value of $\delta^{18}\text{O}$, the structural composition of the charcoal is not the same in pyrolysis and combustion experiments, as shown by the infrared spectroscopy results. For example, the $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ of $-12.9 \pm 3.6 \text{ ‰}$ in the wood pyrolyzed at 600°C , is close to the value of $-11.76 \pm 0.8 \text{ ‰}$ in the wood subjected to combustion at 300°C , but the 1735 cm^{-1} band is much shorter in the former than in the latter (**Figure art. 3** and **Table art. S2**). Moreover, Li et al. (2002) showed that the relative absorbance of this band, attributed to the carbonyl (C=O) bond, increased with temperature during carbonization under oxidative conditions, which is not the case under pyrolysis conditions. This reaction could be due to the fragmentation of aliphatic side chains in lignin or the cleavage of $\beta\text{-O-4}$ linkages (Li et al., 2002). Nevertheless, the different structural changes between pyrolysis and combustion do not significantly affect the charcoal's isotopic composition. Indeed, $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ parameters follow similar changes along the two experiments, albeit at different rates. Consequently, these isotopic alterations appear to be primarily driven by the degradation of the main components, although we cannot entirely rule out the possibility of minor isotope exchanges with atmosphere in combustion experiments.

4.4. Can the original $\delta^{18}\text{O}$ value of wood be inferred from its burnt counterpart?

More than temperature, the intensity of the carbonization induces the degradation and structural changes in the wood components that drive the modification of $\delta^{18}\text{O}$. The intensity of carbonization depends both on temperature and oxygen availability since at a given temperature, the carbonization and pyrolysis do not produce the same results. In addition, other characteristics of the wood such as its moisture content, chemical composition (including its mineral content), density, and porosity as well as the size and shape of the wood particles may affect the evolution of the isotopic composition under heat treatment (Ascough et al., 2008; Bird & Ascough, 2012; Czimeczik et al., 2002; Turney et al., 2006).

Given the observed differences in the physicochemical and oxygen isotopic composition of the charred wood between the two fire regimes, the O/C atomic ratio hardly provides an independent assessment of the intensity of carbonization (**Figure art. S4**). On the contrary, the H/C atomic ratio decreases with the growth and subsequent progressive condensation of aromatic rings, which take place with the intensification of the charring process (Wiedemeier et al., 2015; Xiao et al., 2016). We thus propose to use the H/C atomic ratio as a proxy for the intensity of carbonization. $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ decreases with decreasing H/C, both in pyrolysis and combustion experiments (**Figure art. 5**). A non-linear 2nd order regression model can be fitted to the data as Eq. 3:

$$\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}} = -31.2 + 54.3 \times (\text{H/C}) - 22.5 \times (\text{H/C})^2 \text{ with a 95 \% mean confidence interval of 1.9 \text{‰} and a prediction interval of 8.1 \text{‰} (3)}$$

This regression can theoretically be used to estimate the original oxygen isotopic composition of wood samples burned by combustion or pyrolysis from their H/C and $\delta^{18}\text{O}$ (**Figure art. 5**). However, this approach can only provide a rough indication of the pristine $\delta^{18}\text{O}$ because the variation of the wood $\delta^{18}\text{O}$ during carbonization is very large compared to the natural variability in time and space of wood $\delta^{18}\text{O}$ (typically a few per mil, e.g in oaks : Loader et al., 2008; Rinne et al., 2013; Labuhn et al., 2016; Daux et al., 2018). In addition, the model uncertainty is large, which precludes a precise determination of $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$. Moreover, the model defined in this study may not be transposable to the wood of another tree species, or even to the wood of another oak. Indeed, the evolution of $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ as a function of carbonization intensity may change from one wood to another because the proportions of the main components and their molecular stability, which control the isotopic signature, are variable. Furthermore, even if the H/C is known to be a good index of the aromaticity of organic matter (Wiedemeier et al., 2015; Xiao et al., 2016), the

proportions of lignin, cellulose and hemicelluloses, which vary from one species to another, affect the H/C. Therefore, comparative studies on different species would be necessary to strengthen the model.

In addition, it has to be acknowledged that experimental charcoals are not subjected to the same post-depositional and diagenetic conditions as charcoals found in the natural environment. Indeed, oxidation and sorption can alter the O/C and H/C ratios during the diagenesis process (Ascough et al., 2010; Cohen-Ofri et al., 2006). Hence, the application of the model to H/C ratios affected by diagenesis may lead to misinterpretations. Moreover, it is worth noting that no research has investigated the potential influence of oxidation and sorption on the $\delta^{18}\text{O}$ isotopic signature of charcoal during post-depositional processes. Consequently, it is imperative to ascertain, prior to referencing the model, that the chemical composition of the charcoal has not undergone substantial alteration.

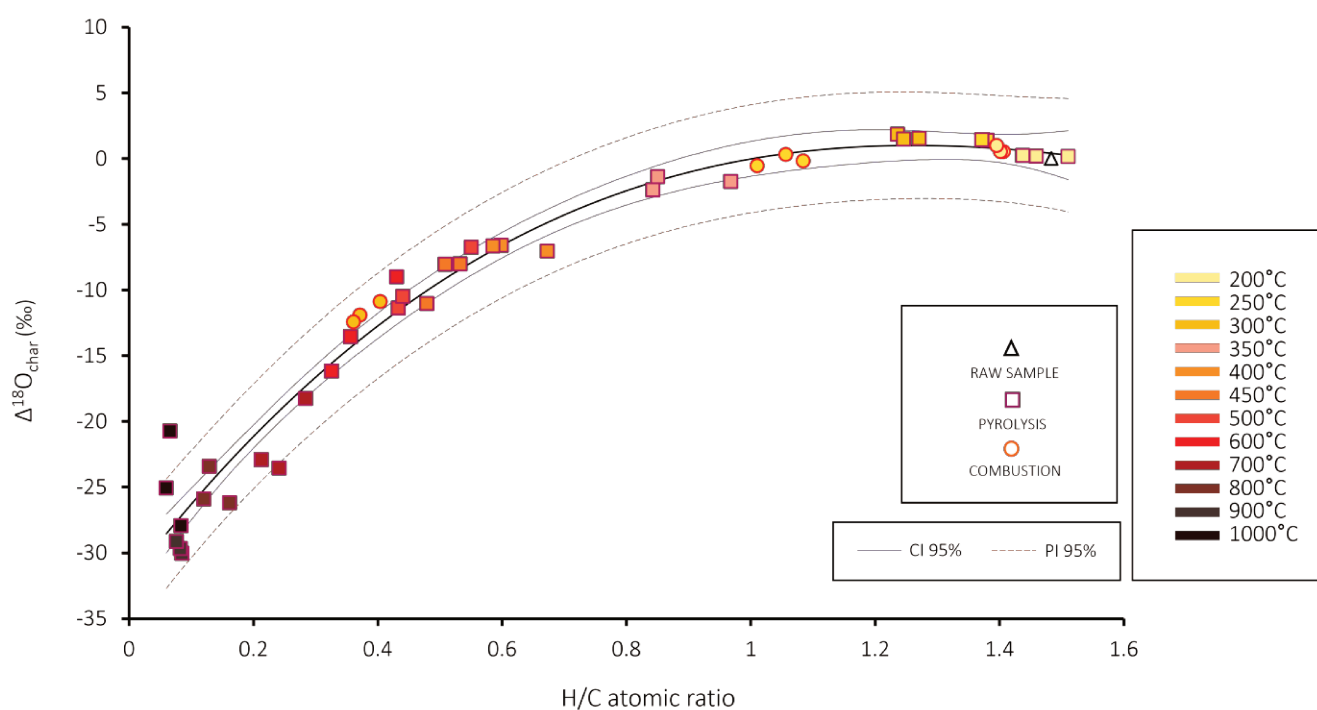


Figure art. 5 Nonlinear regression (black line) modelling the relationship between $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ ratios and H/C atomic ratios from wood samples charred between 200°C and 1000°C in pyrolysis and combustion. The blue lines represent 95 % confidence interval while red dotted lines represent 95 % prediction intervals.

5. Conclusion

Carbonization induces significant physical, elemental, and structural transformations in *Quercus petraea* wood. The modification of $\delta^{18}\text{O}$ values in pyrolysis wood products can be characterized as a two-step process. The initial step ($<300^\circ\text{C}$) is influenced by the volatilization and preferential degradation of labile compounds, as well as the loss of free and non-structural water. During this step, $\delta^{18}\text{O}$ increases. The subsequent step ($<700^\circ\text{C}$) is primarily driven by the thermal degradation of wood cellulose and lignin. During this step, $\delta^{18}\text{O}$ drastically decreases.

Combustion induces different changes to pyrolysis, in particular different oxygen bond rearrangement in the material as shown by FTIR and elemental analysis. The overall evolution of $\delta^{18}\text{O}$ during combustion differs from pyrolysis. Indeed, the intensity of the carbonization process, not only influenced by temperature but also oxygen availability, and various wood characteristics, primarily drives the modification of $\delta^{18}\text{O}$. The H/C ratio, which reveals the degree of aromatization of the organic material, reflects the progress of carbonization, whether by combustion or pyrolysis. $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ changes systematically as a function of H/C according to a non-linear model. The application of the model to $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ - H/C data from charcoal does not allow to track back to an initial $\delta^{18}\text{O}$ value in the wood with confidence, in particular because of large model uncertainties. However, for an H/C >1 , the $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ measured do not undergo large changes compared to their initial value ($<2\text{ ‰}$) which should encourage the development of this function especially on charcoal heated at low carbonization intensity.

Ideally, each fraction should be identified, such as the $\delta^{18}\text{O}$ linked to the physiological process involved in its formation. However, our approach is limited to an empirical quantification of the oxygen isotope fractionation process at different structural stages of carbonization product formation in *Quercus petraea*. Ideally, to refine the model and provide the theoretical fundamentals of $\delta^{18}\text{O}$ changes with H/C, each molecular compound in the wood should be identified, and its $\delta^{18}\text{O}$ determined.

Acknowledgements

This research was supported by the “ANR-Agence Nationale de la Recherche” (CASIMODO project; ANR-20-CE03-0008). We owe great thanks to Monique Pierre and Michel Stievenard (UMR 1572 LSCE, CEA/CNRS) for isotope measurements. We are also grateful to Christelle Anquetil for her help with the FTIR-ATR facilities (UMR 7619 METIS, CNRS).

Author contributions

D.dB.: Formal analysis; Investigation; Visualization; Writing - original draft, review & editing.

F.D.: Conceptualization; Investigation; Formal analysis; Resources; Supervision; Validation;

Writing - original draft, review & editing. **V.D.**: Formal analysis; Resources; Supervision; Validation; Writing - original draft, review & editing. **T.T.N.T.**: Resources; Supervision; Validation; Writing - original draft, review & editing. **F.B.**: Investigation; Writing- review & editing. **A.D.**: Funding acquisition; Project administration; Supervision; Writing - original draft, review & editing.

References

- Aguilera, M., Espinar, C., Ferrio, J. P., Pérez, G., & Voltas, J. (2009). A map of autumn precipitation for the third millennium BP in the Eastern Iberian Peninsula from charcoal carbon isotopes. *Journal of Geochemical Exploration*, 102(3), 157-165. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2008.11.019>
- André, F., Jonard, M., & Ponette, Q. (2010). Biomass and nutrient content of sessile oak (*Quercus petraea* (Matt.) Liebl.) and beech (*Fagus sylvatica* L.) stem and branches in a mixed stand in southern Belgium. *Science of The Total Environment*, 408(11), 2285-2294. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2010.02.040>
- Ascough, P. L., Bird, M. I., Scott, A. C., Collinson, M. E., Cohen-Ofri, I., Snape, C. E., & Le Manuais, K. (2010). Charcoal reflectance measurements: Implications for structural characterization and assessment of diagenetic alteration. *Journal of Archaeological Science*, 37(7), 1590-1599. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2010.01.020>
- Ascough, P. L., Bird, M. I., Wormald, P., Snape, C. E., & Apperley, D. (2008). Influence of production variables and starting material on charcoal stable isotopic and molecular characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(24), Article 24. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.10.009>
- Audiard, B., Thery-Parisot, I., Blasco, T., Mologni, C., Texier, P.-J., & Battipaglia, G. (2019). Crossing taxonomic and isotopic approaches in charcoal analyses to reveal past climates. New perspectives in Paleobotany from the Paleolithic Neanderthal dwelling-site of La Combette (Vaucluse, France). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 266, 52-60. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2019.04.002>
- Barbour, M. M., Andrews, T. J., & Farquhar, G. D. (2001). Correlations between oxygen isotope ratios of wood constituents of *Quercus* and *Pinus* samples from around the world. *Functional Plant Biology*, 28(5), 335-348. <https://doi.org/10.1071/pp00083>
- Baton, F., Nguyen Tu, T. T., Derenne, S., Delorme, A., Delarue, F., & Dufraisse, A. (2017). Tree-ring $\delta^{13}\text{C}$ of archeological charcoals as indicator of past climatic seasonality. A case study from the Neolithic settlements of Lake Chalain (Jura, France). *Quaternary International*, 457, 50-59. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.03.015>
- Behar, F., Beaumont, V., & De B. Pentead, H. L. (2001). Rock-Eval 6 Technology : Performances and Developments. *Oil & Gas Science and Technology*, 56(2), 111-134. <https://doi.org/10.2516/ogst.2001013>
- Benner, R., Fogel, M. L., Sprague, E. K., & Hodson, R. E. (1987). Depletion of ^{13}C in lignin and its implications for stable carbon isotope studies. *Nature*, 329(6141), Article 6141. <https://doi.org/10.1038/329708a0>
- Bird, M. I., & Ascough, P. L. (2012). Isotopes in pyrogenic carbon : A review. *Organic Geochemistry*, 42(12), Article 12. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2010.09.005>

- Boettger, T., Haupt, M., Knöller, K., Weise, S. M., Waterhouse, J. S., Rinne, K. T., Loader, N. J., Sonninen, E., Jungner, H., Masson-Delmotte, V., Stievenard, M., Guillemain, M.-T., Pierre, M., Pazdur, A., Leuenberger, M., Filot, M., Saurer, M., Reynolds, C. E., Helle, G., & Schleser, G. H. (2007). Wood Cellulose Preparation Methods and Mass Spectrometric Analyses of $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, and Nonexchangeable $\delta^2\text{H}$ Values in Cellulose, Sugar, and Starch: An Interlaboratory Comparison. *Analytical Chemistry*, 79(12), 4603-4612. <https://doi.org/10.1021/ac0700023>
- Braadbaart, F., & Poole, I. (2008). Morphological, chemical and physical changes during charcoalification of wood and its relevance to archaeological contexts. *Journal of Archaeological Science*, 35(9), 2434-2445. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2008.03.016>
- Brand, W. A., Coplen, T. B., Vogl, J., Rosner, M., & Prohaska, T. (2014). Assessment of international reference materials for isotope-ratio analysis (IUPAC Technical Report). *Pure and Applied Chemistry*, 86(3), 425-467. <https://doi.org/10.1515/pac-2013-1023>
- Burk, R. L., & Stuiver, M. (1981). Oxygen isotope ratios in trees reflect mean annual temperature and humidity. *Science (New York, N.Y.)*, 211(4489), 1417-1419. <https://doi.org/10.1126/science.211.4489.1417>
- Cao, X., Pignatello, J. J., Li, Y., Lattao, C., Chappell, M. A., Chen, N., Miller, L. F., & Mao, J. (2012). Characterization of Wood Chars Produced at Different Temperatures Using Advanced Solid-State ^{13}C NMR Spectroscopic Techniques. *Energy & Fuels*, 26(9), 5983-5991. <https://doi.org/10.1021/ef300947s>
- Carlquist, S. (2001). Cell Contents, Secretory Structures. In S. Carlquist (Éd.), *Comparative Wood Anatomy: Systematic, Ecological, and Evolutionary Aspects of Dicotyledon Wood* (p. 229-270). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-662-04578-7_7
- Cernusak, L. A., & Ubierna, N. (2022). Carbon Isotope Effects in Relation to CO_2 Assimilation by Tree Canopies. In R. T. W. Siegwolf, J. R. Brooks, J. Roden, & M. Saurer (Éds.), *Stable Isotopes in Tree Rings: Inferring Physiological, Climatic and Environmental Responses* (p. 291-310). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-030-92698-4_9
- Chatterjee, S., Santos, F., Abiven, S., Itin, B., Stark, R. E., & Bird, J. A. (2012). Elucidating the chemical structure of pyrogenic organic matter by combining magnetic resonance, mid-infrared spectroscopy and mass spectrometry. *Organic Geochemistry*, 51, 35-44. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2012.07.006>
- Chen, C., Zhao, L., Wang, J., & Lin, S. (2017). Reactive Molecular Dynamics Simulations of Biomass Pyrolysis and Combustion under Various Oxidative and Humidity Environments. *Industrial & Engineering Chemistry Research*, 56(43), 12276-12288. <https://doi.org/10.1021/acs.iecr.7b01714>
- Chen, W.-H., Wang, C.-W., Ong, H. C., Show, P. L., & Hsieh, T.-H. (2019). Torrefaction, pyrolysis and two-stage thermodegradation of hemicellulose, cellulose and lignin. *Fuel*, 258, 116168. <https://doi.org/10.1016/j.fuel.2019.116168>
- Cheng, K., Winter, W. T., & Stipanovic, A. J. (2012). A modulated-TGA approach to the kinetics of lignocellulosic biomass pyrolysis/combustion. *Polymer Degradation and Stability*, 97(9), 1606-1615. <https://doi.org/10.1016/j.polymdegradstab.2012.06.027>
- Cheng, S., Huang, A., Wang, S., & Zhang, Q. (2016). Effect of Different Heat Treatment Temperatures on the Chemical Composition and Structure of Chinese Fir Wood. *BioResources*, 11(2), Article 2.

- Cohen-Ofri, I., Weiner, L., Boaretto, E., Mintz, G., & Weiner, S. (2006). Modern and fossil charcoal : Aspects of structure and diagenesis. *Journal of Archaeological Science*, 33(3), 428-439. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2005.08.008>
- Collard, F.-X., & Blin, J. (2014). A review on pyrolysis of biomass constituents : Mechanisms and composition of the products obtained from the conversion of cellulose, hemicelluloses and lignin. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 38, 594-608. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2014.06.013>
- Czimczik, C. I., Preston, C. M., Schmidt, M. W. I., Werner, R. A., & Schulze, E.-D. (2002). Effects of charring on mass, organic carbon, and stable carbon isotope composition of wood. *Organic Geochemistry*, 33(11), Article 11. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(02\)00137-7](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(02)00137-7)
- Daux, V., Michelot-Antalik, A., Lavergne, A., Pierre, M., Stievenard, M., Bréda, N., & Damesin, C. (2018). Comparisons of the Performance of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of *Fagus sylvatica*, *Pinus sylvestris*, and *Quercus petraea* in the Record of Past Climate Variations. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 123(4), 1145-1160. <https://doi.org/10.1002/2017JG004203>
- Di Blasi, C. (2008). Modeling chemical and physical processes of wood and biomass pyrolysis. *Progress in Energy and Combustion Science*, 34(1), 47-90. <https://doi.org/10.1016/j.pecs.2006.12.001>
- Eom, I.-Y., Kim, J.-Y., Kim, T.-S., Lee, S.-M., Choi, D., Choi, I.-G., & Choi, J.-W. (2012). Effect of essential inorganic metals on primary thermal degradation of lignocellulosic biomass. *Bioresource Technology*, 104, 687-694. <https://doi.org/10.1016/j.biortech.2011.10.035>
- Esteves, B., Velez Marques, A., Domingos, I., & Pereira, H. (2013). Chemical changes of heat treated pine and eucalypt wood monitored by FTIR. *Maderas. Ciencia y tecnología*, 15(2), Article 2. <https://doi.org/10.4067/S0718-221X2013005000020>
- Etien, N., Daux, V., Masson-Delmotte, V., Mestre, O., Stievenard, M., Guillemain, M. T., Boettger, T., Breda, N., Haupt, M., & Perraud, P. P. (2009). Summer maximum temperature in northern France over the past century : Instrumental data versus multiple proxies (tree-ring isotopes, grape harvest dates and forest fires). *Climatic Change*, 94(3), 429-456. <https://doi.org/10.1007/s10584-008-9516-8>
- Fang, M. X., Shen, D. K., Li, Y. X., Yu, C. J., Luo, Z. Y., & Cen, K. F. (2006). Kinetic study on pyrolysis and combustion of wood under different oxygen concentrations by using TG-FTIR analysis. *Journal of Analytical and Applied Pyrolysis*, 77(1), 22-27. <https://doi.org/10.1016/j.jaap.2005.12.010>
- Farquhar, G. D., & Lloyd, J. (1993). 5—Carbon and Oxygen Isotope Effects in the Exchange of Carbon Dioxide between Terrestrial Plants and the Atmosphere. In J. R. Ehleringer, A. E. Hall, & G. D. Farquhar (Éds.), *Stable Isotopes and Plant Carbon-water Relations* (p. 47-70). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-091801-3.50011-8>
- Ferrio, J. P., Alonso, N., López, J. B., Araus, J. L., & Voltas, J. (2006). Carbon isotope composition of fossil charcoal reveals aridity changes in the NW Mediterranean Basin. *Global Change Biology*, 12(7), Article 7. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2006.01170.x>
- Ferrio, J. P., & Voltas, J. (2005). Carbon and oxygen isotope ratios in wood constituents of *Pinus halepensis* as indicators of precipitation, temperature and vapour pressure deficit. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 57(2), 164-173. <https://doi.org/10.3402/tellusb.v57i2.16780>

- Fronza, G., Fuganti, C., Serra, S., Burke, A., Guillou, C., & Reniero, F. (2001). The Positional $\delta^{18}\text{O}$ Values of Extracted and Synthetic Vanillin. *Helvetica Chimica Acta*, 84(2), 351-359. [https://doi.org/10.1002/1522-2675\(20010228\)84:2<351::AID-HLCA351>3.0.CO;2-S](https://doi.org/10.1002/1522-2675(20010228)84:2<351::AID-HLCA351>3.0.CO;2-S)
- Gagen, M., Battipaglia, G., Daux, V., Duffy, J., Dorado-Liñán, I., Hayles, L. A., Martínez-Sancho, E., McCarroll, D., Shestakova, T. A., & Treydte, K. (2022). Climate Signals in Stable Isotope Tree-Ring Records. In R. T. W. Siegwolf, J. R. Brooks, J. Roden, & M. Saurer (Éds.), *Stable Isotopes in Tree Rings : Inferring Physiological, Climatic and Environmental Responses* (p. 537-579). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-030-92698-4_19
- Gonultas, O., Candan, Z., Gonultas, O., & Candan, Z. (2018). Chemical characterization and ftr spectroscopy of thermally compressed eucalyptus wood panels. *Maderas. Ciencia y tecnología*, 20(3), Article 3. <https://doi.org/10.4067/S0718-221X2018005031301>
- Gosling, W. D., Cornelissen, H. L., & McMichael, C. N. H. (2019). Reconstructing past fire temperatures from ancient charcoal material. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 520, 128-137. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.01.029>
- Gray, J., & Thompson, P. (1977). Climatic information from $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ analysis of cellulose, lignin and whole wood from tree rings. *Nature*, 270(5639), Article 5639. <https://doi.org/10.1038/270708a0>
- Guo, Y., & Bustin, R. M. (1998). FTIR spectroscopy and reflectance of modern charcoals and fungal decayed woods : Implications for studies of inertinite in coals. *International Journal of Coal Geology*, 37(1), Article 1. [https://doi.org/10.1016/S0166-5162\(98\)00019-6](https://doi.org/10.1016/S0166-5162(98)00019-6)
- Hall, G., Woodborne, S., & Scholes, M. (2008). Stable carbon isotope ratios from archaeological charcoal as palaeoenvironmental indicators. *Chemical Geology*, 247(3), Article 3. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.001>
- Hamilton, M. W. (2012). *Reconstructing Fire Severity From the Oxygen-Isotope Compositions of Plant Char*. 130.
- Hammes, K., Smernik, R. J., Skjemstad, J. O., Herzog, A., Vogt, U. F., & Schmidt, M. W. I. (2006). Synthesis and characterisation of laboratory-charred grass straw (*Oryza sativa*) and chestnut wood (*Castanea sativa*) as reference materials for black carbon quantification. *Organic Geochemistry*, 37(11), Article 11. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2006.07.003>
- Hatton, P.-J., Chatterjee, S., Filley, T. R., Dastmalchi, K., Plante, A. F., Abiven, S., Gao, X., Masiello, C. A., Leavitt, S. W., Nadelhoffer, K. J., Stark, R. E., & Bird, J. A. (2016). Tree taxa and pyrolysis temperature interact to control the efficacy of pyrogenic organic matter formation. *Biogeochemistry*, 130(1), Article 1. <https://doi.org/10.1007/s10533-016-0245-1>
- Hercman, H., Szczerba, M., Zawadzki, P., & Trojan, A. (2019). Carbon isotopes in wood combustion/pyrolysis products : Experimental and molecular simulation approaches. *Geochronometria*, 46(1), Article 1. <https://doi.org/10.1515/geochr-2015-0110>
- Ishimaru, K., Hata, T., Bronsveld, P., Meier, D., & Imamura, Y. (2007). Spectroscopic analysis of carbonization behavior of wood, cellulose and lignin. *Journal of Materials Science*, 42(1), Article 1. <https://doi.org/10.1007/s10853-006-1042-3>
- Kwon, S.-M., Jang, J.-H., Lee, S.-H., Park, S.-B., & Kim, N.-H. (2013). Change of Heating Value, pH and FT-IR Spectra of Charcoal at Different Carbonization Temperatures. *Journal of the Korean Wood Science and Technology*, 41(5), Article 5. <https://doi.org/10.5658/WOOD.2013.41.5.440>

- Labuhn, I., Daux, V., Girardclos, O., Stievenard, M., Pierre, M., & Masson-Delmotte, V. (2016). French summer droughts since 1326 CE : A reconstruction based on tree ring cellulose $\delta^{18}\text{O}$. *Climate of the Past*, 12(5), 1101-1117. <https://doi.org/10.5194/cp-12-1101-2016>
- Labuhn, I., Daux, V., Pierre, M., Stievenard, M., Girardclos, O., Féron, A., Genty, D., Masson-Delmotte, V., & Mestre, O. (2014). Tree age, site and climate controls on tree ring cellulose $\delta^{18}\text{O}$: A case study on oak trees from south-western France. *Dendrochronologia*, 32(1), 78-89. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2013.11.001>
- Lehto, J., Louhelainen, J., Klosińska, T., Drożdżek, M., & Alén, R. (2018). Characterization of alkali-extracted wood by FTIR-ATR spectroscopy. *Biomass Conversion and Biorefinery*, 8(4), 847-855. <https://doi.org/10.1007/s13399-018-0327-5>
- Leng, E., Guo, Y., Chen, J., Liu, S., E, J., & Xue, Y. (2022). A comprehensive review on lignin pyrolysis : Mechanism, modeling and the effects of inherent metals in biomass. *Fuel*, 309, 122102. <https://doi.org/10.1016/j.fuel.2021.122102>
- Lévy, G., Bréchet, C., & Becker, M. (1996). Element analysis of tree rings in pedunculate oak heartwood : An indicator of historical trends in the soil chemistry, related to atmospheric deposition. *Annales Des Sciences Forestières*, 53(2-3), 685-696. <https://doi.org/10.1051/forest:19960246>
- Li, C., Sun, Y., Zhang, L., Li, Q., Zhang, S., & Hu, X. (2022). Sequential pyrolysis of coal and biomass : Influence of coal-derived volatiles on property of biochar. *Applications in Energy and Combustion Science*, 9, 100052. <https://doi.org/10.1016/j.jaecs.2021.100052>
- Li, G., Gao, L., Liu, F., Qiu, M., & Dong, G. (2022). Quantitative studies on charcoification : Physical and chemical changes of charring wood. *Fundamental Research*. <https://doi.org/10.1016/j.fmre.2022.05.014>
- Li, J., Li, B., & Zhang, X. (2002). Comparative studies of thermal degradation between larch lignin and manchurian ash lignin. *Polymer Degradation and Stability*, 78(2), 279-285. [https://doi.org/10.1016/S0141-3910\(02\)00172-6](https://doi.org/10.1016/S0141-3910(02)00172-6)
- Liu, Q., Wang, S., Zheng, Y., Luo, Z., & Cen, K. (2008). Mechanism study of wood lignin pyrolysis by using TG-FTIR analysis. *Journal of Analytical and Applied Pyrolysis*, 82(1), Article 1. <https://doi.org/10.1016/j.jaap.2008.03.007>
- Loader, N. J., Robertson, I., & McCarroll, D. (2003). Comparison of stable carbon isotope ratios in the whole wood, cellulose and lignin of oak tree-rings. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 196(3), Article 3. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00466-8](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00466-8)
- Loader, N. J., Santillo, P. M., Woodman-Ralph, J. P., Rolfe, J. E., Hall, M. A., Gagen, M., Robertson, I., Wilson, R., Froyd, C. A., & McCarroll, D. (2008). Multiple stable isotopes from oak trees in southwestern Scotland and the potential for stable isotope dendroclimatology in maritime climatic regions. *Chemical Geology*, 252(1), 62-71. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.01.006>
- McBeath, A. V., Smernik, R. J., Schneider, M. P. W., Schmidt, M. W. I., & Plant, E. L. (2011). Determination of the aromaticity and the degree of aromatic condensation of a thermosequence of wood charcoal using NMR. *Organic Geochemistry*, 42(10), Article 10. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2011.08.008>
- McCarroll, D., & Loader, N. J. (2004). Stable isotopes in tree rings. *Quaternary Science Reviews*, 23(7), 771-801. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.06.017>

- Mouraux, C., Delarue, F., Bardin, J., Nguyen Tu, T. T., Bellot-Gurlet, L., Paris, C., Coubray, S., & Dufraisse, A. (2022). Assessing the carbonisation temperatures recorded by ancient charcoals for $\delta^{13}\text{C}$ -based palaeoclimate reconstruction. *Scientific Reports*, *12*(1), Article 1. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-17836-2>
- Müller-Hagedorn, M., Bockhorn, H., Krebs, L., & Müller, U. (2003). A comparative kinetic study on the pyrolysis of three different wood species. *Journal of Analytical and Applied Pyrolysis*, *68-69*, 231-249. [https://doi.org/10.1016/S0165-2370\(03\)00065-2](https://doi.org/10.1016/S0165-2370(03)00065-2)
- Nowakowski, D. J., & Jones, J. M. (2008). Uncatalysed and potassium-catalysed pyrolysis of the cell-wall constituents of biomass and their model compounds. *Journal of Analytical and Applied Pyrolysis*, *83*(1), Article 1. <https://doi.org/10.1016/j.jaap.2008.05.007>
- Penninckx, V., Glineur, S., Gruber, W., Herbauts, J., & Meerts, P. (2001). Radial variations in wood mineral element concentrations : A comparison of beech and pedunculate oak from the Belgian Ardennes. *Annals of Forest Science*, *58*(3), 253-260. <https://doi.org/10.1051/forest:2001124>
- Ponton, S., Dupouey, J.-L., Bréda, N., Feuillat, F., Bodénès, C., & Dreyer, E. (2001). Carbon isotope discrimination and wood anatomy variations in mixed stands of *Quercus robur* and *Quercus petraea*. *Plant, Cell & Environment*, *24*(8), 861-868. <https://doi.org/10.1046/j.0016-8025.2001.00733.x>
- Pyle, L. A., Hockaday, W. C., Boutton, T., Zygourakis, K., Kinney, T. J., & Masiello, C. A. (2015). Chemical and Isotopic Thresholds in Charring : Implications for the Interpretation of Charcoal Mass and Isotopic Data. *Environmental Science & Technology*, *49*(24), Article 24. <https://doi.org/10.1021/acs.est.5b03087>
- Rees, F., Watteau, F., Mathieu, S., Turpault, M.-P., Le Brech, Y., Qiu, R., & Morel, J. L. (2017). Metal Immobilization on Wood-Derived Biochars : Distribution and Reactivity of Carbonate Phases. *Journal of Environmental Quality*, *46*(4), 845-854. <https://doi.org/10.2134/jeq2017.04.0152>
- Rinne, K. T., Loader, N. J., Switsur, V. R., & Waterhouse, J. S. (2013). 400-year May–August precipitation reconstruction for Southern England using oxygen isotopes in tree rings. *Quaternary Science Reviews*, *60*, 13-25. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.10.048>
- Roden, J. S., Lin, G., & Ehleringer, J. R. (2000). A mechanistic model for interpretation of hydrogen and oxygen isotope ratios in tree-ring cellulose. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *64*(1), Article 1. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00195-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00195-7)
- Santín, C., Doerr, S. H., Merino, A., Bucheli, T. D., Bryant, R., Ascough, P., Gao, X., & Masiello, C. A. (2017). Carbon sequestration potential and physicochemical properties differ between wildfire charcoals and slow-pyrolysis biochars. *Scientific Reports*, *7*(1), Article 1. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-10455-2>
- Sarang, V., Roy, S., & Sanyal, P. (2022). Effect of burning on the distribution pattern and isotopic composition of plant biomolecules : Implications for paleoecological studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *318*, 305-327. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2021.12.003>
- Saurer, M., Siegenthaler, U., & Schweingruber, F. (1995). The climate-carbon isotope relationship in tree rings and the significance of site conditions. *Tellus B*, *47*(3), 320-330. <https://doi.org/10.1034/j.1600-0889.47.issue3.4.x>

- Schmidt, H.-L., Werner, R. A., & Roßmann, A. (2001). ^{18}O Pattern and biosynthesis of natural plant products. *Phytochemistry*, 58(1), Article 1. [https://doi.org/10.1016/S0031-9422\(01\)00017-6](https://doi.org/10.1016/S0031-9422(01)00017-6)
- Schneider, M. P. W., Pyle, L. A., Clark, K. L., Hockaday, W. C., Masiello, C. A., & Schmidt, M. W. I. (2013, octobre 1). *Toward a "Molecular Thermometer" to Estimate the Charring Temperature of Wildland Charcoals Derived from Different Biomass Sources* (world) [Research-article]. ACS Publications; American Chemical Society. <https://doi.org/10.1021/es401430f>
- Schumacher, M., Werner, R., Meijer, H. A. J., Jansen, H., Brand, W., Geilmann, H., & Neubert, R. (2011). Oxygen isotopic signature of CO_2 from combustion processes. *Atmospheric Chemistry and Physics*. <https://doi.org/10.5194/acp-11-1473-2011>
- Sharma, R. K., Wooten, J. B., Baliga, V. L., Lin, X., Geoffrey Chan, W., & Hajaligol, M. R. (2004). Characterization of chars from pyrolysis of lignin. *Fuel*, 83(11), Article 11. <https://doi.org/10.1016/j.fuel.2003.11.015>
- Song, X., Lorrey, A., & Barbour, M. M. (2022). Environmental, Physiological and Biochemical Processes Determining the Oxygen Isotope Ratio of Tree-Ring Cellulose. In R. T. W. Siegwolf, J. R. Brooks, J. Roden, & M. Saurer (Éds.), *Stable Isotopes in Tree Rings: Inferring Physiological, Climatic and Environmental Responses* (p. 311-329). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-030-92698-4_10
- Spokas, K. A. (2010). Review of the stability of biochar in soils : Predictability of O:C molar ratios. *Carbon Management*, 1(2), 289-303. <https://doi.org/10.4155/cmt.10.32>
- Štulc, A. I., Poszwa, A., Ponton, S., Dupouey, J.-L., Bouchez, J., Bardin, J., Delarue, F., Coubray, S., Lemoine, M., Rose, C., Ruelle, J., Beuret, M., Tu, T. T. N., & Dufraisse, A. (2023). Multi-elemental and Strontium-Neodymium Isotopic Signatures in Charred Wood : Potential for Wood Provenance Studies. *International Journal of Wood Culture*, 1(aop), 1-48. <https://doi.org/10.1163/27723194-bja10019>
- Tintner, J., Preimesberger, C., Pfeifer, C., Soldo, D., Ottner, F., Wriessnig, K., Rennhofer, H., Lichtenegger, H., Novotny, E. H., & Smidt, E. (2018). Impact of Pyrolysis Temperature on Charcoal Characteristics. *Industrial & Engineering Chemistry Research*, 57(46), Article 46. <https://doi.org/10.1021/acs.iecr.8b04094>
- Treydte, K., Boda, S., Graf Pannatier, E., Fonti, P., Frank, D., Ullrich, B., Saurer, M., Siegwolf, R., Battipaglia, G., Werner, W., & Gessler, A. (2014). Seasonal transfer of oxygen isotopes from precipitation and soil to the tree ring : Source water versus needle water enrichment. *New Phytologist*, 202(3), 772-783. <https://doi.org/10.1111/nph.12741>
- Turekian, V. C., Macko, S., Ballentine, D., Swap, R. J., & Garstang, M. (1998). Causes of bulk carbon and nitrogen isotopic fractionations in the products of vegetation burns : Laboratory studies. *Chemical Geology*, 152(1), Article 1. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(98\)00105-3](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00105-3)
- Turney, C. S. M., Wheeler, D., & Chivas, A. R. (2006). Carbon isotope fractionation in wood during carbonization. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(4), Article 4. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.10.031>
- Van Krevelen. (1950). Graphical-statistical method for the study of structure and reaction processes of coal. *Fuel*, 29, 269-284.
- Vansteenkiste, D., Van Acker, J., Stevens, M., Le Thiec, D., & Nepveu, G. (2007). Composition, distribution and supposed origin of mineral inclusions in sessile oak wood—Consequences

- for microdensitometrical analysis. *Annals of Forest Science*, 64(1), Article 1. <https://doi.org/10.1051/forest:2006083>
- Vernooij, R., Dusek, U., Popa, M. E., Yao, P., Shaikat, A., Qiu, C., Winiger, P., van der Veen, C., Eames, T. C., Ribeiro, N., & van der Werf, G. R. (2022). Stable carbon isotopic composition of biomass burning emissions – implications for estimating the contribution of C_3 and C_4 plants. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 22(4), 2871-2890. <https://doi.org/10.5194/acp-22-2871-2022>
- Wiedemeier, D. B., Abiven, S., Hockaday, W. C., Keiluweit, M., Kleber, M., Masiello, C. A., McBeath, A. V., Nico, P. S., Pyle, L. A., Schneider, M. P. W., Smernik, R. J., Wiesenberg, G. L. B., & Schmidt, M. W. I. (2015). Aromaticity and degree of aromatic condensation of char. *Organic Geochemistry*, 78, 135-143. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2014.10.002>
- Xiao, X., Chen, Z., & Chen, B. (2016). H/C atomic ratio as a smart linkage between pyrolytic temperatures, aromatic clusters and sorption properties of biochars derived from diverse precursory materials. *Scientific Reports*, 6, 22644. <https://doi.org/10.1038/srep22644>
- Yang, H., Yan, R., Chen, H., Lee, D. H., & Zheng, C. (2007). Characteristics of hemicellulose, cellulose and lignin pyrolysis. *Fuel*, 86(12), Article 12. <https://doi.org/10.1016/j.fuel.2006.12.013>
- Yang, Y., Fu, T., Song, F., Song, X., Wang, X.-L., & Wang, Y.-Z. (2022). Wood-burning processes in variable oxygen atmospheres : Thermolysis, fire, and smoke release behavior. *Polymer Degradation and Stability*, 205, 110158. <https://doi.org/10.1016/j.polymdegradstab.2022.110158>
- Yu, J., Sun, L., Berruoco, C., Fidalgo, B., Paterson, N., & Millan, M. (2018). Influence of temperature and particle size on structural characteristics of chars from Beechwood pyrolysis. *Journal of Analytical and Applied Pyrolysis*, 130, 127-134. <https://doi.org/10.1016/j.jaap.2018.01.018>
- Zech, M., Werner, R. A., Juchelka, D., Kalbitz, K., Buggle, B., & Glaser, B. (2012). Absence of oxygen isotope fractionation/exchange of (hemi-) cellulose derived sugars during litter decomposition. *Organic Geochemistry*, 42(12), Article 12. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2011.06.006>

Supplementary Material

Content:

Figure art. S1 Non-linear regression model of weighted mass material for TC/EA - IRMS optimal signal measurement function of O wt% based on wood charred samples in pyrolysis heating mode

Figure art. S2 Mass loss calculated by measuring the wood samples before and after thermal pyrolysis and combustion experiment (200°C to 1000°C)

Figure art. S3 Effluents released of HC, CO and CO_2 (as FID signal (mV)) represented with arbitrary units (u.a) function of time and programmed temperatures (from 300°C to 800°C) of about 25°C/min

illustrated in red line, for 2 aliquots from 300°C and 700°C wood charred in pyrolysis heating mode. Data are available on request.

Figure art. S4 Non-linear regression (black line) modelling the relationship between individual $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ and O/C atomic ratios from wood samples charred between 200°C and 1000°C in pyrolysis (square) and combustion (circle) heating mode.

Table art. S1 Experimental Pyrolysis and Combustion data relative to temperature (°C) from $\delta^{18}\text{O}$ (‰) measured by TC/EA IRMS, $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ (‰), yield (wt%), C, O and H (%) from EA analysis, H/C and O/C atomic ratios, FTIR relative peak intensity (u.a.) between 1040 and 1600 (cm⁻¹) peaks and 1730 and 1600 (cm⁻¹) peaks.

Table art. S2 Experimental Pyrolysis and Combustion mean data with standard deviation (SD) relative to temperature (°C) from $\delta^{18}\text{O}$ (‰) measured by TC/EA IRMS, $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ (‰), yield (wt%), C, O and H (%) from EA analysis, H/C and O/C atomic ratios, FTIR relative peak intensity (u.a.) between 1040 and 1600 (cm⁻¹) peaks and 1730 and 1600 (cm⁻¹) peaks.

Table art. S3 Rock-Eval® programmed pyrolysis (under N₂) takes place in two phases, the first phase is a three-minute-long isothermal phase at 300°C.

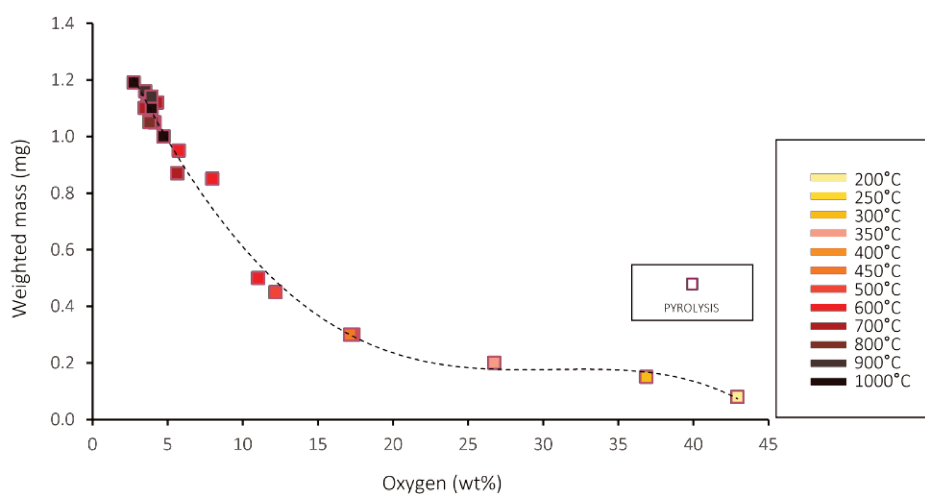


Figure art. S1 Non-linear regression model of weighted mass material for TC/EA - IRMS optimal signal measurement function of O wt% based on wood charred samples in pyrolysis heating mode

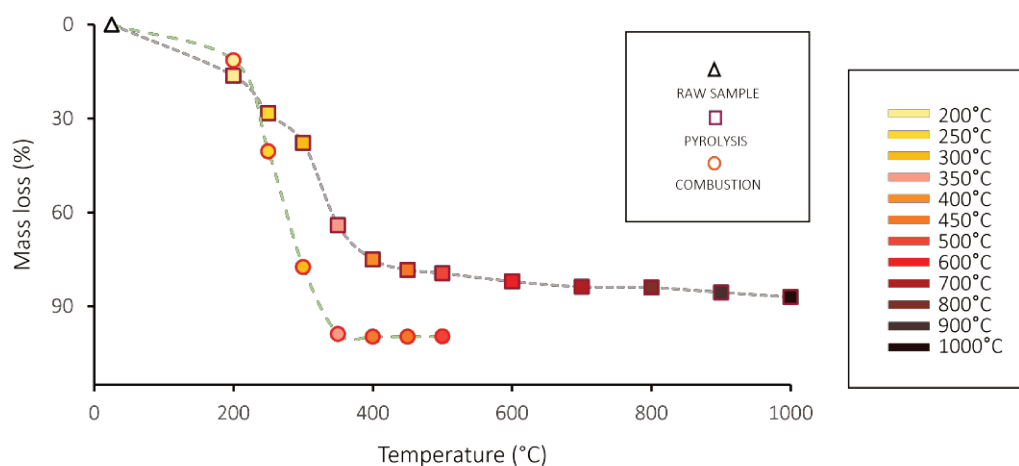


Figure art. S2 Mass loss calculated by measuring the wood samples before and after thermal pyrolysis and combustion experiment (200°C to 1000°C)

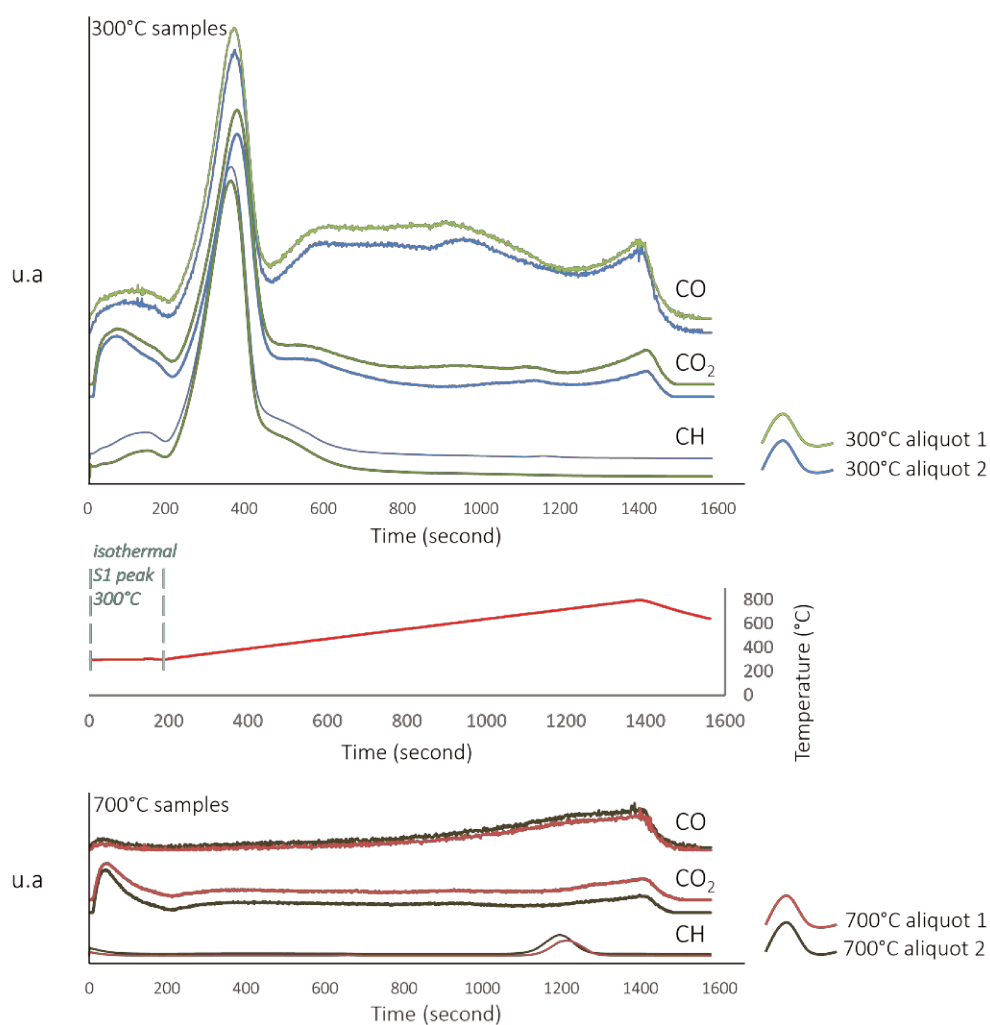


Figure art. S3 Effluents released of HC, CO and CO₂ (as FID signal (mV)) represented with arbitrary units (u.a) function of time and programmed temperatures (from 300°C to 800°C) of about 25°C/min illustrated in red line, for 2 aliquots from 300°C and 700°C wood charred in pyrolysis heating mode. Data are available on request.

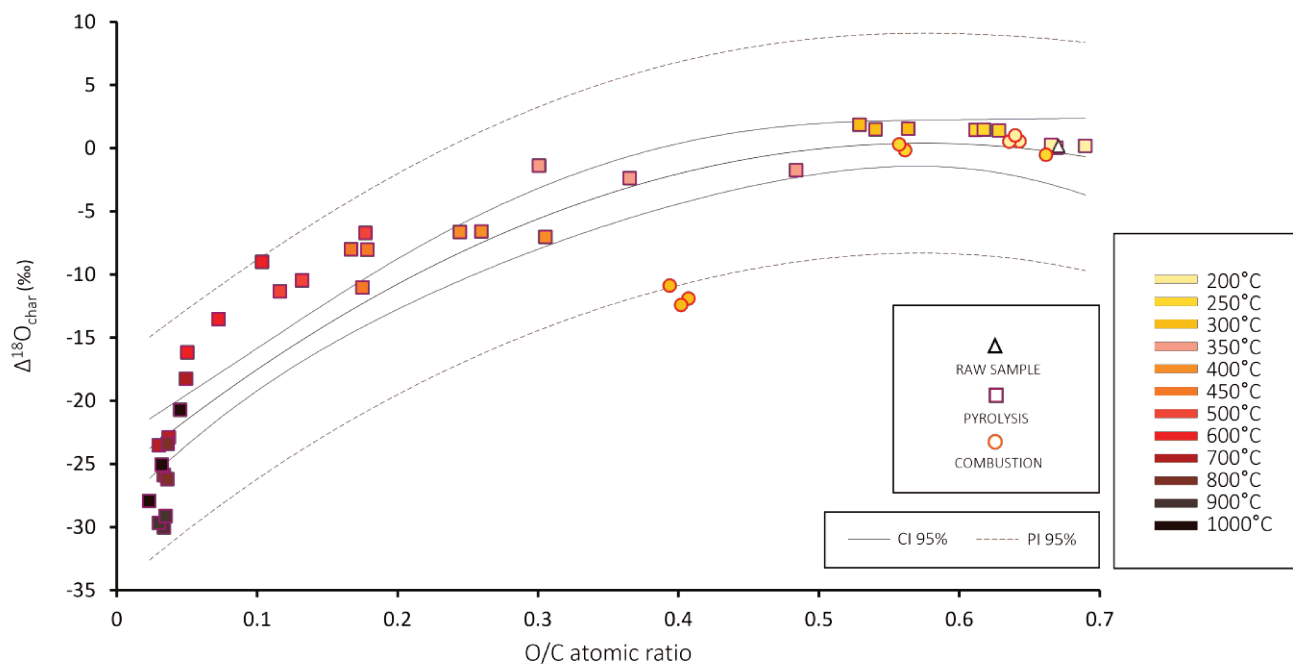


Figure art. S4 Non-linear regression (black line) modelling the relationship between individual $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ and O/C atomic ratios from wood samples charred between 200°C and 1000°C in pyrolysis (square) and combustion (circle) heating mode.

Table art. S1 Experimental Pyrolysis and Combustion data relative to temperature ($^{\circ}\text{C}$) from $\delta^{18}\text{O}$ (‰) measured by TC/EA IRMS, $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}^*}$ (‰), yield (wt%), C, O and H (%) from EA analysis, H/C and O/C atomic ratios, FTIR relative peak intensity (u.a.) between 1040 and 1600 (cm^{-1}) peaks and 1730 and 1600 (cm^{-1}) peaks.

N° Samples	Temperature	$\delta^{18}\text{O}$	$\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}^*}$	Yield (mass loss)	C	O	H	H/C ATOMIC RATIO	O/C ATOMIC RATIO	FTIR-I1040/I1600	FTIR-I1730/I1600
units	$^{\circ}\text{C}$	(mil vs VSMOW)	(mil vs VSMOW)	%							
Raw sample	25	24.66	0.00		47.09	42.00	5.82	1.48	0.67	5.38	1.2
Pyrolyse A1a	200	24.82	0.16	16.81	48.15	44.26	6.06	1.51	0.69	7.96	1.44
Pyrolyse B1	200	24.88	0.22	11.63	48.40	42.93	5.80	1.44	0.67	9.33	1.35
Pyrolyse C1	200	24.82	0.16	20.56	48.57	43.41	5.91	1.46	0.67	7.69	1.31
Pyrolyse A2	250	26.03	1.37	40.19	49.88	41.76	5.74	1.38	0.63	6.80	1.29
Pyrolyse B2b	250	26.09	1.43	24.07	50.36	41.05	5.76	1.37	0.61	7.54	1.26
Pyrolyse C2b	250	26.10	1.44	20.83	50.28	41.38	5.75	1.37	0.62	7.20	1.36
Pyrolyse A3	300	26.51	1.85	44.52	52.31	36.88	5.39	1.24	0.53	3.69	0.99
Pyrolyse B3	300	26.13	1.47	49.03	53.03	38.20	5.51	1.25	0.54	6.99	0.96
Pyrolyse C3	300	26.17	1.51	20.02	52.73	39.62	5.59	1.27	0.56	7.10	1.09

Pyrolyse A4	350	22.90	-1.76	65.57	53.61	34.57	4.33	0.97	0.48	1.56	0.69
Pyrolyse B4	350	22.26	-2.40	68.49	65.20	31.76	4.58	0.84	0.37	1.78	0.71
Pyrolyse C4	350	23.25	-1.41	58.39	66.73	26.74	4.73	0.85	0.30	1.17	0.71
Pyrolyse A5	400	17.60	-7.06	77.72	69.14	28.13	3.88	0.67	0.31	0.79	0.62
Pyrolyse B5	400	18.03	-6.63	74.56	71.63	24.81	3.57	0.60	0.26	0.56	0.58
Pyrolyse C5	400	18.00	-6.66	72.94	72.61	23.65	3.54	0.59	0.24	0.55	0.45
Pyrolyse A6	450	16.60	-8.06	80.49	72.01	17.15	3.05	0.51	0.18	0.39	0.48
Pyrolyse B6	450	16.63	-8.03	72.05	74.70	16.62	3.32	0.53	0.17	0.51	0.52
Pyrolyse C6	450	13.61	-11.05	82.57	73.60	17.17	2.94	0.48	0.18	0.72	0.43
Pyrolyse A7	500	17.92	-6.74	73.15	73.54	17.37	3.37	0.55	0.18	0.29	0.52
Pyrolyse B7	500	13.29	-11.37	84.88	78.56	12.18	2.83	0.43	0.12	0.46	0.40
Pyrolyse C7	500	14.17	-10.49	80.39	76.05	13.39	2.79	0.44	0.13	0.33	0.41
Pyrolyse A8	600	11.09	-13.57	84.73	82.43	7.97	2.45	0.36	0.07	0.72	0.29
Pyrolyse B8	600	8.47	-16.19	83.20	85.41	5.74	2.32	0.33	0.05	0.52	0.21
Pyrolyse C8	600	15.63	-9.03	78.34	79.87	11.03	2.87	0.43	0.10	0.42	0.43
Pyrolyse A9	700	6.38	-18.28	82.26	85.38	5.64	2.02	0.28	0.05	0.54	0.29

Pyrolyse B9	700	1.74	-22.92	84.95	86.17	4.29	1.53	0.21	0.04	1.88	0.07
Pyrolyse C9	700	1.10	-23.56	84.16	86.64	3.49	1.74	0.24	0.03	1.31	0.07
Pyrolyse A10	800	1.23	-23.43	83.18	83.28	4.03	0.90	0.13	0.04	4.24	0.73
Pyrolyse B10	800	-1.26	-25.92	85.08	84.34	3.80	0.85	0.12	0.03	1.50	0.92
Pyrolyse C10	800	-1.56	-26.22	83.79	85.67	4.12	1.16	0.16	0.04	2.25	0.92
Pyrolyse A11	900	-5.39	-30.05	86.11	87.64	3.94	0.62	0.09	0.03	1.84	1.02
Pyrolyse B11	900	-5.02	-29.68	85.28	86.84	3.51	0.60	0.08	0.03	2.04	1.13
Pyrolyse C11	900	-4.50	-29.16	85.34	83.80	3.93	0.53	0.08	0.04	2.62	1.31
Pyrolyse A12	1000	-0.43	-25.09	87.34	85.42	3.66	0.42	0.06	0.03	1.46	1.05
Pyrolyse B12	1000	-3.29	-27.95	85.70	88.07	2.74	0.62	0.08	0.02	1.51	1.15
Pyrolyse C12	1000	3.92	-20.74	88.24	78.23	4.73	0.43	0.07	0.05	1.32	1.09
Combustion A1b	200	25.18	0.52	10.52	49.12	42.09	5.76	1.41	0.64	7.51	1.50
Combustion B1b	200	25.16	0.50	10.51	49.56	42.00	5.79	1.40	0.64	7.57	1.62

Combustion B6	450	N/A	N/A	99.70	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A
Combustion C6	450	N/A	N/A	99.67	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A
Combustion A7	500	N/A	N/A	99.70	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A
Combustion B7	500	N/A	N/A	99.67	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A
Combustion C7	500	10.13	-14.53	99.62	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A

* : $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}} (\text{‰}) = \delta^{18}\text{O}_{\text{char}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{initial}}$ where $\delta^{18}\text{O}_{\text{initial}}$ represents the $\delta^{18}\text{O}$ value of uncharred oak ($\delta^{18}\text{O}_{\text{initial}} = 24.66 \text{‰}$), and $\delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ is the mean value of charred materials formed at a given temperature (between 200 and 1000°C).

Table art. S2 Experimental Pyrolysis and Combustion mean data with standard deviation (SD) relative to temperature (°C) from $\delta^{18}\text{O}$ (‰) measured by TC/EA IRMS, $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ * (‰), yield (wt%), C, O and H (%) from EA analysis, H/C and O/C atomic ratios, FTIR relative peak intensity (u.a.) between 1040 and 1600 (cm⁻¹) peaks and 1730 and 1600 (cm⁻¹) peaks.

Samples type	Temperature	$\delta^{18}\text{O}$	SD $\delta^{18}\text{O}$	$\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ *	SD $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$	Yield (mass loss)	SD Yield	C	SD C	O	SD O	H	SD H	H/C atomic ratio	SD H/C atomic ratio	O/C atomic ratio	SD O/C atomic ratio	I1040/I1600	SD I1040/I1600	I1730/I1600	SD I1730/I1600
units	°C	(mil vs VSMOW)		(mil vs VSMOW)		%															
Raw sample	25	24.66	N/A	0	N/A	0.00	N/A	47.09	N/A	42.00	N/A	5.82	N/A	1.48	N/A	0.67	N/A	5.38	N/A	1.2	N/A
Pyrolyse	200	24.84	0.04	0.18	0.04	16.34	4.48	48.37	0.21	43.53	0.68	5.92	0.13	1.47	0.04	0.68	0.01	8.32	0.88	1.37	0.07
	250	26.07	0.04	1.41	0.04	28.36	10.37	50.18	0.26	41.40	0.36	5.75	0.01	1.38	0.00	0.62	0.01	7.18	0.37	1.30	0.05
	300	26.27	0.21	1.61	0.21	37.86	15.61	52.69	0.36	38.23	1.37	5.49	0.10	1.25	0.02	0.54	0.02	5.93	1.94	1.01	0.07
	350	22.81	0.50	-1.85	0.50	64.15	5.20	61.85	7.18	31.02	3.97	4.54	0.20	0.89	0.07	0.38	0.09	1.50	0.31	0.71	0.01
	400	17.88	0.24	-6.78	0.24	75.07	2.43	71.13	1.79	25.53	2.33	3.66	0.18	0.62	0.05	0.27	0.03	0.63	0.14	0.55	0.09
	450	15.61	1.74	-9.05	1.74	78.37	5.57	73.44	1.35	16.98	0.31	3.10	0.19	0.51	0.03	0.17	0.01	0.54	0.17	0.48	0.04
	500	15.12	2.46	-9.54	2.46	79.47	5.92	76.05	2.51	14.31	2.72	3.00	0.33	0.47	0.07	0.14	0.03	0.36	0.09	0.44	0.07
600	11.73	3.62	-12.93	3.62	82.09	3.34	82.57	2.77	8.25	2.66	2.55	0.28	0.37	0.05	0.08	0.03	0.55	0.15	0.31	0.11	

	700	3.07	2.88	-21.59	2.88	83.79	1.39	86.06	0.64	4.47	1.09	1.77	0.25	0.25	0.04	0.04	0.01	1.24	0.67	0.14	0.13	
	800	-0.53	1.53	-25.19	1.53	84.02	0.97	84.43	1.20	3.98	0.17	0.97	0.17	0.14	0.02	0.04	0.00	2.66	1.42	0.86	0.10	
	900	-4.97	0.45	-29.63	0.45	85.58	0.46	86.10	2.03	3.79	0.25	0.59	0.05	0.08	0.00	0.03	0.00	2.17	0.41	1.16	0.15	
	1000	0.07	3.63	-24.59	3.63	87.09	1.28	83.91	5.09	3.71	1.00	0.49	0.11	0.07	0.01	0.03	0.01	1.43	0.10	1.09	0.05	
Combustion	200	25.33	0.27	0.67	0.27	11.42	1.56	49.37	0.23	42.08	0.08	5.77	0.02	1.40	0.01	0.64	0.00	7.60	0.11	1.55	0.06	
	250	24.51	0.42	-0.15	0.42	40.52	2.99	52.74	0.52	41.74	4.54	4.62	0.12	1.05	0.04	0.59	0.06	3.08	0.52	1.41	0.04	
	300	12.90	0.78	-11.76	0.78	77.44	11.39	60.81	1.09	32.50	0.71	1.92	0.14	0.38	0.02	0.40	0.01	0.56	0.20	1.10	0.03	
	350	9.67	N/A	-14.99	N/A	98.83	0.89	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	
	400	N/A	N/A	N/A	N/A	99.69	0.02	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A
	450	N/A	N/A	N/A	N/A	99.71	0.04	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A
	500	10.13	N/A	-14.53	N/A	99.66	0.04	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A

* : $\Delta^{18}\text{O}^{\text{char}} (\text{‰}) = \delta^{18}\text{O}^{\text{char}} - \delta^{18}\text{O}^{\text{initial}}$ where $\delta^{18}\text{O}^{\text{initial}}$ represents the $\delta^{18}\text{O}$ value of uncharred oak ($\delta^{18}\text{O}^{\text{initial}} = 24.66 \text{‰}$), and $\delta^{18}\text{O}^{\text{char}}$ is the mean value of charred materials formed at a given temperature (between 200 and 1000°C).

Table art. S3 Rock-Eval® programmed pyrolysis (under N_2) takes place in two phases, the first phase is a three-minute-long isothermal phase at 300°C. Quantification of hydrocarbons (HC) released during the first isothermal phase provides the S1 peak parameter (mg/g) related to free and thermodesorbable HC.

Sample	Temperature	S1 peak
	°C	(mg/g)
°C 2001	200	54.99
°C 2002	200	53.5
°C 2003	200	54.64
PyrolyseA2	250	31.76
PyrolyseB2b	250	42.87
PyrolyseC2b	250	39.99
°C 3001	300	10.87
°C 3002	300	12.28
°C 3003	300	12.34
°C 4001	400	0.9
°C 4002	400	1.03
°C 4003	400	2.43
°C 5001	500	1.17
°C 5002	500	1.33
°C 5003	500	1.13
°C 6001	600	2.02
°C 6002	600	1.57
°C 6003	600	1.57
°C 7001	700	3.21
°C 7002	700	1.04

°C 7003	700	2.39
°C 8001	800	4.28
°C 8002	800	1.38
°C 8003	800	2.98
°C 9001	900	9.37
°C 9002	900	2.35
°C 9003	900	2.4
°C10001	1000	2.62
°C10002	1000	0.53
°C10003	1000	0.35

Chapitre IV Résultats et discussions complémentaires sur les mécanismes de thermo-dégradation isotopique du bois

L'article explore, à travers la chimie du bois, la modification du $\delta^{18}\text{O}$ des chênes lors de la carbonisation. Un schéma de synthèse est proposé pour figurer les mécanismes de thermo-dégradation de la matière explorés (**Figure II.2**). Pour aller plus loin dans la compréhension des changements isotopiques observés, et investiguer la potentielle utilisation du $\delta^{18}\text{O}$ de bois carbonisé pour la reconstruction climatique, des études complémentaires ont été menées et sont présentées dans ce chapitre.

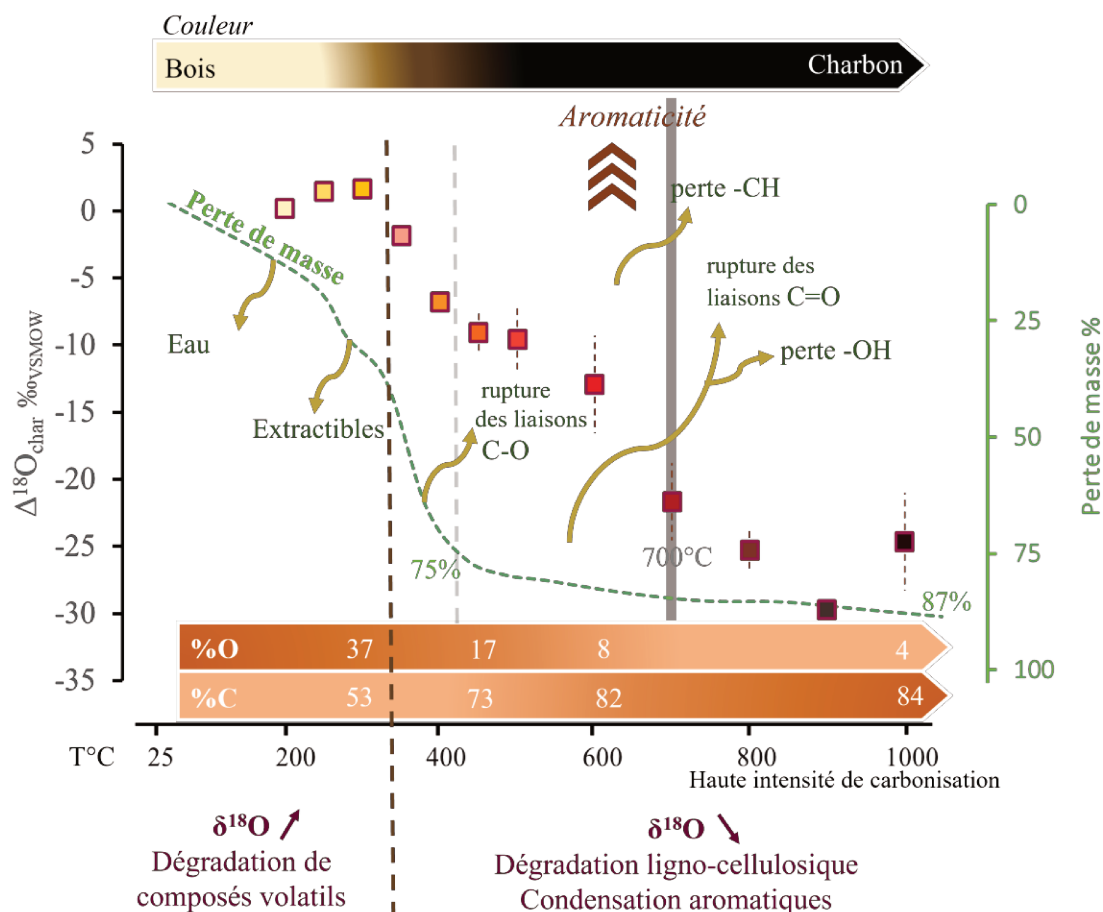


Figure II.2 Schéma de synthèse des processus de thermo-dégradation de la matière du bois de chêne lors de la carbonisation en pyrolyse.

1 Variabilité isotopique des charbons expérimentaux au-delà de 700°C

Si les variations du rapport H/C dans le bois, associées à une structure chimique plus aromatique, sont cohérentes avec celles du $\delta^{18}\text{O}$ en deçà de 700°C, quand le rapport H/C est inférieur à 0,02 % la relation entre $\delta^{18}\text{O}$ et H/C est moins claire. Cela est dû à la diminution de l'amplitude des variations isotopiques dans la plage de température comprise entre 700 °C et 1000 °C (**Figure art. 5**). D'autres investigations ont été menées pour essayer de comprendre la modification du signal isotopique avec l'intensité de carbonisation, au-delà de 700°C.

1.1 Quelle relation entre le réarrangement structural de la matière carbonée et la variation du $\delta^{18}\text{O}$ à hautes températures de carbonisation ?

À partir de 800 °C, les spectres FTIR sont marqués par une diminution générale de l'intensité, et la plupart des bandes, comme celle à 1606 cm^{-1} , ont disparu. Ces disparitions indiquent la perte des groupes fonctionnels (**Figure art. 3**). L'organisation de la structure atomique est d'autre part étudiée par la spectroscopie Raman, qui fournit des informations sur les vibrations chimiques, notamment dans le réseau cristallin²⁸ (Deldicque et al., 2016; Ishimaru et al., 2007; Manabe et al., 2007; Mouraux et al., 2022; Yamauchi & Kurimoto, 2003). Les rapports d'intensité de la bande D sur la bande G (H_D/H_G) dans les échantillons augmentent avec la température de chauffage, ce qui reflète bien l'augmentation de la taille et le nombre des cycles aromatiques dans la matière (**Figure II.3**).

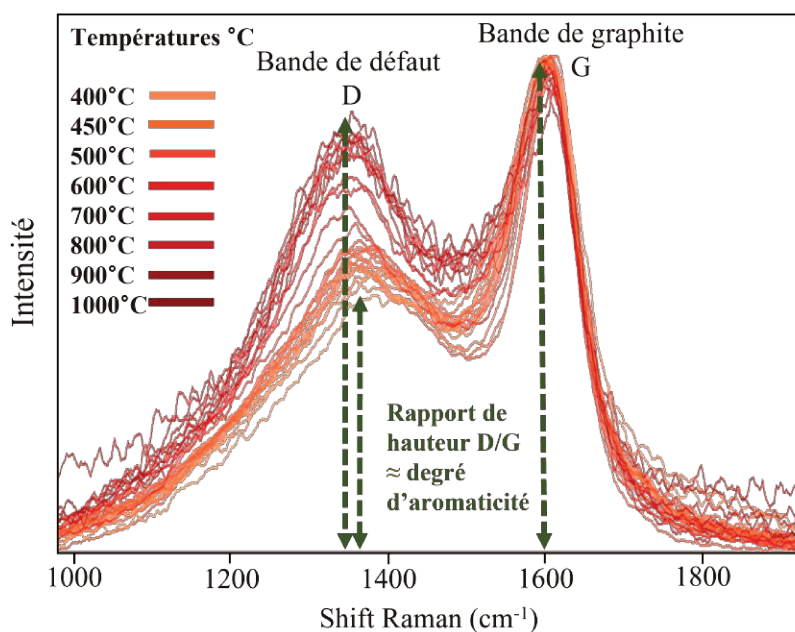


Figure II.3 Spectres Raman des échantillons de bois chauffés en pyrolyse entre 400 et 1000°C.

²⁸ Arrangement régulier et périodique des atomes de carbone, en l'occurrence dans cette thèse, dans la structure du charbon de bois.

Ainsi le rapport H/C, fonction de l'intensité de carbonisation, a été comparé aux rapports H_D/H_G obtenus sur les échantillons carbonisés à partir de 350°C en pyrolyse et 250°C en combustion. La **Figure II.4** montre que la différenciation des intensités de carbonisation des échantillons est finalement possible lorsque le rapport H/C descend en dessous de 0,02 % (au-delà de 700°C), avec l'augmentation progressive du rapport H_D/H_G , ce dernier étant relatif à l'ordre structural des cycles carbonés. Toutefois, la variation du signal isotopique dans les échantillons carbonisés au-delà de 700°C ($H/C < 0,02\%$; $\Delta^{18}O_{\text{char}}$ variant d'environ 10 ‰), ne pourrait être seulement expliquée par la réorganisation de la structure chimique reflétée par les rapports H/C et H_D/H_G .

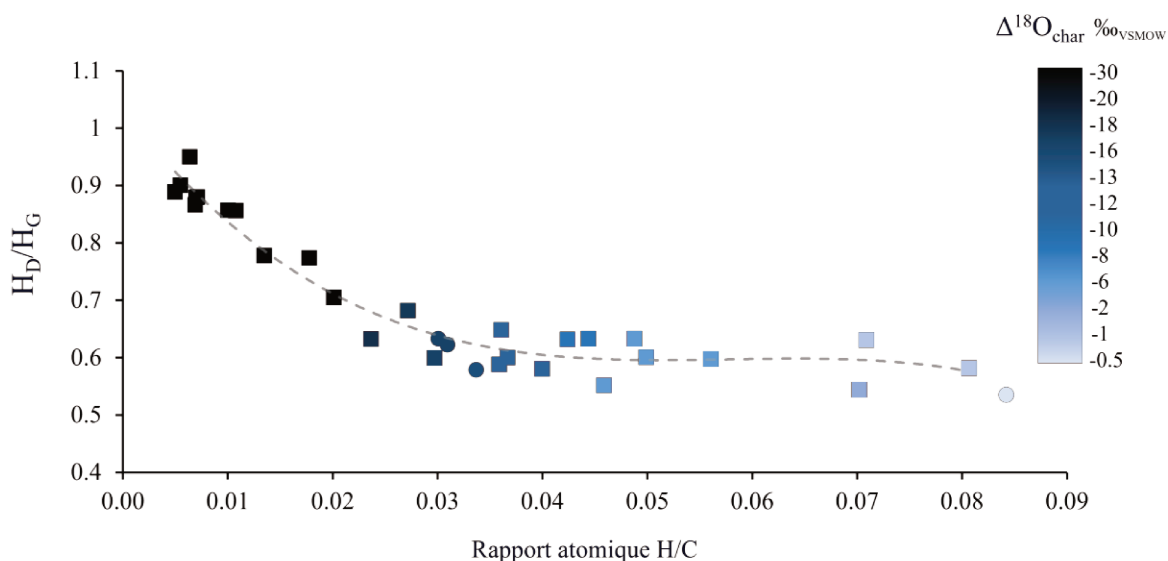


Figure II.4 Rapports atomiques H/C en fonction des rapports de bandes HD/HG. Symbole carré : pyrolyse, symboles ronds : combustion. Echelle bleutée : $\Delta^{18}O_{\text{char}}$.

1.2 Identification élémentaire des cendres et implication dans la variabilité isotopique observée à haute température

Une piste explorée pour expliquer la variation du signal isotopique à hautes températures est la contribution minérale du bois. Comme évoqué dans la **section 4.2** de l'article, divers minéraux sont présents dans le bois, représentant généralement moins de 1 % de sa masse. À mesure que la température de carbonisation augmente, la teneur en minéraux dans le bois total s'élève relativement aux composés organiques, et donc la contribution en oxygène de ces minéraux sur le signal isotopique s'accroît. Toutefois, en raison du manque de données sur la distribution initiale de ces minéraux, leur impact exact sur le rapport isotopique de l'oxygène dans le bois carbonisé reste incertain.

Une analyse par MEB-EDS réalisée sur différentes aliquotes du résidu cendreux d'un échantillon de bois carbonisé en combustion à 400°C, indiquent la présence d'une grande variété d'éléments dans le bois (**Figure II.5**).

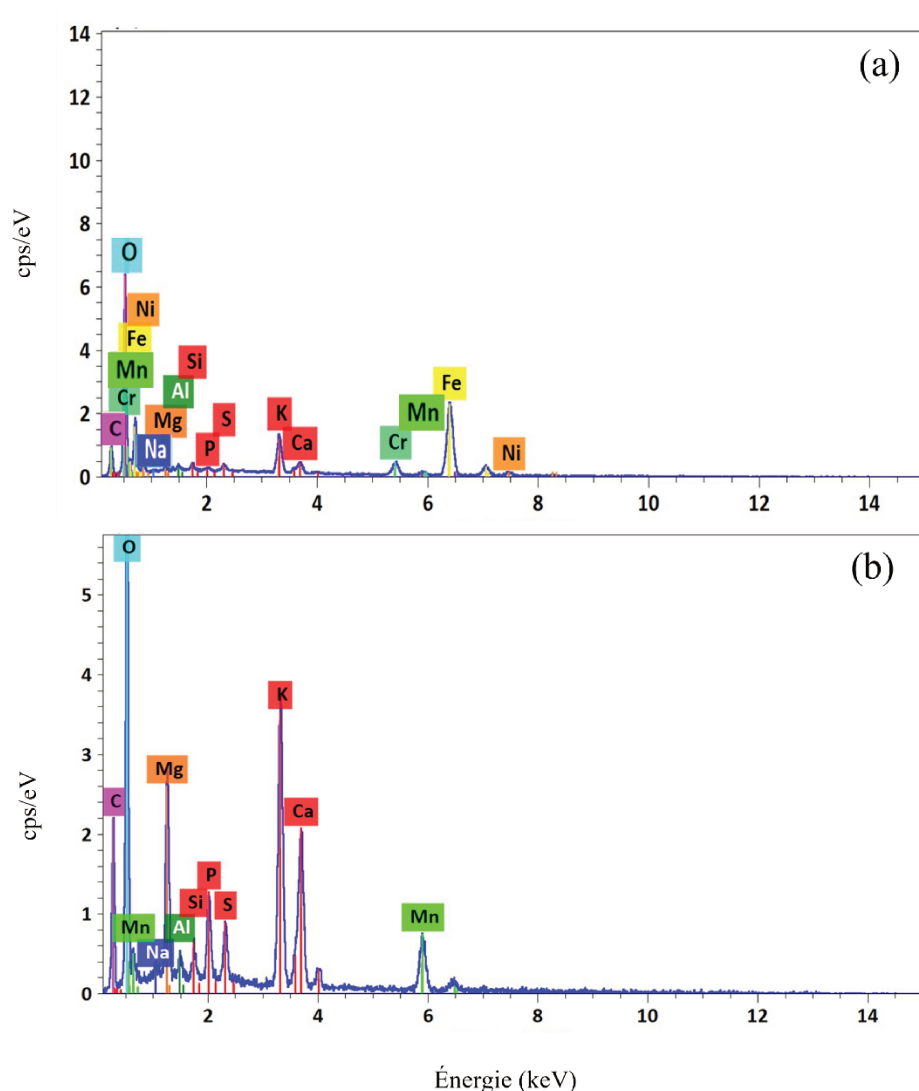


Figure II.5 Spectres de rayons X des échantillons de cendres obtenus par combustion expérimentale du bois à 400°C, Aliquote 1 (a) et Aliquote 2 (b), où chaque pic indique la présence d'un élément spécifique par taux de comptage des rayons X détectés normalisé par unité d'énergie (cps/eV).

Les analyses élémentaires indiquent qu'il reste de 3 à 5 % d'oxygène dans le bois carbonisé en pyrolyse entre 700°C et 1000°C (**Table art. S1**). Avec 1 % de présence supposée de cendres dans le bois de chêne (Štulc-Imbert et al., 2023), cela suggère que l'oxygène minéral, qui représente généralement entre 30 et 50 % de la masse atomique des minéraux composés d'oxygène, pourrait jouer un rôle significatif dans la signature isotopique mesurée à ces températures élevées. De plus, les rapports isotopiques de l'oxygène pourraient varier considérablement selon les aliquotes

sélectionnées si la distribution des minéraux n'est pas homogène dans le matériau carbonisé. En effet les éléments identifiés dans les cendres de bois par MEB-EDS (C, K, Ca, Cl, Cr, Mn, Fe, Ni, Al, Si, P, Mg, Na) pourraient faire partie des minéraux contenant de l'oxygène comme des carbonates de calcium ou des oxydes minérales dont la signature isotopique pourrait interférer avec celle de la matière organique. D'autre part, les mesures de MEB-EDS des différentes aliquotes pourraient révéler une hétérogénéité du contenu minéral dans le bois tels que le Fe ou le P, puisque des différences dans les hauteurs des pics entre les spectres sont observés (**Figure II.5**). En effet, le MEB-EDS permet dans certains cas une analyse semi-quantitative des échantillons, où la hauteur du pic indique la quantité relative de l'élément détecté par rapport aux autres, via le taux de comptage des rayons X (de Souza et al., 2020; Galvão et al., 2018). Ainsi, une analyse plus approfondie des spectres acquis pourrait aider à statuer sur une répartition inégale des minéraux au sein des échantillons.

Comme indiqué dans l'article précédemment présenté, les indicateurs de l'analyse thermique Rock-Eval® suggèrent également la présence de composés inorganiques par la non-synchronicité des émissions de CO, CO₂, et HC au-delà de 400°C. Pour étayer ces arguments, il serait intéressant d'exploiter les indicateurs S3, S3CO, S3' et S3'CO du Rock-Eval® qui permettent la différenciation entre les carbonates, formés lors de la chauffe ou présents naturellement dans le bois, et la part de la matière organique à travers la libération de CO et CO₂ à l'aide d'une mesure de surface des pics (Behar et al., 2001). Ces indicateurs attribuent les fractions organiques au calcul du carbone organique total (TOC) et les fractions minérales, issues des carbonates, au carbone minéral (MinC).

1.3 Piste de l'adsorption isotopique du CO₂ atmosphérique

Étant donné que la vapeur d'eau atmosphérique est appauvrie en ¹⁸O par rapport à celle des plantes ($\delta^{18}\text{O}$ entre -10 et -30 ‰, Daux et al., 2021; Roden et al., 2000), l'adsorption d'isotopes d'oxygène de la vapeur d'eau atmosphérique dans le bois pourrait conduire à une diminution des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ du charbon de bois. Cette hypothèse, évoquée par Hamilton (2012), suppose que ce phénomène pourrait se produire après que les échantillons aient été retirés du four et laissés refroidir à température ambiante pour les échantillons pyrolysés qui ne sont pas en contact avec le CO₂ atmosphérique lors de la carbonisation, et pendant le processus de carbonisation pour les échantillons chauffés par combustion sous atmosphère ambiante. Schumacher et al. (2011) ont mouillé des échantillons de bois dans des eaux à composition isotopique appauvrie et enrichie en ¹⁸O pendant trois jours (avec $\delta^{18}\text{O}$ de 0,5 ‰ et $\delta^{18}\text{O}$ de -43,7 ‰). Leurs résultats montrent que le produit $\delta^{18}\text{O}$ du CO₂ de la combustion mesuré entre les échantillons secs et humides variait

d'environ 0,9 ‰ pour l'échantillon de bois d'épicéa chauffé (à 550°C), et de 0,7 ‰ pour la cellulose chauffée (à 600°C). Il est donc peu probable qu'un tel échange impacte la signature isotopique des échantillons de plusieurs per mille, comme observé pour un même réplica de produit de carbonisation (e.g. à 1000°C ; **Table art. S2**).

Évoqué par Hamilton (2012), d'autres échanges isotopiques pourraient être impliqués dans la modification de la signature isotopique du charbon comme des échanges entre le charbon et les produits gazeux du bois pendant la carbonisation (e.g. CO₂, CO, NO_x), mais ces hypothèses supposent des mécanismes isotopiques complexes qu'il est difficile d'approcher sans résultat empirique. Les principaux gaz volatils produits lors de la combustion de la biomasse sont le CO₂, le CO et le CH₄, auxquels s'ajoutent d'autres composés volatils, comme des hydrocarbures tels que le CH₃OH, libérés durant la carbonisation (Ciuta et al., 2018 ; Collard et Blin, 2014 ; Li et al., 2022 ; Schumacher et al., 2011 ; Warwick et Ruppert, 2016). Warwick et Ruppert (2016) ont étudié six échantillons de charbon de différentes périodes géologiques (lignite à bitumineux) et constaté que les valeurs de δ¹⁸O du CO₂ émis lors de la carbonisation (+19,03 à +27,03 ‰) étaient plus élevées par rapport à celles des charbons. Les échanges isotopiques entre les gaz libérés ou l'oxygène atmosphérique avec le charbon ne peuvent être exclus. Cependant, si la signature isotopique de l'oxygène du charbon s'appauvrit au cours de la carbonisation par rapport à celle de l'oxygène atmosphérique (δ¹⁸O de l'oxygène atmosphérique = +23,8 ‰ ; Kroopnick et Craig, 1972), cela n'est pas cohérent avec un échange qui devrait aller dans le sens de l'enrichissement en isotopes lourds.

2 Signature isotopique de la cellulose isolée dans le bois torréfié

Si la modification du δ¹⁸O lors de la carbonisation a été mesurée sur le bois total, la mesure des isotopes des composants isolés du bois lors du chauffage n'a pas été explorée. La cellulose, le composant principal du bois, est considérée comme la plus appropriée pour les études isotopiques (Gaudinski et al., 2005). Chen et al. (2019) et Yang et al. (2007) montrent que la cellulose - qui est un long polymère de glucose sans ramifications - présente une grande résistance mécanique en raison de sa structure cristalline et de la force de ses liaisons hydrogène. Ces dernières demandent

une certaine énergie pour être rompues, ainsi sa dégradation thermique ne se produit qu'à partir de 315 à 400°C. Il a donc été entrepris de vérifier si la signature isotopique de la cellulose demeurait inchangée lors du chauffage précédant sa décomposition.

Les résultats sont prometteurs puisqu'ils apportent cette confirmation sur les échantillons carbonisés expérimentalement. Sur les 19 échantillons analysés dont 16 chauffés, 7 échantillons chauffés ont montré une extraction de la cellulose réussie < 300°C en pyrolyse et 200°C en combustion (**Tableau II.1**). Les échantillons chauffés ont montré un très faible taux de cellulose en raison de la granulométrie très fine de la poudre après chauffage. En effet, la carbonisation a entraîné une réduction importante de la taille des particules, permettant à la poudre de passer à travers les fibres des sachets utilisés pour l'extraction de la cellulose (voir la **PARTIE III, Chapitre I, section 2.3** sur le sujet). C'est pourquoi la majorité des échantillons ne contenait pas de matière cellulosique exploitable. À 350°C en pyrolyse, aucun échantillon n'a montré de cellulose, ni à 250°C en combustion (**Tableau II.1**), ce qui peut être associé aux résultats obtenus par FTIR (discutés dans l'article).

Tableau II.1 Synthèse du nombre d'extraction de cellulose réussie sur les 19 échantillons soumis à l'extraction de cellulose pour la mesure du $\delta^{18}\text{O}$

Mode de carbonisation		Extraction de cellulose réussie / Nb. Echantillon analysé		
		Combustion	Pyrolyse	Non chauffé
T°C	Non chauffé			3/3
	200	1/3	2/3	
	250	0/1	1/3	
	300		3/3	
	350		0/3	

La **Figure II.6** présente les résultats de la mesure $\delta^{18}\text{O}$ des quelques échantillons de cellulose et de bois total. Alors que le $\delta^{18}\text{O}$ du bois total varie avec la température comme discuté dans l'article, les échantillons de cellulose ne semblent pas suivre la même tendance. L'écart-type des échantillons de cellulose est de 0,26 ‰ pour une moyenne du $\delta^{18}\text{O}$ de 28,06 ‰, étant supérieure d'environ 4 ‰ à celle du bois total non chauffé. La faible dispersion des valeurs entre cellulose chauffée et non chauffée pourrait indiquer que la signature isotopique de la cellulose de bois chauffé n'est pas modifiée par le processus de carbonisation.

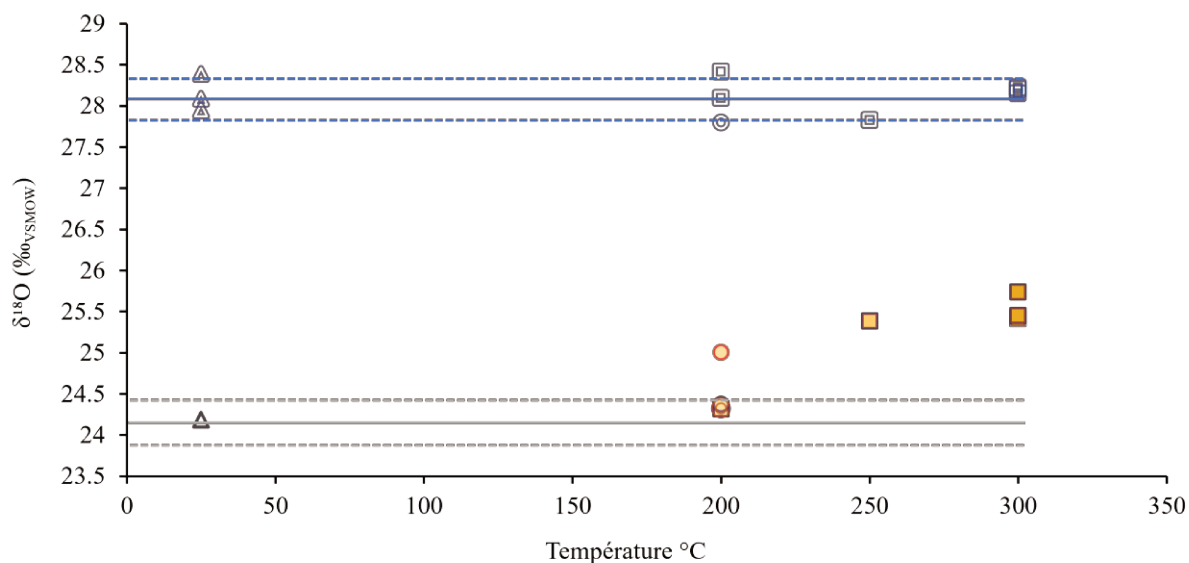


Figure II.6 $\delta^{18}\text{O}$ (‰VSMOW) des échantillons de cellulose extraite (bleu) et du bois total des mêmes échantillons (orange et noir) non chauffés (triangle) et chauffés en pyrolyse (carré) et combustion (cercle), en fonction de la température de carbonisation. Les échantillons chauffés sont les mêmes que ceux étudiés dans l'article. Les lignes horizontales représentent la moyenne du $\delta^{18}\text{O}$ et l'incertitude de mesure analytique autour du bois non chauffé.

Un moyen d'estimer si la cellulose a été conservée dans le bois torréfié pourrait être de déterminer la couleur du bois, ou l'utilisation du FTIR pour une information chimique plus poussée. Un bois marron foncé ou noir, avec une texture friable, à la limite du front de carbonisation, a peu de chance de montrer de la cellulose. Ainsi, dans le cas de l'étude du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose des cernes pour la reconstruction climatique passée, seuls les cernes présentant une coloration de bois sain (couche 1 sur la **Figure II.7**) parmi les échantillons de Notre-Dame de Paris ont fait l'objet d'une analyse. Les cernes légèrement plus foncés comme la couche 2 sur la **Figure II.7** montrent également de la cellulose, mais la stabilité de leur signature nécessite davantage d'investigations analytiques.

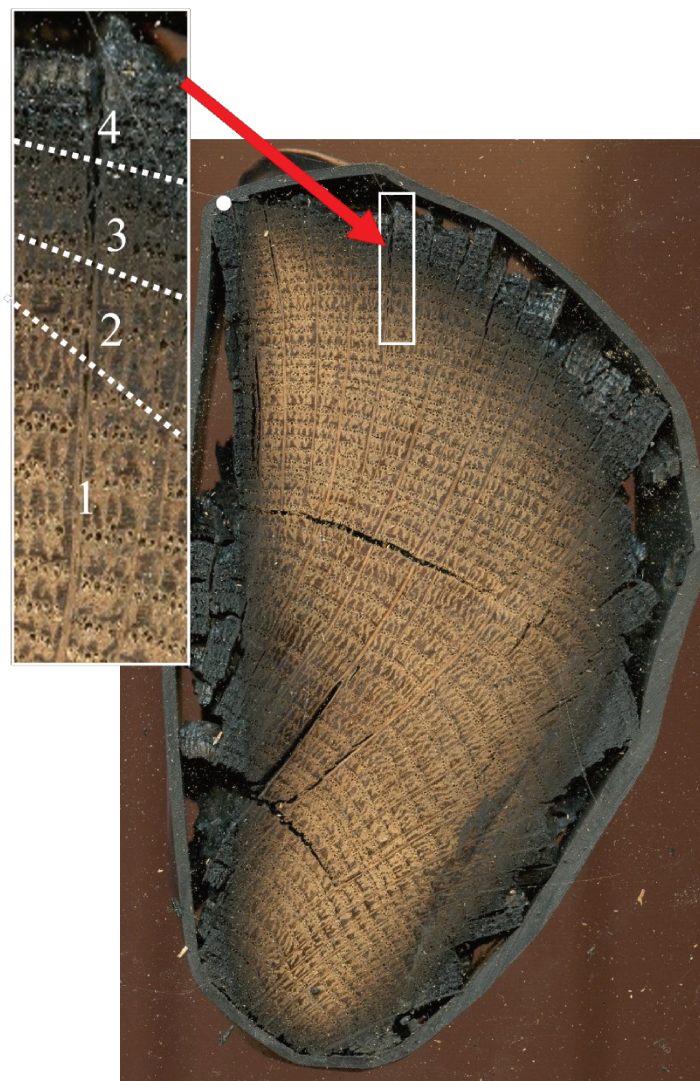


Figure II.7 Exemple de 4 couches de coloration des poutres incendiées de Notre-Dame de Paris lié au gradient de carbonisation.

Bien qu'il s'agisse ici d'une étude expérimentale menée sur quelques échantillons de poudre pesant seulement quelques milligrammes, très éloignés en forme et en taille des imposantes poutres de Notre-Dame, il serait envisageable d'extraire la cellulose du bois torréfié de chêne, pour l'étude de la signature isotopique originale du $\delta^{18}\text{O}$. Toutefois, ces conclusions requièrent une validation contextualisée sur des échantillons de plus grande envergure, afin de s'assurer que la signature isotopique de la cellulose est effectivement préservée dans des conditions réalistes.

3 Conclusion

La carbonisation du bois de *Quercus petraea* entraîne des transformations compositionnelles et structurelles importantes, affectant les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ en deux phases principales. La première, en dessous de 300°C , est marquée par la volatilisation de composés thermodésorbables et la perte d'eau, entraînant une augmentation faible (+ 1,61 ‰, $\pm 0,21$) mais significative du $\delta^{18}\text{O}$. La seconde, jusqu'à 700°C , est dominée par la dégradation thermique de la cellulose et de la lignine, provoquant une forte diminution du $\delta^{18}\text{O}$ (- 21, 59 ‰, $\pm 2,88$). La combustion, en revanche, provoque des réarrangements différents des liaisons oxygène (montré par FTIR ; **Figure art. 3**), ce qui modifie l'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ par rapport à la pyrolyse. Si le rapport H/C, qui indique le degré d'aromatisation, reflète l'intensité de la carbonisation, les incertitudes du modèle entre rapports H/C et mesures $\delta^{18}\text{O}$ dans les échantillons (**Figure art. 5**), limitent la possibilité de retrouver la valeur initiale de $\delta^{18}\text{O}$ dans le bois. Pour les variations isotopiques d'échantillons chauffés au-delà de 700°C , la comparaison du signal isotopique des échantillons carbonisés avec les rapports H/C et HD/HG de la matière carbonisée (**Figure II.6**) a révélé que la variation du signal isotopique de l'oxygène ne peut être expliquée par la seule réorganisation structurale dans les noyaux aromatiques. Les analyses par MEB-EDS révèlent la composition élémentaire des cendres résiduelles, dont la variabilité pourrait être une des causes de ces variations isotopiques observées à hautes températures, corroboré par la non-synchronicité des émissions de CO, CO₂, et HC au-delà de 400°C durant l'expérience thermique Rock-Eval®. La présence de Ca avec O pourrait indiquer la présence d'oxalate de calcium (CaC₂O₄), un des minéraux les plus communs dans les chênes, dont la transformation thermique pourrait entraîner des émissions de CO, mais pourrait également conduire à la formation de calcite par exemple. D'autre part, les incertitudes analytiques de mesures autour du $\delta^{18}\text{O}$ ne pourraient expliquer de telles variations observées. L'échange isotopique entre le bois carbonisé et la vapeur d'eau atmosphérique, ne pourrait pas expliquer non plus les variations isotopiques observées entre les répliques. Pour une compréhension plus complète, des études futures pourraient inclure des expérimentations sur :

- **l'impact de la distribution des minéraux** : étudié par extraction minérale, identification structurale par diffraction des rayons X et mesure isotopique des cendres
- **des analyses isotopiques plus détaillées à l'échelle micro et macromoléculaire des composants du bois** : par dépolymérisation des composants et analyses GC/Py/IRMS

- **une meilleure identification du $\delta^{18}\text{O}$ des assimilats au cours de la synthèse de la lignine** (Werner, 2003)

Enfin, les résultats présentés suggèrent que la signature isotopique de la cellulose du bois chauffé reste inchangée jusqu'à 350°C, ce qui en fait un indicateur potentiellement fiable pour des analyses isotopiques, en particulier pour des échantillons de bois torréfié qui présentent des teintes brunâtres. Cependant, des recherches supplémentaires sur des échantillons de plus grande taille sont nécessaires pour confirmer ces résultats dans des contextes plus réalistes et applicables, tels que celui des poutres historiques de Notre-Dame. Cette étude suggère qu'une reconstruction du climat par le $\delta^{18}\text{O}$ du bois total n'est actuellement pas possible sur du matériel carbonisé en l'état actuel de la recherche. Toutefois, lorsque le bois a subi une faible intensité de carbonisation, particulièrement dans sa tranche non exposée aux flammes, la cellulose qui subsiste pourrait offrir une stabilité isotopique suffisante pour des études environnementales. Pour ce qui est de l'analyse des bois de la cathédrale de Notre-Dame de Paris, seules les couches de bois « sain » des poutres carbonisées ont été étudiées.

PARTIE III | Reconstructions climatiques de l'Anomalie Climatique Médiévale dans le Bassin parisien par le $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose des cernes de chênes

A l'aune de l'état de l'art présenté en **PARTIE I** sur l'Anomalie Climatique Médiévale, l'utilisation du $\delta^{18}\text{O}$ comme proxy climatique dans les bois offre une opportunité unique d'étudier les variations des conditions hydroclimatiques à haute résolution en contexte de basse altitude dans l'ouest de l'Europe. Fort des investigations réalisées sur l'étude du signal isotopique de l'oxygène dans les bois carbonisés dans la **PARTIE II**, le **Chapitre I** introduira le corpus d'étude, adapté en conséquence à partir de bois non carbonisés de Notre-Dame de Paris ainsi que d'autres bois de charpentes contemporaines de NDP pour renforcer la chronologie du Bassin parisien unique acquise pour cette thèse. Ce chapitre explicitera également les méthodes employées à ces fins de reconstruction, notamment la calibration climatique à partir d'une série isotopique récente de cernes de chêne de Fontainebleau développée par le Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE). Le **Chapitre II** présentera en détail les résultats de l'analyse isotopique réalisée sur la chronologie inédite étudiée, couvrant la période de 1046 à 1240 AD, et précisera les caractéristiques du climat reconstitué à partir de la série isotopique unique appelée ACM-BP (Anomalie Climatique Médiévale du Bassin parisien). Enfin, une discussion en trois parties, correspondant aux chapitres **Chapitre III**, **IV** et **V**, permettra d'examiner de manière approfondie la cohérence spatio-temporelle de la variabilité isotopique à l'échelle du Bassin parisien durant le dernier millénaire à l'aide d'une chronologie récemment acquise par le LSCE. Cette discussion permettra d'exposer

également les caractéristiques des reconstructions climatiques de l'ACM dans le Bassin parisien, en les comparant à certaines sources documentaires et au climat actuel. De plus, une discussion comparée sur le climat de l'ACM, élargie de l'échelle de l'Europe à celle de l'hémisphère Nord, offrira une perspective permettant de mieux situer le climat régional dans un contexte spatial plus vaste.

Chapitre I Matériel et Méthodes

1 Corpus d'étude

Cette étude, initiée dans le cadre du projet de l'ANR CASIMODO sur l'étude des bois de Notre-Dame de Paris, propose un corpus constitué de bois provenant de quatre sites médiévaux : les abbayes de Preuilley et Bonport et les cathédrales de Reims et de Notre-Dame de Paris (**Figure III.1**). La sélection des échantillons a été basée sur leur disponibilité, le genre d'arbre, l'état de conservation des bois, la longueur de la série temporelle couverte par chaque bois en tenant compte des nécessaires recouvrements, la localisation géographique du site, la qualité de la datation des échantillons, leur provenance et dans le cas de la cathédrale de Notre-Dame de Paris, leur état de carbonisation.

Les échantillons de Notre-Dame de Paris ont été mis à disposition dans le cadre du Chantier scientifique. Les échantillons provenant de Preuilley et Bonport sont issus de la carothèque de l'entreprise Dendrotech (Dendrotech.fr), ceux de Reims proviennent de la collection de Willy Tegel. Un total de 34 pièces de bois a été sélectionné, à partir de ces quatre sites distincts, pour constituer une série isotopique unique de bois médiévaux, appelée série ACM-BP.

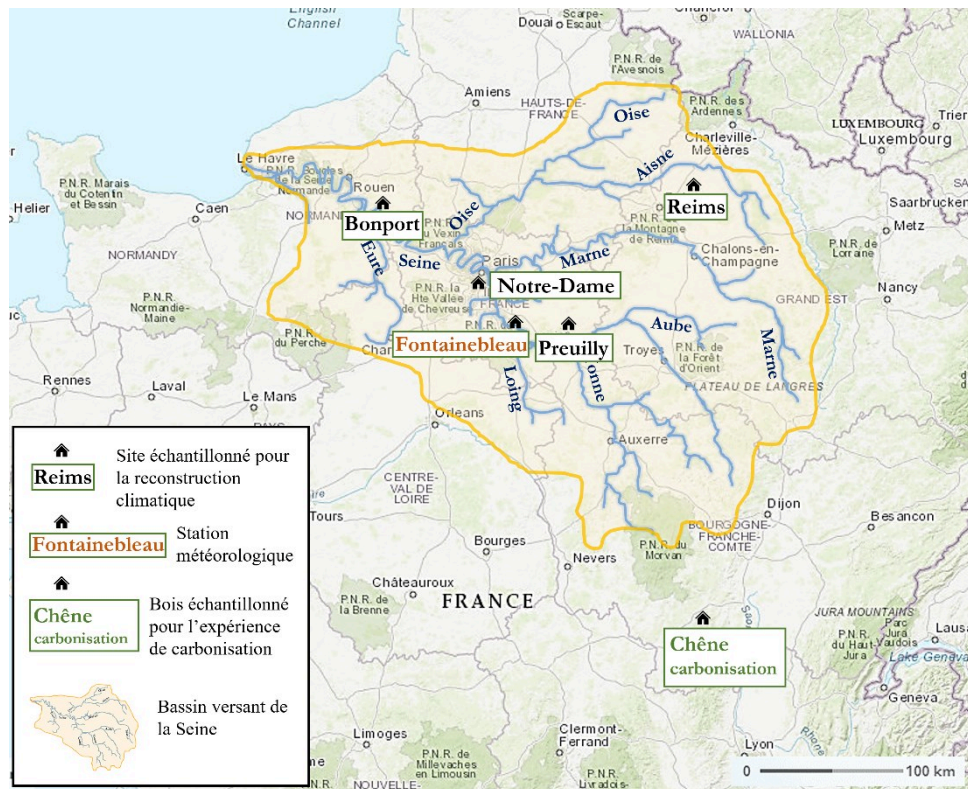


Figure III.1 Situation géographique des sites échantillonnés.

1.1 Critères d'échantillonnage

- ❖ **Localisation et provenance des échantillons** : les sites choisis sont proches de la Seine et de ses affluents pour s'étendre sur le Bassin parisien. Étant donné que les échantillons proviennent de monuments médiévaux, leur origine doit être confirmée par une étude de provenance ou des sources contextuelles fiables (**Figure III.2**). En plus des conditions énoncées plus haut, il a été cherché des sites distribués dans le gradient latitudinal et isotopique des précipitations de direction ouest-est, qui sera discuté dans le **Chapitre III, section 1.2**, de cette étude.
- ❖ **Datation** : pour garantir la fiabilité de la datation par dendrochronologie, des carottes de bois²⁹ dont la longueur couvre au moins 45 ans ont été choisies. La moyenne d'âge des bois sélectionnés est de 82 ans.

²⁹ Échantillon cylindrique retiré du tronc d'un arbre à l'aide d'un perceur ou d'une tarière spécialisée, pour laisser apparaître les cernes annuels.

- ❖ **Longueur temporelle des séries** : la sélection des échantillons est contrainte par la nécessité d'assurer un chevauchement des périodes entre les carottes intra-site et inter-sites, garantissant ainsi la continuité des séries et permettant de quantifier la variabilité inter-sites. Les sites choisis devaient présenter un minimum de cinq arbres sur une période aussi longue que possible dans le but d'évaluer la représentativité et la signification du signal isotopique. La chronologie des différentes séries s'étend de 11 à 78 ans. Les périodes de recouvrement des individus sélectionnés intra-site et des séries isotopiques inter-sites sont illustrées dans les **Figure III.3** et **Figure III.4**. Le détail des caractéristiques de chaque individu est indiqué dans le **Tableau III.1**.

- ❖ **Conservation** : pour extraire la cellulose du bois qui sera analysée, les échantillons doivent être en bon état de conservation. Si les carottes sont généralement issues de charpentes en bon état, leur stockage prolongé peut entraîner des dégradations (e.g. dégâts par des insectes). De plus, les conditions antérieures de manipulation et d'étude des carottes peuvent avoir laissé des résidus susceptibles d'altérer la qualité du bois et les informations chimiques qu'il contient (revue des altérations sur les rapports isotopiques de la cellulose du bois dans Schollaen et al., 2017). Par exemple, des résidus tels que de la craie, des traits de marqueurs, du ruban adhésif ou de la colle peuvent être présents. Par ailleurs, les cernes du bois doivent être relativement denses et larges afin de permettre le prélèvement d'une quantité suffisante de matière pour l'analyse (2 mg). Compte tenu de la quantité de cellulose nécessaire à une analyse isotopique répliquée et de la densité du bois final de chêne, il a été calculé qu'une largeur de cerne de 0,5 mm au minimum était nécessaire. La **Planche III.A** présente un aperçu de la diversité de l'échantillonnage étudié et des différents états de conservation des échantillons.

- ❖ **Espèce** : alors qu'il est identifié que les bois étudiés provenant de la charpente de Notre-Dame de Paris sont issus des espèces *Quercus robur* (chêne pédonculé) et *Quercus petraea* (chêne sessile), il est impossible de distinguer le chêne sessile du chêne pédonculé sur la base de l'anatomie comparée classique. L'échantillonnage présenté est composé de ces deux espèces sans distinction, qui sont les espèces les plus fréquemment rencontrés chez le chêne dans le bassin versant de la Seine.

- ❖ **Degré de carbonisation** : les bois de la cathédrale de Notre-Dame de Paris ayant subi l'incendie, une étude sur la conservation du signal isotopique de l'oxygène dans le bois

carbonisé a été réalisée en amont de la sélection des cernes (**PARTIE II**). Cette étude montre que le signal isotopique de l'oxygène est fortement modifié par la carbonisation. Par conséquent, seuls les cernes non carbonisés des bois de NDP ont été étudiés. Visuellement, les cernes marron foncé (torréfiés) et noir (carbonisés), les couches 2, 3 et 4, ont été systématiquement évités (**Figure II.7**).





Planche III.A Photographies illustrant la diversité de taille et de forme des échantillons du corpus d'étude. Les échantillons suivants apparaissent : (a) preuilly17, (b) NDP_C12ANORD, (c) bonp28, (d) preuilly36, (e) NDP_4056, (f) reimsPTS2'. Les échantillons (a), (c) et (d) présentent de la craie.

1.2 Présentation des séries de Preuilly A et B

Les bois proviennent d'une abbaye qui est située à Égligny en Seine-et-Marne (coordonnées : 48° 26' 46" Nord, 3° 06' 43" Est), à environ 6 km de la Seine. Sa construction, d'architecture gothique, débute aux environs de 1170 sous l'ordre cistercien et s'est achevée au XIII^e siècle. Dix carottes de bois, issues de la charpente de la grange de l'abbaye, ont été sélectionnées. Le marquage annuel pour l'étude dendrochronologique a laissé des traces de craie sur les cernes (**Planche III.A** (a) et (d)) mais une étude interne au LSCE a montré qu'il n'y avait pas d'influence sur l'isotopie de l'oxygène. Selon l'étude statistique réalisée par l'entreprise Dendrotech, basée sur un test t de Student qui compare les échantillons à un large référentiel de bois couvrant le Bassin parisien, il est probable que les arbres utilisés pour la charpente soient issus d'un secteur situé à une cinquantaine de kilomètres au nord-ouest de l'abbaye (**Figure III.2**).

Une première série, nommée Preuilly A, composée de 5 carottes de bois ayant une longueur chronologique moyenne de 105 ans et dont les cernes sont datés de l'an 1143 à l'an 1269 après J.-C. (**Tableau III.1** et **Figure III.3**) a été étudiée. Cependant, la période d'étude, remplissant les critères de sélection, s'étend, quant à elle, de l'an 1163 à l'an 1240, ce qui représente une série moyenne de 78 ans (**Figure III.4**).

Une seconde sélection a été réalisée pour recouper la chronologie de la série de Notre-Dame de Paris, étudiée ultérieurement, après les résultats de l'expérience de carbonisation. Cette série, nommée Preuilly B, est composée de 5 carottes qui possèdent une période commune de l'an 1098 à l'an 1145, soit une série de 48 ans (**Figure III.3**).

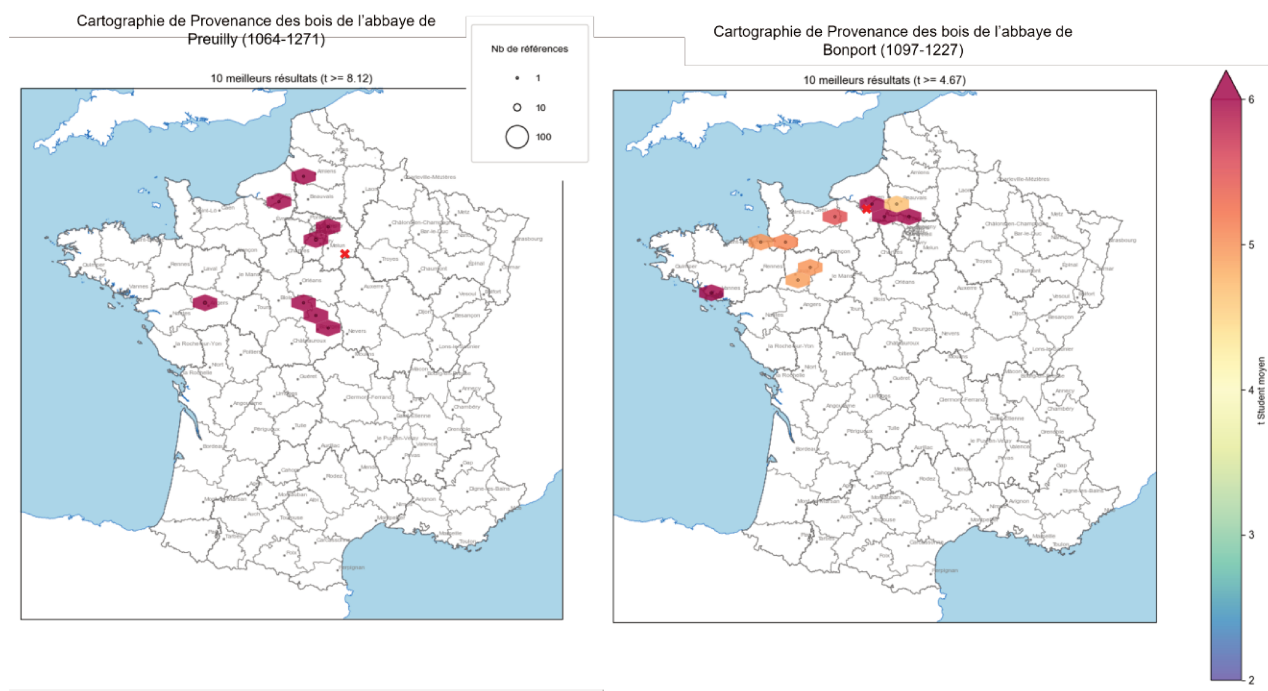


Figure III.2 Cartographie de provenance des bois de l'abbaye de Preuilley et Bonport dont les sites sont signalés par une croix rouge. Les études de provenance ont été réalisées par Dendrotech à l'aide d'un test t de Student en comparant les chronologies de largeur de cerne avec le référentiel interne (© Dendrotech).

1.3 Présentation de la série de Bonport

Le corpus de la série de Bonport se compose de 3 carottes ainsi que de 2 pièces de bois prélevées dans la charpente de l'Abbaye Notre-Dame de Bonport, située à Pont-de-l'Arche dans l'Eure (Coordonnées : 49° 18' 23" Nord, 1° 08' 04" Est). La construction de cet édifice a été entreprise en 1189. Les bâtiments présentent un style roman d'ordre cistercien et sont situés en bordure de la Seine. Bien que l'origine exacte des arbres utilisés pour la construction de la charpente ne soit pas déterminée avec exactitude, la charte du 22 juin 1190, rédigée à Chinon et signée par Richard Cœur de Lion, mentionne que les moines de l'abbaye ont reçu des parcelles dans la forêt de Bord (à 2 km au sud de l'abbaye) et d'Eawy (à 50 km au nord de l'abbaye) pour l'utilisation du bois dans leurs constructions (Andrieux, 1862). Par conséquent, il semble raisonnable d'évaluer la provenance des arbres à un rayon d'environ 50 km autour de l'abbaye, comme le confirme l'étude statistique fournie par Dendrotech (**Figure III.2**), avec une forte probabilité de correspondance observée dans la région.

La série des 5 bois de Bonport s'étend de l'an 1141 à l'an 1200, soit 60 ans (**Figure III.2**).

1.4 Présentation de la série de Reims

Les échantillons de la cathédrale de Reims ont été acquis dans le cadre d'une étude dendrochronologique. La cathédrale, qui est considérée comme une réalisation majeure de l'art gothique, a été fondée en 1211. Elle est située dans la Marne à proximité de la Vesle, un affluent de la Seine (Coordonnées : 49° 15' 13" Nord, 4° 02' 02" Est). Les échantillons représentent des pièces de bois d'environ 15 cm de long sur 15 cm de large, provenant des boulins - pièce horizontale insérée dans la maçonnerie lors de la construction – de la cathédrale (Tegel & Brun, 2008). La provenance, d'après l'étude statistique des bois étudiés, se rapprocherait davantage des Ardennes et du secteur Est, près de Reims (Tegel, com. pers.). Les bois semblent provenir d'un même peuplement forestier d'après l'étude qui en est faite.

A partir des pièces, 5 carottes ont été préparées dont la période commune s'étend de l'an de 1138 à 1191, soit une série de 54 ans (**Figure III.3**).

1.5 Présentation des séries de Notre-Dame de Paris

Suite à l'incendie de NDP, les bois de la charpente de la cathédrale ont été conservés dans un lieu de stockage dont l'accès sécurisé est difficilement accessible en raison de la contamination au plomb.

La datation par dendrochronologie des pièces de bois carbonisées a été réalisée par Olivier Girardclos et ses collaborateurs. Les bois se sont révélés être majoritairement plus anciens que la période représentée sur les sites de Preuilley, Bonport et Reims, couvrant une période chronologique entre 945 et 1254. Environ 80 bois ont été identifiés pour cette étude. Pour chaque pièce de bois, une dizaine de cernes ou plus étaient carbonisés et ont dû être exclus du processus de sélection (e.g. : **Planche III.A** (e)). Finalement, 14 individus répartis en cinq sous-séries de courtes périodes (A, B, C, D, E) en plus d'une sous-série test, ont été étudiés, répondant au mieux aux critères établis de recouvrement commun, de longueur chronologique et conservation du bois sain (**Figure III.3** et **Tableau III.1**). Cette stratégie a permis de couvrir une période de 108 ans pour le site de Notre-Dame, de 1046 à 1153 ; cette série recoupe une partie des séries contemporaines de Preuilley B (de 1098 à 1145), Reims (de 1138 à 1153) et Bonport (de 1141 à 1153) illustré sur la **Figure III.4**.

Concernant la provenance des bois, malgré le statut emblématique de NDP, peu d'informations étaient disponibles sur la façon dont le chantier a été approvisionné en bois à l'époque. Récemment, des travaux sur la composition élémentaire (calcium, potassium, manganèse...) et isotopique ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) des bois de NDP, ont montré que la région d'Île-de-France était le bassin

d'approvisionnement le plus probable en accord avec des cartulaires historiques (Štulc-Imbert, 2023).

Une sous-série test, « Notre-Dame test », a d'abord été échantillonné pour observer que les cernes de bois visuellement sain ne montrent pas d'irrégularité qui puissent être lié à la carbonisation (étude au microscope) ou de problèmes de découpe et de manipulation avant d'échantillonner toutes les autres pièces de bois. Cette sous-série est composée de 5 carottes extraites de pièces architecturales de la charpente, carbonisées en surface. Des barrettes de bois ont été préparées au MNHN à Paris, à l'aide d'une scie diamantée par M. Lemoine, afin d'obtenir une découpe précise malgré la fragilité due à la carbonisation (**Planche III.A** (b) et (e)). Les dimensions des barrettes sont de 0,5 cm de large et 0,5 cm d'épaisseur. Malgré une période commune de 40 ans entre les individus sélectionnés, la carbonisation a restreint la possibilité d'étudier l'intégralité de cette période, réduisant ainsi l'analyse à 18 ans, soit moins de la moitié.

Les sous-séries A, B, C, D, E et test couvrent respectivement les périodes suivantes : 1046-1082, 1082-1098, 1099-1113, 1099-1143 et 1143-1153, 1127-1145 (**Figure III.4**). 14 individus au total composent ces sous-séries dont 10 sont communs à au moins deux sous-séries (**Tableau III.1**).

La présence de nombreux cernes carbonisés a contraint à employer des séries combinées pour couvrir une période la plus longue possible pour l'étude isotopique. Tous les bois ont été prédécoupés en tranche épaisse à la scie, puis des barrettes de 1 cm de large par 1 cm d'épaisseur ont ensuite été préparées à la scie à ruban, en majorité par O. Girardclos et certaines par M. Stievenard au LSCE (**Planche III.A** (b) et (e))

Nom de série

Preuilly A

preuilly29
preuilly31
preuilly32
preuilly36
preuilly39

Bonport

bonp28
bonp30
bonp01
bonp301
bonp302

Reims

reimsPCS4
reimsPTS1'
reimsPTS2'
reimsS6
reimsPTN1'

Preuilly B

preuilly13
preuilly17
preuilly24
preuilly131
preuilly153

Notre-Dame test

NDP_VN8D1
NDP_5010
NDP_4008

Notre-Dame E

NDP_5100
NDP_PAL_325_3360
NDP_5134

Notre-Dame D

NDP_VN8D30
NDP_5028

Notre-Dame C

NDP_VN10_5026
NDP_C12AÑORD

Notre-Dame B

NDP_4000

Notre-Dame A

NDP_4056
NDP_4076
NDP_4004

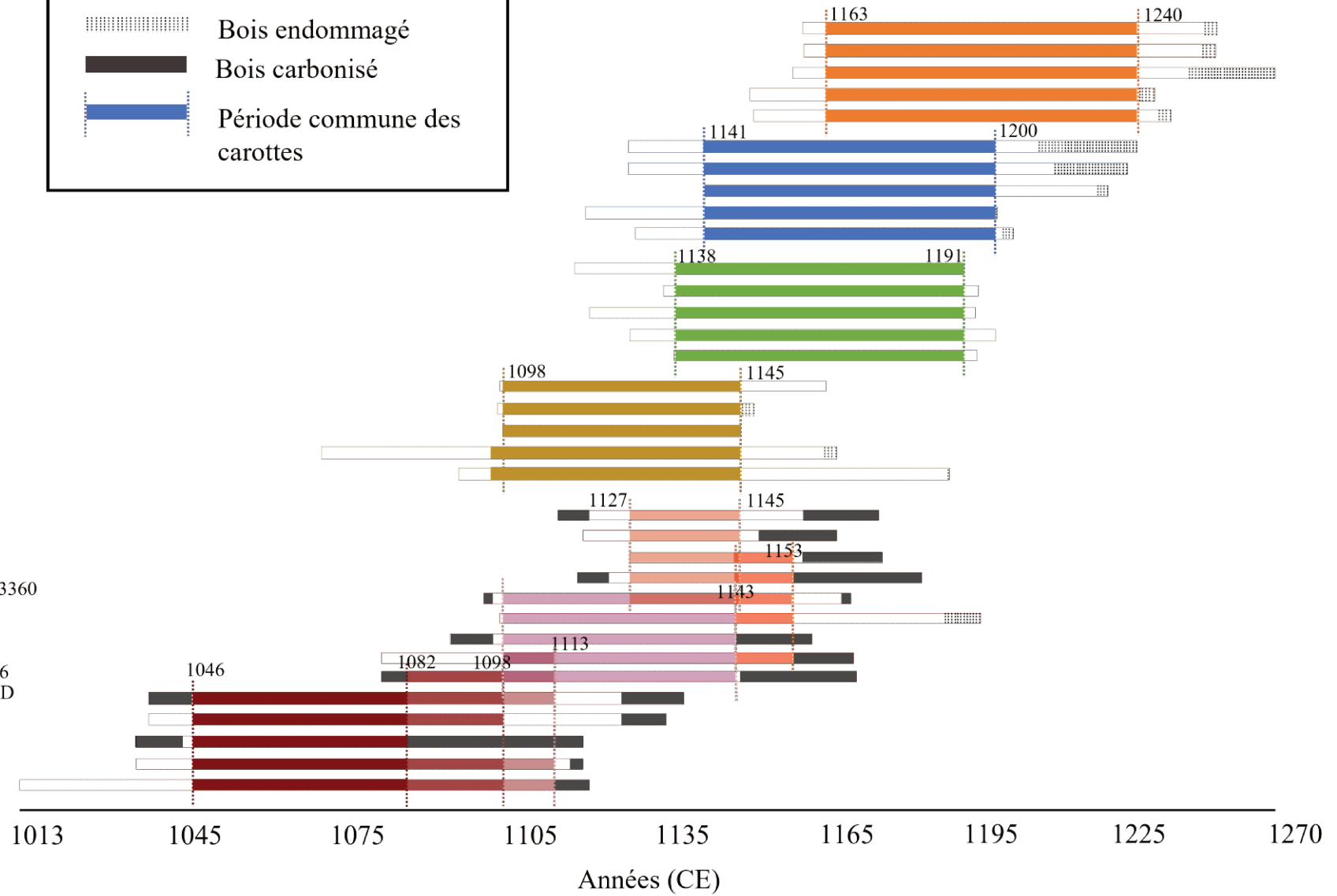
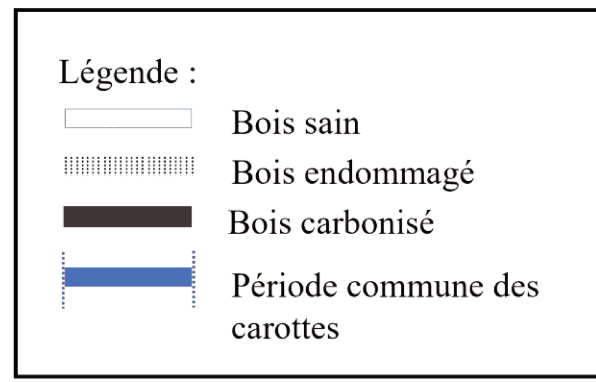


Figure III.3 Corpus des 34 carottes en vue de la reconstruction des paramètres climatiques. Le bois endommagé fait référence à l'état de conservation générale des pièces, dû en majorité à la dégradation substantielle de l'aubier et aux attaques d'insectes.

Tableau III.1 Corpus des échantillons de bois composant la série isotopique d'oxygène en vue des reconstructions climatiques de l'an 1046 à 1240.

Nom de la carotte	Longueur	Date du premier cerne	Date du dernier cerne	Présence du cœur	Pièce architecturale	Période étudiée	Longueur étudiée (année) et cernes découpés
bonp28	112	1128	1240	oui	Indeterminé		60
bonp30	107	1128	1235	oui	Indeterminé		60
bonp01	86	1141	1227	non	Indeterminé	1141-1200 (Bonport)	60
bonp301	82	1119	1201	non	Indeterminé		60
bonp302	76	1131	1207	non	Indeterminé		60
preuilly29	99	1156	1255	oui	Indeterminé		78
preuilly31	97	1157	1254	non	Indeterminé		78
preuilly32	119	1150	1269	oui	Indeterminé	1163-1240 (Preuilly série A)	78
preuilly36	102	1143	1245	oui	Indeterminé		78
preuilly39	104	1144	1248	non	Indeterminé		78
reimsPCS4	75	1116	1191	oui	Boulins de construction		54
reimsPTS1'	60	1136	1196	oui	Boulins de construction		54
reimsPTS2'	73	1121	1194	oui	Boulins de construction	1138-1191 (Reims)	54
reimsS6	70	1129	1199	oui	Boulins de construction		54
reimsPTN1'	57	1138	1195	oui	Boulins de construction		54

preuilly13	66	1097	1163	oui	Indeterminé		48
preuilly17	53	1095	1148	oui	Indeterminé		48
preuilly24	47	1098	1145	oui	Indeterminé	1098-1145 (Preuilly série B)	48
preuilly131	102	1064	1166	oui	Indeterminé		48
preuilly153	105	1086	1191	non	Indeterminé		48
NDP_VN8D1	64	1111	1175	non	Fonction indéterminée, retrouvé entre les fermes N01 et N03 versant nord.	1127-1145 (Notre-Dame test)	19
NDP_5010	49	1117	1166	oui	Indéterminé	1127-1145 (Notre-Dame test)	19
NDP_5100	70	1116	1186	non	Faux entrain ³⁰ de ferme secondaire (pas d'assemblages sur une grande longueur)	1127-1145 (Notre-Dame test), 1143-1153 (Notre-Dame E)	27
NDP_4008	49	1127	1176	oui	Indeterminé	1127-1145 (Notre-Dame test), 1143-1153 (Notre-Dame E)	27
NDP_PAL325_3360	75	1094	1169	non	Pied sous arbalétrier ³¹	1127-1145 (Notre-Dame test), 1143-1153 (Notre-Dame E), 1099-1143 (Notre-Dame D)	55

³⁰ Petit entrain assemblé aux arbalétriers par tenon et mortaise et travaillant à la compression.

³¹ Support vertical d'une charpente sur lequel repose l'arbalétrier, ce dernier compose les deux pièces assemblées dans l'entrain (et le poinçon) pour constituer une ferme triangulée.

NDP_5134	101	1098	1199	oui	Entrait ³² versant sud de la ferme N01	1143-1153 (Notre-Dame E), 1099-1143 (Notre-Dame D)	55
NDP_5028	83	1088	1171	non	Entrait ferme N05 versant nord avec trous de chevilles	1143-1153 (Notre-Dame E), 1099-1143 (Notre-Dame D), 1099-1113 (Notre-Dame C)	55
NDP_VN8_D30	71	1088	1159	non	Entrait ferme N05 versant nord	1099-1143 (Notre-Dame D)	45
NDP_VN10_5026	93	1079	1172	non	Indéterminé	1099-1143 (Notre-Dame D), 1099-1113 (Notre-Dame C), 1082-1098 (Notre-Dame B)	62
NDP_4076B=C04	85	1034	1119	oui	Entrait ferme C04 versant nord pièce	1099-1113 (Notre-Dame C), 1082-1098 (Notre-Dame B), 1046-1082 (Notre-Dame A)	68
NDP_C12ANORD	103	1037	1140	non	Sablère ³³ médiévale	1099-1113 (Notre-Dame C), 1082-1098 (Notre-Dame B), 1046-1082 (Notre-Dame A)	68
NDP_4004=C12	109	1013	1122	oui	Entrait versant sud C11	1099-1113 (Notre-Dame C), 1082-1098 (Notre-Dame B), 1046-1082 (Notre-Dame A)	68

³² Élément de la ferme, poutre horizontale reliant les pieds des arbalétriers dans la charpente, qui sont des pièces inclinées supportant la toiture.

³³ Poutre longitudinale posée sur le mur pour supporter les chevrons d'une toiture, qui sont les pièces inclinées de la charpente.

NDP_4000	98	1037	1135	oui	Entrait de la ferme C13 de la croupe (choeur),	1082-1098 (Notre-Dame B), 1046-1082 (Notre-Dame A)	53
NDP_4056	85	1034	1119	non	Indeterminé	1046-1082 (Notre-Dame A)	37

Séries échantillonnées

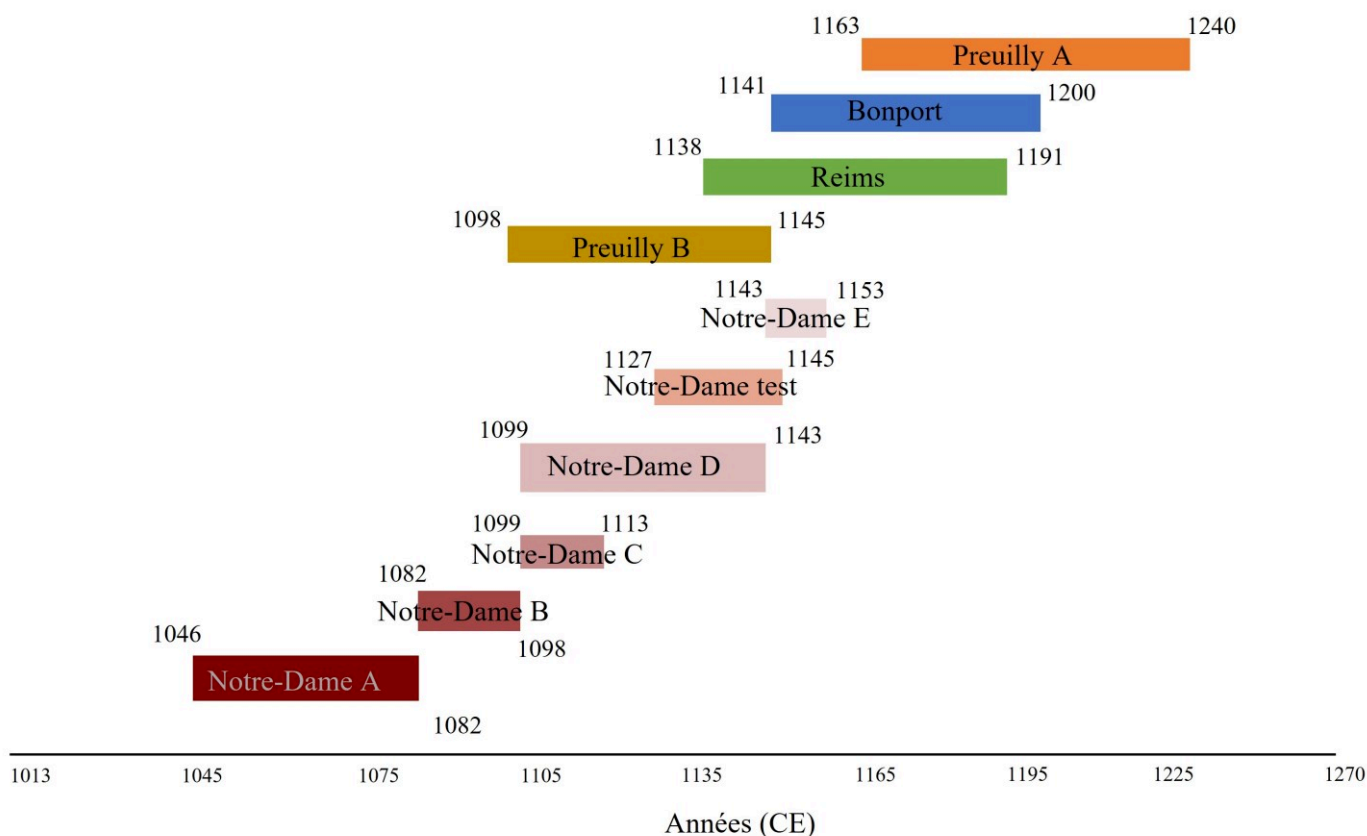


Figure III.4 Schéma illustrant la distribution chronologique des 10 séries du corpus de bois étudié, composées chacune de 5 carottes.

2 Méthodes d'analyse

2.1 Préparation mécanique des échantillons de bois

La préparation des échantillons et leur analyse ont été réalisées au LSCE. Une fois les bois sélectionnés, les différentes carottes et barrettes ont été poncées avec des disques circulaires à grain ou du papier à poncer de différentes granularités puis scannées à l'aide du logiciel VIDEOMET afin que chaque cerne soit correctement identifié et pour vérifier la correspondance chronologique avec l'analyse des dendrochronologues (**Planche III.C**).

La découpe des barrettes a été réalisée à l'aide d'un scalpel sous une loupe binoculaire (**Planche III.B, (a) et (b)**). Seul le bois final a été conservé pour les analyses car les chênes mobilisent dans le bois initial leurs réserves des saisons précédentes pour effectuer leur croissance pendant le printemps. Ainsi, le bois initial synthétisé est un mélange d'assimilats de l'année précédente et de

l'année en cours. Le bois final au contraire n'est synthétisé qu'avec les assimilats de l'année en cours et la composition isotopique de la cellulose de ce bois reflète donc bien les conditions de croissance pendant la saison estivale de l'année en cours.

Les découpes de bois initial des cernes ont été conservées dans des piluliers en verre, tandis que celles de bois final, qui sont étudiées dans le cadre de cette thèse, ont été conservées dans des eppendorfs³⁴ dans lesquels les cernes sont broyés par agitation. Le broyage a été réalisé dans un broyeur à billes (Retsch MM 400). Chaque eppendorf contenait deux micro-billes en inox. Le temps d'agitation a été ajusté afin d'obtenir une poudre homogène et suffisamment grossière ($>50 \mu\text{m}$) pour ne pas passer à travers le maillage du dispositif d'extraction (**Planche III.B (c)**).

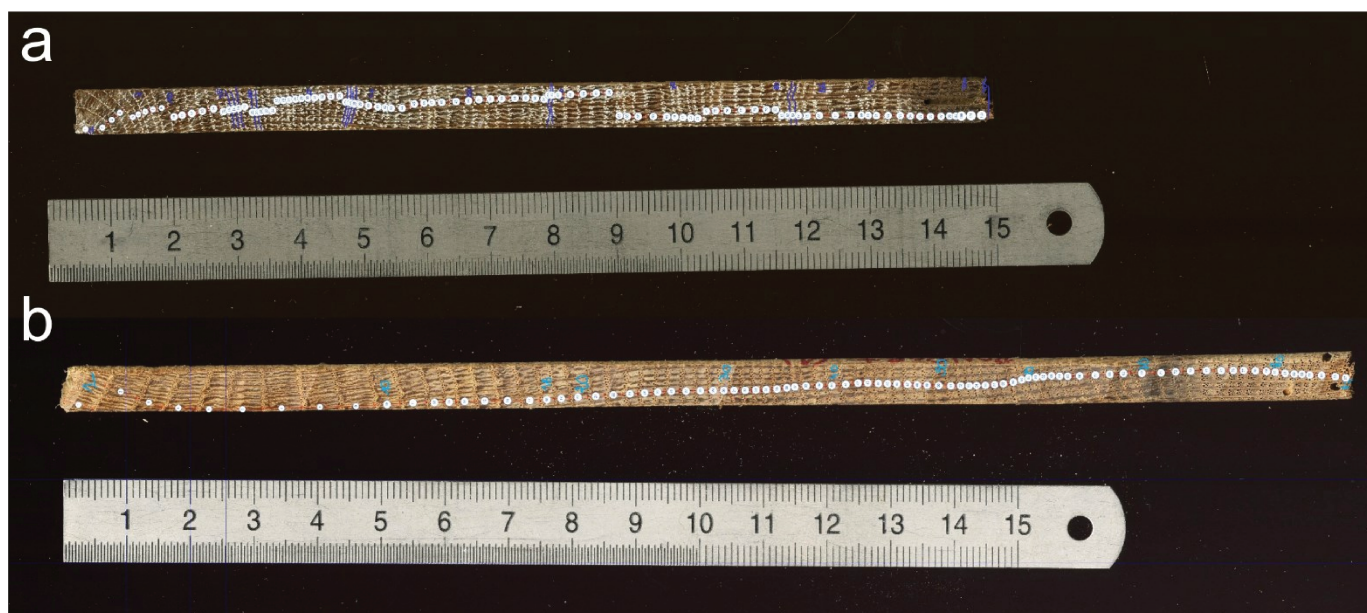


Planche III.C Photographies de pointage des cernes annuels des carottes de bois de preuilly³⁶ (a) et bonp01 (b).



Planche III.B Photographies de la découpe d'un cerne de bois initial (a) et (b) et d'échantillons de différents cernes de bois final broyés (c) (©Combacal, Thomas).

³⁴ Petit tube en plastique pour stocker les cernes d'arbres au cours du travail de laboratoire de la présente thèse.

2.2 Analyses inter-arbres et pooling des échantillons de bois

L'objectif est de regrouper les individus de chaque site afin d'obtenir un signal intégré représentatif des conditions climatiques locales. Les sites de Bonport et Preuilly A ont été soumis à une analyse de la variabilité isotopique entre les arbres. Cette étude permet (1) de vérifier que les variations inter-individuelles du $\delta^{18}\text{O}$ sont cohérentes, (2) d'estimer la dispersion autour de la valeur moyenne et, (3) le cas échéant, d'exclure les individus dont le signal, pour diverses raisons, ne serait pas cohérent avec celui des autres arbres (Leavitt, 2010).

Il existe différents indices dans la littérature permettant de quantifier la variance isotopique représentative d'un site, tel que le signal de population exprimé ou encore l'intervalle de confiance (EPS et IC, formules en **section 2.5**). Les autres sites (Notre-Dame et Reims) n'ont pas été soumis à une analyse de variabilité isotopique entre les arbres. Les longueurs chronologiques des sous-séries de Notre-Dame et de la série de Reims étaient trop courtes pour fournir des informations significatives sur la stabilité de la variabilité isotopique dans le temps.

L'étude inter-arbres des sites de Bonport et Preuilly a été réalisée en sélectionnant une année tous les dix ans environ (**Figure III.5**). Pour Bonport, les années sélectionnées sont : 1143, 1153, 1164, 1173, 1183, 1195, 1199, et pour Preuilly : 1164, 1173, 1183, 1195, 1203, 1213, 1223, 1233, 1239. Pour toutes ces années les individus ont donc été analysés séparément.

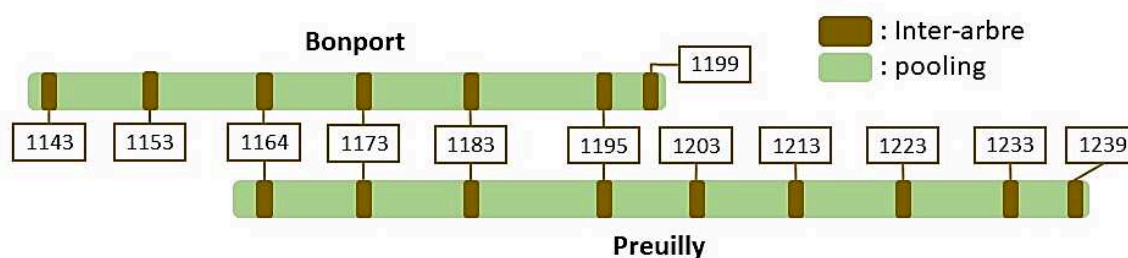


Figure III.5 Représentation schématique de la sélection des années pour les analyses inter-arbres et du pooling pour les carottes de Bonport et Preuilly (© Combacal, Thomas, 2023)

La bonne cohérence de variabilité isotopique inter-arbres ayant été statistiquement vérifiée, pour le reste des années les cernes des différents arbres ont été combinés par année ; c'est le *pooling*³⁵ en

³⁵ Regroupement de plusieurs cernes d'individus différents pour obtenir une mesure moyenne du signal plus représentative, pour une année donnée.

anglais (Woodley et al., 2012). Le *pooling* a été réalisé en regroupant des quantités équivalentes de chacun des individus d'un même site. 10 à 50 mg (selon la densité du bois) de poudre de chaque cerne des bois par année ont été emballés dans des sacs filtrants en téflon Milipore (**Planche III.B** (c)), en vue d'extraire l' α -cellulose. La cellulose représentant environ 40 % de la composition du bois, une perte de masse de 60 % des échantillons est attendue suite à l'extraction chimique. La membrane des sacs filtrants possède une maille de 10 μm , suffisamment petite pour retenir la poudre à l'intérieur tout en permettant aux solvants de pénétrer (Borella et al., 1998; Penchenat, 2022).

2.3 Procédure d'extraction chimique de l' α -cellulose

L'extraction chimique de l' α -cellulose (la cellulose cristalline à haut taux de purification) se réalise en plusieurs étapes. La première consiste à éliminer les composés thermolabiles et hydrosolubles et certains composés extractibles (tels que les tannins, cires et graisses), la suivante la lignine, et la dernière l'hémicellulose. Le protocole d'extraction de la cellulose réalisé au LSCE est détaillé dans la thèse de T. Penchenat (2022; l'étape des Soxhlets n'a pas été mise en œuvre pour la présente thèse car cela n'apporte pas de pureté supplémentaire de la cellulose). La synthèse du protocole de préparation du bois pour la détermination du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose est illustrée sur la **Figure III.6**.

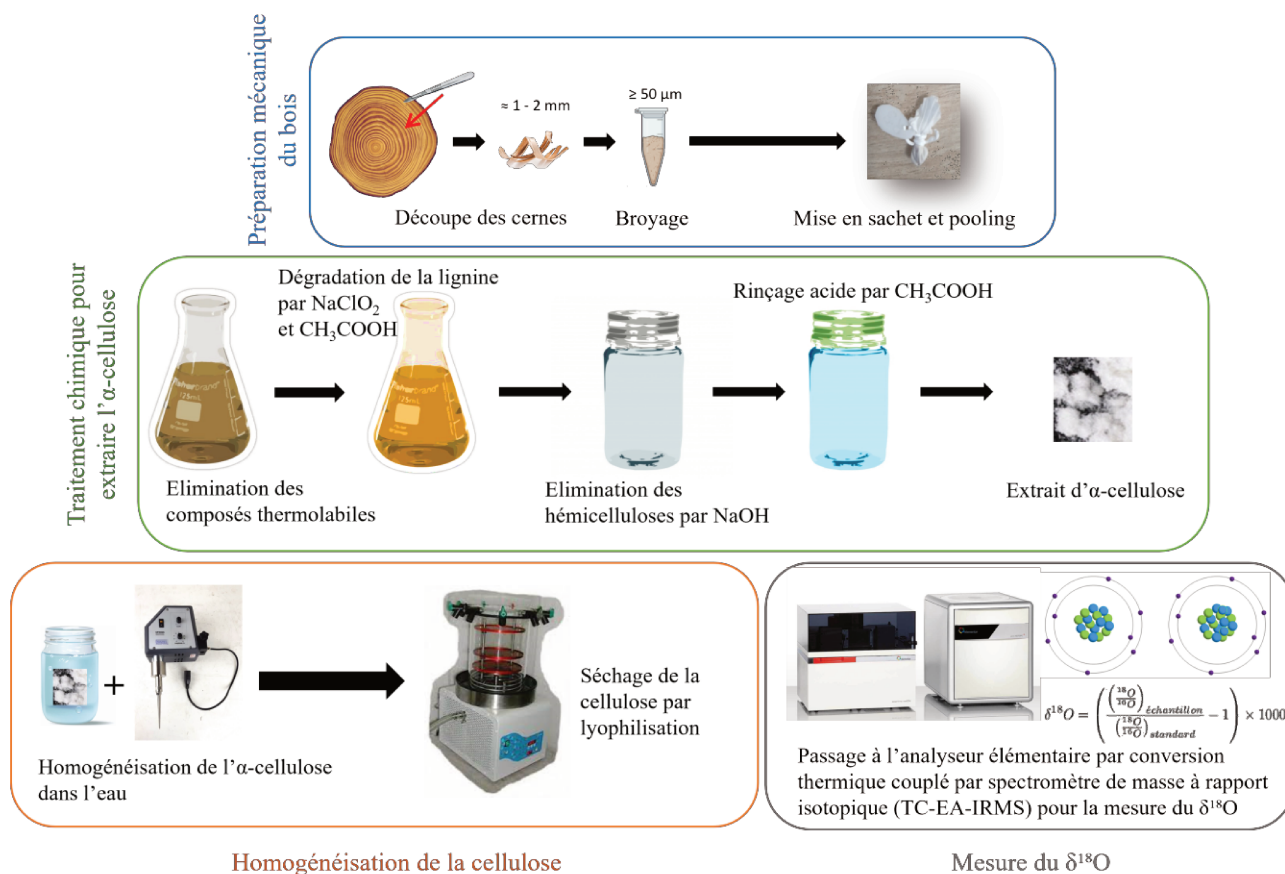


Figure III.6 Synthèse du protocole de préparation du bois pour la détermination du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose

2.4 Analyses isotopiques

Pour l'analyse du $\delta^{18}\text{O}$, entre 0,25 et 0,35 mg de cellulose ont été pesés (dans des capsules d'argent de 3,2 mm de diamètre et de 4 mm de haut). Ces capsules ont ensuite été écrasées pour chasser l'air, puis pyrolysées en utilisant un système intégrant un analyseur élémentaire à haute température (TC/EA, Thermal Conversion/Elemental Analyser, vario PYROcube, Elementar) et un spectromètre de masse (IRMS, PreciION, Elementar). Pour garantir la précision des mesures, un standard de cellulose (Whatman© CC31) a été inséré à intervalles réguliers (tous les 3 échantillons). Les échantillons ainsi que les standards ont été placés dans un passeur connecté au système TC/EA (capacité de 120 capsules) qui les distribue successivement vers une colonne de pyrolyse, chauffée à 1400°C, où la cellulose est convertie en gaz CO dans des conditions réductrices. Les composés gazeux ainsi formés sont ensuite séparés par chromatographie, puis dirigés par un flux d'hélium vers le spectromètre de masse pour l'analyse isotopique. Dans le spectromètre de masse, les molécules de CO sont ionisées par bombardement électronique. Les ions formés ($^{12}\text{C}^{16}\text{O}^+$ et $^{12}\text{C}^{18}\text{O}^+$, $^{13}\text{C}^{18}\text{O}^+$...) sont ensuite accélérés et dirigés vers des détecteurs de Faraday qui enregistrent le nombre d'ions incidents. Le signal obtenu est en nanoampère. La masse d'échantillon à analyser

est conditionnée par la sensibilité de la colonne chromatographique. À chaque remplacement de colonne, de nouvelles calibrations sont nécessaires pour ajuster la quantité d'échantillon afin d'optimiser le signal détecté.

Les résultats isotopiques bruts sont standardisés à l'aide d'une référence interne, la cellulose CC31, dont le $\delta^{18}\text{O}$ est équivalent à 31,85 ‰³⁶. La précision analytique à long terme de $\delta^{18}\text{O}$, basée sur des mesures répétées de CC31 est de $\pm 0,30$ ‰. Tous les rapports $\delta^{18}\text{O}$ ont été mesurés deux fois, voire trois à quatre fois si la précision de 0,30 ‰ n'était pas obtenue. La valeur finale est la moyenne arithmétique des répliques. Les rapports isotopiques sont exprimés en utilisant la notation delta (δ) par rapport à la référence (VSMOW - $\delta^{18}\text{O}$; Coplen, 1995; Craig, 1957).

Le $\delta^{18}\text{O}$ est exprimé comme suit :

Équation III.1

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

où :

- ❖ R est le rapport des abondances des isotopes lourds et légers ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$).

Certains aspects méthodologiques liés à la mesure tels que la vérification de la stabilité des mesures, l'évaluation de l'incertitude analytique ou encore l'impact de l'intensité du séchage des échantillons sur la valeur du $\delta^{18}\text{O}$ ont fait l'objet d'analyses exploratoires internes non détaillées ici. Le **Tableau III.2** présente la contribution des collaborateurs de cette thèse aux différentes tâches en vue de l'analyse du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose.

³⁶ Il s'agit d'une valeur de consensus suite à l'analyse de CC31 par un réseau de laboratoires européens (projet ISONET)

Tableau III.2 Contributions aux différentes tâches en vue de l'acquisition des données de la série isotopique. Olivier Girardclos, Clara Penagos, Benoît Brossier, Yannick le Digol et Willy Tegl en qualité de dendrochronologues. Michel Lemoine en tant que responsable technique de plateau, Michel Stievenard et Monique Pierre, ingénieurs. Edouard Régner en tant qu'assistant ingénieur. Pauline Séquard en tant qu'ingénieure CDD et Thomas Combacal en tant que stagiaire de seconde année de master.

Tâches	Nom et entité	
Mise à disposition des échantillons et datation dendrochronologique	Olivier Girardclos, Clara Penagos et Benoît Brossier (ANR CASIMODO) bois de la cathédrale Notre-Dame de Paris	Dendrotech (Yannick le Digol) bois de l'abbaye de Preuilley (77) et Bonport (27) Willy Tegel bois de la cathédrale de Reims
Préparation des tranches (coupe à la scie, ponçage)	Diane du Boisgheheneuc (ponçage de tous les sites)	Michel Stievenard (sciage Notre-Dame, Reims) Olivier Girardclos et Michel Lemoine (sciage Notre-Dame)
Pointage	Thomas Combacal (Preuilley A et Bonport) et Pauline Séquard (Preuilley B et Reims)*	
Découpe des cernes	Thomas Combacal (Preuilley A et Bonport) et Pauline Séquard (Preuilley B et Reims)*	
Broyage	Thomas Combacal (Preuilley A et Bonport) et Pauline Séquard (Preuilley B et Reims)*	
Mise en sachet et pooling	Thomas Combacal (Preuilley A et Bonport) et Pauline Séquard (Preuilley B et Reims)*	
Extraction chimique	Pauline Séquard (Preuilley B et Reims)*	
Récupération de la cellulose extraite	Thomas Combacal (Preuilley A et Bonport) et Pauline Séquard (Preuilley B et Reims)*	
Homogénéisation et lyophilisateur	Pauline Séquard (Preuilley B et Reims)*	
Pesée des échantillons et des références de calibration	Thomas Combacal (références, Preuilley A et Bonport) et Pauline Séquard (références, Preuilley B, Reims et Notre-Dame) Edouard Régner (références et Notre-Dame), Monique Pierre et Michel Stievenard (références)*	
Mesure analytiques au TC/EA IRMS	Monique Pierre et Michel Stievenard*	
Dépouillement des données brutes	Monique Pierre et Michel Stievenard*	

*Diane du Boisgheheneuc (contributions de tous les sites Preuilley A, Preuilley B, Bonport, Reims, Notre-Dame)

2.5 Méthodes d'analyse statistique de traitement des données

Différents traitements et analyses statistiques ont été entrepris pour ajuster et évaluer la qualité des séries de données. Les définitions de ces traitements sont présentées ci-dessous.

● Les données $\delta^{18}\text{O}$ de calibration climatique sur la période actuelle (**méthode présentée Chapitre II, section 4**), ayant été obtenues suivant une procédure de mesure des rapports isotopiques sur le spectromètre de masse légèrement modifiée par rapport à la période médiévale, la majorité des données isotopiques, acquises par l'ancienne méthode, dite « *méthode CO* », ont été corrigées pour faire correspondre les niveaux isotopiques à la nouvelle méthode de mesure appelée « *méthode CO-bis* » (détail en **Annexe C**). Cette correction a été effectuée à l'aide d'un modèle de régression linéaire, basé sur les valeurs des mêmes échantillons mesurés par les deux méthodes « *méthode CO* » et « *méthode CO-bis* ». Le modèle et son équation sont présentés sur la **Figure III.7**. Le R^2 (**Équation III.10**) mesure la proportion de la variance totale des données mesurées en *méthode CO* qui est expliquée par le modèle.

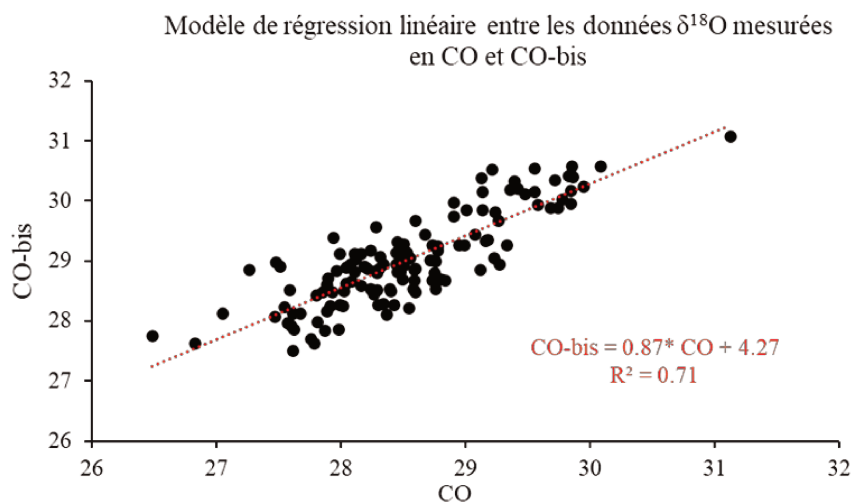


Figure III.7 Modèle de régression linéaire entre les données $\delta^{18}\text{O}$ mesurées par les méthodes *méthode CO* et *méthode CO-bis*.

- Les calculs de corrélation pour comparer différentes séries tout au long des résultats présentés dans les chapitres suivants font référence au coefficient de corrélation de Pearson (R) sauf mention contraire. Cette mesure statistique quantifie la force et la direction (positive ou négative) de la relation linéaire entre deux variables quantitatives.

Les relations entre les variables, quantifiées par les coefficients de corrélation calculés avec XLSTAT, sont testées aux seuils de signification de $\alpha = 0,05$ et $\alpha = 0,01$ (p-value).

- Le test t de Student est également régulièrement utilisé tout au long de l'analyse des résultats à l'aide du logiciel XLSTAT pour déterminer si les moyennes de deux échantillons sont significativement différentes l'une de l'autre.

- Des indices pour étudier la variabilité isotopique intra-site sont utilisés, ils sont décrits ci-après.

- ✦ L'EPS, « Expressed Population Signal » traduit par le pouvoir explicatif d'une chronologie de population infinie utilisant un nombre fini de données (Buras et al., 2017; Wigley, Briffa, et al., 1984). Cet indice est défini comme tel :

Équation III.2

$$EPS = \frac{\bar{R} \times N}{(\bar{R} \times N) + (1 - \bar{R})}$$

où :

- ❖ \bar{R} est la moyenne des coefficients de corrélation moyens obtenus entre paire d'individus sur un intervalle de temps communs.
- ❖ N étant le nombre d'individus étudié sur un site.

- ✦ L'intervalle de confiance (IC) représente une gamme de valeurs qui a une forte probabilité d'inclure la valeur d'un paramètre de population inconnu. Il est déterminé à l'aide de l'équation suivante :

Équation III.3

$$IC = t \times \frac{\sigma}{\sqrt{N}}$$

où :

- ❖ t est la valeur t de Student. Dans cette étude, les valeurs des IC sont calculées au niveau de confiance de 95%.
- ❖ N étant le nombre d'individus étudié sur un site.
- ❖ σ est ici l'écart-type du $\delta^{18}\text{O}$ mesuré sur les individus.

Comme indiqué dans Daux et al. (2018), la mesure de l'EPS repose uniquement sur la force des corrélations entre les arbres. Même si la corrélation est assez forte pour que l'EPS dépasse 0,85, valeur arbitraire de seuil de représentativité, le niveau de réplication peut être insuffisant pour capturer un signal isotopique moyen du site. Ainsi, un intervalle de confiance (IC) $< 0,5$ est une métrique supplémentaire qui peut permettre d'assurer la représentativité du signal isotopique commun sur un même site.

● Dans l'optique d'étudier les fréquences moyennes et basses, des « filtres passe-bas»³⁷ qui lissent les hautes fréquences des séries isotopiques ont été utilisés (Baker et al., 2015; Kress et al., 2010). Ainsi, nous avons ainsi choisi des moyennes glissantes sur 9 et 15 ans selon les niveaux d'interprétation souhaités. La pondération des données en fonction de leur distance temporelle par rapport à l'année courante permet de donner plus de poids aux observations centrales. La formulation de la moyenne glissante pondérée est définie ainsi :

Équation III.4

$$mg_i = (p1 \times y_{(i-(n//2))} + p2 \times y_{(i-(n//2-1))} + \dots + pn \times y_i + \dots + p2 \times y_{(i+(n//2-1))} + p1 \times y_{(i+(n//2))}) / P$$

où :

- ❖ y_i est la valeur de la série de données à l'année i .
- ❖ n est le nombre total d'années de la période glissante.

³⁷ Méthode de filtrage qui atténue les hautes fréquences d'un signal tout en conservant les basses fréquences. Dans cette étude, il s'agit d'une moyenne glissante appliquée au signal isotopique pour en lisser les variations rapides et accentuer les tendances de fond.

- ❖ p_1, p_2, \dots, p_n sont les pondérations pour chaque année, avec p_n étant la pondération de l'année centrale, et les pondérations décroissent symétriquement en s'éloignant de l'année centrale.
- ❖ P est la somme des pondérations : $P = p_1 + p_2 + \dots + p_n + \dots + p_2 + p_1$.
- ❖ // signifie la division entière ; le quotient est implémenté sans la partie décimale.

Pour calculer la moyenne glissante de la série complète, les extrémités des séries sont répliquées. Des données appelées « données miroir » sont ainsi créées. Par exemple, s'il manque trois valeurs pour réaliser une moyenne mobile, ces trois valeurs seront des répliques de la dernière valeur connue les précédant.

- Les points de rupture de la série isotopique ACM-BP ont été déterminés.
- ✦ Une première analyse de rupture a été réalisée à l'aide du test de Chow de la fonction « breakpoints » dans le package « strucchange » du logiciel Rstudio (Zeileis et al., 2002, 2003). Le test de Chow est un test statistique qui est utilisé pour déterminer s'il y a un changement structurel dans les résidus du modèle de régression linéaire issu de la relation chronologique entre le $\delta^{18}\text{O}$ et les années calendaires. La statistique de Chow est calculée comme suit :

Équation III.5

$$F_{Chow} = \frac{(SSR_{global} - (SSR_1 + SSR_2))/k}{(SSR_1 + SSR_2)/(n_1 + n_2 - 2k)}$$

où :

- ❖ SSR_{global} est la somme des carrés des résidus du modèle global,
- ❖ SSR_1 et SSR_2 sont les sommes des carrés des résidus des deux modèles séparés,
- ❖ k est le nombre de paramètres estimés dans les régressions,
- ❖ n_1 et n_2 sont les tailles des deux sous-échantillons.

La valeur de F face à la valeur critique détermine la présence ou non de point de rupture. La valeur critique F est déterminée à partir de la table de la distribution de Fisher-Snedecor, en utilisant les degrés de liberté du numérateur et du dénominateur, ainsi que le niveau de signification choisi.

✦ Un test statistique de Pettitt est utilisé sous le logiciel *XLSTAT* pour vérifier l'homogénéité de distribution des valeurs dans une série temporelle. Il permet de calculer une statistique basée sur les rangs des observations et identifie le point de rupture là où cette statistique est maximale. Si la valeur de cette statistique dépasse un seuil critique, on conclut qu'il y a un point de rupture significatif.

✦ Un test de Fisher d'égalité des deux variances est utilisé sur les deux séries isotopiques de part et d'autre du point de rupture déterminé par le test de Pettitt pour voir s'il existe une différence notable dans la variabilité des valeurs isotopiques indiquant des changements structuraux spécifiques sur ces périodes. Ce test évalue donc si les variances des populations, caractérisées par le test de Pettitt, sont égales ou non. La statistique de test, F , est calculée comme le rapport des variances des échantillons. Si la valeur de F dépasse une valeur critique, on rejette l'hypothèse nulle d'égalité des variances, indiquant des différences significatives entre elles.

● La moyenne de la série ACM-BP sera comparée avec une série isotopique française FR1³⁸ à l'aide d'une ANOVA de Welch, qui n'assume pas l'égalité des variances, après avoir vérifié l'homogénéité des variances des séries à l'aide d'un test de Levene. Les deux séries sont divisées en plusieurs groupes chronologiques, trois tests post-hoc sont employés afin d'identifier quels groupes sont différents des autres. Parmi ces trois tests, les tests de Tukey HSD et REGWQ se basent sur la distribution des plages de Student pour la comparaison par paires et ont des statistiques assez proches. Le test de Dunnett est utilisé également mais pour comparer les groupes à une moyenne de contrôle unique issue de ACM-BP. Tous ces tests sont réalisés sur *XLSTAT*.

● Pour identifier les événements extrêmes des séries de données, trois approches ont été utilisées.

✦ **Méthode EXT.1** ou « **Méthode des extrêmes autour de la moyenne** » : Pour décrire cette méthode de classification des années extrêmes des séries de données (isotopiques, climatiques), la

³⁸ Chronologie isotopique $\delta^{18}\text{O}$ des cernes des chênes de Fontainebleau (1306-2007) acquises par Etien et al., 2009, Daux et al., 2018 et données non publiées (Figure III.28).

moyenne (μ) et l'écart-type (σ) de la moyenne de la série sont utilisés. Les années sont classifiées comme suit, où x_i représente les valeurs de la série étudiée à l'année i :

Années extrêmes basses : Les années dont les valeurs x_i sont inférieures à $\mu - 1,5\sigma$

$$x_i < \mu - 1,5\sigma$$

Années extrêmes hautes : Les années dont les valeurs x_i sont supérieures à $\mu + 1,5\sigma$.

$$x_i > \mu + 1,5\sigma$$

Cette méthode permet de considérer comme extrêmes toutes les années dont les valeurs s'écartent de la moyenne de la série, en utilisant un seuil de $1,5\sigma$.

★ **Méthode EXT.2 ou « Méthode des extrêmes linéaires »** : Pour décrire cette méthode de classification des années extrêmes des séries de données chronologiques, les valeurs modélisées (y) par la fonction linéaire entre les années (i) et la série de données (isotopiques, climatiques) (x) sont utilisés.

Régression linéaire :

Équation III.6

$$y_i = \beta_0 + \beta_1 \times i$$

où :

- ❖ y est la variable dépendante liée à i étant la valeur de la variable indépendante
- ❖ β_0 est l'ordonnée à l'origine (constante),
- ❖ β_1 est la pente de la droite de régression.

L'écart-type de la moyenne des valeurs de la série de données étudiée (σ) est alors multiplié par 1,5 et ajouté, ou soustrait, aux valeurs y_i . Les années extrêmes basses et hautes sont classifiées comme précédemment.

Cette méthode prend donc en compte une tendance linéaire dans les données, ajustant les valeurs de seuils dynamiquement pour chaque année en fonction de la tendance de la série totale.

✦ **Méthode EXT.3 ou « Méthode des résidus de la moyenne glissante »** : Pour décrire cette méthode de classification des années extrêmes de séries de données, l'écart-type (σ) des résidus entre les valeurs de la moyenne glissante, pondérée sur n années, des données de la série (voir **Équation III.4**) (mg_i) et les valeurs des données de la série (x_i) sont utilisés. L'écart-type est alors multiplié par 1,5 et ajouté ou soustrait aux valeurs de la moyenne glissante à l'année i . Les années extrêmes basses et hautes sont classifiées comme pour les méthodes précédentes.

Cette méthode capture les variations à court terme qui ne sont pas nécessairement reflétés dans la tendance linéaire à long terme. Cela permet une détection plus sensible des valeurs des années extrêmes sur un pas de temps restreint. Cette méthode conviendra à des analyses nécessitant une résolution plus élevée pour détecter des anomalies marquant les populations par exemple.

✦ Le choix entre ces différentes méthodes dépend de objectifs spécifiques et de la résolution étudiée, la prise en compte de tendance à long terme dans la série ou encore la volonté de mettre en avant les changements brusques entre valeurs élevées et basses.

● Les reconstructions climatiques ont été calculés à partir des équations de régression linéaire et des incertitudes associées, formulées comme suit :

Régression linéaire : La valeur de (y_i) pour chaque année (i) est donnée par l'équation de régression **Équation III.6**.

Les paramètres du modèle sont obtenus à l'aide d'un code R sous le logiciel *Rstudio* à partir de la méthode des *k-folds* (Berrar, 2019). Les paramètres de cette méthode sont ajustés de manière itérative sur différents sous-ensembles des données ($k=10$). À chaque itération, un des sous-ensembles est utilisé comme ensemble de validation, et les $k-1$ autres sous-ensembles sont utilisés comme ensemble d'entraînement. La moyenne des coefficients β_0 et β_1 obtenus à partir des k modèles est utilisée pour mesurer une estimation des coefficients du modèle de régression global.

Calcul des incertitudes des valeurs modélisées par la fonction de régression linéaire :

Équation III.7

$$s_{\hat{y}} = s \sqrt{1 + \frac{1}{n} + \frac{(x - \bar{x})^2}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}}$$

où :

- ❖ $S_{\hat{y}}$: L'écart-type de la prédiction, c'est-à-dire l'incertitude associée à la valeur prédite \hat{y} .
 - ❖ S : L'écart type des résidus. C'est une mesure de la dispersion des résidus, qui sont les différences entre les valeurs observées y_i et les valeurs prédites \hat{y}_i . Il est calculé à partir de la racine carrée de la somme des carrés des résidus divisée par les degrés de liberté.
 - ❖ n : Le nombre total d'observations dans l'échantillon de données.
 - ❖ x : La valeur de la variable indépendante pour laquelle on souhaite prédire y .
 - ❖ \bar{x} : La moyenne des valeurs de la variable indépendante x .
 - ❖ $\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2$: La somme des carrés des différences entre chaque valeur x_i et la moyenne \bar{x} , qui représente la variabilité totale de la variable indépendante.
- Les performances des modèles sont évaluées avec le **RE** (Reduction of Error) et le **CE** (Coefficient of Efficiency) ainsi que le **R²** (coefficient de détermination) sur le logiciel *Rstudio*.

RE mesure l'amélioration de la performance du modèle par rapport à un modèle de référence basé sur moyenne des valeurs observées (Fritts et al., 1964; Lorenz, 1956). Il est calculé ainsi :

Équation III.8

$$RE = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^{nk} (y_i - \hat{y}_i)^2}{\sum_{i=1}^{nk} (y_i - \bar{y}_c)^2} \right]$$

- ❖ $\sum_{i=1}^{nk} (y_i - \hat{y}_i)^2$ étant la somme des carrés des erreurs de prédiction de k modèle pour n observations à l'année i pour la période de vérification.
- ❖ $\sum_{i=1}^{nk} (y_i - \bar{y}_c)^2$ étant la somme des carrés des erreurs par rapport à la moyenne des ensembles d'entraînement (modèle de référence). Cette moyenne correspond en fait à la moyenne des valeurs de la variable dépendante (donnée climatique instrumentale) pour chaque observation, en utilisant toutes les données d'entraînement, mais en excluant l'observation en cours.

CE mesure la proportion de la variance totale expliquée par le modèle par rapport à la variance totale dans les données observées (Nash & Sutcliffe, 1970), grâce à la formule suivante :

Équation III.9

$$CE = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^{nk} (y_i - \hat{y}_i)^2}{\sum_{i=1}^{nk} (y_i - \bar{y}_v)^2} \right]$$

- ❖ $\sum_{i=1}^{nk} (y_i - \hat{y}_i)^2$ étant la somme des carrés des erreurs de prédiction de k modèle pour n observations à l'année i pour la période de vérification.
- ❖ $\sum_{i=1}^{nk} (y_i - \bar{y}_v)^2$ étant la somme des carrés des erreurs par rapport à la moyenne des ensembles de vérification. Cette moyenne correspond en fait à la moyenne des valeurs de la variable dépendante (donnée climatique instrumentale) pour k période de vérification.

R² mesure la proportion de la variance totale de la variable dépendante qui est expliquée par le modèle (Cook et al., 1999; Cramer, 1987; Helland, 1987) et est calculé comme suit :

Équation III.10

$$R^2 = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^{nk} (y_i - \hat{y}_i)^2}{\sum_{i=1}^{nk} (y_i - \bar{y})^2} \right]$$

- ❖ $\sum_{i=1}^{nk} (y_i - \hat{y}_i)^2$ étant la somme des carrés des erreurs de prédiction de k modèle pour n observations à l'année i pour la période de calibration.
- ❖ $\sum_{i=1}^{nk} (y_i - \bar{y})^2$ étant la somme des carrés des erreurs par rapport à la moyenne des données réelles de la période de calibration.

- Une analyse BTFS (Bootstrapped Transfer Function Stability test) sur le logiciel *Rstudio* est utilisé pour tester la stabilité des fonctions de transfert sur la période de calibration. L'analyse BTFS évalue la variation des paramètres du modèle (intercept, pente, et R²) entre la période de calibration et de validation via des estimations bootstrap (Buras et al., 2017).

3 Période de calibration et choix des paramètres climatiques reconstruits

Dans l'optique de reconstruire les paramètres climatiques entre 1146 et 1240 après J.-C. à l'aide de la série isotopique ACM-BP, des fonctions de transferts (calibration) sont établies entre des données météorologiques instrumentales et le $\delta^{18}\text{O}$ de cernes d'arbres acquis par le LSCE. Ces résultats sont présentés dans le **Chapitre II4**. De fortes corrélations ont déjà été mises en avant par Etien et al. (2009) et Daux et al. (2018 et données non publiées) entre le $\delta^{18}\text{O}$ du bois final des cernes de 14 à 30 chênes issus de deux peuplements de la forêt de Fontainebleau avec la température moyenne annuelle (T_{an}) et différents paramètres moyennés sur la période mai-juin-juillet-août (MJJA par la suite) : l'humidité relative moyenne (HR), les températures moyennes (T_{moy}) et maximales (T_{max}), les précipitations (P), et le déficit de pression de vapeur (VPD).

Le VPD est formulé comme suit :

Équation III.11

$$VPD \text{ (kPa)} = e_s \times \left(1 - \frac{HR}{100}\right)$$

où :

e_s est la saturation de pression de vapeur (Tetens, 1930), formulée ainsi :

Équation III.12

$$e_s = 0,611 \times e^{17,27 \times T / (T + 237,3)}$$

❖ T étant ici la température maximale moyenne (T_{max}).

Ces données météorologiques ont été acquises instrumentalement par Météo-France aux stations de Melun-Villaroche (30 km au nord de Fontainebleau) et de Fontainebleau (pour les précipitations) sur la période 1960-2007, sauf pour les données d'humidité relative (HR) qui n'étaient disponibles que jusqu'en 2003 (Daux et al., 2018). La mesure du VPD, pour laquelle l'HR

est l'un des paramètres, n'a été calculée que jusqu'en 2003 également. Cette période de calibration a été choisie en raison des mesures disponibles de $\delta^{18}\text{O}$ des arbres vivants du site de Fontainebleau dont la chronologie est appelée FR1-REF.

Dans le cadre de cette thèse, des données de l'indice standardisé d'évapotranspiration des précipitations ont été extraites (appelé SPEI ; Standardized Precipitation Evapotranspiration Index), des mois de mai-juin-juillet-août sur la période 1960-2007, issues de la base de données SPEIbase v2.9 (Beguería et al., 2023). La résolution de la grille spatiale des données est de $0,5^\circ$ (latitude/longitude) aux coordonnées : $48^\circ 25' 00.0''\text{N}$ $2^\circ 75' 00.0''\text{E}$, couvrant une partie de la forêt de Fontainebleau. Cet indice standardisé est mesuré sur la base des précipitations et du calcul de l'évapotranspiration potentielle, soit la quantité d'eau qui pourrait être évaporée et transpirée par les plantes dans des conditions optimales. Les valeurs SPEI sont classifiées d'après Nam et al. (2015) et explicitées ultérieurement dans les résultats.

Il a été décidé d'exploiter ces différentes données disponibles, situées non loin du site de Preuilly, afin d'établir des fonctions de transfert (**Équation III.6**) pour reconstruire le climat de la série isotopique ACM-BP. Toutefois, les données isotopiques des chênes de Fontainebleau de la période de calibration ayant été acquises sur un autre spectromètre de masse à rapport isotopique (TC-EA IRMS FINNIGAN), un travail d'étalonnage de ces données avec l'instrument de mesure TC-EA IRMS PrecISION utilisé a été réalisé par Valérie Daux et Monique Pierre. Un modèle de régression linéaire a été utilisé pour établir une équation permettant de convertir les niveaux isotopiques (la valeur absolue) des données obtenues avec l'ancien appareil de mesure pour correspondre à ceux du nouvel appareil. L'équation donnée est la suivante :

Équation III.13

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{FINNIGAN}}^{(\%VSMOW)} = 0,92 \times \delta^{18}\text{O}_{\text{Precision}}^{(\%VSMOW)} + 1,1$$

Chapitre II Résultats de l'analyse des données isotopiques pour l'étude climatique

Ce chapitre présente l'analyse des données isotopiques menées sur l'ensemble des 34 individus de bois, collectés au sein de quatre sites : Preuilley (10 individus), Bonport (5 individus), Reims (5 individus) et Notre-Dame (14 individus). L'objectif est de constituer une série isotopique maîtresse, représentative du Bassin parisien à l'époque médiévale entre le XI^e et le XIII^e siècle, période de l'Anomalie Climatique Médiévale, en agrégeant ces séries stationnelles. Les chronologies dendroisotopiques inter-arbres et inter-sites sont étudiées (variabilité, tendances sérielles, extrêmes chronologiques) afin d'estimer dans quelle mesure la série maîtresse, appelée série ACM-BP, peut être utilisée pour reconstruire le climat passé.

1 Une étude de l'homogénéité intra-site

1.1 Variabilité isotopique inter-individuelle au sein des sites de Bonport et Preuilley

Toutes les données isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ présentées ont été soit corrigées pour correspondre à la méthode de mesure *méthode CO-bis*, soit initialement mesurées en utilisant la *méthode CO-bis* (terme explicité dans le **Chapitre I, section 2.5** et **Annexe C**), sauf mention contraire.

Afin de tester la représentativité des séries de $\delta^{18}\text{O}$, nous avons évalué la variabilité inter-arbre du signal isotopique au sein des sites de Bonport et Preuilley (A). Une année tous les dix ans environ (**Chapitre I, section 2.2**) a été sélectionnée pour réaliser ces tests. Pour Bonport, les années sélectionnées sont : 1143, 1153, 1164, 1173, 1183, 1195, 1199, et pour Preuilley : 1164, 1173, 1183,

1195, 1203, 1213, 1223, 1233, 1239. Pour toutes ces années, la cellulose de chacun des cerne individuels des arbres (5 individus par site) a été analysée séparément. Nous avons choisi de réaliser un réplica chaque fois que le $\delta^{18}\text{O}$ d'un individu différait de plus de 0,50 ‰ de la moyenne des $\delta^{18}\text{O}$ des 4 autres individus (valeurs figurées en rouge sur la **Figure III.8** et dans le **Tableau III.3**), la précision de mesure généralement attendue étant de 0,30 ‰ mais pouvant aller jusqu'à 0,50 ‰ dans la région (Daux et al., 2018; Etien et al., 2009; Gagen et al., 2022). Les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ de cette section sont présentées avec la *méthode CO* afin de ne pas propager les éventuelles incertitudes, liées à la correction pour passer à la *méthode CO-bis*, dans le calcul de la variabilité isotopiques intra-site.

Les écarts isotopiques, traduisant la variabilité inter-arbres du $\delta^{18}\text{O}$, montrent que les arbres de la charpente de Preuilly A sont moins variables entre eux que ceux de Bonport. En effet, les écarts-types moyens sont de 0,28 et 0,43 ‰ respectivement (**Tableau III.3**). Cette différence entre les sites se reflète également dans les valeurs du \bar{R} , la moyenne des coefficients de corrélations entre chaque cerne d'une même année, avec 0,72 contre 0,5, de l'EPS - dont le seuil de représentativité couramment utilisé est de 0,85 (Daux et al., 2018; Wigley, Briffa, et al., 1984) - qui est calculé pour 5 arbres à 0,93 pour Preuilly et 0,83 pour Bonport, ou encore dans les valeurs des intervalles de confiance (à 95%) calculés à 0,36 et 0,47 ‰ respectivement (**Tableau III.4**).

La plus grande dispersion inter-arbres sur le site de Bonport est principalement attribuable à l'individu Bonp01 dont le $\delta^{18}\text{O}$ subit des variations temporelles différentes de celles des 4 autres arbres. Par exemple, le $\delta^{18}\text{O}$ de Bonp01 des années 1173, 1195 et 1199 montre des écarts respectifs de 0,80, 0,95 et 1,17 ‰ avec la moyenne des autres individus ; l'éviction de cet individu rapporterait l'écart-type moyen de la série à 0,34 ‰ au lieu de 0,43 ‰ (**Tableau III.3**). La **Figure III.8** illustre la tendance à un niveau isotopique plus bas de cet arbre pour ces années. Bien que le signal de Bonp01 ne suive pas les mêmes tendances que celles des autres individus, les indicateurs de variabilité entre individus tels que le \bar{R} , l'EPS et l'IC présentent des valeurs correctes (**Tableau III.4**, Daux et al., 2018), justifiant la décision de conserver cet échantillon et de réaliser une série moyenne englobant les données de tous les individus afin de faire émerger un signal $\delta^{18}\text{O}$ commun, représentatif de la population.

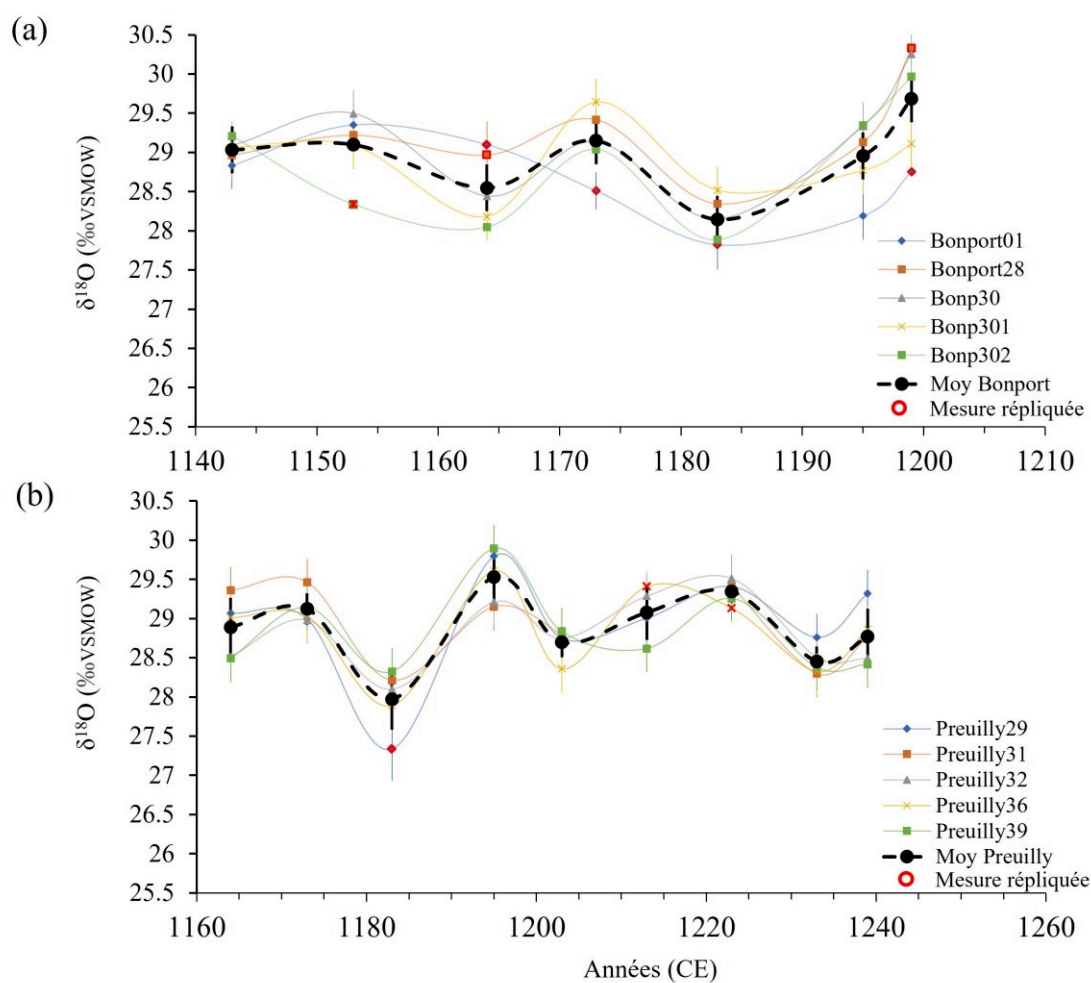


Figure III.8 Chronologie du $\delta^{18}\text{O}$ d'une sélection de cernes des arbres individuels des sites de Preuilley (A) et Bonport. Les barres verticales représentent les écarts-types du standard interne à 0.30 ‰, les écarts-types associés aux symboles rouges sont calculés à partir de deux mesures répliquées. La ligne noire pointillée correspond à la moyenne des séries.

Tableau III.3 Valeurs $\delta^{18}\text{O}$ des arbres individuels pour les sites de Bonport et Preuilly (A). Les écarts-types (σ) sont déterminés à partir des valeurs répliquées lorsque celles-ci l'ont été.

Année	Bonp01a	Bonp01b	Bonp01	σ	Bonp28a	Bonp28b	Bonp28	σ	Bonp30	Bonp301	Bonp302a	Bonp302b	Bonp302	σ	Moy. Bonport	σ
1143	28.83		28.83		28.96		28.96		29.09	29.07	29.21		29.21		29.03	0.14
1153	29.35		29.35		29.22		29.22		29.50	29.09	28.39	28.28	28.34	0.08	29.10	0.45
1164	29.22	28.98	29.10	0.17	29.27	28.66	28.97	0.43	28.44	28.18	28.05		28.05		28.55	0.47
1173	28.51	28.17	28.51	0.23	29.42		29.42		29.14	29.64	29.04		29.04		29.15	0.43
1183	27.59	28.05	27.82	0.32	28.35		28.35		28.15	28.52	27.89		27.89		28.14	0.30
1195	28.19		28.19		29.13		29.13		29.34	28.77	29.35		29.35		28.95	0.49
1199	28.74	28.76	28.75	0.02	30.55	30.12	30.33	0.30	30.26	29.11	29.97		29.97		29.68	0.71

Année	Preuilly29a	Preuilly29b	Preuilly29	σ	Preuilly31	Preuilly32	Preuilly36a	Preuilly36b	Preuilly36	σ	Preuilly 39	Moy. Preuilly	σ
1164	29.07		29.07		29.36	28.51	29.01		29.01		28.49	28.89	0.38
1173	29.00		29.00		29.46	28.98	29.03		29.03		29.14	29.12	0.20
1183	27.05	27.62	27.34	0.40	28.21	28.10	27.89		27.89		28.32	27.97	0.39
1195	29.80		29.80		29.15	29.21	29.61		29.61		29.90	29.53	0.34
1203	28.75		28.75		28.79	28.75	28.36		28.36		28.84	28.70	0.19
1213	29.00		29.00			29.29	29.36	29.45	29.41	0.07	28.62	29.08	0.35
1223	29.41		29.41		29.42	29.51	29.05	29.21	29.13	0.12	29.26	29.35	0.15
1233	28.76		28.76		28.30	28.51	28.33		28.33		28.38	28.45	0.19
1239	29.32		29.32		28.76	28.49	28.86		28.86		28.42	28.77	0.36

Tableau III.4 Statistiques descriptives des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ obtenues à partir des analyses des cernes des arbres individuels pour les sites de Preuilly et Bonport.

Sites	Sd_a	\overline{R}_b	5EPS_c	${}^{95}CI_d$
Bonport	0.43	0.50	0.83	0.47
Preuilly	0.28	0.72	0.93	0.36

a Valeur moyenne de l'écart-type des mesures $\delta^{18}\text{O}$ entre cernes individuels

b Valeur moyenne des coefficients de corrélation moyens entre cernes individuels

c Signal de population exprimé pour 5 arbres

d Intervalle de confiance à 95%

1.2 Les six sous-séries qui composent la série Notre-Dame : présentation analytique

Cette section aborde l'étude de la variabilité isotopique intra-site du site de Notre-Dame. La série de Notre-Dame se compose de 6 sous-séries, elles-mêmes composées de plusieurs échantillons de bois, parfois communs, (**Chapitre I, section 1.5, Tableau III.1**) et ayant entre elles des périodes de recouvrement (**Figure III.4**).

Les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ des sous-séries, ainsi que les écarts-types calculés sur la base de deux à quatre mesures répliquées par année pour chaque sous-série, sont illustrés sur la **Figure III.9** (a). Deux périodes de recouvrement notable entre ces sous-séries permettent d'évaluer la variabilité isotopique inter-séries du corpus de Notre-Dame : il s'agit de « Notre-Dame test » et « Notre-Dame D » sur la période 1127-1143 (17 ans), ainsi que « Notre-Dame D » et « Notre-Dame C » sur la période 1099-1113 (15 ans).

Entre les années 1127 et 1143, « Notre-Dame test » présente des valeurs isotopiques très proches de celles de « Notre-Dame D », avec des moyennes de $\delta^{18}\text{O}$ de 29,03 ‰ et 29,23 ‰ respectivement (**Tableau III.5**). Les dispersions des valeurs sont comparables, avec des variances très proches : 0,30 pour « Notre-Dame test » et 0,36 pour « Notre-Dame D ». La corrélation entre les deux séries est significative et forte, avec un coefficient de $R = 0.84$ ($N = 17$; $p\text{-value} < 0,0001$), cependant les séries ne sont pas indépendantes puisqu'ils partagent un individu commun.

Pour le second recouvrement entre 1099-1113, la moyenne des sous-séries $\delta^{18}\text{O}$ est très proche ; 28,43 ‰ pour « Notre-Dame D » et 28,45 ‰ pour « Notre-Dame C » (**Tableau III.5**). Cependant la dispersion des valeurs de « Notre-Dame D » est plus importante que celle de « Notre-Dame C », malgré le fait que ces séries intègrent dans leur composition deux individus communs (NDP_5028 et NDP_VN10_5026) comme le montrent les variances calculées de 0,55 et 0,34 respectivement ; visible sur la **Figure III.9** (a). Le coefficient de corrélation calculé montre une bonne cohérence entre ces séries ; $R = 0,85$ ($N = 15$; $p\text{-value} < 0,0001$), il faut toutefois garder à l'esprit que ces deux séries ne sont pas indépendantes non plus, partageant deux individus.

Au vu de la cohérence générale entre les sous-séries, ces dernières ont été moyennées pour constituer la série « Notre-Dame », figurée sur la **Figure III.9** (b).

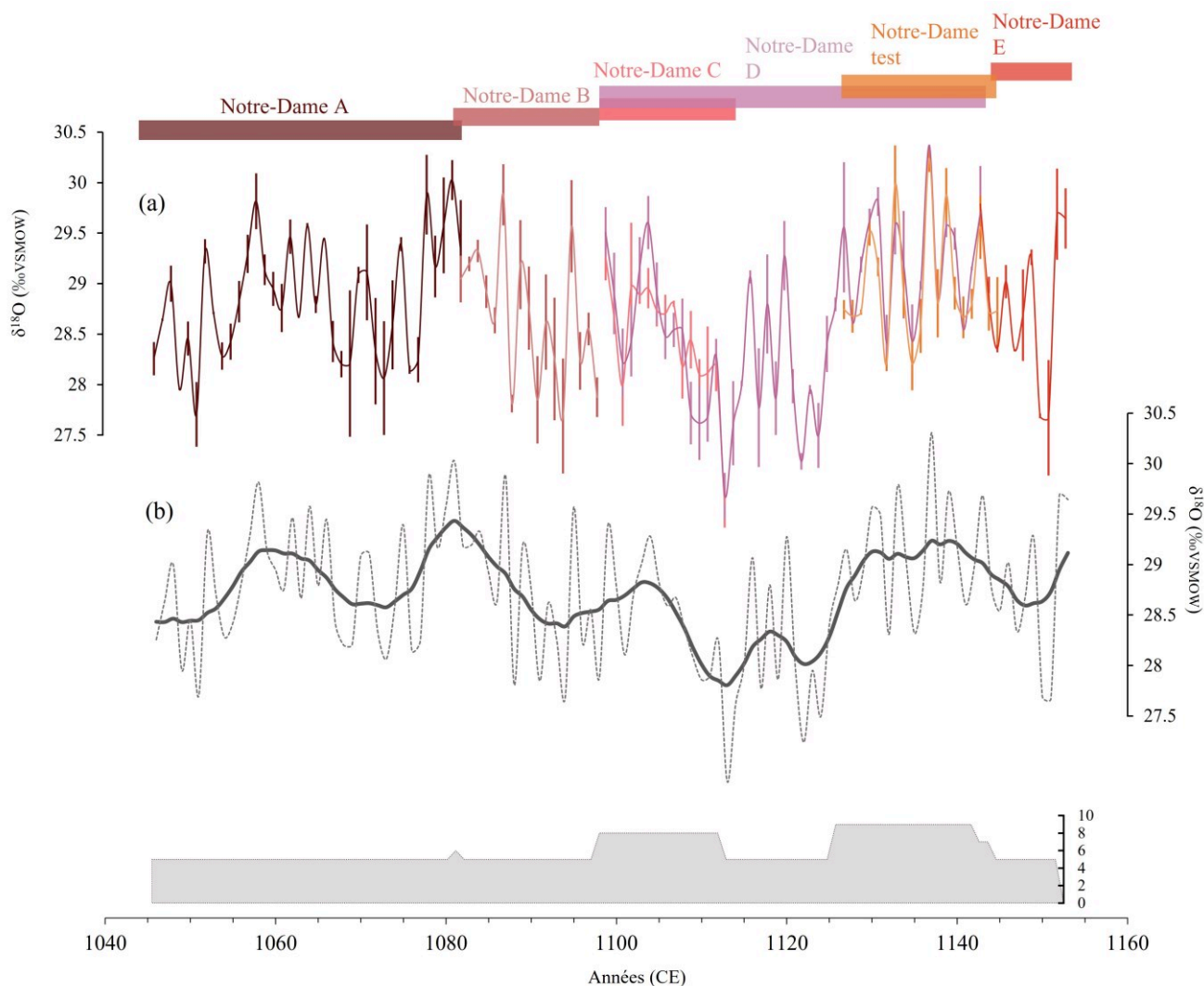


Figure III.9 Chronologie du $\delta^{18}O$ des 6 sous-séries qui composent la série « Notre-Dame » (a) et moyenne de ces sous-séries avec la moyenne glissante sur 9 ans (b). Les bandes colorées supérieures illustrent le recouvrement des sous-séries. L'aire en gris clair illustre le nombre total d'échantillons qui constituent la série « Notre-Dame ». Les écarts-type sont figurés par des barres verticales en gras sur le graphique (a).

Tableau III.5 Statistiques descriptives des sous-séries de $\delta^{18}O$ (‰) qui composent la série « Notre-Dame » sur leur période commune deux par deux.

Période	1127-1143	1127-1143	1099-1113	1099-1113
Statistique	Notre-Dame D	Notre-Dame test	Notre-Dame D	Notre-Dame C
Nb. d'observations	17	17	15	15
Minimum	28.41	28.20	26.90	26.82
Maximum	30.37	30.24	29.60	29.27
1er Quartile	28.85	28.68	27.97	28.15
Médiane	29.19	28.81	28.48	28.67
3ème Quartile	29.57	29.51	28.91	28.84
Moyenne	29.24	29.03	28.43	28.46
Variance (n-1)	0.30	0.36	0.55	0.35
Ecart-type (n-1)	0.55	0.60	0.74	0.59

2 Cohérence de la variabilité isotopique des cinq séries composant le série maîtresse ACM-BP

Cette section vise à approfondir l'analyse des séries isotopiques qui composeront la série maîtresse ACM-BP. Nous explorons la comparaison des niveaux isotopiques (valeurs absolues) et de la variabilité des cinq séries : Preuilley A et B, Bonport, Reims et Notre-Dame. Les 5 séries isotopiques sont représentées dans la **Figure III.10**. Pour rappel, les mesures ont été répliquées entre deux et quatre fois, ce qui permet d'estimer un écart-type pour chaque mesure. L'écart-type moyen est de 0,24 ‰ toutes séries confondues. Des écarts-types plus élevés existent cependant, jusqu'à $\sigma = 0,72$ ‰ pour l'année 1069 de la série Notre-Dame, tout comme des répliquas sans différence significative ($\sigma = 0$ ‰). Cette diversité des écarts-types relève à la fois de l'hétérogénéité naturelle des compositions isotopiques d'un arbre à l'autre et de l'incertitude analytique (voir le **Chapitre I, section 2.4** à ce sujet).

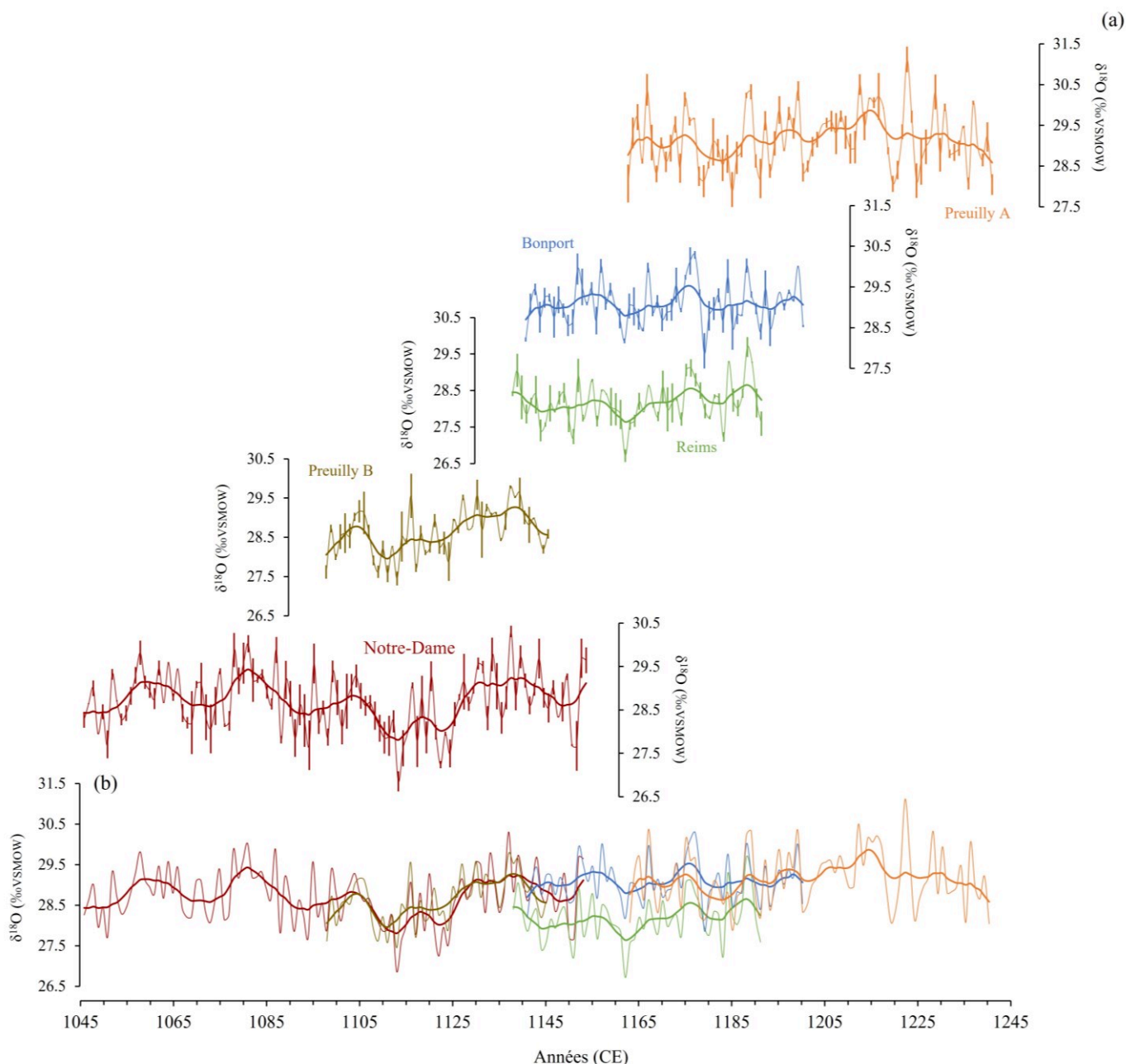


Figure III.10 Chronologies du $\delta^{18}\text{O}$ des sites d'étude isolées (a) et rassemblées (b). Les écarts-types sont figurés par des barres verticales en gras. Les courbes en gras présentent les moyennes glissantes des séries sur 9 ans.

La **Figure III.11** (a) présente la distribution des données $\delta^{18}\text{O}$ de chaque série. Les moyennes des valeurs pour les séries isotopiques des sites de Notre-Dame, Preuilly B, Reims, Bonport et Preuilly A sont respectivement de : 28,71, 28,63, 28,18, 29,09 et 29,16 ‰ et leurs écart-types moyens autour des valeurs répliquées de : 0,26, 0,20, 0,17, 0,14 et 0,15 ‰.

La **Figure III.11** (b à h) et le **Tableau III.6** présentent la distribution des valeurs isotopiques par site, comparées deux à deux, sur leurs périodes communes de recouvrement chronologique. Les

valeurs de Reims présentent un niveau isotopique moyen significativement (test t de Student) plus bas que les autres séries sur leurs périodes communes, celui de Reims étant entre -0,70 et -0,92 ‰ plus bas, visible sur la **Figure III.10** (b) et la **Figure III.11**. Les différences entre les moyennes des autres séries deux à deux sont en deçà de l'erreur de mesure du standard interne (0,30 ‰ ; **Tableau III.6**). Ainsi, sur leur période commune, les moyennes de Notre-Dame et de Preuilley B diffèrent de 0,02 ‰, Bonport et Preuilley A présentent une différence isotopique de 0,05 ‰ et Notre-Dame et Bonport présentent une faible différence isotopique de 0,22 ‰.

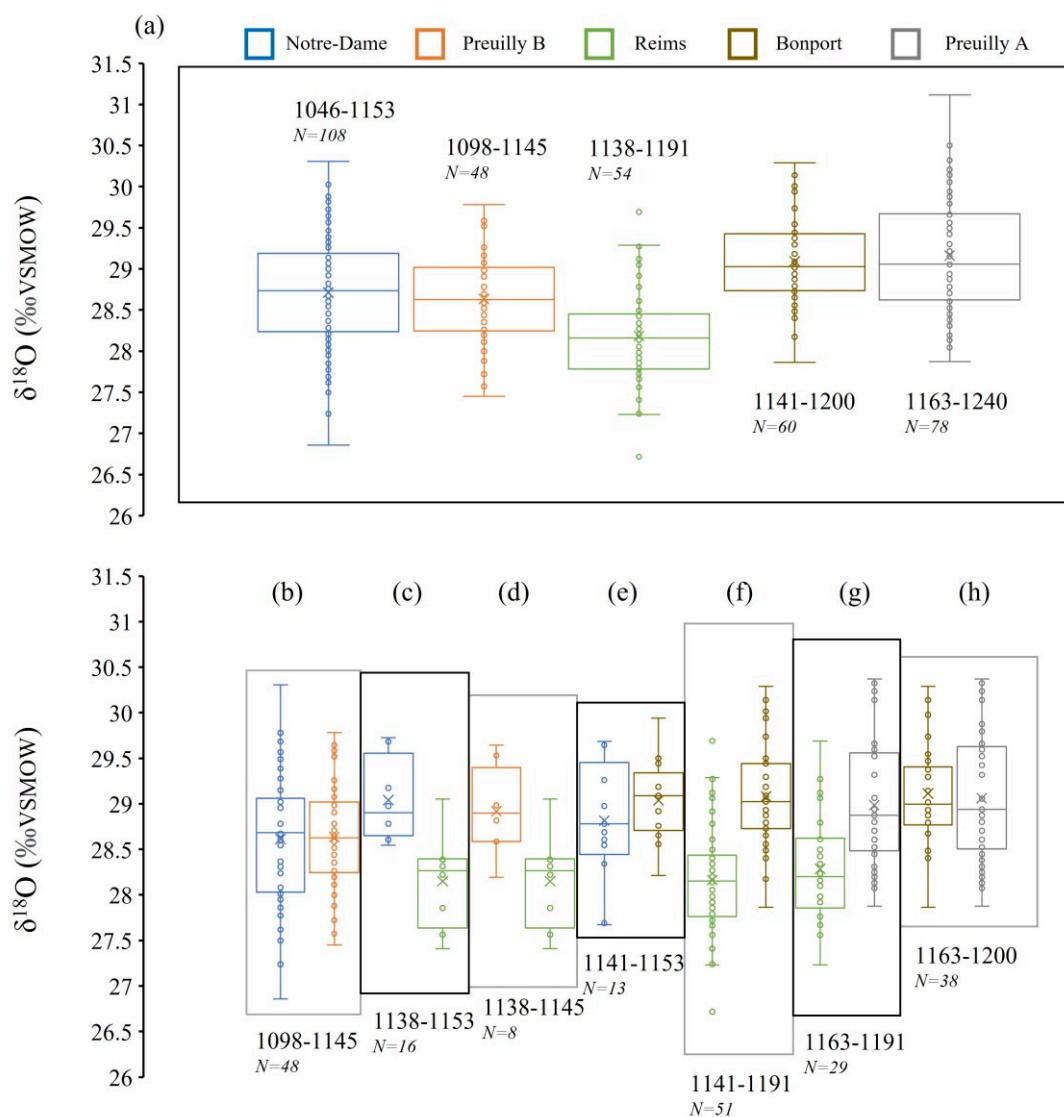


Figure III.11 Diagramme en boîtes des séries $\delta^{18}\text{O}$ en fonction des sites (a) et sur leurs périodes recouvrements chronologiques, deux à deux; Notre-Dame et Preuilley B (b), Notre-Dame et Reims (c), Preuilley B et Reims (d), Notre-Dame et Bonport (e), Reims et Bonport (f), Reims et Preuilley A (g), Bonport et Preuilley A (h). La longueur des séries est figurée par « N= », la moyenne par une ligne horizontale, la médiane par une croix, l'intervalle interquartile par un rectangle et les valeurs par des points.

Tableau III.6 Statistiques descriptives des chronologies des séries $\delta^{18}\text{O}$ des sites étudiés sur leurs périodes chronologiques communes, deux à deux.

Période	1098-1145	1098-1145	1138-1153	1138-1153	1138-1145	1138-1145	1141-1153	1141-1153	1141-1191	1141-1191	1163-1191	1163-1191	1163-1200	1163-1200
Site	Notre-Dame	Preuilley B	Notre-Dame	Reims	Preuilley B	Reims	Notre-Dame	Bonport	Reims	Bonport	Reims	Preuilley A	Bonport	Preuilley A
Nb. d'observations	48	48	16	16	8	8	13	13	51	51	29	29	38	38
Minimum	26.86	27.45	27.67	27.24	28.19	27.41	27.67	28.21	26.72	27.86	27.23	27.87	27.86	27.87
Maximum	30.31	29.78	29.72	29.05	29.64	29.05	29.69	29.94	29.69	30.29	29.69	30.37	30.29	30.37
1er Quartile	28.06	28.26	28.59	27.74	28.59	27.78	28.54	28.76	27.78	28.74	27.92	28.52	28.80	28.52
Médiane	28.68	28.63	28.90	28.19	28.90	28.27	28.78	29.09	28.15	29.02	28.20	28.87	29.00	28.94
3ème Quartile	29.05	29.01	29.36	28.39	29.14	28.39	29.26	29.24	28.43	29.39	28.61	29.52	29.38	29.61
Moyenne	28.61	28.63	28.89	28.10	28.92	28.15	28.81	29.04	28.16	29.08	28.29	28.98	29.11	29.06
Variance (n-1)	0.50	0.34	0.42	0.25	0.24	0.28	0.45	0.21	0.32	0.28	0.34	0.50	0.29	0.50
Ecart-type (n-1)	0.71	0.58	0.65	0.50	0.49	0.53	0.67	0.46	0.57	0.53	0.59	0.71	0.54	0.71

Les coefficients de corrélation de Pearson ont été calculés pour les séries deux à deux et sont présentés avec leur niveau de signification sur la **Figure III.12** et le **Tableau III.7**. Les séries isotopiques des sites de Bonport et Reims ($R = 0,69$, $N = 51$), Notre-Dame et Preuilley B ($R = 0,70$,

$N = 48$), Preuilley A et Bonport ($R = 0,72$, $N = 38$) et Preuilley A et

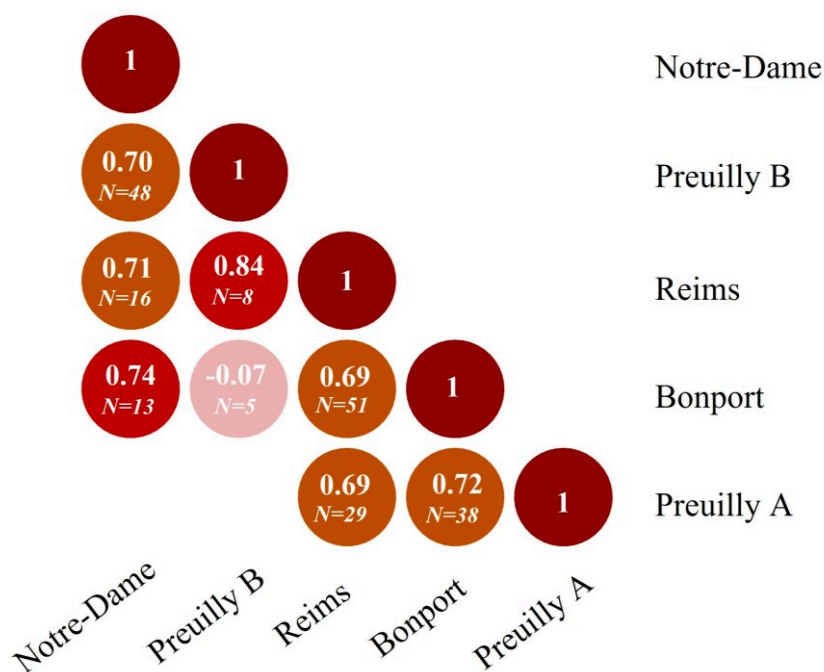
Reims ($R = 0,69$, $N = 29$) présentent de fortes corrélations ($p\text{-value} < 0,0001$). Les séries

isotopiques des sites de Reims et Notre-Dame, Bonport et Notre-Dame ainsi que Reims et Preuilley

B présentent également des coefficients de corrélation forts malgré des périodes comparées plus courtes ($R = 0,71$, $N = 16$; $R = 0,74$, $N = 13$ et $R = 0,84$, $N = 8$;

$p\text{-values} = 0,002$, $0,004$ et $0,009$ respectivement). Les séries

isotopiques des sites de Preuilley B et Bonport ne sont pas

**Figure III.12** Matrice des coefficients de corrélations des séries $\delta^{18}\text{O}$ pour chaque site.

significativement corrélées ($R = -0,07$, $N = 5$, $p\text{-value} = 0,91$), ils partagent cependant un faible nombre d'observations ne permettant pas de statuer sur la significativité de cette valeur.

Tableau III.7 p-values associées aux coefficients de corrélation de Pearson des corrélations deux à deux des séries $\delta^{18}\text{O}$ pour chaque site. Les valeurs en gras sont différentes de 0 à un niveau de signification $\alpha = 0,05$.

p-values (Pearson) :

Variables	Notre-Dame	Preuilley B	Reims	Bonport	Preuilley A
Notre-Dame	0				
Preuilley B	<0,0001	0			
Reims	0.002	0.009	0		
Bonport	0.004	0.912	<0,0001	0	
Preuilley A			<0,0001	<0,0001	0

Des moyennes glissantes pondérées sur 9 ans (Équation III.4) ont été calculées afin de lisser les fluctuations isotopiques annuelles qui peuvent être dues à des événements de haute fréquence locaux. La visualisation des variations par des moyennes glissantes, illustrées en **Figure III.10** (b), montre que ce filtre permet de révéler des correspondances claires entre les variations des séries isotopiques, même à moyenne fréquence.

3 Caractéristiques des tendances temporelles de la série maîtresse

3.1 Normalisation des données et signal moyen de la série ACM-BP

Afin d'analyser les tendances sérielles et de moyenner les séries, la série isotopique du site de Reims a été normalisée pour correspondre au même niveau isotopique que les autres séries. En effet, il s'agit de la seule série dont la moyenne isotopique possède un écart (entre 0,70 et 0,92 ‰, **section 2**) avec les autres séries qui soit supérieur à l'écart-type du standard de référence (0,30 ‰). La normalisation a été effectuée en soustrayant aux valeurs annuelles de la chronologie de Reims la

différence entre la valeur moyenne de la chronologie de Reims et celle de Preully A, site le plus proche géographiquement :

Équation III.14

$$\delta^{18}O_n = \delta^{18}O_i - (\overline{\delta^{18}O_i} - \overline{\delta^{18}O_{Preully}})$$

où :

- ❖ $\delta^{18}O_i, \delta^{18}O_n, \overline{\delta^{18}O_i}$ et $\overline{\delta^{18}O_{Preully}}$ sont les valeurs $\delta^{18}O$ annuelles de la série initiale et normalisée de Reims, et moyennes de la série initiale et de la série de Preully.

La chronologie normalisée de Reims et la chronologie isotopique maîtresse ACM-BP (moyenne des séries isotopiques comprenant la série isotopique normalisée de Reims) sont présentées dans la **Figure III.13** (a) et (b).

Les périodes 1046-1097 et 1192-1240 présentent entre 5 et 10 échantillons/an alors que la période intermédiaire de 1098 à 1191 présente entre 10 et 24 échantillons/an (**Figure III.13 (d)**). Une analyse de variance de la série isotopique ACM-BP a été effectuée pour s'assurer que les différences de variances observées sur ces périodes ne sont pas liées à un artefact d'échantillonnage. Sur les trois périodes (1046-1097, 1192-1240 et 1098-1191) les tests de Fisher indiquent que les variances ne sont pas significativement différentes (**Tableau III.8**).

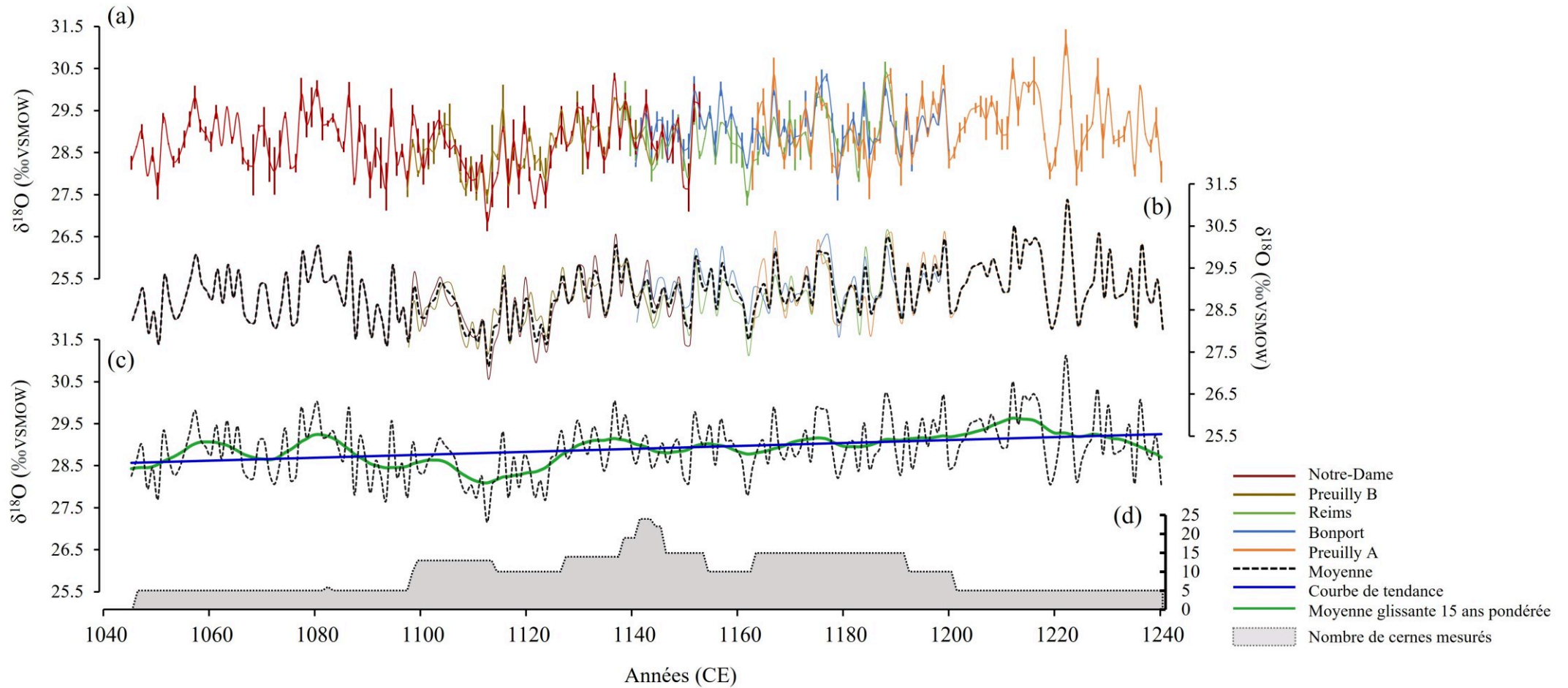


Figure III.13 Séries $\delta^{18}\text{O}$ des sites étudiés avec la série Reims normalisée sur la moyenne du site de Preuilley A, avec les écarts-types figurés par des barres verticales en gras (a), avec la moyenne des séries en pointillé (ACM-BP) (b) et avec la moyenne glissante pondérée sur 15 ans en vert et la tendance linéaire en bleu (c). Pour chaque année, l'aire grise représente le nombre d'individus pris en considération (d).

Tableau III.8 Résultats des tests de Fisher pour l'analyse des variances des périodes liées à l'échantillonnage de la série $\delta^{18}\text{O}$ ACM-BP

Période 1046-1097 vs. 1098-1191		Période 1192-1240 vs. 1046-1097		Période 1192-1240 vs. 1098-1191	
Rapport	1.04	Rapport	0.78	Rapport	0.75
F (Valeur observée)	1.04	F (Valeur observée)	0.78	F (Valeur observée)	0.75
F (Valeur critique)	1.60	F (Valeur critique)	1.76	F (Valeur critique)	1.68
DDL1	51	DDL1	51	DDL1	93
DDL2	93	DDL2	48	DDL2	48
p-value (bilatérale)	0.87	p-value (bilatérale)	0.38	p-value (bilatérale)	0.24
alpha	0.05	alpha	0.05	alpha	0.05

Interprétation du test :

H0 : Le rapport entre les variances est égal à 1.

Ha : Le rapport entre les variances est différent de 1.

Etant donné que la p-value calculée est supérieure au niveau de signification seuil $\alpha=0,05$, on ne peut pas rejeter l'hypothèse nulle H0.

3.2 Caractérisation des tendances temporelles

Un filtre passe-bas, choisi de manière arbitraire, de 15 ans, a été appliqué pour visualiser les fréquences moyennes de la série isotopique ACM-BP (Équation III.4). Ce filtre atténue les hautes fréquences, parfois associées à des événements locaux, tout en préservant les variations à long terme qui sont pertinentes pour caractériser des tendances de fond ou cycliques sur une période d'étude de 195 ans (Figure III.13 (c)).

Cette séquence filtrée met en exergue la diminution notable des valeurs isotopiques dans les années 1090 jusqu'en 1126 (en moyenne - 0,58 ‰), puis une augmentation relativement linéaire jusqu'en 1206 (en moyenne + 0,62 ‰), avec une augmentation plus exacerbée jusqu'en 1216 (en moyenne + 0,53 ‰). Ces tendances sont également visibles sur la chronologie isotopique ACM-BP non lissée, qui montre d'autre part une tendance isotopique à long terme positive au cours des 195 ans équivalent à une augmentation linéaire de + 0,68 ‰, à raison de +0,0035 ‰ par an (ligne bleue sur la Figure III.13 (c)).

3.3 Détection des points de ruptures et évaluation de l'homogénéité de la série temporelle

Une détermination des points de rupture³⁹ sur les données annuelles a été effectuée sur la série isotopique ACM-BP à l'aide du test de Chow (Équation III.5), qui permet de souligner les changements soudains dans les résidus du modèle de régression linéaire issue de la relation entre le

³⁹ Changements soudains dans une série de données ou dans le climat, marquant des transitions importantes.

$\delta^{18}\text{O}$ et le temps calendaire. Ce test indique deux points de rupture aux années 1087 et 1124, avec des valeurs isotopiques chutant significativement sur cette période (**Figure III.14**).

Par ailleurs, un test de Pettitt pour vérifier l'homogénéité de distribution des valeurs dans une série temporelle est également effectué (détail dans le **Chapitre I, section 2.5**). Ce dernier indique une rupture d'homogénéité en 1129 ($p\text{-value} < 0,0001$), avec une moyenne de $\delta^{18}\text{O}$ avant 1129 de 28,65 ‰ et une moyenne de $\delta^{18}\text{O}$ après 1129 de 29,11 ‰ (**Figure III.15**). Une analyse des variances est réalisée sur les deux périodes isotopiques distinctes d'après le test de Pettitt - la première série de 1046 à 1128 et la seconde de 1129 à 1240 (**Tableau III.9**) – et les indicateurs statistiques démontrent que la variabilité isotopique de ces périodes est similaire et que la fréquence de données extrêmes n'est pas significativement différente avant et après le point de rupture.

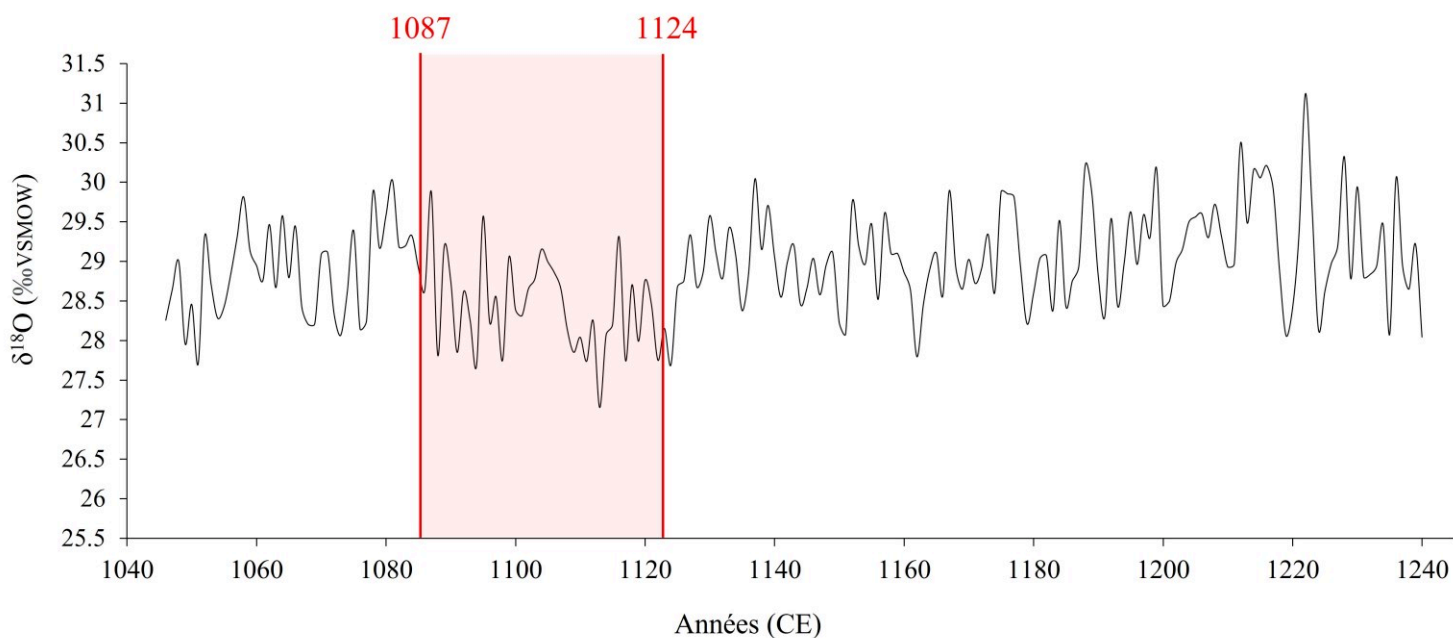


Figure III.14 Valeurs des points de rupture détectés par le calcul du test de Chow figurés en rouge sur la série $\delta^{18}\text{O}$ ACM-BP.

Test de Pettitt ($\delta^{18}\text{O}$) :

K	4612
t	1129
p-value (bilatérale)	<0,0001
alpha	0.05

La p-value a été calculée en utilisant 10000 simulations Monte Carlo.

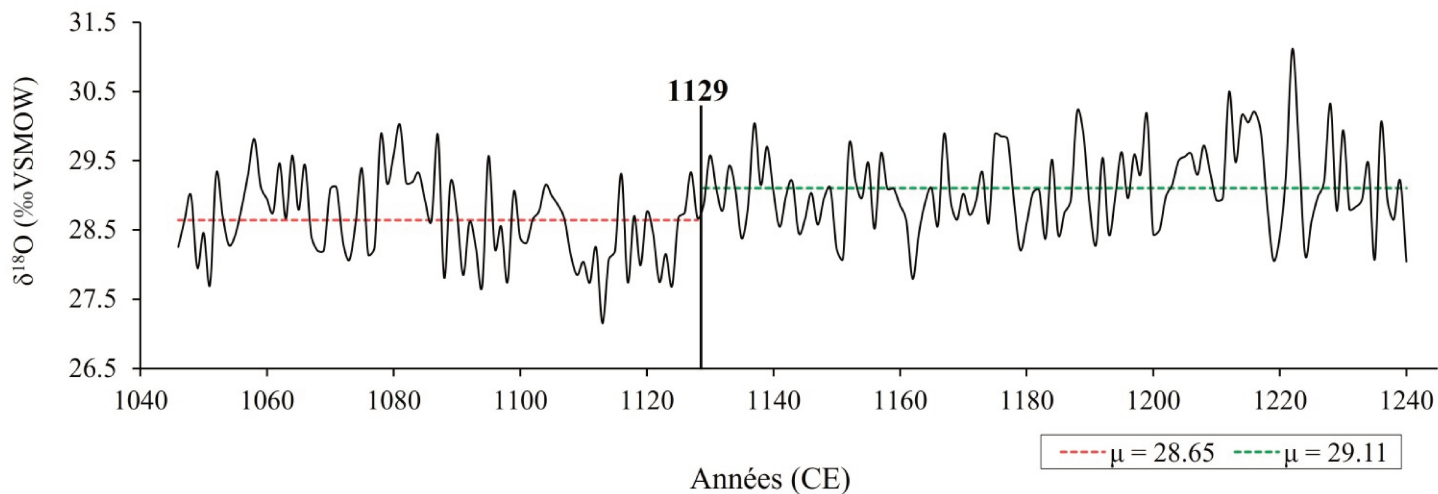


Figure III.15 Résultat du test d'homogénéité de Pettitt sur la série $\delta^{18}\text{O}$ ACM-BP avec le report des moyennes des deux périodes de part et d'autre du point de rupture.

Tableau III.9 Statistiques descriptives du $\delta^{18}\text{O}$ des deux périodes issues du test d'homogénéité de Pettitt et analyse de variance de ces deux séries par le test de Fisher.

Statistique	$\delta^{18}\text{O}$ 1046-1128	$\delta^{18}\text{O}$ 1129-1240	Test F de Fisher / Test bilatéral :	
			Rapport	F (Valeur observée)
Nb. d'observations	83	112	1.02	1.02
Minimum	27.15	27.79	F (Valeur critique)	1.49
Maximum	30.02	31.12	DDL1	82
1er Quartile	28.21	28.66	DDL2	111
Médiane	28.66	29.01	p-value (bilatérale)	0.93
3ème Quartile	29.12	29.52	alpha	0.05
Moyenne	28.65	29.11		
Variance (n-1)	0.37	0.37		
Ecart-type (n-1)	0.61	0.61		

3.4 Caractérisation des années présentant des valeurs isotopiques et climatiques extrêmes

Afin de caractériser plus précisément les années extrêmes de la série ACM-BP, nous avons proposé trois méthodes de calculs (**Chapitre I, section 2.5**). Les années extrêmes des méthodes à $\pm 1,5\sigma$ autour de la moyenne (Méthode EXT.1), autour de la régression linéaire (Méthode EXT.2) et autour des résidus de la moyenne glissante (Méthode EXT.3 ; calculée sur 15 ans), en bleu, rouge et vert respectivement, sont reportées dans la **Figure III.16** et le **Tableau III.10**. Dans ce cas, la méthode des extrêmes linéaires est basée sur l'équation du modèle de régression linéaire suivante :

Équation III.15

$$\delta^{18}O_{\text{année}} = 0,0035 \times \text{année} + 24,92$$

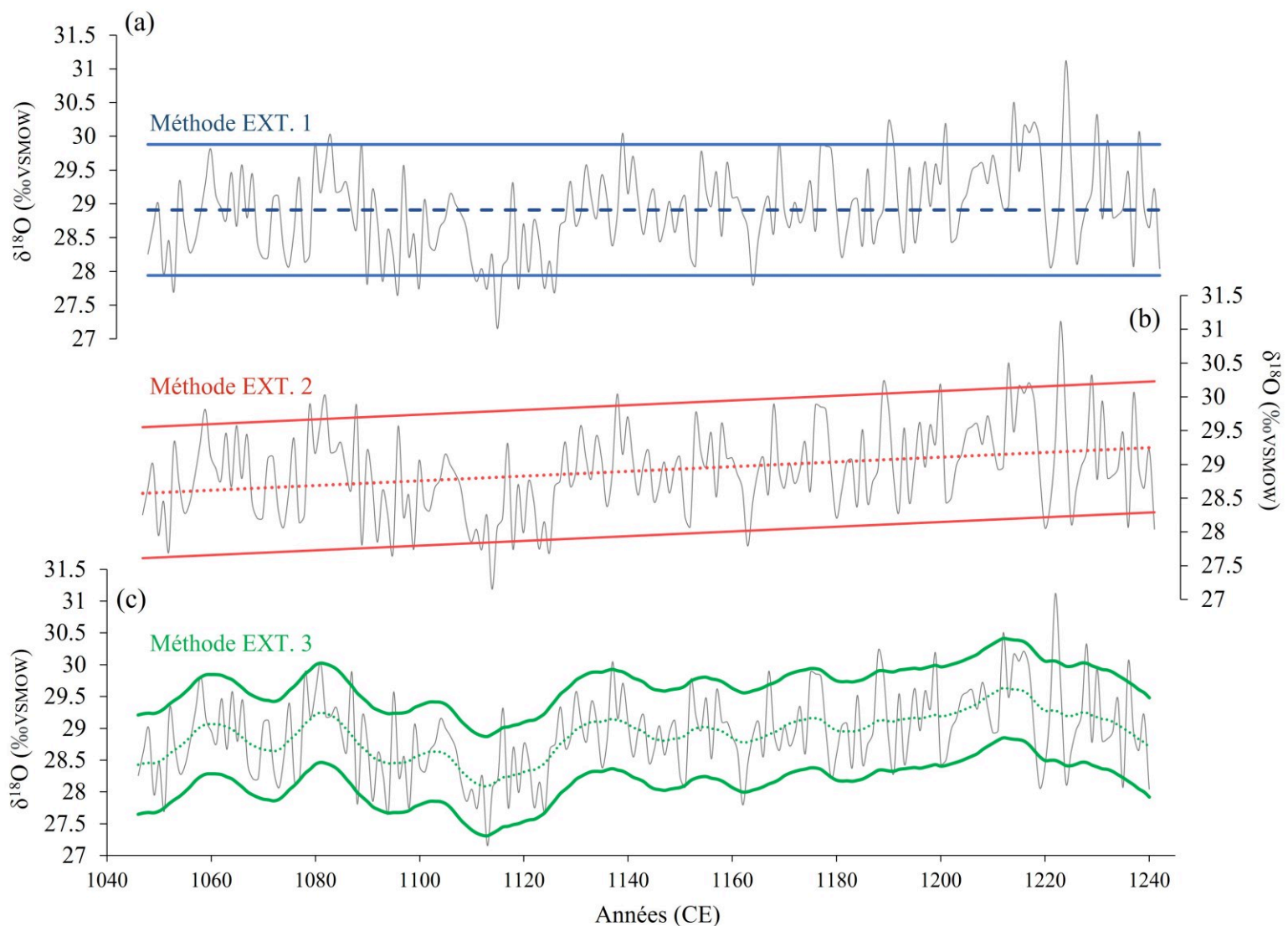


Figure III.16 Série $\delta^{18}O$ ACM-BP avec les lignes continues de valeurs extrêmes à $\pm 1,5\sigma$, autour de la moyenne en pointillé bleu (Méthode EXT.1) (a), autour de la régression linéaire en pointillé rouge (Méthode EXT.2) (b) et autour des résidus de la moyenne glissante pondérée sur 15 ans en pointillé vert (Méthode EXT.3) (c).

La méthode EXT.1 permet d'observer 29 années extrêmes contre 24 pour la méthode EXT.2 et 25 pour la méthode EXT.3. Au total 9 années extrêmes sont communes aux trois méthodes. 7 années extrêmement hautes : 1078, 1087, 1137, 1188, 1199 et 1222 et 1228 contre 2 années

Tableau III.10 Années identifiées comme extrêmes isotopiques hauts (bleu) et bas (orange) selon les trois méthodes de calcul des extrêmes. Les valeurs en gras sont communes aux trois méthodes.

Méthode EXT.1	Méthode EXT.2	Méthode EXT.3
1051		1051
	1058	1058
1078	1078	1078
1081	1081	
1087	1087	1087
1088		1088
1091		
1094	1094	
		1095
1098	1098	
1109		
1111	1111	
1113	1113	1113
		1116
1117	1117	
1122	1122	
1124	1124	
1137	1137	1137
		1151
		1152
1162	1162	1162
1167		1167
1175		
		1179
		1191
1188	1188	1188
1199	1199	1199
1212	1212	1212
1214	1214	
1215		
1216	1216	
1217		
	1219	1219
		1220
1222	1222	1222
	1224	1224
1228	1228	1228
1230		
	1235	1235
1236		1236
1240	1240	

extrêmement basses : 1113 et 1162.

Par la méthode EXT.1 les années, dont les valeurs sont des extrêmes hauts, sont plus fréquentes après l'année de rupture 1129 calculée par le test de Pettitt (**Figure III.15**) et les années extrêmes basses sont plus fréquentes avant, ce qui est cohérent avec la tendance croissante de la série vers des valeurs isotopiques plus élevées au cours du temps. Puisque que la méthode EXT.2 supprime la tendance linéaire générale des données isotopiques dans son calcul, la catégorisation des extrêmes est moins impactée par la tendance positive de la série sur le long terme. La méthode EXT.3 est une méthode mettant en évidence les extrêmes sur le court terme sur une fenêtre glissante pondérée de 15 ans, ce qui sera donc plus utile pour évaluer les changements extrêmes isotopiques survenant rapidement.

Pour comprendre dans quelles conditions les événements météorologiques extrêmes entraînent des variations isotopiques extrêmes, nous avons choisi de mettre en œuvre les trois approches distinctes de calcul des valeurs extrêmes afin d'évaluer laquelle parmi ces méthodes identifie le plus grand nombre d'années communes entre variables climatiques et isotopique à partir des données isotopiques des chênes de Fontainebleau acquis par le LSCE avec les données instrumentales associées. Une synthèse de ces événements météorologiques extrêmes annuels est présentée dans l'**Annexe D**.

La méthode EXT.1 mesure 4 extrêmes isotopiques en 1963, 1976, 1990 et 2007 (**Tableau III.11**). L'année 1963 est uniquement relevée sur la T_{an} , l'année 1976 est retrouvée chez toutes les variables sauf la T_{an} , l'année 1990 est commune aux variables VPD et SPEI. L'année 2007 est commune aux seules variables Précip. et SPEI. Au maximum, 3 années extrêmes sur 4 sont communes entre le $\delta^{18}O$ et le SPEI.

La méthode EXT.2 présente 5 extrêmes isotopiques aux années 1976, 1987, 1990, 1997 et 2007 (**Tableau III.12**) ; 3 années sont communes avec la méthode EXT.1 détaillée précédemment : 1976, 1990 et 2007. L'année 1976 est commune à toutes les variables climatiques sauf T_{an} et Précip. L'année 1987 est commune aux variables Précip. et le SPEI. L'année 1997 n'est extrême pour aucune variable climatique. L'année 2007 est commune aux variables Précip. et SPEI. Sur les 5 années extrêmes isotopiques, 4 sont communes avec le SPEI, ce qui présente un meilleur rapport que la méthode EXT.1.

La méthode EXT.3, ici basée sur une moyenne glissante de 9 ans présente 6 extrêmes isotopiques aux années 1963, 1967, 1976, 1987, 1990 et 1997 (**Tableau III.13**). Les années 1963, 1976 et 1990 sont communes avec la méthode EXT.1, tandis que les années 1976, 1987, 1990 et 1997 sont communes avec la méthode EXT.2. L'année 1976 est commune à toutes les variables climatiques sauf la T_{an} . L'année 1987 est retrouvée pour les Précip. et le SPEI. L'année 1967 n'est retrouvée dans aucune variable climatique. Au maximum 3 extrêmes sur les six années extrêmes isotopiques sont communes avec les Précip..

Visibles sur la **Figure III.17**, à travers des symboles colorés, les années 1976 et 1990 sont toutes deux des valeurs isotopiques extrêmement hautes pour les trois méthodes et sont retrouvées dans au moins une des variables climatiques. Les années 1987 et 2007 sont également fréquemment trouvées comme des valeurs extrêmement basses communes. La méthode EXT.2 présente le plus grand nombre d'extrêmes communs entre la totalité des variables climatiques et la variable isotopique.

Tableau III.11 Années aux valeurs extrêmes calculées sur la base de la Méthode EXT.1. En gras les valeurs correspondant aux extrêmes calculés pour le $\delta^{18}\text{O}$.

Méthode EXT.1							
$\delta^{18}\text{O}$ chênes FONT.	HR (%)	Précip (mm)	T_{max} (°C)	T_{moy} (°C)	T_{an} (°C)	VPD (kPa)	SPEI
1963					1962 1963		
1976	1976	1976	1976	1965 1976	1965	1976	1976 1977
		1986 1987					1987
1990 1994 1995	1989					1989 1990	1990
	1996						
	1998						
		2000					
			2003	2003 2006	2002	2003	
2007		2007					2007

Tableau III.12 Années aux valeurs extrêmes calculées sur la base de la Méthode EXT.2. En gras les valeurs correspondant aux extrêmes calculés pour le $\delta^{18}\text{O}$.

Méthode EXT.2							
$\delta^{18}\text{O}$ chênes FONT.	HR (%)	Précip (mm)	T_{max} (°C)	T_{moy} (°C)	T_{an} (°C)	VPD (kPa)	SPEI
					1961		
			1964				1964
1976	1976	1972	1976	1976		1976	1976
			1978				
1987		1986 1987					1987
1990	1989						1989 1990
	1996						
	1997						
		2000					
2007			2003	2003			2007

Tableau III.13 Années aux valeurs extrêmes calculées sur la base de la Méthode EXT.3, avec une moyenne glissante sur 9 ans. En gras les valeurs correspondant aux extrêmes calculés pour le $\delta^{18}\text{O}$.

Méthode EXT.3							
$\delta^{18}\text{O}$ chênes FONT.	HR (%)	Précip (mm)	T_{max} (°C)	T_{moy} (°C)	T_{an} (°C)	VPD (kPa)	SPEI
					1961		
1963					1963		
			1964				1964
1967				1965	1965		
		1972					
1976	1976	1976	1976	1976		1976	1976
			1983	1983			1977
		1986					
1987		1987					1987
	1988						
1990	1989					1989	
						1990	
		1992					
					1994		
1997		1997			1996		
		1998					
			2003	2003			
		2007					2007

4 Etalonnage des séries climatiques

4.1 Force des relations entre variables climatiques et série isotopique de référence

Afin de reconstituer les paramètres climatiques entre les années 1046 et 1240 en utilisant la série isotopique ACM-BP, des fonctions de transfert (calibration) ont été établies entre les données météorologiques instrumentales du secteur de Fontainebleau et le $\delta^{18}\text{O}$ des cernes de croissance des chênes vivants de la forêt de Fontainebleau sur la période de 1960 à 2007 (Daux et al., 2018 et

données non publiées; Etien et al., 2009), nommée série FR1-REF (**Chapitre I, section 3**). La **Figure III.17** présente les chronologies de la série isotopique FR1-REF et des différents paramètres comme la température moyenne annuelle (T_{an}), ainsi que des paramètres moyennés sur la période mai-juin-juillet-août (période de croissance ; MJJA par la suite) : l'humidité relative moyenne (HR), les températures moyennes (T_{moy}) et maximales (T_{max}), les précipitations (P ou Précip.), le déficit de pression de vapeur (VPD), l'indice standardisé d'évapotranspiration des précipitations (SPEI). Les variables HR et VPD sont mesurées sur la période 1960-2003 en raison de la disponibilité des données.

Année de valeurs climatiques
extrêmes en commun avec
année $\delta^{18}\text{O}$ extrêmes :

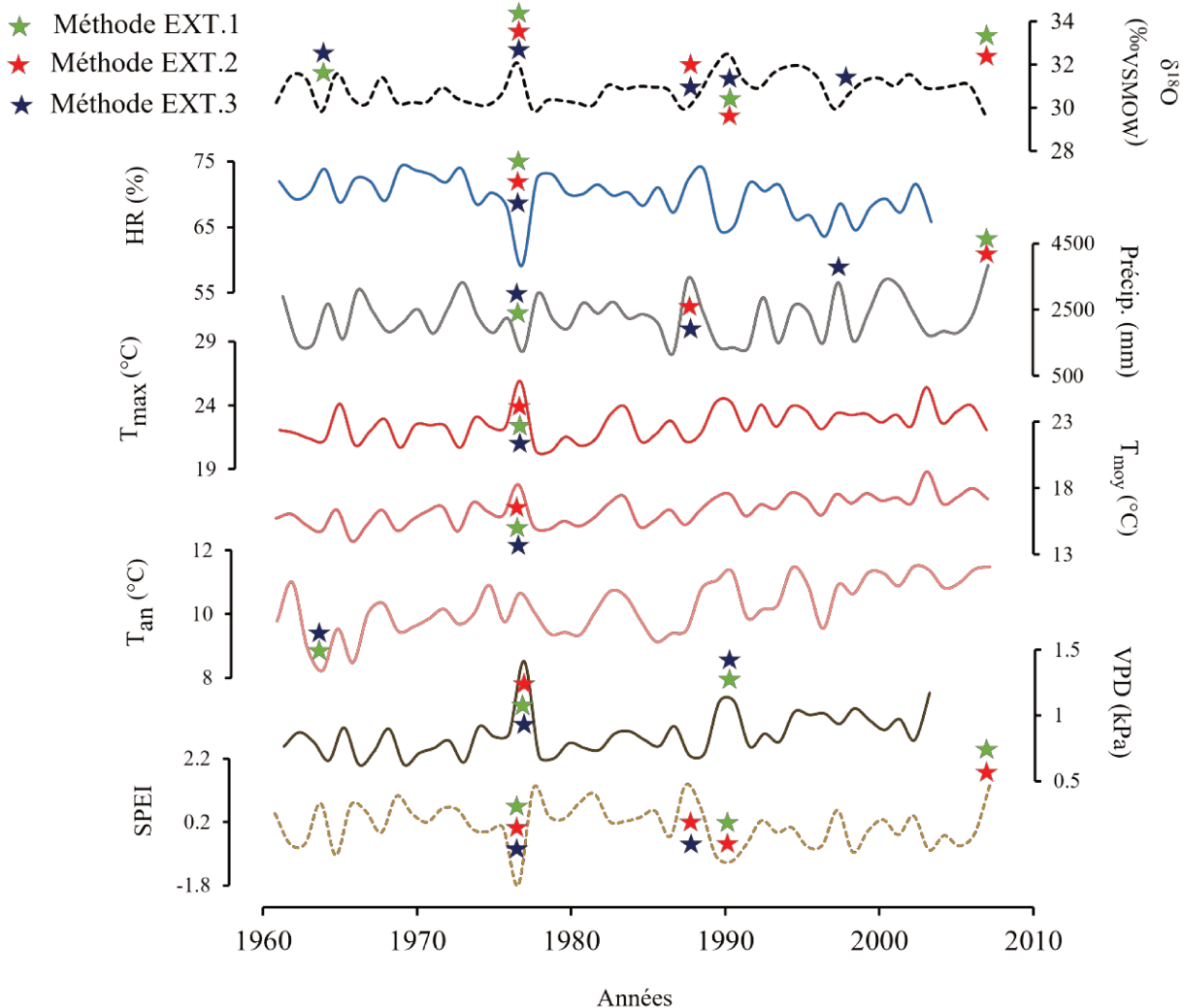


Figure III.17 Chronologies du $\delta^{18}\text{O}$ des chênes vivants de Fontainebleau et des valeurs des paramètres climatiques instrumentaux, sur la période 1960-2007. De haut en bas : $\delta^{18}\text{O}$ des chênes vivants de Fontainebleau, et sur la période de mai à août sauf mention contraire : l'humidité relative (HR), précipitations (Précip.), température maximale (T_{max}), température moyenne (T_{moy}), température moyenne annuelle (T_{an}), déficit de pression de vapeur (VPD), indice standardisé d'évapotranspiration des précipitations (SPEI). Les étoiles colorées correspondent aux années extrêmes qui ont au moins un extrême commun avec un extrême isotopique d'après l'une des trois méthodes. Etoile verte : Méthode EXT.1, étoile rouge : Méthode EXT.2, étoile bleue : Méthode EXT.3.

Les paramètres météorologiques sur la saison de croissance, des mois de mai à août (MJJA) ont été notifiés comme les plus significativement corrélés avec le $\delta^{18}\text{O}$ sur ce site (Daux et al., 2018). De fortes corrélations négatives sont mises en évidence entre les données isotopiques et HR, Précip., et SPEI avec des coefficients de corrélation respectifs de -0,62 (p-value < 0,0001), -0,52 (p-value = 0,0001) et -0,76, (p-value < 0,0001) (**Figure III.18** et **Tableau III.14**). Parallèlement des corrélations significatives positives sont trouvées entre les données isotopiques et T_{max} , T_{moy} , T_{an} ,

VPD avec des coefficients de corrélation respectifs de : 0,59 (p-value < 0,0001), 0,49 (p-value = 0,0004), 0,42 (p-value = 0,003), 0,66 (p-value < 0,0001). Les variables les plus fortement corrélées avec le $\delta^{18}\text{O}$ des arbres sont le SPEI, le VPD, la T_{max} et l'HR.

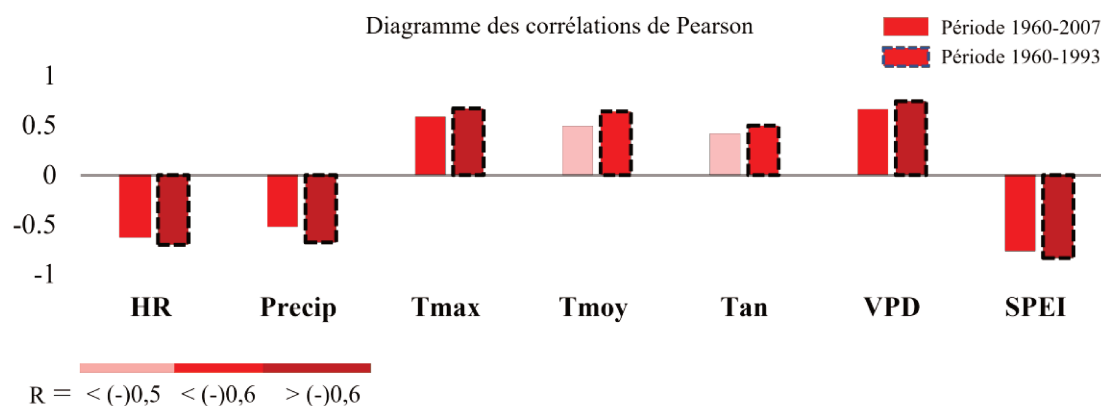


Figure III.18 Diagramme en barre des coefficients de corrélation de Pearson entre les variables climatiques et le $\delta^{18}\text{O}$ des chênes vivants de la forêt de Fontainebleau sur les périodes 1960-2007 et 1960-1993. Toutes les valeurs sont statistiquement significatives à 99% (p-value < 0,001) sauf la température moyenne annuelle (p-values = 0,003).

Tableau III.14 Coefficients de corrélation de Pearson et p-value des corrélations entre les variables climatiques et le $\delta^{18}\text{O}$ des chênes vivants de Fontainebleau sur les périodes 1960-2007 et 1960-1993.

1960-2007	MJJA				ANNUEL	MJJA	
	HR	Precip	T_{max}	T_{moy}	T_{an}	VPD	SPEI
R	-0.62	-0.52	0.59	0.49	0.42	0.66	-0.76
p-values	<0,0001	0.0001	<0,0001	0.0004	0.003	<0,0001	<0,0001

1960-1993	MJJA				ANNUEL	MJJA	
	HR	Precip	T_{max}	T_{moy}	T_{an}	VPD	SPEI
R	-0.70	-0.68	0.67	0.64	0.50	0.74	-0.84
p-values	<0,0001	<0,0001	<0,0001	<0,0001	0.003	<0,0001	<0,0001

Pour étudier les variations du signal climatique du passé, il est essentiel de se concentrer sur certaines variables météorologiques clés qui expliquent la variabilité isotopique. Nous allons nous focaliser uniquement sur quelques variables spécifiques, qui présentent les meilleures corrélations et dont l'étude comparative avec d'autres résultats sera la plus pertinente, comme les

reconstructions de températures largement renseignées sur la période de l'ACM (**PARTIE I Chapitre V2**) ou les événements chauds ou froids relatés dans les sources documentaires.

Après étude des paramètres de chaque modèle (**Figure III.19**), il est décidé de présenter plus spécifiquement la variable SPEI ($R^2 = 0,58$, RE = 0,58, CE = 0,58), mais également la T_{\max} ($R^2 = 0,35$, RE = 0,32, CE = 0,35) qui est la variable de température qui corrèle le plus avec le $\delta^{18}\text{O}$, pour proposer un comparatif de reconstructions avec la littérature existante. Une reconstruction du VPD est également proposé ($R^2 = 0,44$, RE = 0,40, CE = 0,39) en tant que variable considérant l'humidité relative et dont la cible de reconstruction, comme le SPEI, est pertinente pour comparer les données de récoltes ou lié à la gestion des cultures dans les sources documentaires. L'encadré suivant exprime précisément la pertinence physiologique des paramètres sélectionnés en lien avec le proxy isotopique étudié.

VPD et SPEI

Le VPD (déficit de pression de vapeur) et le SPEI (indice standardisé d'évapotranspiration des précipitations) sont deux indicateurs climatiques souvent utilisés pour évaluer les conditions de sécheresse sur la végétation, en écophysiologie et en agriculture. Le VPD est une mesure de l'humidité de l'air, représentant la différence entre la quantité de vapeur d'eau réelle dans l'air et la quantité maximale que l'air peut contenir à saturation (Daux et al., 2018; Field et al., 2022; Levesque et al., 2019; Naulier et al., 2015; Vitali et al., 2021). Le SPEI intègre la quantité de précipitations ainsi que l'évapotranspiration potentielle (calculée sur la base de l'humidité relative, la température de l'air, la vitesse du vent et le rayonnement solaire), reflétant ainsi l'équilibre entre les flux d'humidité entrants et sortants. Les processus d'évaporation entraînent un fractionnement isotopique qui a pour conséquence d'enrichir en isotopes lourds l'eau de surface du sol (Labuhn et al., 2016; Vicente-Serrano et al., 2010).

Ces deux indices sont liés par les interactions dans le cycle de l'eau entre les conditions d'humidité du sol et de l'atmosphère, transcrivant les conditions hydroclimatiques d'un territoire. Lorsque le VPD est élevé, l'air sec augmente l'évaporation de l'eau du sol et la transpiration des plantes, ce qui contribue à un SPEI plus négatif (indiquant une sécheresse plus sévère). Parallèlement, la valeur de $\delta^{18}\text{O}$ dans la cellulose augmente en réponse au déficit en humidité, car une évaporation et une transpiration accrues intensifient le fractionnement isotopique, conduisant à des valeurs plus élevées de $\delta^{18}\text{O}$ dans les tissus des arbres (Martínez-Sancho et al., 2023).

Si ces deux indices sont connectés, le VPD est calculé à partir des paramètres climatiques observés à 30 km du site de prélèvement des bois de Fontainebleau, en utilisant les températures maximales estivales. En revanche, le SPEI est dérivé des données météorologiques moyennées sur une grille spatiale de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ (L x l) et repose sur les températures moyennes estivales.

Les corrélations entre les paramètres climatiques estivaux et les données isotopiques à Fontainebleau montrent des coefficients forts (0,66 pour le VPD et -0,76 pour le SPEI, p-values < 0,0001 ; **Figure III.18**). Ces résultats suggèrent que la signature isotopique des arbres est davantage déterminée par la mesure des effets cumulatifs du SPEI, à travers les conditions hydriques du sol avec l'intégration de la quantité de précipitations.

T_{max}

Les températures maximales estivales influencent l'évaporation de l'eau, modifiant la proportion des isotopes de l'oxygène (Nagavciuc et al., 2019). Ainsi, des températures plus élevées favorisent l'évaporation des molécules d'eau contenant des isotopes légers. La signature isotopique de l'oxygène des arbres, en relation avec la signature isotopique de l'eau de source reflètent ainsi la température maximale (Etien et al., 2009; Labuhn et al., 2016). Par exemple, les vagues de chaleurs des étés 1976 et 1990 à Fontainebleau correspondent bien à des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ extrêmes. Cependant une partie de la variabilité des données isotopiques n'est pas en lien direct avec la T_{max} , par exemple, les records de températures maximales estivales de l'année 2003 durant la canicule ne sont pas retranscrits dans le signal moyen estival. Pour cause, l'eau du sol n'aurait pas été critiqueusement basse en raison de la quantité de précipitations cumulées cette année-là (Daux et al., 2018). Ce constat montre la limite des isotopes stables de l'oxygène à refléter un paramètre climatique spécifique, les processus de fractionnements intervenant dans le rapport isotopique enregistré dans les cernes du bois final étant complexes et nombreux.

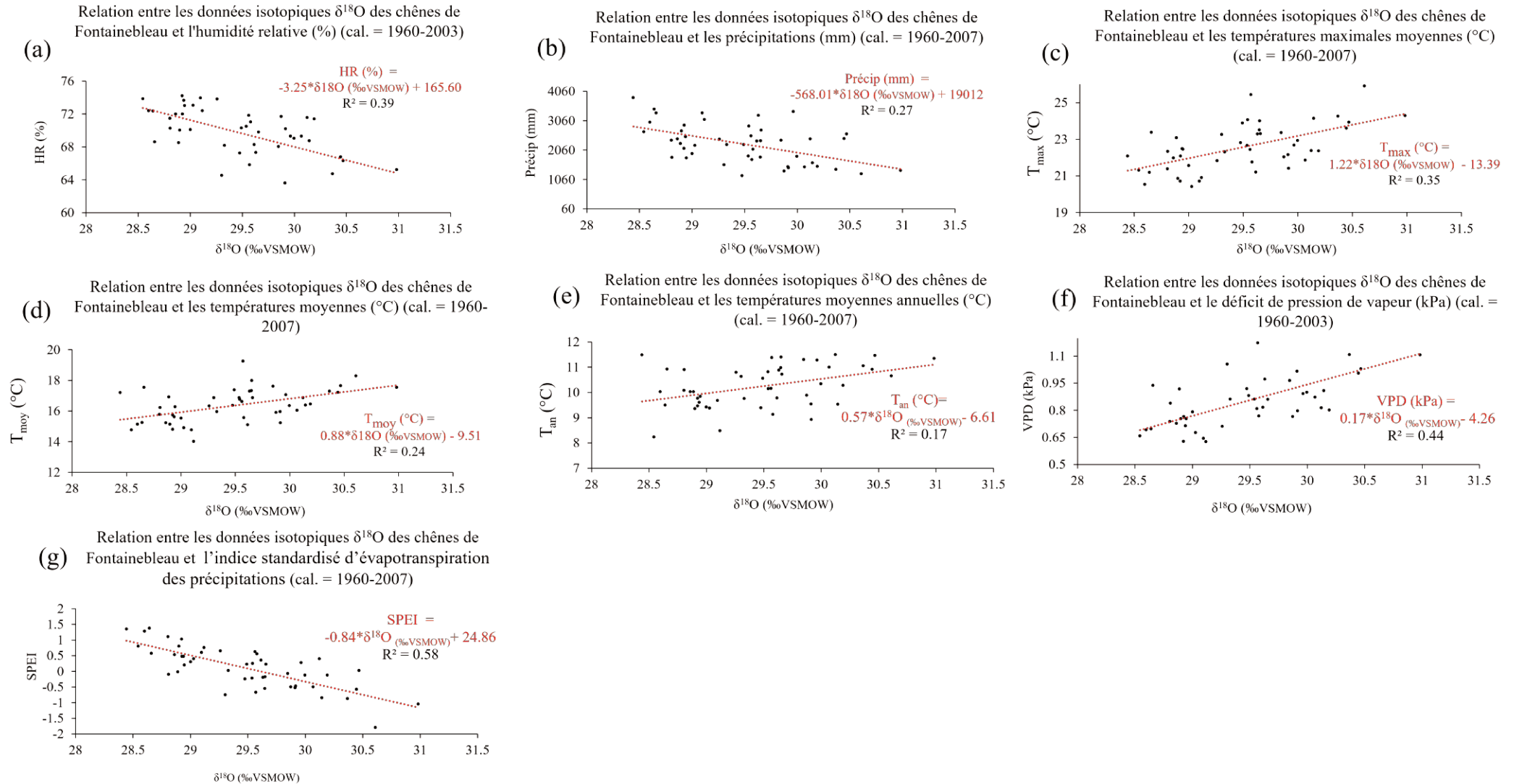


Figure III.19 Relations linéaires entre la chronologie du $\delta^{18}\text{O}$ des chênes vivants de Fontainebleau et les variables climatiques : HR (%) (a); Précip. (mm) (b); T_{max} ($^{\circ}\text{C}$) (c); T_{moy} ($^{\circ}\text{C}$) (d); T_{an} ($^{\circ}\text{C}$) (e); VPD (kPa) (f); SPEI (g).

4.2 Investigations sur le changement de relation proxy-climat sur la période actuelle

Des tests de corrélation ont montré que les coefficients de corrélation des variables isotopiques et climatiques sont largement plus grands sur la période de 1960 à 1993 que 1960 à 2007: avec pour le SPEI un $R = -0,84$, avec pour le VPD un $R = 0,74$, pour l'HR un $R = -0,70$ et pour la T_{\max} un $R = 0,67$ ($p\text{-value} < 0,0001$) (**Figure III.18** et **Tableau III.14**).

En conséquence de cette observation, nous étudions la possibilité d'un changement dans la relation entre la variable isotopique et les variables climatiques après 1993, afin d'évaluer son impact potentiel sur les reconstructions climatiques envisagées. Dans cette optique, nous analysons la différence des résidus issus des modèles linéaires sur les périodes 1960-1993 et 1960-2007, entre le $\delta^{18}\text{O}$ et la T_{\max} ainsi que le $\delta^{18}\text{O}$ et le SPEI pour exemple. Des test t de Student indiquent que les différences des résidus, présentés dans la **Figure III.20** entre les modèles des périodes sont inférieures à la valeur critique. Les résidus des modèles de T_{\max} et SPEI pour les périodes 1960-1993 et 1960-2007 ne présentent donc pas de différence significative selon les tests réalisés.

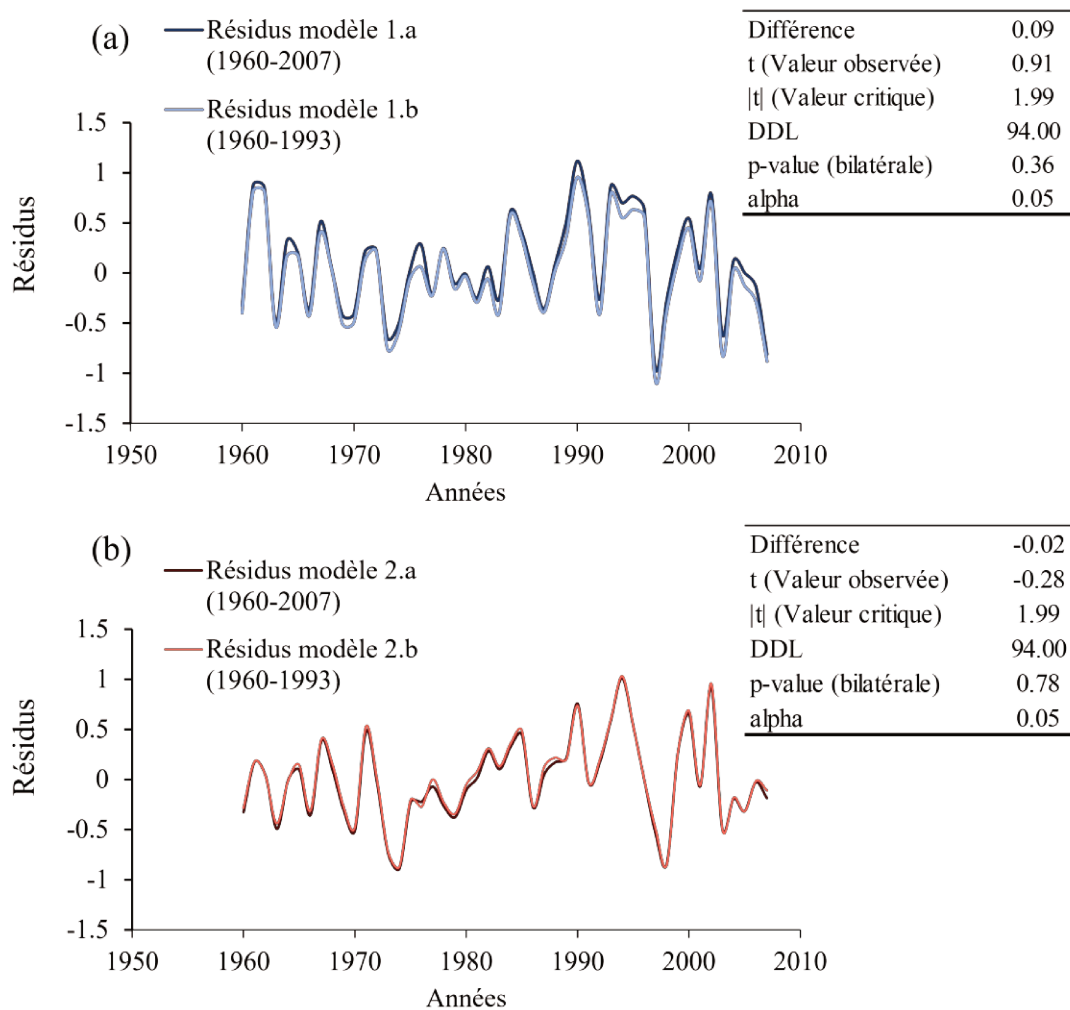
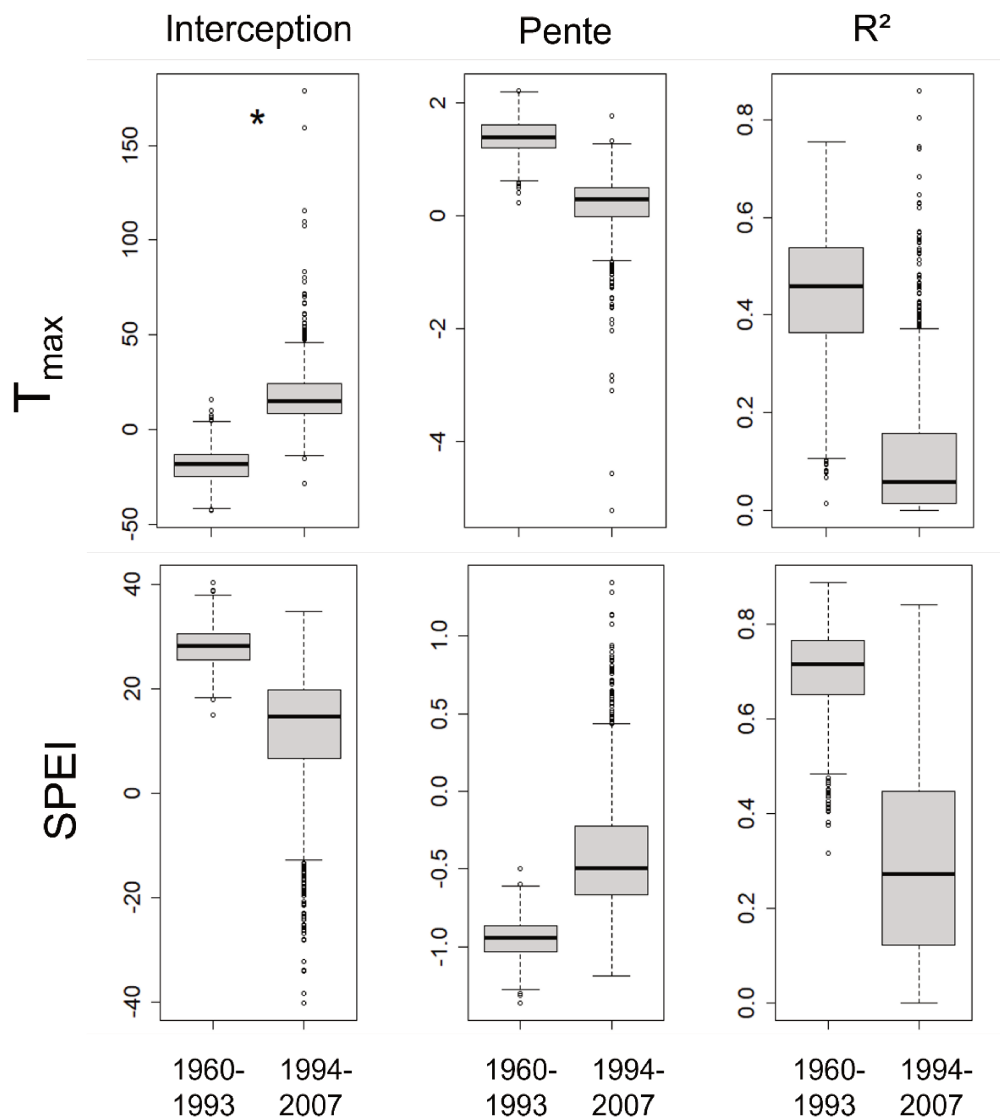


Figure III.20 Chronologies des résidus issus des modèles linéaires entre le $\delta^{18}\text{O}$ et la T_{\max} de 1960 à 2007 (1.a) et de 1960 à 1993 (1.b) (a), et entre le $\delta^{18}\text{O}$ et le SPEI de 1960 à 2007 (2.a) et de 1960 à 1993 (2.b) (b), et résultats des tests t de Student entre les modèles associés en encart.

Pour approfondir l'étude sur le changement de relation proxy-climat au cours de cette période, nous étudions dans un second temps la différence significative des modèles sur deux périodes, cette fois-ci distinctes ; 1960-1993 ($n=34$) et 1994-2007 ($n=14$). A cette fin, nous utilisons un test de stabilité de fonction de transfert bootstrappé (BTFS, Buras et al., 2017) pour tester la stationnarité⁴⁰



en comparant les estimations bootstrappées des paramètres des modèles (pente, interception, R^2) entre les deux périodes. Bien que les tests indiquent des différences significatives entre les périodes pour l'ordonnée à l'origine du modèle (interception) de T_{max} , le SPEI n'en montre pas (Figure III.21).

Toutefois le peu de données implémentées rend le test moins performant puisqu'il est recommandé de tester une série de $2 \times 30 \text{ ans} = 60$ ans minimum (Buras et al., 2017; Wilmking et al., 2020).

Figure III.21 Diagramme en boîtes montrant la dispersion des valeurs bootstrappées pour chaque statistique du modèle de régression linéaire (interception, pente, R^2) calculé avec la méthode BTFS (Buras et al., 2017) sur les périodes 1960-1993 et 1994-2007 pour la T_{max} (haut) et le SPEI (bas). « * » signifie une p-value < 0.05 notifiant une différence significative entre les paramètres des deux périodes.

⁴⁰ La relation statistique entre les proxys et la variable climatique demeure constante tout au long de la période de calibration, de la période de validation et de la période de reconstruction, ainsi que sur des sous-périodes spécifiques de la période de chevauchement commune des données issues de proxy et climatiques.

Bien qu'une diminution de la corrélation entre les variables climatiques et les données isotopiques après 1993 soit identifiée, les fonctions de transfert dérivées des périodes avant et après cette perte de corrélation n'affectent pas significativement la qualité des reconstructions. De plus, le fait que la période de calibration s'étende sur une période de changement climatique n'est pas préjudiciable pour la reconstruction, car les relations statistiques restent robustes sur l'ensemble de la période. Par conséquent, nous avons décidé de conserver toute la période de référence 1960-2007 pour la calibration qui servira à reconstruire les paramètres climatiques.

5 Analyse du climat passé à la lumière du climat actuel

Nous évaluons les tendances climatiques reconstruites à partir d'ACM-BP en les comparant aux données instrumentales récentes du site de Fontainebleau (FR1-REF), établissant ainsi la relation entre le $\delta^{18}\text{O}$ et le climat. Les comparaisons de T_{max} , SPEI et VPD se basent sur la période de référence 1961-1990, choisie comme normales de référence relative à la disponibilité de données fiables, conformément aux recommandations de l'OMM (2017). Nous comparons également les données d'ACM-BP à celles de 1960-2022 pour évaluer mieux comprendre l'amplitude des températures passées, par rapport à une période de réchauffement climatique.

La moyenne du T_{max} de la série reconstruite ACM-BP de 195 ans est de 21,9 °C de 1046 à 1240 avec un écart-type de prédiction autour des valeurs de 1,06°C en moyenne et une augmentation linéaire de + 0,004 °C/an (**Figure III.22 (a)**). Sur la période 1960-2022 la moyenne de la T_{max} est de 22,9 °C avec une tendance linéaire de + 0,04 °C/an (**Figure III.22 (b)**).

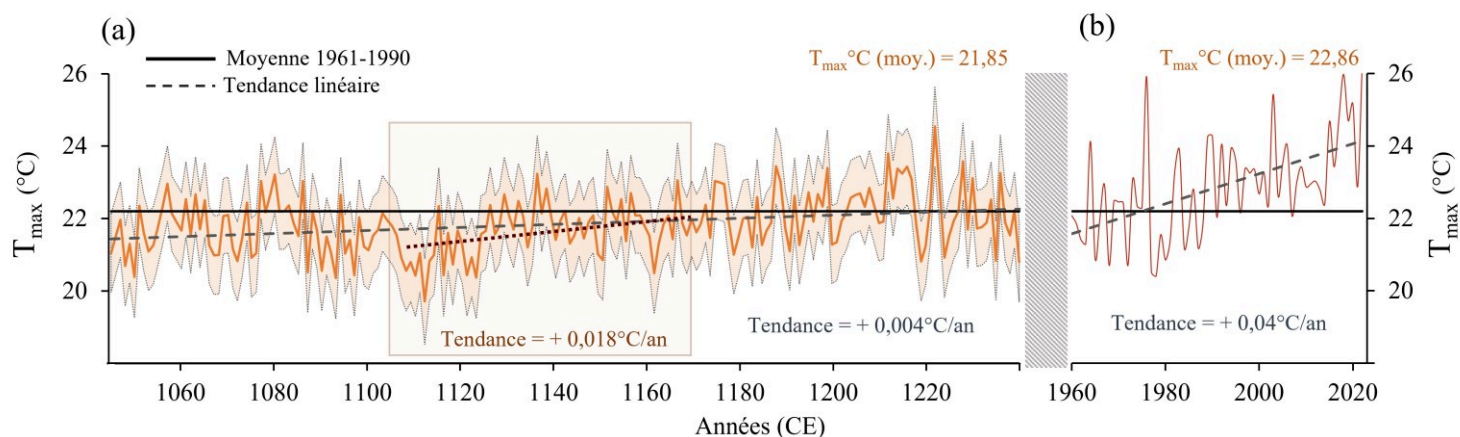


Figure III.22 Reconstructions du paramètre climatique T_{max} (°C) de 1046 à 1240 sur la base de la période de calibration avec le $\delta^{18}O$ de 1960 à 2007 (a) et valeurs instrumentales de 1960 à 2022 (b). La tendance linéaire de la série est signifiée en pointillé pour les périodes 1046-1240, 1106-1170 et 1960-2022 et les intervalles des écarts-types des valeurs modélisées dans l'aire orange autour de la courbe.

Pour une comparaison à la même échelle, au plus fort de l'augmentation sur 63 ans (longueur de la période 1960-2022) durant la période médiévale, un taux de $+0,018^{\circ}C/an$ est trouvé sur la période 1108-1170, loin du taux d'augmentation actuel. Si la majorité des valeurs reconstruites sur la période médiévale se trouve en deçà de la valeur moyenne de la période de référence 1961-1990, il semble toutefois clair, comme illustré sur la **Figure III.22**, qu'une intensification des températures maximales élevées s'est produite au début du XIII^e siècle avec une moyenne de $22,24^{\circ}C$ entre 1200 et 1240.

La corrélation avec le SPEI, l'indice standardisé d'évapotranspiration des précipitations, est la plus forte entre le $\delta^{18}O$ et les variables climatiques du site étudié ($-0,76$, p -value $< 0,0001$). La moyenne du SPEI de la série médiévale de 195 ans est de $0,58$ et la série présente une augmentation linéaire sur 195 ans de $-0,003/an$ (**Figure III.23 (a)**). Les incertitudes donnent un écart-type des prédictions moyen de $0,45$ autour des valeurs modélisées. Parallèlement, la période actuelle de 1960 à 2022 présente une moyenne de $0,018$ et une diminution linéaire de $-0,01/an$ (**Figure III.23 (b)**). Sur la période médiévale, 22 % des années présentent des indices de sécheresse reconstruits plus négatifs que la moyenne de la période 1961-1990 (SPEI = $0,21$) contre 57 % sur la période 1960-2022. Si une année, 1222, peut être considérée comme « modérément sèche » (SPEI de $-1,49$ à -1 ; définitions des indices par Nam et al. (2015)) sur les 195 ans de l'ACM-BP, 3 années le sont sur les 63 ans de la période récente ; 1976, 1990 et 2022. À l'inverse, 43 années pourraient être catégorisées comme « modérément humides » (SPEI de 1 à $1,49$) à « sévèrement humides » (valeur de $1,50$ à $1,99$) sur la période médiévale contre 5 sur la période récente comme illustré sur la **Figure III.23**. Toutefois, l'augmentation linéaire suggère un renforcement progressif des conditions sèches au fil

des siècles. En effet, 17 des années médiévales dont le SPEI est plus négatif que la moyenne de la période de référence 1961-1990 se situent au début du XIII^e siècle (sur 44).

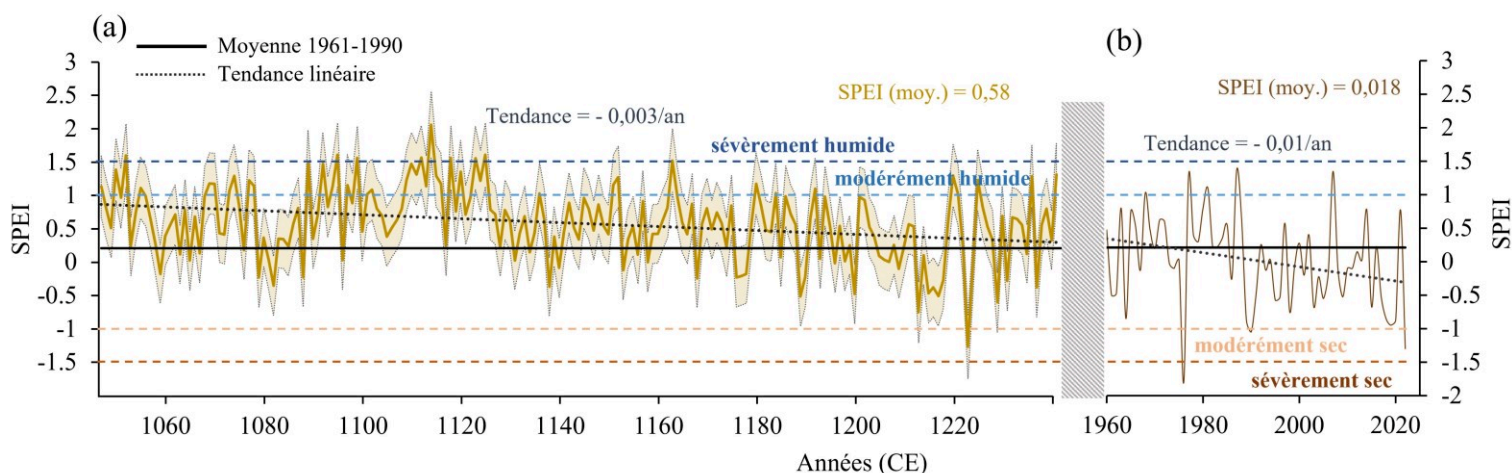


Figure III.23 Reconstructions du paramètre climatique SPEI de 1046 à 1240 sur la base de la période de calibration avec le $\delta^{18}\text{O}$ de 1960 à 2007 (a) et valeurs instrumentales de 1960 à 2022 (b). La tendance linéaire de la série est signifiée en pointillé gris pour les périodes 1046-1240 et 1960-2022 et les intervalles des écarts-types des valeurs modélisées dans l'aire jaune autour de la courbe. Les classifications d'indices du SPEI sont figurées par des lignes pointillées colorées, d'après Nam et al., 2015.

Le VPD, le déficit de pression de vapeur, présente un coefficient de corrélation avec le $\delta^{18}\text{O}$ de 0,66 (p -value < 0,0001). La moyenne du VPD de la série reconstruite de 195 ans est de 0,75 kPa (**Figure III.24 (a)**). La série présente une augmentation linéaire sur 195 ans de 0,0006 kPa/an. Les incertitudes du modèle donnent un écart-type moyen autour des valeurs modélisées de 0,13 kPa. La période instrumentale de 1960 à 2003 présente quant à elle un VPD moyen de 0,85 kPa et une tendance de 0,006 kPa/an (**Figure III.24 (b)**). Si la moyenne de la série médiévale est plus basse qu'aujourd'hui, c'est surtout le début du XIII^e siècle qui présente des valeurs élevées comparables à celles de la période actuelle. En effet, la période de référence 1961-1990 possède une moyenne de 0,82 kPa et sur une période de longueur chronologique comparable (30 ans), le début du XIII^e siècle, de 1199 à 1228, montre une moyenne de 0,83 kPa. Malgré ces valeurs similaires, l'augmentation des valeurs durant la période médiévale se fait sur le temps long et montre des changements beaucoup moins rapides qu'actuellement.

Le climat reconstruit durant la période de l'ACM, de 1046 à 1240 montre deux phases distinctes, appuyées par les résultats des tests de rupture ; une période plus froide et humide de 1046 à 1129 et une tendance linéaire à l'augmentation des températures maximales et des conditions de sécheresse avec des événements extrêmes après 1175 et notamment au début du XIII^e siècle. Au regard des résultats détaillés, trois chapitres de discussion sont désormais présentés.

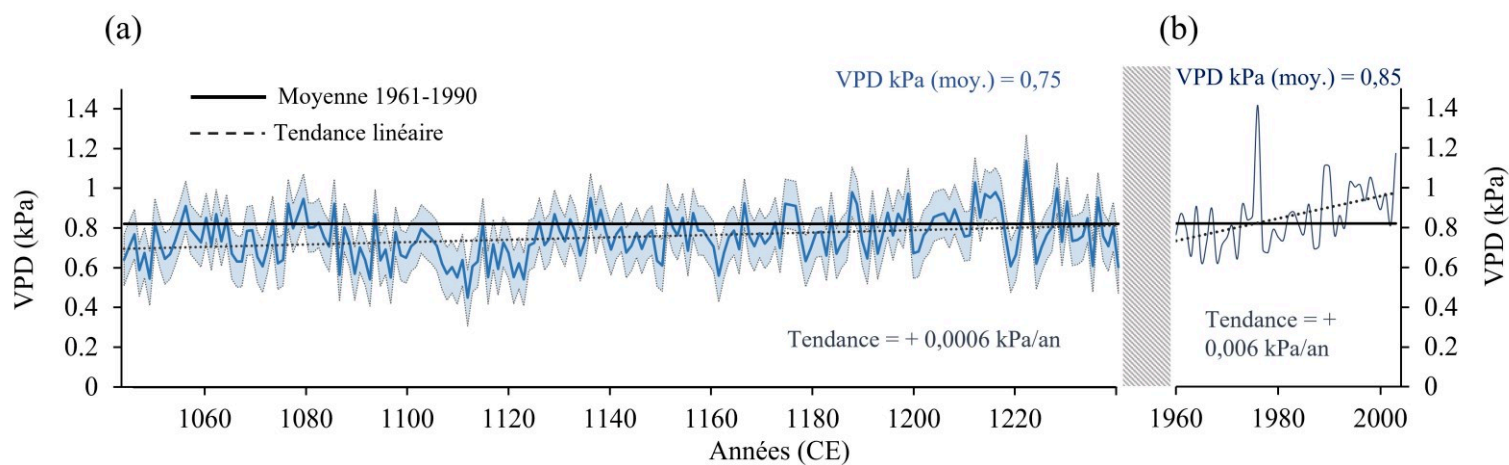


Figure III.24 Reconstructions du paramètre climatique VPD (kPa) sur la base de la période de calibration avec le $\delta^{18}\text{O}$ de 1960 à 2003 (a) et valeurs instrumentales de 1960 à 2003 (b). La tendance linéaire de la série est signifiée en pointillé gris pour les périodes 1046-1240 et 1960-2003 et les intervalles des écarts-types des valeurs modélisées dans l'aire bleue autour de la courbe.

Chapitre III Discussion : Cohérence spatio-temporelle des séries isotopiques dans le Bassin parisien

Ce premier chapitre de la discussion des résultats explore la cohérence spatiale et temporelle de la distribution des isotopes stables de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) dans la cellulose des cernes du bois des séries qui composent la chronologie isotopique ACM-BP. L'analyse intra-site permet de comparer les variations isotopiques au sein d'un même site, tandis que l'analyse inter-sites compare les données entre différents sites géographiques. L'évaluation de la synchronicité du signal isotopique des arbres constituant une série destinée à la reconstruction climatique est nécessaire pour s'assurer que la chronologie $\delta^{18}\text{O}$ développée autour de ces séries soit régie par un signal climatique commun au Bassin parisien et non par des variations du signal local.

La mise en perspective de cette série chronologique maîtresse avec une série isotopique britannique, spatialement plus éloignée, ainsi que d'une série locale étendue au dernier 700 ans permettra également de recontextualiser dans l'espace et dans le temps les caractéristiques de la série étudiée. Dans le contexte du dernier millénaire, les rapports des isotopes de l'oxygène des arbres, dont la signature est modulée par les changements climatiques, offrent une étude de la variabilité temporelle unique durant des phases de changements climatiques caractéristiques (ACM, PAG et période industrielle) d'un même territoire.

1 Etude de la variabilité isotopique sur un champ spatial au cours de l'ACM

1.1 Variabilité inter-sites des signaux $\delta^{18}\text{O}$ de la chronologie ACM-BP à haute et basse fréquence

Les données isotopiques mesurées sur les séries des différents sites du Bassin parisien ont été analysées afin d'évaluer leur pertinence pour la reconstruction climatique régionale. Une forte cohérence temporelle et spatiale de la variabilité des signaux isotopiques observés entre les sites étudiés indiquerait que ces derniers réagissent de manière similaire aux variations climatiques à l'échelle suprarégionale. Un tel constat permettrait de valider l'utilisation du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose des cernes des chênes pour reconstituer les conditions climatiques passées dans le Bassin parisien à cette période.

Le premier indicateur de la cohérence de la distribution du signal isotopique est l'étude de la variance au sein des individus intra-site. La force de la variance commune au sein de la population de 5 arbres à l'échelle intra-site, à Preuilley et Bonport, est attestée par des valeurs d'EPS de 0,93 et 0,83 respectivement (voir les résultats du **Chapitre II, section 1.1**). Bien qu'on ne puisse pas utiliser ce paramètre comme indicateur de la force du signal climatique au sein de la population car la variance commune peut provenir de divers facteurs (Wigley et al., 1984), ce paramètre est un indicateur clé de la qualité de la chronologie de cernes d'arbres si l'on souhaite réaliser des reconstructions climatiques.

Nous avons fait le choix de restreindre à 5 le nombre d'individus par années par série (à l'exception de la série Notre-Dame, qui présente une moyenne de 5 individus par an, certaines années comptent toutefois jusqu'à 9 individus (**Figure III.9**)) à la fois en raison des difficultés à en obtenir davantage et pour réduire la charge expérimentale. Ce nombre correspond aux recommandations de Leavitt (2010), qui suggère d'étudier 4 à 6 arbres par site. Toutefois, Loader et al. (2013b) et Daux et al. (2018), indiquent qu'échantillonner une dizaine d'arbres permet de dégager un signal commun robuste et de diminuer les incertitudes dans les reconstructions climatiques. Ici, le contexte archéologique ou historique n'a pas toujours permis de rassembler autant d'individus. Finalement, les cohérences de distributions isotopiques observées au sein des sites indiquent que notre choix reste pertinent (**Chapitre II, section 1.1**).

Par ailleurs, les coefficients de corrélation élevés entre certaines sous-séries du site de Notre-Dame avec $R = 0.84$ entre Notre-Dame D et Notre-Dame Test, ($N=17$, $p\text{-value} < 0,0001$) et $R = 0,85$ pour Notre-Dame D et Notre-Dame C ($N= 15$; $p\text{-value} < 0,0001$), expriment également la bonne cohérence des variations isotopique au sein du site Notre-Dame (résultats dans le **Chapitre II, section 1.2**).

La cohérence spatiale et temporelle du $\delta^{18}\text{O}$ inter-sites est indiquée par l'analyse comparée des 5 séries isotopiques (Notre-Dame, Preuilly A et B, Bonport, Reims) qui montrent des corrélations significatives sur les périodes communes étudiées (**Chapitre II, section 2**). Par exemple, les fortes corrélations entre Bonport et Reims sur 51 ans ($R = 0,69$, $p\text{-value} < 0,0001$), entre Notre-Dame et Preuilly B sur 48 ans ($R = 0,70$, $p\text{-value} < 0,0001$), Preuilly A et Bonport avec une période commune de 38 ans ($R = 0,72$, $p\text{-value} < 0,0001$) et Preuilly A et Reims qui partagent une période commune de 29 ans ($R = 0,69$, $p\text{-value} < 0,0001$) suggèrent des influences climatiques partagées avec des variations du signal isotopique communes sur des localisations géographiques différentes (**Figure III.10** et **Figure III.12**). La correspondance des moyennes glissantes sur 9 ans montre également des relations claires entre les séries sur des moyennes fréquences, confirmant la robustesse des résultats malgré les fluctuations annuelles qui pourraient être imputées à des événements locaux (**Figure III.10 (b)**). Par exemple, les séries isotopiques annuelles de Notre-Dame et Preuilly A montrent des amplitudes isotopiques un peu plus importantes que les autres sites comparés sur la même période, avec en moyenne des écarts-types (σ) respectivement supérieurs de + 0,16 et 0,14 ‰ (**Figure III.11** et **Tableau III.6**).

Des études ont montré que des facteurs locaux, influençant le rapport isotopique de l'oxygène enregistré dans les cernes des arbres, peuvent modifier le signal climatique régional. Par exemple, les arbres de la canopée dominante reflètent mieux les variations climatiques, tandis que ceux de la sous-canopée sont influencés par la dynamique du peuplement et la compétition pour les ressources (Belmecheri et al., 2022; Moreno-Gutiérrez et al., 2012). D'autre part, les changements d'utilisation des terres, comme l'irrigation ou la déforestation, peuvent affecter l'apport d'humidité aux arbres (Perugini et al., 2017). Enfin, la topographie du site influence la composition isotopique en combinant les valeurs locales avec celles des altitudes plus élevées et en permettant l'accès à des réserves d'eau souterraines tout comme la variation de profondeur des racines des arbres (Belmecheri et al., 2022). Toutefois les analyses de variabilité intra- et inter-sites mettent ici en évidence un signal isotopique suprarégional marqué, synchrone dans le temps et l'espace, à l'échelle du Bassin parisien. Cette démarche d'évaluation permet de proposer des reconstructions climatiques basées sur une série isotopique unique et robuste, ACM-BP, en faisant fi des variations locales attachées au signal de chaque site.

1.2 Distillation isotopique des précipitations : implications climatiques

La cohérence spatiale des variations des données isotopiques reflète également la cohérence des processus climatiques régionaux, comme le modèle de distillation isotopique des précipitations. Ce dernier, qui explique le gradient isotopique des précipitations observé en France, affiche des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations plus élevées près de l'océan Atlantique et plus basses à mesure que l'air se déplace vers l'intérieur des terres (Daux et al., 2021). Puisqu'en se déplaçant l'air humide se refroidit et l'eau se condense cela entraîne une perte progressive des isotopes lourds (^{18}O) par rapport aux isotopes légers (^{16}O). Chaque phase de condensation favorise l'incorporation des isotopes lourds dans les précipitations, ce qui appauvrit l'air restant en isotopes lourds. Ce phénomène de distillation isotopique se reflète dans la signature isotopique des arbres comme en témoigne la diminution des valeurs isotopiques absolues observées entre l'ouest et l'est. Par exemple, les valeurs isotopiques des bois à Reims sont en moyenne de $-0,70$ à $-0,92$ ‰ plus basses que celles des autres sites, tandis que les différences entre les moyennes des autres séries se situent en deçà de l'erreur de mesure du standard interne de $0,30$ ‰ (**Tableau III.6**, **Figure III.10** et **Figure III.11**).

La projection de ces observations sur l'*isoscape*⁴¹ $\delta^{18}\text{O}$ des eaux du robinet, qui reflète le $\delta^{18}\text{O}$ moyen annuel des précipitations, mesurées et interpolées par Daux et al. (2021), indique que les plus faibles valeurs $\delta^{18}\text{O}$ des cernes des arbres du site de Reims, par rapport aux autres sites (de $-0,70$ à $-0,92$ ‰), s'accordent avec le gradient isotopique de type ouest-est caractéristique des précipitations en France. Alors que les sites de Bonport et Preuilly se situeraient dans la même gamme de valeur isotopique sur le gradient, Reims, plus à l'est, pourrait bénéficier de précipitations plus appauvries de $0,60$ à $1,80$ ‰ selon la situation géographique exacte de provenance des bois. Parallèlement, le modèle de circulation atmosphérique ECHAM6-wiso (Cauquoin et al., 2019; Cauquoin & Werner, 2021) modélise, quant à lui, une différence isotopique de $0,30$ à $0,80$ ‰ sur le gradient ouest-est des sites étudiés (Daux et al., 2021), ce qui pourrait correspondre aux différences observées dans les données (**Figure III.25**). Ces observations permettent d'inférer que la circulation des masses d'air à l'époque médiévale était probablement similaire à celle d'aujourd'hui, ce qui offre une perspective précieuse sur les variations naturelles du climat.

⁴¹ Cartographie des variations isotopiques à travers un espace géographique.

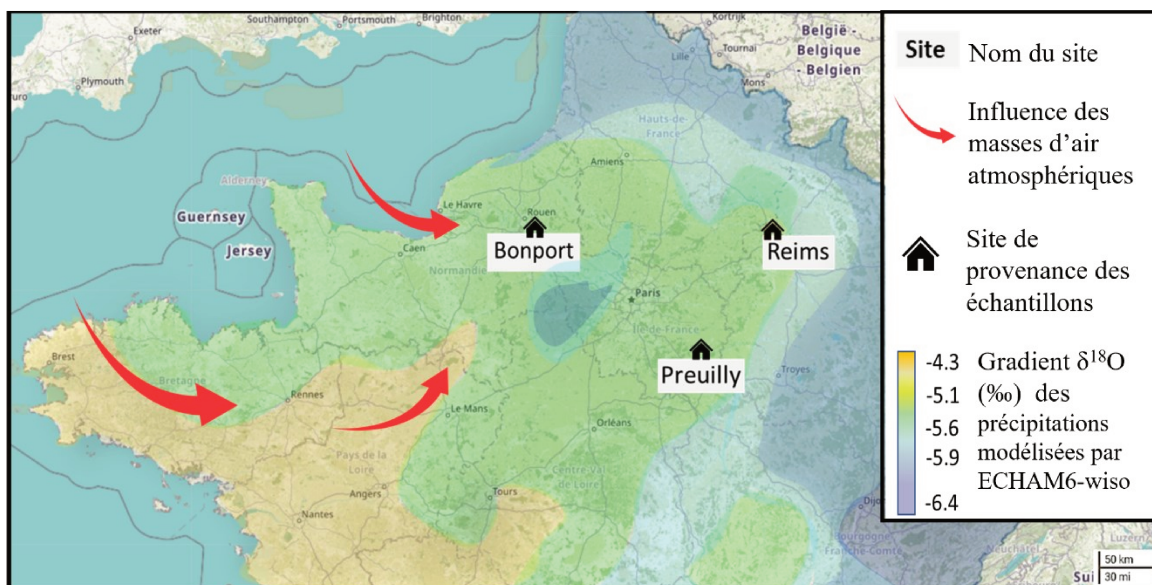


Figure III.25 Localisation des sites médiévaux de Bonport, Preuilly et Reims projetés sur l'isoscape du gradient isotopique $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations modélisés à partir du modèle de circulation des masses atmosphériques ECHAM6-wiso (d'après Daux et al., 2021).

Selon Urban et al. (2021), une diminution des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ de bois *Quercus robur* dans des forêts de République Tchèque a également été observée sur l'axe longitudinal d'ouest en est, de l'ordre de 1 ‰ entre les régions de la Bohême (28,31 ‰) et la Moravie (27,34 ‰). Une autre étude publiée par Young et al. (2015), révèle que le $\delta^{18}\text{O}$ des cernes des chênes au Royaume-Uni est étroitement lié aux $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations estivales annuelles, montrant une forte corrélation sur la période de 1850 à 2012 ($R = -0,70$, $p < 0,001$). Cette relation est soutenue par des modèles de corrélation spatio-temporelle avec la circulation et la pression atmosphériques, confirmant la capacité du $\delta^{18}\text{O}$ du chêne à refléter ces schémas climatiques.

Par ailleurs, si les variations du $\delta^{18}\text{O}$ peuvent être associées au gradient de distillation isotopique des précipitations sur le territoire, alors il serait possible d'envisager cette variable comme traceur de provenance des bois. Des recherches ont déjà identifié les rapports des isotopes de l'oxygène du bois comme indicateur de l'origine géographique le long des axes est-ouest et nord-sud dans le Nord de l'Europe et en Asie du sud-est, liés à un appauvrissement des isotopes lourds avec l'éloignement des côtes maritimes (Boner et al., 2007; Kagawa et al., 2008).

Cette perspective est intéressante pour la discussion sur la provenance des bois de charpente de la cathédrale de Notre-Dame de Paris, qui fait encore l'objet de recherches et permettrait de mieux comprendre l'histoire culturelle et économique, la gestion des forêts et la compréhension des réseaux d'échanges du chantier de construction. En effet, une approche multi-proxy semble

efficace pour contraindre les spécifications territoriales documentés, comme le montre l'analyse couplée de la composition multi-élémentaire des rapports Ca/Mn et Mg/Mn et l'étude des rapports isotopiques du strontium (Sr) et du néodyme (Nd) dans le cadre de l'étude de recherche de provenance des bois de la cathédrale (Štulc-Imbert et al., 2023).

En l'occurrence, les résultats montrent que les niveaux moyens de $\delta^{18}\text{O}$ dans la série Notre-Dame sont comparables à ceux des chênes de Preuilly B (28,61 ‰ contre 28,63 ‰, N = 48 ans, **Tableau III.6**). En revanche, ils présentent une différence significative par rapport à ceux de Reims (28,89 ‰ contre 28,10 ‰, N = 16 ans, **Chapitre II, section 2**), ce qui exclut l'origine des bois médiévaux étudiés dans l'est du Bassin parisien.

En conclusion, les variations des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ observées dans les bois des séries de Preuilly, Bonport, Notre-Dame et Reims reflètent la distillation isotopique des précipitations induite par la circulation atmosphérique. La cohérence entre les données isotopiques médiévales et les modèles actuels montre de grandes similarités dans le gradient observé sur le territoire, offrant un intérêt majeur de ce proxy comme traceur de la circulation des masses d'air. De plus, ces variations permettent d'établir que les bois étudiés de la charpente médiévale de la cathédrale de Notre-Dame ne proviennent pas de l'est, mais de l'ouest du Bassin parisien. Cette approche, tout en offrant des perspectives intéressantes sur la provenance des bois, montre également ses limites en termes de résolution spatiale et de coût, et ne pourrait devenir pertinente qu'en association avec d'autres méthodes d'étude de provenance.

1.3 Cohérence isotopique sur une plus grande aire spatiale : parallèle avec une série britannique

Les variations temporelles du $\delta^{18}\text{O}$ sont cohérentes spatialement à l'échelle du Bassin parisien. Pour déterminer l'ampleur et la portée de la cohérence spatiale des variations isotopiques de la série ACM-BP, cette dernière a été comparée à une série isotopique géographiquement plus distante, celle du centre-sud de Grande-Bretagne.

Young et al. (2015) ont démontré qu'actuellement les quantités de précipitations reconstruites à partir du $\delta^{18}\text{O}$ des chênes britanniques étaient étroitement corrélées à la pression atmosphérique mesurée à 850 mb en Grande-Bretagne jusque dans le nord de la France (**Figure III.26**). Cette corrélation spatiale suggère que la composition isotopique des précipitations britanniques est contrôlée par le déplacement de masses d'air dans un gradient qui parcourt ces deux régions. Ainsi, à un signal isotopique bien corrélé entre les deux régions est attendu.

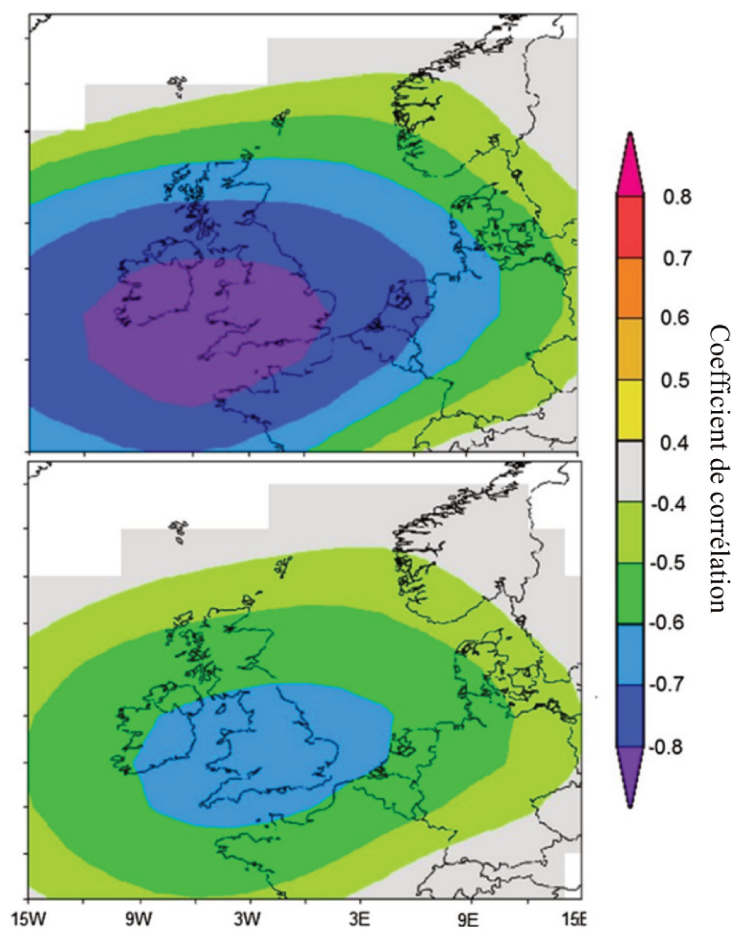


Figure III.26 Précipitations estivales (JJA) en Angleterre et au Pays de Galles (EWP) (haut) et EWP reconstruites à partir du $\delta^{18}\text{O}$ du chêne (bas) corrélées spatialement avec la pression atmosphérique à 850mb de 1871 à 2009 CE en utilisant les données 'twentieth century Reanalysis V2 data' fournies par le NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, accessibles via Climate Explorer (van Oldenborgh et al. 2009; Trouet et van Oldenborgh 2013). Les figures ne montrent que des corrélations avec une signification de $p < 0,01$ (© Young et al., 2015).

La série Preuilley A possède une période de recouvrement de 1201 à 1240 ($N=40$) avec la série $\delta^{18}\text{O}$ de référence du sud de l'Angleterre et du Pays de Galles, désignée MSA, développée par Loader et al. (2019). Le coefficient de corrélation entre la série française et la série britannique sur cette période est $R = 0,36$ ($p\text{-value} = 0,02$), ce qui n'est pas particulièrement fort en comparaison de la cohérence isotopique longitudinale observée dans le Bassin parisien ($R \geq 0,69$ pour les relations significatives, **Figure III.12**) mais atteste toutefois de variations communes. Ce résultat suggère que les fréquences annuelles entre la chronologie MSA britannique et le site de Preuilley A en France ne sont pas hautement corrélées sur la période 1201-1240, bien que plusieurs années partagent un profil commun comme l'illustre la **Figure III.27** (a).

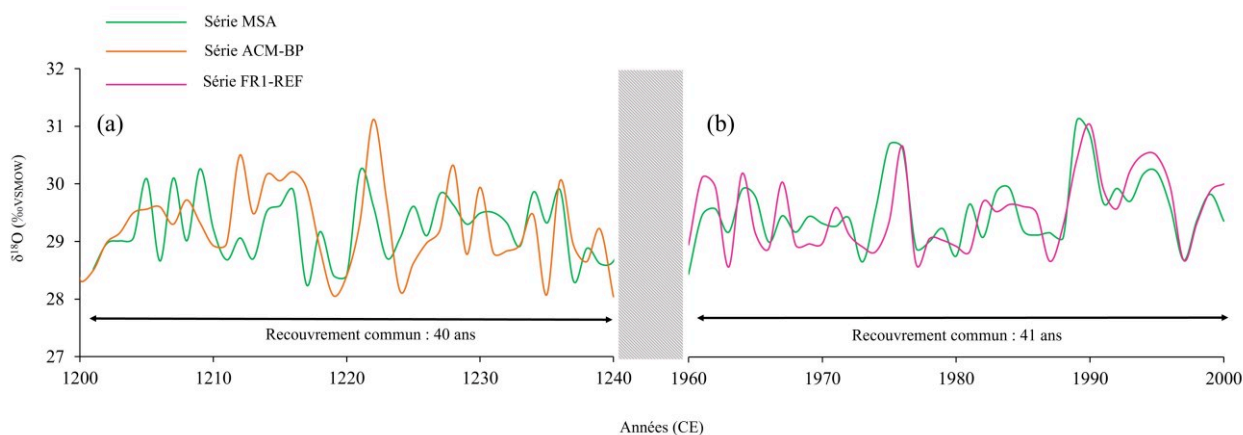


Figure III.27 Chronologie des isotopes de l'oxygène de la série britannique MSA de Loader et al., 2019 (vert) avec la série Preuilley A (orange) (a), et la série de Fontainebleau FR1-REF (rose) (b) de Daux et al. (2018).

Toutefois une comparaison avec la série isotopique française, appelée ici FR1-REF (**Figure III.28**), des chênes de la période actuelle de la forêt de Fontainebleau acquise par Daux et al. (2018) et la série britannique MSA entre 1960 et 2000 ($N=41$), montre une corrélation du signal isotopique bien plus forte ; $R = 0,71$ ($p\text{-value} < 0,0001$; **Figure III.27 (b)**).

Puisque la série isotopique britannique MSA a été utilisée pour reconstruire les quantités de précipitations en Grande-Bretagne (Loader et al., 2020), dont les niveaux isotopiques sont influencés par l'humidité de l'air, ce résultat pourrait refléter une moins grande cohérence des précipitations à l'échelle supra-régionale (France-Grande-Bretagne) à l'époque médiévale induite par des schémas de circulation atmosphérique cyclonique dans le nord de l'Europe de l'Ouest sensiblement différent du schéma actuel (voir **Chapitre V2.2**). Cette évolution pourrait être liée aux changements climatiques globaux de la période actuelle, qui tendent à homogénéiser certaines conditions climatiques, réduisant ainsi les disparités régionales (Gutiérrez et al., 2021). De plus, si les sites de Preuilley et de Fontainebleau sont très proches géographiquement, le nombre d'individus qui représentent leurs séries isotopiques sont bien différents, avec 5 arbres pour Preuilley A et entre 14 et 30 arbres pour FR1-REF de Fontainebleau. Ce constat pourrait expliquer une meilleure qualité du signal climatique régional pour les bois de Fontainebleau et donc une meilleure corrélation avec une signature géographiquement éloignée, comme la série britannique.

2 Cohérence chronologique des variations isotopiques avec la série française du dernier millénaire

2.1 Variabilité isotopique dans le Bassin parisien au cours du dernier millénaire

Afin de contextualiser la reconstruction des paramètres climatiques dans le cadre de la variabilité du climat sur le temps long, et comprendre l'évolution de la variabilité isotopique, nous comparons en premier lieu les données isotopiques de la série ACM-BP avec celles acquises par Daux et al. au LSCE au cours des dix dernières années (2018 et données non publiées) couvrant la période 1306-2007 et acquises sur des cohortes de bois de charpente et de chênes vivants de la forêt de Fontainebleau (série FR1).

La série FR1 est une longue chronologie de 702 ans dont la signature $\delta^{18}\text{O}$ est moyennée à partir de différents individus. Pour la période 1365-1800, la moyenne est basée sur 6 individus, celle de 1800-2007 sur 14 individus. En revanche, la période 1306-1364 repose seulement sur 1 à 4 individus. La chronologie est présentée sur la **Figure III.28**.

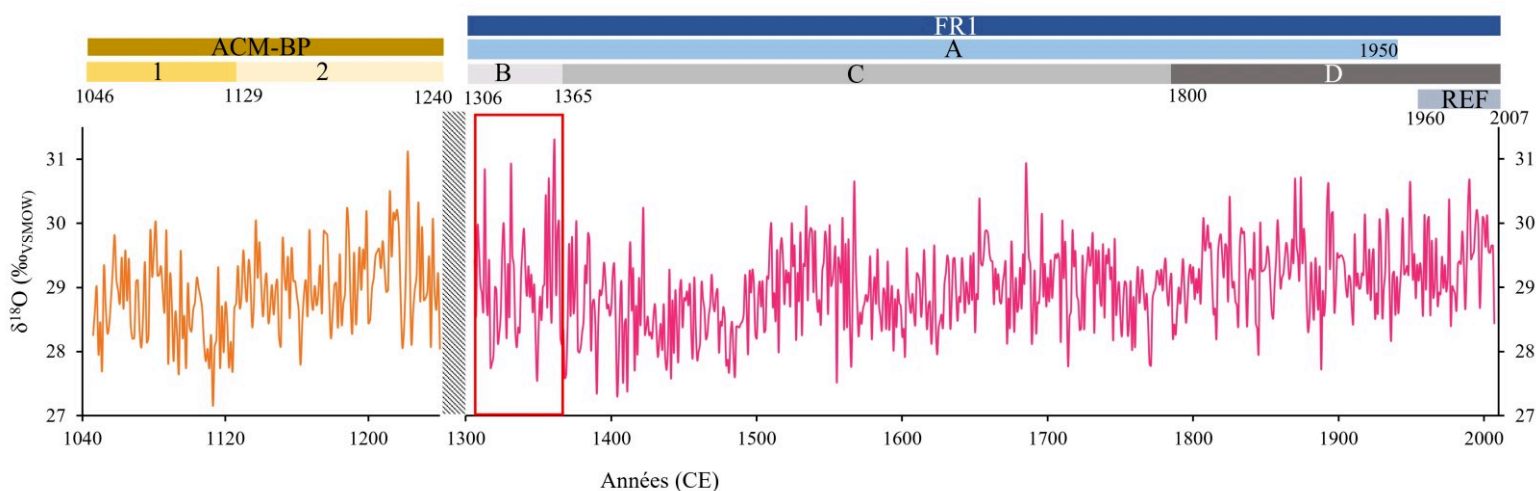


Figure III.28 Chronologie isotopique $\delta^{18}\text{O}$ issue des chênes des séries ACM-BP (orange) et FR1 (rose) (Daux et al. 2018 et données non publiées). Un rectangle vertical hachuré noir représente la période sans données acquises de 1241 à 1306 et un rectangle rouge signifie la période isotopique de 1306-1364 composée de seulement 1 à 4 individus. Les périodes chronologiques étudiées sont figurées par des frises colorées. ACM-BP-1 allant de

1046 à 1128, ACM-BP-2 de 1129 à 1240, FR1-A allant de 1306-1950, FR1-B de 1300-1364, FR1-C de 1365-1800, FR1-D de 1800-2007 et FR1-REF de 1960-2007.

Nous choisissons de comparer les moyennes de la série ACM-BP avec la série FR1-A, seulement jusqu'au milieu du XX^e siècle dans un premier temps (1306-1950, **Figure III.28**). En effet, les tendances claires du réchauffement attribuables aux activités humaines deviennent particulièrement apparentes à partir du milieu du XX^e siècle (Hawkins et al., 2017). Cette approche permet d'éviter la période post-1950, où l'influence du réchauffement climatique pourrait significativement influencer la moyenne des valeurs isotopiques sur les 700 dernières années, nous étudierons spécifiquement cette période ultérieurement.

Un test de Student montre que les moyennes des séries isotopiques ACM-BP ($\delta^{18}\text{O}=28,91$, $n=195$, $\sigma=0,65$) et FR1-A ($\delta^{18}\text{O}=28,97$, $n=644$, $\sigma=0,63$) ne sont pas significativement différentes ($p\text{-value}=0,244$). Ce résultat indique que la série ACM-BP ne présente pas de différence fondamentale avec les valeurs isotopiques des derniers siècles, suggérant que les conditions climatiques n'ont pas changé drastiquement entre ces périodes.

Une autre approche consiste à décomposer la série FR1 en plusieurs périodes climatiques définies et les comparer avec la série ACM-BP, des différences et similitudes entre les séries pouvant révéler des variations climatiques sous-jacentes.

Nous avons divisé la série FR1 en trois phases distinctes chronologiquement définies de manière arbitraire à l'aide de différentes sources (*Industrial Revolution - Technology, Factories, Change*; Le Roy Ladurie, 1967; Neukom et al., 2019) (**Figure III.28**) :

- **FR1-B (1300-1364, N = 65)** : Cette phase pourrait correspondre à une période de transition précédant le Petit Âge Glaciaire, voire terminant l'Anomalie Climatique Médiévale. Cependant, les données isotopiques sont moins fiables en raison du faible nombre d'individus représentés.
- **FR1-C (1365-1800, N = 436)** : Cette phase correspond au Petit Âge Glaciaire.
- **FR1-D (1800-2007, N = 208)** : Cette phase couvre la période industrielle.

De la même manière, la série ACM-BP est décomposée en deux phases, en lien avec la rupture chronologique identifiée à travers l'analyse isotopique (**Figure III.15**) :

- **ACM-BP-1 (1046-1128, N = 83)** : Première phase.
- **ACM-BP-2 (1129-1240, N = 112)** : Seconde phase.

Une analyse de variance ANOVA de Welch montre une différence significative entre toutes les phases définies plus haut, appelés « groupes » (Statistique F = 29,64, p-value < 0,001). Trois tests post-hoc (Tukey HSD, REGQW et Dunnett) sont réalisés pour identifier lesquels de ces groupes diffèrent des autres (méthode dans le **Chapitre I, section 2.5**). Les différents tests post hoc indiquent des divergences entre eux suggérant qu'il peut être compliqué de différencier certains groupes. Ces divergences sont dues aux différences dans la sensibilité et les critères des tests, des erreurs de type I et II, ou des hypothèses non respectées (**Tableau III.15**). C'est notamment ACM-BP-2, la seconde phase, dont les données isotopiques sont plus élevées que la première phase, qui d'une part ne se différencie pas de la période de transition précédant le PAG (FR1-B) pour les trois tests, et d'autre part ne différencie pas non plus de la période industrielle (1800-2007 ; FR1-D) d'après le test de Tukey (**Figure III.29**). Si ACM-BP-2 ne se distingue pas systématiquement significativement de la période industrielle c'est parce cette dernière intègre des valeurs isotopiques particulièrement hautes sur les dernières décennies (**Figure III.28**). Nous analyserons ultérieurement les comparaisons entre la série ACM-BP et les dernières décennies de la période industrielle, marquée par le dérèglement climatique (section 2.2).

Tableau III.15 Résultat de significativité de comparaison des groupes par les tests post-hoc de l'analyse ANOVA. Une différence significative indique que les groupes ne peuvent être associés. Les p-values sont données en orange.

Comparaison des groupes	Tukey Test	REGQW Test	Dunnett Test
ACM-BP-1 vs FR1-B	Significatif 0,0001	Significatif 0,0001	
ACM-BP-1 vs ACM-BP-2	Significatif 0,0001	Significatif 0,0001	Significatif 0,0001
ACM-BP-1 vs FR1-C	Significatif 0,029	Significatif 0,004	
ACM-BP-1 vs FR1-D	Significatif 0,0001	Significatif 0,0001	
ACM-BP-2 vs FR1-B	Non Significatif 0,997	Non Significatif 0,725	Non Significatif 0,989
ACM-BP-2 vs FR1-C	Significatif 0,001	Significatif 0,0001	Significatif 0,001
ACM-BP-2 vs FR1-D	Non Significatif 0,051	Significatif 0,006	Significatif 0,033
FR1-B vs FR1-C	Non Significatif 0,07	Significatif 0,009	
FR1-B vs FR1-D	Non Significatif 0,08	Significatif 0,029	
FR1-C vs FR1-D	Significatif 0,0001	Significatif 0,0001	

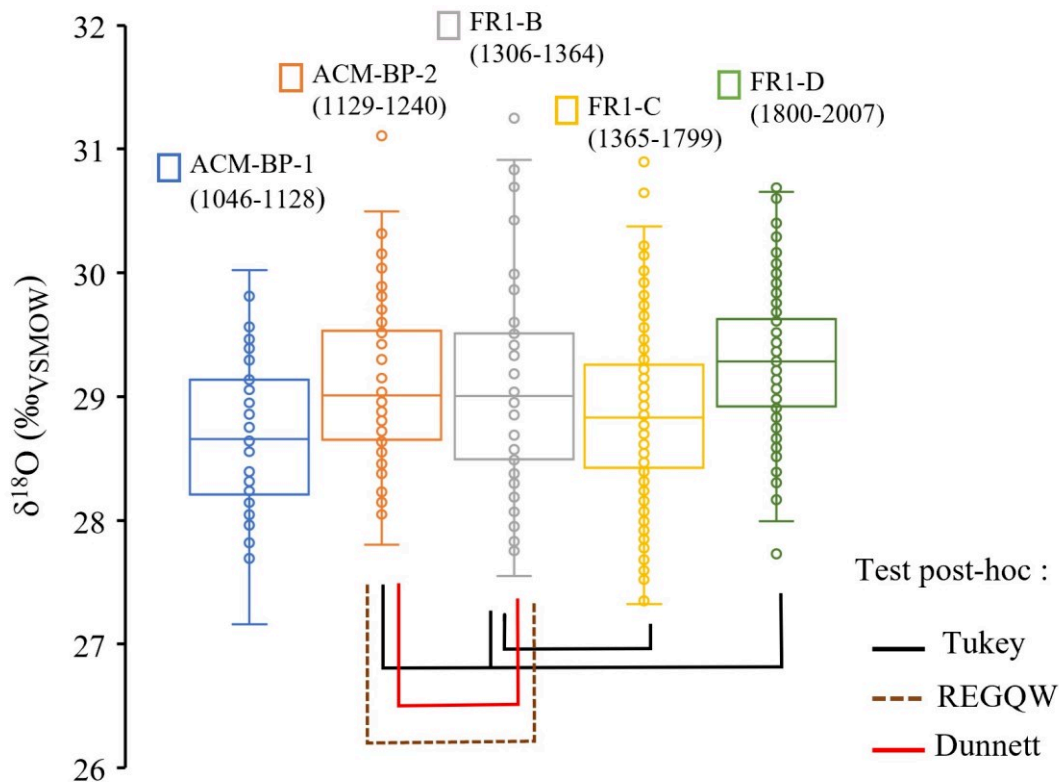


Figure III.29 Diagramme en boîtes de la distribution des séries isotopiques. Les différences non significatives entre les moyennes des groupes d'après les tests post-hoc de l'analyse ANOVA : Tukey, REGQW et Dunnett sont signifiées par des liens de connexion. Le test de Dunnett a été utilisé pour identifier les différences significatives avec le groupe témoin ACM-BP-2.

Nous poursuivons l'analyse des données avec l'étude des extrêmes isotopiques et leur fréquence (sur la période 1046-1950 avec la coupure entre 1240 et 1306) en supprimant l'augmentation linéaire dans le temps (méthode EXT.2 de calcul des valeurs extrêmes ; **Chapitre I, section 2.5**). Cette méthode permet d'identifier plus facilement les changements d'amplitude isotopique sur le dernier millénaire en supprimant l'augmentation des valeurs isotopiques dans le temps (**Figure III.30**). L'indice de récurrence des extrêmes, égal à $1/N$, (N étant le nombre d'années entre deux extrêmes successifs dans la série isotopique ; Masson-Delmotte et al., 2005) met en avant des extrêmes isotopiques bas avec une récurrence soutenue de 1088 à 1124 et de 1404 à 1484 (**Figure III.31**). La récurrence des extrêmes hauts est prononcée entre 1175 à 1360 (absence de données entre 1240 et 1306) et de 1874 à 1896.

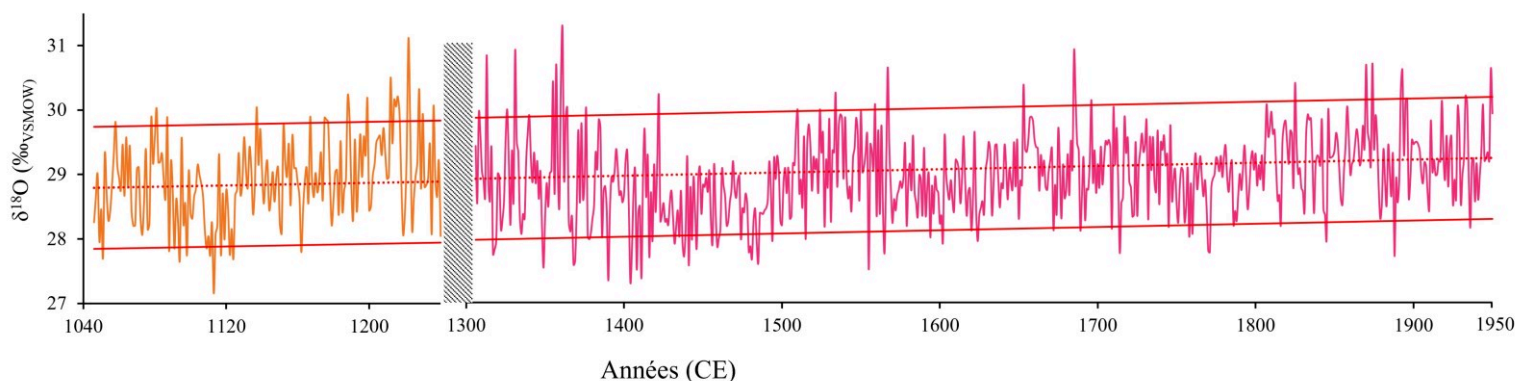


Figure III.30 Chronologie isotopique $\delta^{18}\text{O}$ issue des séries ACM-BP (orange) et FR1-A (rose) (1046-1950). La tendance linéaire est signifiée par une ligne pointillée rouge et les limites des valeurs extrêmes hautes et basses par des lignes rouges, basées sur méthode EXT.2 de calcul des valeurs extrêmes. Un rectangle vertical hachuré représente la période d'absence de données de 1241 à 1306.

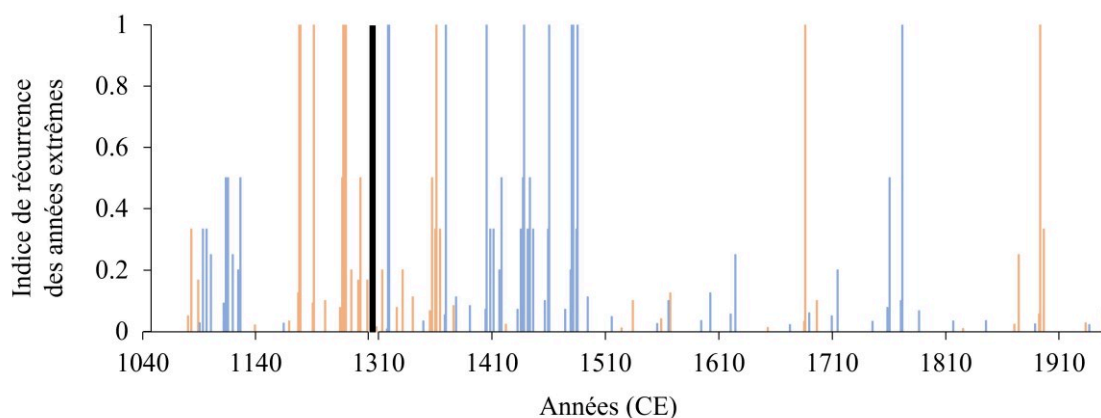


Figure III.31 Indice de récurrence des années extrêmes de la série isotopique ACM-BP et FR1-A (1046-1240 à 1306-1950). La barre verticale noire symbolise la coupure des données isotopiques entre 1241 et 1306. L'indice 1 signifie deux années extrêmes consécutives. Les extrêmes hauts (qui correspondraient à des périodes chaudes ou sèches) sont signifiés en orange et les extrêmes bas (qui correspondraient à des périodes fraîches ou humides) en bleu.

L'analyse des différences entre les périodes montre qu'il existe, effectivement, une variabilité isotopique dans le temps. La première phase de la série, ACM-BP-1, avant 1129, présente la moyenne isotopique la plus basse (28,65 ‰) avec de nombreux extrêmes bas, incluant cinq années soumises au minimum solaire d'Oort (1010-1050 ; Zharkova et al., 2017). Le Petit Âge Glaciaire (PAG) montre également une moyenne isotopique basse sur 436 ans (28,86 ‰) avec une récurrence élevée d'extrêmes bas, particulièrement entre 1404 et 1484, période marquée par les

minima solaires de Spörer et Maunder (Stangl & Foelsche, 2020). La série ACM-BP-2 affiche des valeurs isotopiques significativement plus élevées que celles du PAG, mais elle montre une distinction limitée par rapport à la période industrielle, FR1-D, qui subit une augmentation marquée des valeurs isotopiques.

Pour comprendre la transition entre l'ACM et le PAG, il est impératif de compléter les données sur la période de 1240 à 1306 et de renforcer l'analyse pour la période 1306-1365 qui ne compte que 1 à 4 individus. Cela aidera à déterminer si la période de l'Anomalie Climatique Médiévale peut être considérée comme exceptionnellement haute à partir de 1129, si cela est dû à un artefact d'échantillonnage lié à la variabilité du nombre d'individus (entre 5 et 24), ou si les variations observées sont compatibles avec les cycles climatiques naturels connus, tels que l'oscillation multidécennale de l'Atlantique⁴². Les forçages externes et la variabilité climatique interne jouent un rôle dans la modulation des signatures isotopiques (discuté dans le **Chapitre IV, section 1.1**). Renforcer la chronologie existante régionale en France permettra d'intégrer une compréhension des cycles climatiques naturels pour une évaluation précise de la durée et de l'impact de l'ACM.

2.2 Différences significatives des variations isotopiques passées avec la période actuelle

Nous nous concentrons désormais sur la comparaison des valeurs isotopiques entre la série ACM-BP et FR1-REF, la période récente, entre 1960-2007, des bois de Fontainebleau concomitante aux changements climatiques récents (**Figure III.28**).

Les moyennes de la série isotopique 1960-2007 et de la série ACM-BP diffèrent significativement de 0,57 ‰ (test de Student, p-value < 0,0001) avec respectivement 28,91 et 29,48 ‰ pour ACM-BP et FR1-REF. Les écarts-types des deux séries sont proches avec des valeurs respectives de 0,65 ‰ et 0,61 ‰. Ces différences montrent que le niveau moyen de la période 1960-2007 est plus élevé mais pas plus variable. Cela confirme le caractère exceptionnel de la période climatique actuelle à l'échelle du millénaire, avec le niveau moyen le plus élevé des sous-périodes étudiés (**Figure III.29**). Il est établi que l'augmentation des températures, comme c'est le cas avec le réchauffement climatique, modifie les taux d'évaporation et de condensation, affectant ainsi les compositions isotopiques de l'eau qui s'enrichit en ¹⁸O (Benettin et al., 2018). Nous discuterons dans le **Chapitre IV, section 2**, de la variabilité climatique entre ces périodes.

⁴² Phénomène climatique caractérisé par des variations cycliques de la température de surface de l'océan Atlantique Nord durant plusieurs décennies et influençant les températures en Europe.

L'écart moyen des valeurs extrêmes par rapport à la moyenne isotopique est similaire entre les périodes actuelle FR1-REF et passée ACM-BP : 1,24 ‰ et 1,22 ‰ pour les extrêmes hauts, et 1,07 ‰ et 1,12 ‰ pour les extrêmes bas. Cependant l'adaptation ou le manque de réponse physiologique de l'arbre, au-delà d'un certain seuil est envisageable et devrait faire l'objet d'une étude en soi. De plus, la stabilité des écarts moyens ne garantit pas que la fréquence ou la distribution des extrêmes soit identique au fil du temps. Ici la période actuelle, FR1-REF, de 48 ans qui possède 6 extrêmes (4 hauts et 2 bas) n'est pas suffisamment longue pour conclure à des résultats significatifs sur la différence de récurrence des extrêmes entre les deux périodes.

3 Conclusion

Cette partie a révélé une forte cohérence spatio-temporelle dans la distribution des signatures isotopiques entre les sites de Notre-Dame, Bonport, Preuilley et Reims dans le Bassin parisien concordant avec le processus de distillation isotopique des précipitations actuelles. Cette cohérence intra-site et inter-sites atteste de la qualité d'un signal commun utile pour reconstruire les conditions climatiques passées à l'échelle de ce territoire tout en offrant des perspectives pour les études de provenance. Cependant, la comparaison avec la série isotopique médiévale britannique MSA a révélé une corrélation significative ($R = 0,36$), mais nettement inférieure à celle observée avec la série isotopique récente de Fontainebleau FR1-REF ($R = 0,71$). Cela met en évidence les défis liés à l'interprétation des données isotopiques à une échelle spatiale plus large pour l'époque médiévale et soulève des questions sur l'évolution des processus climatiques et la réponse des arbres au climat au cours du dernier millénaire.

La comparaison des séries isotopiques ACM-BP et FR1 sur le dernier millénaire révèle une cohérence globale de la distribution des valeurs isotopiques sur les derniers siècles mais montre aussi des distinctions entre phases climatiques. L'augmentation récente des valeurs isotopiques, avec une moyenne de 29,48 ‰, souligne le caractère exceptionnel de la période actuelle, et même si l'analyse des extrêmes isotopiques montre des similitudes avec ACM-BP, la fréquence des extrêmes actuels nécessite d'être explorée davantage. Par ailleurs, il reste à combler une partie chronologique de la transition entre l'ACM et le PAG pour mieux appréhender l'augmentation de

la récurrence des extrêmes entre la fin du XII^{ème} siècle et le milieu du XIV^{ème} siècle et pouvoir identifier les mécanismes climatiques en jeu.

Chapitre IV Discussion : Reconstructions des variations climatiques au cours de l'Anomalie Climatique Médiévale dans le Bassin parisien

L'état de l'art sur l'Anomalie Climatique Médiévale (**PARTIE I**) a permis de montrer que la divergence temporelle et spatiale des événements climatiques à travers le globe exige une définition plus résolue du climat pour isoler les causes d'influences hémisphériques, régionales et locales. La compréhension de l'ACM doit reposer sur une analyse comparée des reconstructions climatiques afin de saisir la portée des événements extrêmes et s'ils ont pu avoir un impact sur les populations locales. Pour mener à bien ce travail, nous comparons les données extrêmes climatiques avec les sources historiques disponibles en Europe.

La comparaison avec les données instrumentales actuelles du climat reconstruit permet de restituer l'ampleur des changements climatique sur cette période par rapport à une période de référence. Ces discussions permettront de faire le lien avec l'étude de la relation linéaire entre proxy et climat et l'évolution stationnaire des relations au cours du temps.

1 Variabilité du signal isotopique : reflet des tendances climatiques

1.1 Variabilité climatique interne et externe : Quelles informations climatiques sont apportées par les cycles périodiques et événements ponctuels ?

Des hypothèses telles qu'une tendance prolongée vers une phase positive de l'oscillation Atlantique Nord (NAO) ou une synchronicité entre la phase La Niña et une phase chaude de l'oscillation multidécennale de l'Atlantique (AMO) (Feng et al., 2011; Mann et al., 2009, 2014; Trouet et al., 2009; Wang et al., 2013) ont été proposées pour expliquer les anomalies thermiques chaudes observées durant l'ACM. La NAO influence les schémas de fluctuations atmosphériques entre les systèmes de haute et basse pression dans l'Atlantique Nord. En phase positive, elle est associée à des hivers plus doux (Casanueva et al., 2014). L'AMO, quant à elle, affecte les variations de la température de surface de la mer dans l'Atlantique Nord. En phase chaude, l'AMO entraîne des étés plus chauds et une augmentation des précipitations hivernales en Europe (Cherenkova & Semenov, 2017).

Quelques études ont mis en évidence une relation entre la croissance des cernes des arbres et les isotopes de l'oxygène avec des variations climatiques de type AMO et NAO (Gray et al., 2004; Labotka et al., 2016; Xu et al., 2014). En effet, si l'eau de source des arbres est liée aux précipitations, alors les isotopes de l'oxygène peuvent refléter les variations dans l'origine des précipitations, induites par les fluctuations de la circulation atmosphérique durant ces cycles. Ainsi, l'étude des variations périodiques du signal $\delta^{18}\text{O}$ du bois final des arbres au fil du temps pourrait aider à identifier des phénomènes climatiques cycliques et à mieux comprendre les dynamiques d'évolution comme la tendance à l'augmentation de la chronologie ACM-BP (+ 0.68 ‰ sur 195 ans).

Toutefois il n'existe pas de reconstruction fiable de l'AMO remontant à la période d'étude. Nous nous concentrons donc ici sur la comparaison des cycles à ondelettes croisées entre les variations du NAO reconstruites par Ortega et al. (2015) et les données $\delta^{18}\text{O}$ sur la période de 1049 à 1240.

Les résultats illustrés sur la **Figure III.32** indiquent plusieurs nids de 4 à 8 ans apparaissant autour des années 1080, 1120 et après 1210, suggérant un lien potentiel avec les oscillations quasi-décennales de la NAO (Berger, 2008; Cook et al., 2002; Hurrell & Deser, 2010). Cependant, si la NAO influence principalement les conditions météorologiques hivernales, le $\delta^{18}\text{O}$ des bois étudiés s'est trouvé plus sensible aux paramètres climatiques estivaux. Cette contradiction pourrait suggérer qu'à certains moments les conditions hivernales ont pu exercer indirectement une influence sur les conditions estivales, par exemple à travers la réserve d'eau souterraine ou l'humidité des sols, qui ont pu moduler les caractéristiques climatiques de l'été suivant. Toutefois les cycles de 8 ans semblent dériver dans le temps vers des cycles plus longs, non identifiés, jusqu'à 20 ans. De plus, un cycle de 64 ans persistant, visible sur la **Figure III.32**, bien qu'influencé par les bords de l'échantillon ($N = 191$ ans), pourrait être associé aux périodicités dominantes de l'AMO observées au cours des 8 000 dernières années, influençant le NAO (Knudsen et al., 2011).

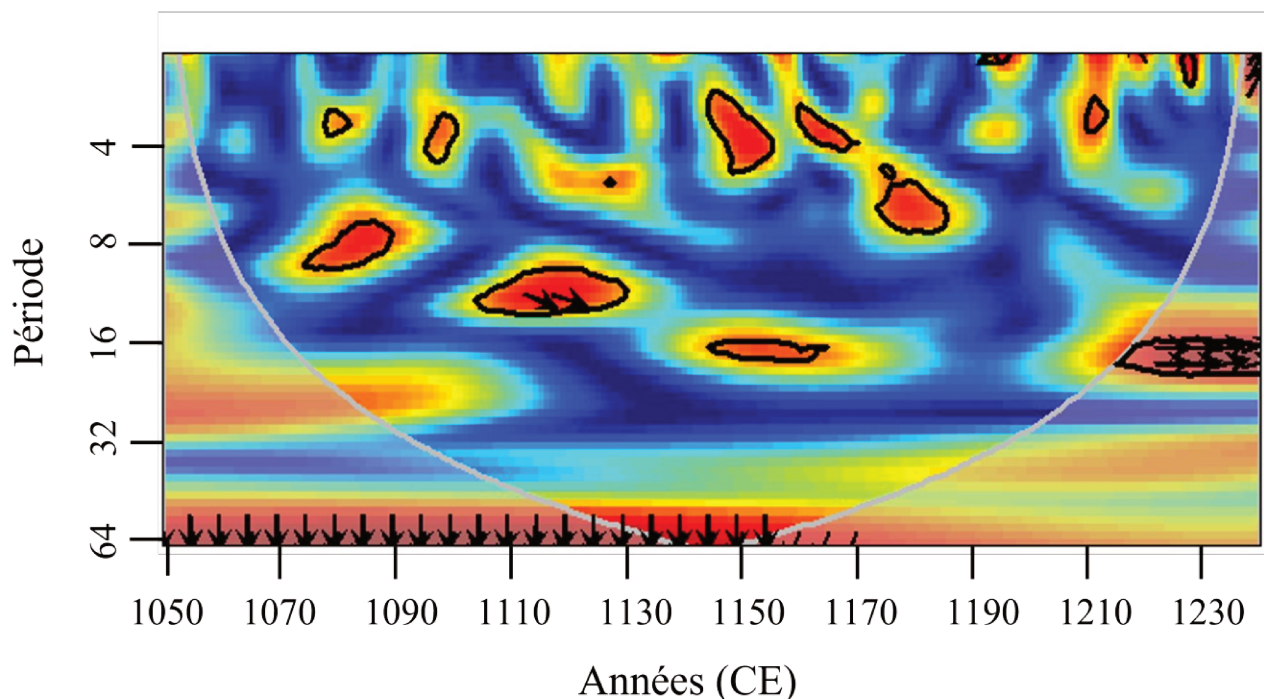


Figure III.32 Analyse à ondelettes croisées entre les variations temporelles de l'Indice d'oscillation Atlantique Nord (NAO) reconstruit par Ortega et al. (2015) et les données de $\delta^{18}\text{O}$ de la série ACM-BP sur la période 1049-1240. Les couleurs indiquent la puissance de la cohérence entre les deux séries chronologiques à différentes périodes et moments. Les couleurs chaudes (rouge, jaune) indiquent une cohérence élevée, tandis que les couleurs froides (bleu, vert) indiquent une cohérence faible. Les cercles noirs indiquent les cycles périodiques de cohérence élevée identifiés à partir de la décomposition spectrale des séries temporelles. Les zones ombragées blanches en forme de demi-cercle délimitent les zones où les résultats sont statistiquement significatifs. À l'intérieur de ces zones, les résultats peuvent être influencés par les bords de l'échantillon (effets de bordure) et sont moins fiables. Les flèches indiquent la phase des relations entre les deux séries. Les flèches pointant vers la droite signifient que les deux séries sont en phase (corrélées positivement) tandis que vers le bas indiquent un déphasage de 90 degrés.

En revanche, aucune corrélation significative n'est observée sur la chronologie entre les données annuelles reconstruites de la NAO et les données $\delta^{18}\text{O}$ (**Figure III.33**; $R = 0,044$; $p\text{-value} = 0,55$). Cela pourrait s'expliquer par la complexité des interactions entre les différents forçages qui influence le climat, il existe de nombreux décalages temporels observés entre les oscillations océaniques et les changements climatiques dans les terres, rendant la détection de corrélations directes complexe. Malgré cela, l'augmentation progressive de la série isotopique et la tendance à des phases positives de la NAO au cours de cette période pourraient être liées. En effet, Ortega et al. (2015) ont identifié une transition rapide de la NAO vers une phase positive autour de 1150, persistant pendant environ 240 ans, avant le retour à des valeurs majoritairement négatives jusqu'à la période industrielle. Ce changement rapide s'effectue peu de temps après l'année de rupture d'homogénéité de la série isotopique ACM-BP, à savoir 1129, après laquelle la moyenne de la série $\delta^{18}\text{O}$ est significativement plus élevée (29.11 ‰) qu'avant (28.65 ‰) (**Figure III.15**).

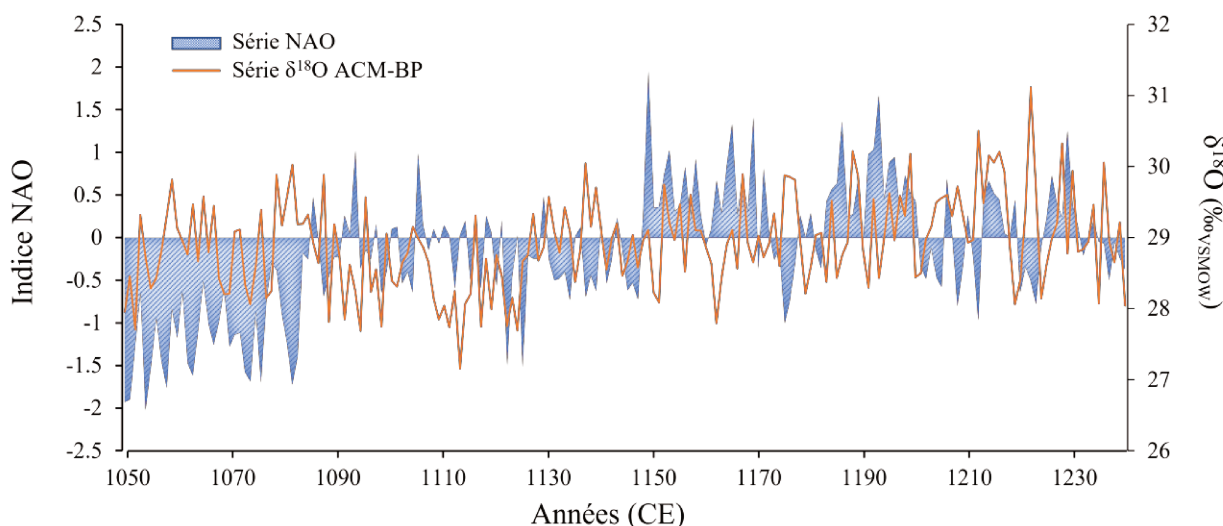


Figure III.33 Données de l'indice d'oscillation Atlantique Nord (NAO) reconstruit par Ortega et al. (2015) et données de $\delta^{18}\text{O}$ de ACM-BP sur la période 1049-1240.

Outre la variabilité interne climatique, qui peuvent expliquer l'évolution observée du $\delta^{18}\text{O}$, les forçages externes pourraient également jouer un rôle. Ces derniers pourraient moduler certains événements spécifiques de la variabilité climatique.

Si l'influence des empreintes climatiques du forçage solaire sur la variabilité des températures observées sur le dernier millénaire est sujette à débat (Ammann et al., 2007; Breitenmoser et al., 2012; Schurer et al., 2014), l'analyse sur cette période est limitée par l'absence de jeux de données

sur l'irradiance solaire suffisamment résolu (Bard et al., 2000), empêchant ainsi une évaluation de sa relation avec les données $\delta^{18}\text{O}$.

Par ailleurs, il a été montré que l'impact à haute fréquence des éruptions volcaniques dans l'atmosphère, affectait généralement le climat pendant 2 à 3 ans (Otterå, 2008). Au cours de la période d'étude d'ACM-BP, il existe trois mentions d'événements volcaniques probables mais non localisés ; 1169, 1189 et 1229 (Crowley & Unterman, 2013; Ortega et al., 2015; Sigl et al., 2014). Les données $\delta^{18}\text{O}$ ne montrent pas de variations isotopiques inattendues autour de 1169, 1189 et 1229, même si les années 1188 et 1228 sont caractérisées par des valeurs extrêmes hautes selon les trois méthodes de calcul des valeurs extrêmes (résultats dans le **Chapitre II, section 3.4**). En raison du peu d'informations disponibles sur la datation de ces événements et de leur localisation, il reste difficile de faire de lien avec le phénomène observé, d'autant que des anomalies négatives seraient plutôt attendues après une éruption (Anchukaitis et al., 2017; Briffa et al., 1998; D'Arrigo et al., 2013).

1.2 Des événements extrêmes climatiques mis en perspective avec les sources historiques

L'analyse climatique de la série isotopique du Bassin parisien passe également par l'étude des points de rupture et de la fréquence des valeurs extrêmes. Nous présentons ici une discussion autour de ces résultats approfondie à la lumière des sources historiques.

Alors que la variance de la série ACM-BP sur 195 ans est significativement homogène (test de Fisher ; **Tableau III.8** et **III.9**) malgré une période de rupture identifiée en 1129 (**Figure III.15**), la récurrence des extrêmes varie au long de la chronologie. On observe notamment, une prédominance des extrêmes isotopiques bas avant 1129 et des extrêmes hauts après 1175 comme discuté dans le **Chapitre III, section 2.1** (**Figure III.31**)

Étant donné que les reconstructions climatiques proposées reposent sur des modèles de régression linéaire, les années extrêmes de la série $\delta^{18}\text{O}$ se traduisent par des années de conditions climatiques extrêmes dans les reconstructions. Pour évaluer la fréquence et l'importance d'un événement climatique mentionné dans les sources textuelles de la période de l'ACM, nous comparons les données extrêmes de la série ACM-BP avec les informations tirées des sources historiques européennes.

Nous présentons ici une comparaison des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ avec le report des limites des extrêmes basées sur les trois méthodes de mesure (**Figure III.16**) avec la reconstruction historique des indices de températures saisonnières estivales (juin-juillet-août) de Pfister & Wanner (2021) en Europe dans la **Figure III.34** (a). Nous reportons également dans la **Figure III.34** (b) la série d'indices de Pfister & Wanner (2021) sur la courbe reconstruite des valeurs de températures maximales estivales (mai-juin-juillet-août) de la série ACM-BP. Selon Pfister & Wanner, les descriptions qualitatives sont converties en indices numériques qui varient de -3 à +3, où :

- **-3** représentent des conditions extrêmement froides,
- **0** des conditions moyennes ou normales,
- **+3** des conditions extrêmement chaudes.

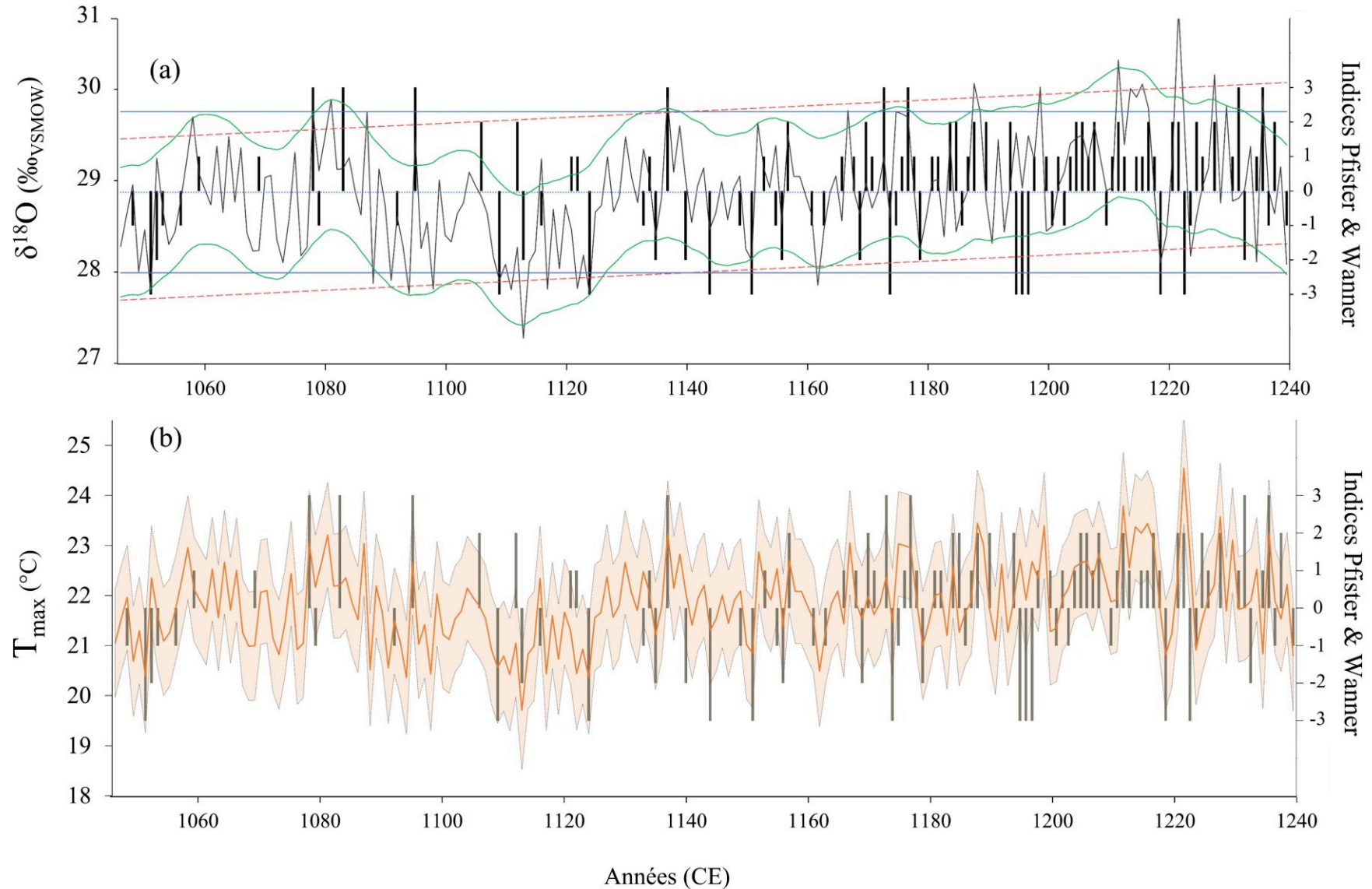


Figure III.34 Diagramme des indices de températures estivales de Pfister & Wanner (2021) ajusté à 0 sur la moyenne de la série (a) isotopique $\delta^{18}\text{O}$ ACM-BP en gris avec les courbes de limites hautes et basses des extrêmes selon les trois méthodes de mesures (Figure III.16) en bleu (1), rouge (2) et vert (3) et (b) de reconstructions des températures maximales estivales en orange avec les incertitudes de calcul sous l'aire orangée.

En tout, 105 années sont indicées sur les 195 ans de la chronologie isotopique. La corrélation de Spearman des années communes est positive et significative ($R=0,41$; $p\text{-value} < 0,0001$; $N=105$). Sur 105 années comparées, ce sont 16 années, chaudes (9) ou froides (7) (d'indices > 2 ou < -2), qui correspondent à au moins un des extrêmes hauts ou bas des trois méthodes présentées (**Tableau III.10**) ; dont 7 années communes aux trois méthodes : 1078, 1113, 1137, 1188, 1212, 1222 et 1228 ; reportées dans le **Tableau III.16**. 6 années sont anti-corrélées aux extrêmes isotopiques (1116, 1122, 1152, 1175, 1199 et 1235). Les extrêmes correspondant à la Méthode EXT.3 présentent le plus d'années communes (13) avec les années très chaudes ou froides relatées par Pfister & Wanner (2021).

Tableau III.16 Report des relations croisée entre les (105) indices de températures estivales répertoriés par Pfister et Wanner (2021) et les années de valeurs isotopiques extrêmes de la chronologie $\delta^{18}\text{O}$ de la série ACM-BP. Les années surlignées correspondent aux indices > 2 et < -2 . Le signe + indique la correspondance des extrêmes hauts et le signe – des extrêmes bas, les valeurs anti-corrélées sont signifiées par le signe X. Des commentaires sont ajoutés concernant les mentions littéraires relevées par Pfister et Wanner, les acronymes mentionnent les sources de ces mentions référencées à la fin du tableau.

Années	Méthode EXT.1	Méthode EXT.2	Méthode EXT.3	Sources littéraires et commentaires sur les années répertoriées par Pfister & Wanner (2021)
1048				Étés froids constants (AL)
<u>1051</u>	-		-	
<u>1052</u>				
<u>1078</u>	+	+	+	Sécheresse sévère impactant l'agriculture avec des feux de forêt en Angleterre. Récolte de raisins de bonne qualité à Sens, dans le bassin parisien. (AL, SZ, BR)
<u>1083</u>				Une mégasécheresse affecte l'Europe, entraînant des récoltes précoces et une épidémie de dysenterie. (AL, SZ)
<u>1095</u>			+	
<u>1109</u>	-			
<u>1113</u>	-	-	-	
1116			X	

1121				Étés froids entraînant l'absence de récoltes en Allemagne. (AL, BS)
1122	X	X		
1124	-	-		
1137	+	+	+	Une mégasécheresse de mars à septembre touche l'Europe de l'Ouest et centrale, provoquant des incendies de forêt et des décès dus à la dysenterie. (BR, AL, SZ)
1141				Période froide avec l'avancée des glaciers alpins. 1144: Après une tempête violente en janvier, un été sans chaleur avec des vents froids et des pluies, causant famine et faibles récoltes en Europe du Nord. 1151 : Année sans été avec des pluies persistantes dans le nord de la France et en Belgique, retardant les récoltes de raisins. (AL, BR, SZ)
1144				
1149				
1150				
1151			-	
1152			X	
1175	X			Les étés chauds interrompent l'avancée des glaciers alpins. (AL, BS, SZ)
1179			-	
1187				
1188	+	+	+	
1190				
1194				
1195				Pluies continues et étés froids entraînant de mauvaises récoltes et du vin acide. (AL, BR, SZ, BS)
1196				
1197				
1199	X	X	X	
1212	+	+	+	
1217	+			
1219		-	-	
1222	+	+	+	
1228	+	+	+	
1232				Sécheresse de mars à octobre en Angleterre avec des températures élevées en juillet et août à Colmar. (BS, SZ, BR, TI)
1235		X	X	
1236	+		+	

- AL** Alexandre, P. (1987). *Le climat en Europe au Moyen Âge : Contribution à l'histoire des variations climatiques de 1000 à 1425, d'après les sources narratives de l'Europe occidentale*. Paris : Éditions de l'École des Hautes Études en Sciences Sociales. 828 p., 17 cartes, 16 figures, 10 tableaux. (Recherches d'histoire et de sciences sociales, 24.)
- BR** Britton, C. (1937). *A Meteorological Chronology to A.D. 1450*. Meteorological Office, Geophysical Memoirs 70. London: 177 pp.
- BS** Buisman, J. (1995–2019). *Duizend jaar weer, wind en water in de Lage Landen* (7 vols). Franeker, Leiden.
- SZ** Schwarz-Zanetti, G. & Schwarz-Zanetti, W. (1992). *Grundzüge der Klima- und Umweltgeschichte des Hoch- und Spätmittelalters in Mitteleuropa*. Doppeldissertation, Universität Zürich.
- TI** Titow, J. (1960). *Evidence of Weather in the Account Rolls of the Bishopric of Winchester 1209–1350*. *The Economic History Review*.

Les correspondances avec les données extrêmes basées sur la moyenne glissante pondérée sur 15 ans (Méthode EXT.3) montrent qu'il est utile de définir une année extrême sur une moyenne de courte période plutôt que sur la chronologie totale (195 ans). En se basant sur une moyenne de 15 ans, il est possible de détecter des variations climatiques plus fines et d'identifier plus d'années extrêmes significatives pour les populations. Une période moyennée sur 195 ans pourrait diluer les extrêmes en les intégrant dans une tendance à très long terme, ce qui pourrait masquer les impacts indirects immédiats des années extrêmes sur les sociétés. Par ailleurs, le fait de supprimer les tendances comme avec la méthode des extrêmes basées sur la régression linéaire n'améliore pas la correspondance, car cette approche pourrait aussi bien omettre l'impact de grandes variations climatiques, significatives pour l'écologie, sur une courte période.

Les valeurs élevées de $\delta^{18}\text{O}$ correspondent à des périodes de sécheresse mentionnées dans les sources historiques. Par exemple, en 1078 ($\delta^{18}\text{O} = 29,88 \text{ ‰}$), une sécheresse impactant l'agriculture et provoquant des feux de forêt en Angleterre, ainsi que des récoltes précoces dans le bassin parisien, est documentée. En 1137 ($\delta^{18}\text{O} = 30,04 \text{ ‰}$), un épisode de « méga-sécheresse » affecte l'Europe de l'Ouest et Centrale.

À l'inverse, les valeurs isotopiques basses correspondent à des périodes de froid. La période de 1107 à 1129 est caractérisée par des hivers « glaciaux », et de 1120 à 1229, des étés froids entraînent une absence de récoltes en Allemagne (Pfister & Wanner, 2021). Cette période coïncide bien avec la rupture identifiée par le test de Chow (**Figure III.14**) de 1087 à 1124 (moyenne $\delta^{18}\text{O} = 28,39 \text{ ‰}$). L'année 1151, correspondant à une valeur $\delta^{18}\text{O}$ basse de 28,08 ‰, correspond à une "année sans été" avec des pluies persistantes dans le nord de la France, retardant les récoltes de raisins.

Cependant, certains événements rapportés dans le **Tableau III.16** ne concordent pas particulièrement avec les données isotopiques. Par exemple, l'année 1083, non caractérisée par un

pic extrêmes isotopique ($\delta^{18}\text{O} = 29,19 \text{ ‰}$), est qualifiée également de « méga-sécheresse ». Une sécheresse rapportée en Angleterre en 1232, correspondant à des températures élevées dans l'est de la France, n'est pas clairement visible dans la valeur de $\delta^{18}\text{O}$ mesurée (28,83 ‰). En 1144 ($\delta^{18}\text{O} = 28,46 \text{ ‰}$), une "année sans été" avec des vents froids et des pluies, causant famine et faibles récoltes en Europe, ainsi que les années 1195 à 1197 marquées par des pluies continues et des étés froids, ne montrent pas non plus de différences notables dans les valeurs isotopiques (moyenne $\delta^{18}\text{O} = 29,39 \text{ ‰}$).

Ce sont surtout ces points de dissonance qui suscitent des interrogations, plutôt que les années isotopiques extrêmes qui ne sont pas mentionnées dans la littérature comme 1081, 1087 et 1162 ($\delta^{18}\text{O}$ de 30,02, 29,88 et 28,56 ‰ respectivement). D'autre part, quelques divergences sont observées, notamment pour les années 1199 et 1235, qui sont respectivement des années isotopiques marquées par des valeurs extrêmes hautes et basses, mais classées avec des indices de température estivale de 0 et 1. Cela indique que les variations de température estivale perçues ne se traduisent pas toujours de manière évidente dans les données isotopiques. Cette différence pourrait être attribuée à des facteurs locaux ou à certaines limites dans la précision des sources historiques disponibles. En effet, les documents historiques de cette époque sont souvent fragmentaires ce qui rend parfois difficile la corrélation précise entre les données isotopiques et les événements historiques relevés. Le $\delta^{18}\text{O}$ des cernes des arbres, dépend non seulement de la température mais aussi d'autres facteurs comme la saisonnalité des précipitations, et les conditions d'évaporation. De plus, les modèles de reconstructions de températures maximales estivales, d'indice de sécheresse (SPEI) et de déficit de pression de vapeur (VPD) calculés n'expliquent qu'une partie de la variance des données isotopiques, respectivement 35 %, 44% et 58 %.

Finalement il est important de rappeler qu'une année chaude ou froide documentée dans un lieu en Europe ne se traduit pas toujours directement en une variation isotopique claire à quelques centaines voire milliers de kilomètres de ce lieu et c'est ce qui explique certainement les points de dissonance observés.

La comparaison croisée des données prouve toutefois la capacité des données isotopiques à pouvoir, dans certains cas, refléter des événements spécifiques (16) de sécheresse à grande échelle, des épisodes de chaleur et de froid, liés aux températures estivales et parfois hivernales. Ce constat est renforcé dès le XIII^e siècle, période pour laquelle les sources documentaires sont plus abondantes, où le sens de la relation entre les indices documentaires et les températures reconstruites devient particulièrement concordante (**Figure III.34 (b)**).

2 Anomalie Climatique Médiévale et réchauffement climatique actuel : une étude comparée dans le Bassin parisien

Nous discutons désormais des caractéristiques du climat estival reconstruit entre 1046 et 1240 à partir de la série isotopique ACM-BP au regard des données instrumentales récentes du site de Fontainebleau, entre 1960 et 2022, pour évaluer la différence entre ces deux périodes caractérisées comme anomalies climatiques. En particulier, nous examinons l'ampleur des changements de températures et la variabilité hydroclimatique sur la période médiévale afin de mieux comprendre les caractéristiques climatiques au cours de l'ACM dans le Bassin parisien.

Manifestement une période froide et humide est particulièrement mise en évidence par les reconstructions du SPEI, du VPD et de la T_{\max} (**Chapitre II, section 5**), et correspond à la période de rupture isotopique indiquée par le test de Chow, visible sur la **Figure III.14**, entre 1087 et 1124. Cette période est principalement indiquée par des indices SPEI comme « sévèrement humide » (**Figure III.23**) et est évoquée dans les sources textuelles mentionnées dans la section précédente, caractérisée par des étés et des hivers froids (Pfister & Wanner, 2021). Par ailleurs, à l'échelle de la série locale française FR1, cette courte période présente les valeurs isotopiques parmi les plus basses du dernier millénaire, très en deçà des valeurs des dernières décennies (**Figure III.28 ; Chapitre III, section 2.1**).

En comparaison, le XIII^e siècle se distingue par une fréquence accrue des extrêmes climatiques estivaux par rapport à la période 1046-1175, marqué probablement par des vagues de chaleur estivales et une intensification des conditions sèches, bien que des années humides soient également observées. Ce début de siècle compte 17 années avec un SPEI plus négatif que la moyenne de référence dont l'année 1222 particulièrement exceptionnelle, les T_{\max} atteignent 22,2 °C, en moyenne identique à celle de 1961-1990 mais largement dépassée par les 22,9 °C de la période 1960-2022 (**Figure III.22, Figure III.23 et Figure III.24**).

Le passage d'une période « modérément humide » à « sévèrement humide » avec des indices SPEI positifs à des indices plus négatifs vers 1175, en quelques décennies, questionne sur les changements et évolution des conditions d'agriculture vivrière de cette période. Notamment, des

études ont montré sur les dernières décennies des corrélations positives significatives entre les rendements des cultures de céréales comme l'orge, le blé, le seigle et l'avoine, et le SPEI (décalé de 1 à 7 mois), en République Tchèque, dans les plaines danubiennes et slovaques (Labudová et al., 2017; Mohammed et al., 2022; Potopová et al., 2015). C'est particulièrement les conditions d'humidité, entre avril et juin, qui jouent un rôle crucial dans les rendements des céréales de printemps. Les résultats indiquent ainsi de faibles rendements lors d'épisodes de sécheresse (Potopová et al., 2015). Ces travaux offrent des perspectives intéressantes pour l'étude de l'évolution de la production vivrière de la région du Bassin parisien durant l'alternance des périodes humides et sèches de l'Anomalie Climatique Médiévale, et les reconstructions des conditions hydroclimatiques pourraient être mis en relation avec les recherches carpologiques menées dans le cadre du projet ANR CASIMODO.

Malgré une évolution significative des conditions de sécheresse énoncées précédemment, le rythme d'évolution des valeurs SPEI sur la période médiévale, contraste avec l'augmentation rapide observée sur les dernières décennies, due à l'influence anthropique des gaz à effet de serre. Par exemple, la tendance linéaire à l'augmentation de la période médiévale atteint au maximum de l'augmentation observée + 0,018 °C par an (1108-1170) sur une période de durée comparable à la période de référence, contre +0,04 °C/an sur cette dernière (**Chapitre II, section 5**).

Treydte et al. (2024) ont montré que l'assèchement atmosphérique s'est intensifié de façon inédit en Europe au cours des dernières décennies, surpassant largement les conditions préindustrielles des 400 dernières années, et des sécheresses météorologiques plus sévères et prolongées ont été observées dans le sud de l'Europe et le sud de la France au cours des dernières décennies (Sousa et al., 2011; Vicente-Serrano et al., 2022; Vicente-Serrano et al., 2021). Les modèles climatiques prévoient une aggravation des vagues de chaleur et des sécheresses en France au XXI^e siècle en réponse à l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre (Calvin et al., 2023; Vidal et al., 2012). Labuhn et al. (2016) ont confirmé cette tendance à travers une reconstruction de la sécheresse estivale sur les six derniers siècles, utilisant des données de cellulose $\delta^{18}\text{O}$ de chênes vivants et de bois historique de Fontainebleau et d'Angoulême. Malgré les incertitudes des données reconstruites à partir de la série ACM-BP (**Chapitre II, section 5**), l'évolution des paramètres des valeurs reconstruites, confirme les résultats de Treydte et al. (2024) en étendant cette conclusion au Moyen-Âge central dans le Bassin parisien.

3 Le modèle de reconstruction linéaire : quelques limites sur l'évaluation de la stationnarité temporelle locale

L'uniformitarisme, principe fondamental de la paléoclimatologie, postule que les relations entre le climat et ses indicateurs restent constantes dans le temps. Une instabilité dans ces relations pourrait compromettre la capacité à extrapoler les conditions climatiques passées à partir de ces indicateurs. Certaines études fondées sur les largeurs de cernes d'arbres ont mis en évidence une instabilité temporelle dans la relation entre la croissance des arbres et la température, en particulier au début du XX^e siècle (Lebourgeois & Mérian, 2011; Liu et al., 2023; Schneider et al., 2014). Par exemple, il est observé que les températures augmentent plus rapidement que les largeurs de cernes des arbres, ce qui témoigne d'une perte de sensibilité à la température et d'une instabilité dans la relation entre le climat et la croissance des arbres (Büntgen et al., 2008; Wilson et al., 2007).

La calibration des modèles liant climat et $\delta^{18}\text{O}$ à Fontainebleau suggère un changement de relation à partir des années 1990 (**Chapitre II, section 4.1 ; Figure III.21 et Figure III.20**). Dans cette section, nous examinons ces divergences et leurs causes, afin de mieux comprendre comment ces facteurs peuvent limiter l'utilisation des données reconstruites.

3.1 Impact du changement de la relation proxy-climat à Fontainebleau sur les reconstructions climatiques

Bien qu'il soit impossible de vérifier l'hypothèse de stationnarité dans la période de reconstruction en dehors de la couverture des données instrumentales, il a été testé si la relation statistique entre le proxy et la variable climatique est la même dans deux sous-périodes de la période de chevauchement des données instrumentales et du proxy. Il apparaît que la force de la relation entre l'enregistrement $\delta^{18}\text{O}$ et les données instrumentales change après 1993 à Fontainebleau (**Figure III.18 et Tableau III.14**). Ainsi, la proportion de variance expliquée des données $\delta^{18}\text{O}$ par les données climatiques passe de 45 à 35 % pour la T_{max} et de 70 à 58 % pour le SPEI entre les périodes 1960-1993 et 1960-2007. Une analyse BTFS, un test de stabilité de fonction de transfert bootstrappé, sur deux périodes distinctes, 1960-1993 et 1994-2007, a montré une différence

significative de l'ordonnée à l'origine⁴³ entre les deux modèles de reconstructions du T_{\max} (**Figure III.21**), indiquant une potentielle non stationnarité⁴⁴ sur la période récente. Toutefois, la courte durée des périodes analysées limite la capacité à tirer des conclusions fermes quant à un changement durable de stabilité dans le temps ; l'utilisation de périodes d'observation plus longues est nécessaire pour confirmer de telles conclusions.

Finalement, les résidus des modèles entre la variable dépendante $\delta^{18}\text{O}$ face à la variable indépendante climatique SPEI ou T_{\max} ne montrent pas de différence significative, si l'on utilise la période de calibration 1960-1993 ou 1960-2007, indiquant des reconstructions très proches (**Figure III.20**). Entre les deux reconstructions médiévales de T_{\max} estival à partir des données isotopiques de la série ACM-BP, il est observé des températures reconstruites plus basses de $\approx 0,3^\circ\text{C}$ lorsque la période de calibration est limitée aux années 1960-1993 plutôt que 1960-2007 (**Figure III.35**). Toutefois, les écarts de reconstructions entre les deux modèles ($0,3^\circ\text{C}$ en moyenne) sont plus faibles que les incertitudes observées autour des valeurs reconstruites ($\approx \pm 1^\circ\text{C}$).

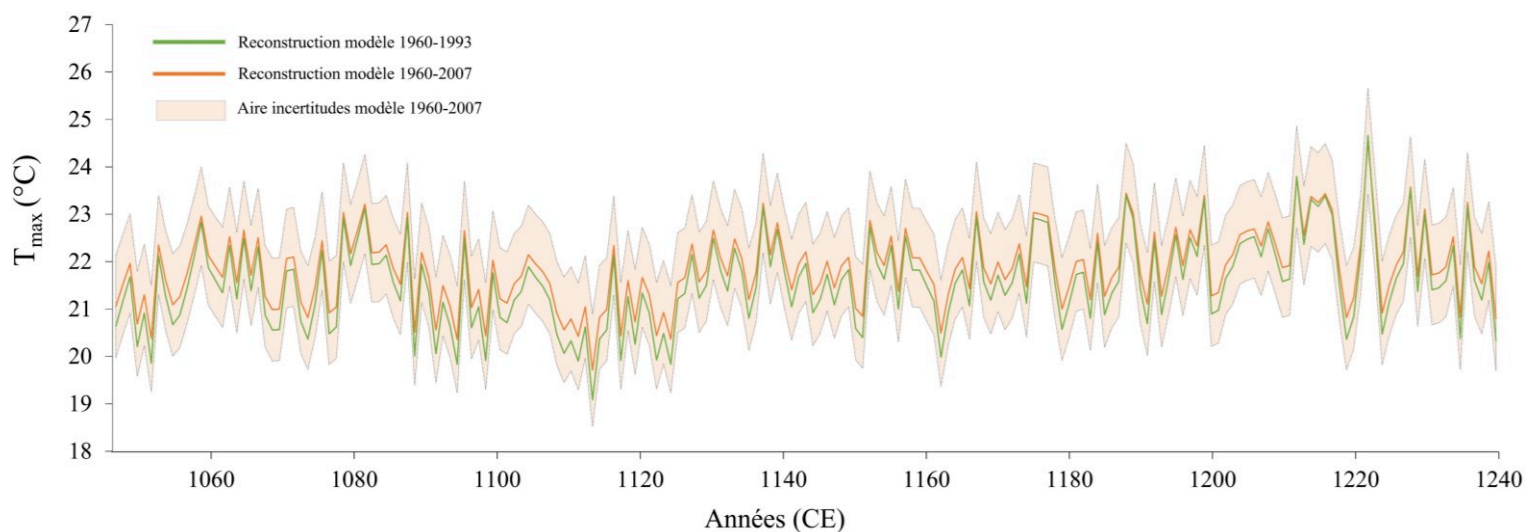


Figure III.35 Reconstructions du paramètre climatique T_{\max} ($^\circ\text{C}$) sur la base de la période de calibration avec le $\delta^{18}\text{O}$ de 1960 à 2007 (orange) et de 1960 à 1993 (vert).

⁴³ Dans une régression linéaire, désigne le point où la ligne de régression croise l'axe des ordonnées.

⁴⁴ Phénomène qui implique un changement de la force de la relation dans le temps entre les reconstructions climatiques basées sur des proxies et les observations réelles.

Ce résultat est à mettre en parallèle avec l'étude de Wilmking et al. (2020) qui ont examiné les analyses de stationnarité des cernes des arbres de nombreuses espèces (dont *Quercus robur*) dans le monde (avec une large représentation de l'Europe dans les données), révélant une non-stationnarité dans plus de la moitié des cas pour la mesure des largeurs des cernes (55,9 %, voire davantage dans le cas de *Quercus robur*) avec plusieurs paramètres climatiques. Cette non-stationnarité était un peu moins fréquente dans les études sur les isotopes et la densité du bois (48,9 % et 47,0 %, respectivement) que pour les largeurs de cernes. Malgré la sous-représentation numérique des études fondées sur les isotopes et la densité du bois prises en compte dans cette publication (45 et 17 études respectivement contre 439 études sur les largeurs de cernes), le plus faible pourcentage de non-stationnarité pourrait confirmer une meilleure stabilité des isotopes et de la densité du bois aux changements environnementaux que les largeurs de cernes. Leurs conclusions suggèrent une tendance relativement claire selon laquelle la non-stationnarité observée est le résultat de processus écologiques fondamentaux générant une relation dynamique entre la croissance des arbres et leur environnement. Si les données étudiées dans la présente thèse montrent de probables instabilités durant les dernières décennies, elles ne sont cependant pas assez prononcées pour affecter la reconstruction compte tenu des autres incertitudes sur les reconstructions. De plus, l'évaluation des modèles linéaires utilisés démontre une fiabilité et une robustesse satisfaisantes pour la reconstruction, comme en témoignent les mesures RE et CE présentées dans le **Chapitre II, section 4.1**. De nouvelles données attendues prochainement en France à partir des isotopes stables des cernes de chênes sur les deux dernières décennies permettront de renseigner le sens de la divergence vers la période récente, dans des conditions de basses altitudes, avec différents paramètres climatiques (e.g. Thèse de Charlie Hureau en cours sur les chênes ligériens).

3.2 Implications phénologiques concernant la divergence sur la période de calibration

D'un point de vue écologique, le sens de la relation entre la croissance des êtres vivants et l'environnement reflète souvent des non-linéarités, telles que les changements physiologiques comme les effets de seuil ou de saturation induits par le fonctionnement physiologique (D'Arrigo et al., 2008; Koch et al., 2004; Vaganov et al., 2011; Xu et al., 2020). Quand les conditions environnementales sont mauvaises ou au contraire optimales, l'arbre se situe en dehors de la zone de sensibilité dans laquelle sa croissance répond quasi-linéairement aux variations des paramètres environnementaux. Wilmking et al. (2020) ont schématisé la réponse isotopique en supposant qu'en dehors d'une zone de sensibilité la réponse isotopique était assez déconnectée du déclencheur environnemental (**Figure III.36**). La réponse isotopique au climat peut ainsi varier au fil du temps,

car les changements climatiques modifient l'influence relative des paramètres qui interagissent dans les signatures isotopiques des cernes des arbres. Avec le dérèglement climatique global, l'origine de cette divergence fait l'objet de débats, avec un effet très probable de la sécheresse (Anderegg et al., 2020; Leifsson et al., 2023) ou de la pollution de l'air (Siegwolf et al., 2022) qui induisent des stress perturbateurs.

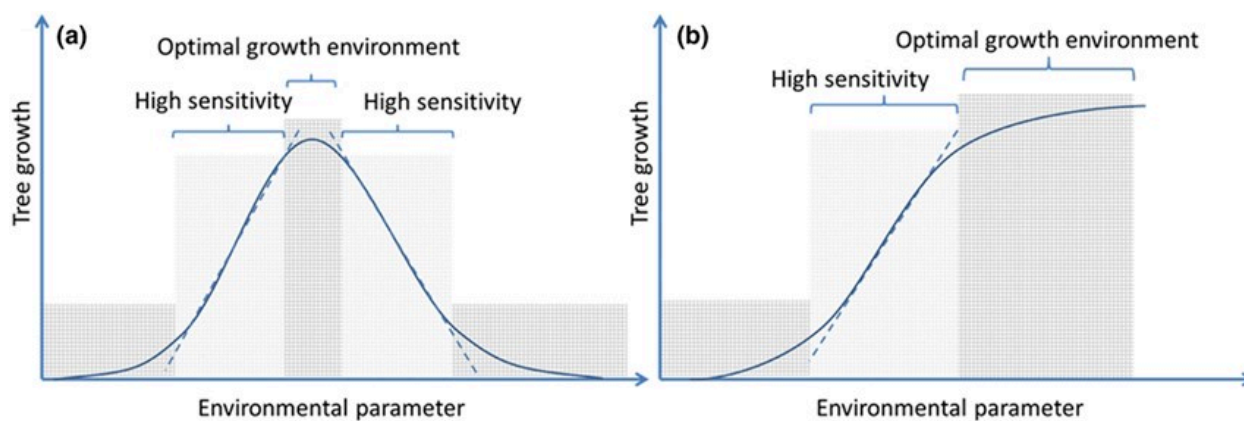


Figure III.36 Courbes de réponse entre la croissance des arbres et l'environnement : (a) courbe optimale, (b) courbe de saturation. Indépendamment de la courbe, il existe des zones de réponse quasi-linéaires (ligne en pointillé) où la croissance des arbres est très sensible aux changements environnementaux. Dans ces zones, un modèle linéaire peut fournir des estimations « hautement fiables » (zones gris clair). En revanche, d'autres zones non linéaires (gris foncé) produisent des estimations « peu fiables » © Wilmking et al., 2020.

Les changements de relation pourraient être interprétés comme un changement de saisonnalité dans la réponse des arbres lié au dérèglement climatique, le signal climatique estival étudié n'étant plus représentatif de la variabilité isotopique. Par exemple Daux et al. (2011) observent une divergence après 1990 entre la température reconstruite à partir du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ des cernes de mélèzes alpins et la température mesurée, qui pourrait être associée au changement de saisonnalité dû à l'augmentation des températures, entraînant un début d'activité cambiale plus précoce chez les mélèzes. Une trajectoire pour comprendre ces changements phénologiques serait d'étudier le signal isotopique des cernes des arbres à l'échelle sub-annuelle. Xu et al. (2020) ont ainsi montré qu'en étudiant le $\delta^{18}\text{O}$ de bois final et initial sur des sections minces séquentielles de 200 μm , il est possible de mettre en évidence des tendances contrôlées par divers paramètres liés à la demande en humidité à l'échelle sub-annuelle.

Alors que nous montrons une perte de capacité des modèles de reconstructions des paramètres climatiques à expliquer la variance des données observées sur la période 1960-2007 (**Chapitre II, section 4.1**), Jevšenak et al. (2024) montrent à travers l'étude de 3781 chronologies de largeurs de

cernes et de densité maximale du bois que la sensibilité globale de ces proxies dans le monde à la température et aux précipitations a augmenté vers le présent. D'autres études encore constatent qu'avec le réchauffement climatique, la réponse de croissance des arbres à la température s'affaiblit lorsque la température est le facteur de contrôle de croissance tandis qu'elle devient plus sensible dans les environnements où c'est la disponibilité en eau qui contrôle la croissance des arbres (Charney et al., 2016; Trotsiuk et al., 2021).

S'il existe des relations non stationnaires révélées par les changements climatiques actuels, il est également possible que les relations aient été non stationnaires dans le passé (voir l'article monographique sur le principe d'uniformitarisme dans les dendrosciences par Wilmking et al., 2017). Ainsi, la communauté scientifique recommande de développer l'utilisation de fonctions non linéaires (Carrer & Urbinati, 2001; Jevšenak & Levanič, 2016; Ljungqvist et al., 2020) basées par exemple sur les modèles mécanistes de croissance des arbres pour calibrer les relations climat-proxy comme ORCHIDEE (Barichivich et al., 2021; Churakova et al., 2016) et LPX-Berne (Keel et al., 2016; Keller et al., 2017; Saurer et al., 2014). La cohérence de la variance et de la corrélation des chronologies du signal $\delta^{18}\text{O}$ entre les sites étudiés de la série ACM-BP (Bonport, Preuilly, Notre-Dame et Reims) entre 1046 et 1240 (**Tableau III.6**) montre que si des relations non stationnaires se sont produites à cette époque, elles étaient synchrones dans le Bassin parisien. En revanche, sur la période 1326-1620, une divergence du signal $\delta^{18}\text{O}$ entre les cernes de chênes de Fontainebleau et d'Angoulême est observée, et semble être corrélée à une période humide prolongée à Fontainebleau par rapport à Angoulême (Labuhn et al., 2016).

En conclusion, l'analyse de stationnarité sur la période récente est limitée, dans une certaine mesure, par une période de calibration relativement courte (48 ans) et une période d'autant plus restreinte qu'il existe une certaine divergence (14 ans de 1994 à 2007), induite par une perte de force de la relation proxy-climat.

Plusieurs études montrent un affaiblissement ou un renforcement de la relation entre les proxys et le climat, exacerbé au cours des dernières décennies par l'augmentation de l'aridité dans les zones humides, le renforcement du stress hydrique ou encore l'augmentation du CO_2 atmosphérique. Ces enjeux interrogent sur l'interprétation des variations climatiques passées dans l'étude présente, fondée sur des fonctions de transfert basées sur la linéarité de la relation entre le $\delta^{18}\text{O}$ et les paramètres climatiques. Néanmoins, l'évaluation des modèles utilisés dans la présente thèse démontre une fiabilité et une robustesse satisfaisantes pour la reconstruction, comme en témoignent les mesures RE et CE. Si une atténuation de la relation proxy-climat est observée sur le site de Fontainebleau, la courte durée de cette observation (14 ans, de 1994 à 2007) ne permet

pas de tirer des conclusions définitives sur la réalité d'une divergence sur le site. En tout cas, ce phénomène ne semble pas compromettre significativement la qualité des reconstructions compte tenu des incertitudes déjà associées aux modèles. De nouvelles données provenant des isotopes stables des cernes de chênes en France, couvrant les deux dernières décennies, permettront d'analyser une potentielle divergence récente en lien avec divers paramètres climatiques à basse altitude (étude en cours dans la thèse de Charlie Hureau sur les chênes ligériens).

4 Conclusion

L'absence de corrélations directes significatives entre les données NAO reconstruites et les variations de $\delta^{18}\text{O}$, ou encore l'étude des cycles périodiques et des extrêmes climatiques apportent des questionnements sur les liens entre les forçages externes et la variabilité interne climatique impliqués dans les variations isotopiques observées. La comparaison croisée des données isotopiques avec les sources historiques ont permis de renseigner des événements climatiques spécifiques, offrant ainsi une meilleure compréhension des épisodes environnementaux qui impactent à la fois la variabilité isotopique mais aussi l'activité socio-économique locale. Cette approche intégrée est essentielle pour renseigner efficacement l'intérêt de l'étude des isotopes de l'oxygène dans le Bassin parisien.

Les analyses discutées dans ce chapitre montrent des différences significatives entre les conditions climatiques de la période médiévale et celles de la période récente. La comparaison des températures maximales estivales révèle une lente tendance à l'augmentation des températures sur la longue période historique, contrastant avec l'augmentation rapide observée au cours des dernières décennies. Les indices de sécheresse (SPEI) et d'assèchement atmosphérique (VPD) montrent une période humide au début du XII^e siècle et une intensification des conditions sèches et chaudes au début du XIII^e siècle ouvrant des perspectives sur l'étude de l'évolution des conditions agroclimatiques passées. Parallèlement, l'analyse de la période actuelle des bois de Fontainebleau montre des signes de non-stationnarité dans la relation entre le $\delta^{18}\text{O}$ des cernes d'arbres et la température maximale, mais ces résultats sont limités par la courte longueur de la période de divergence (1994-2007). Bien que la fiabilité des modèles de reconstructions climatiques linéaires soit vérifiée, les résultats soulèvent des questions sur l'interprétation des variations

climatiques passées, particulièrement en raison de possibles changements récents dans la relation entre proxy et climat, mis en évidence dans plusieurs études. Des données supplémentaires sont en cours d'étude pour mieux comprendre ces divergences (Thèse de Charlie Hureau en préparation).

Chapitre V Discussion : Mise en perspective de l'ACM dans l'hémisphère Nord extratropical et en Europe avec la série ACM-BP

Si de nombreuses reconstructions climatiques existent désormais sur la période de l'ACM, elles sont développées avec des méthodes différentes et offrent des approches diversifiées sur les changements climatiques de cette époque. Ainsi, les comparer peut s'avérer complexe en raison de leurs objectifs distincts et des résolutions variables des données qu'elles utilisent. Les problématiques liées aux comparaisons des reconstructions, basées sur les informations enregistrées dans divers matériaux tels que les cernes d'arbres, les couches de sédiments lacustres, les carottes de glace, les coraux ou encore les spéléothèmes, sont présentées dans la **PARTIE I**. Dans ce chapitre, l'accent est mis sur la comparaison des séries climatiques reconstruites médiévales de ACM-BP (T_{\max} , SPEI, VPD) développées au cours de cette thèse ainsi que les séries de données climatiques reconstruites (T_{\max} , SPEI, VPD) sur la période récente (1960-2007) à partir de la chronologie isotopique des chênes de Fontainebleau FR1-REF acquise par le LSCE, à une sélection de reconstructions dendroclimatiques à résolution annuelle à l'échelle hémisphérique et européenne publiées dans la littérature. Cette comparaison permet d'évaluer la cohérence et les particularités des données régionales par rapport aux tendances climatiques observées sur de vastes aires géographiques. Mettre en évidence les points de concordance entre ces différentes zones spatiales pourrait aider à approfondir la compréhension des causes des variations climatiques et des mécanismes qui les régissent. Les reconstructions de chronologies locales et régionales ont déjà montré leur intérêt dans les reconstructions de champs climatiques spatiaux pour étudier les variations climatiques sur des échelles géographiques étendues (Cook et al., 2015; Ljungqvist et al., 2019). En intégrant des informations locales spécifiques, cette méthode peut offrir une

représentation plus nuancée et exacte des dynamiques climatiques, améliorant ainsi notre capacité à prédire les impacts régionaux des changements climatiques futurs. Pour l'heure, durant cette période médiévale, les reconstructions de champs climatiques spatiaux montrent un recouvrement spatiale limité dans le nord de la France et dans les régions de basses altitudes (**Figure III.37**), indiquant des lacunes que la chronologie ACM-BP pourrait aider à combler.

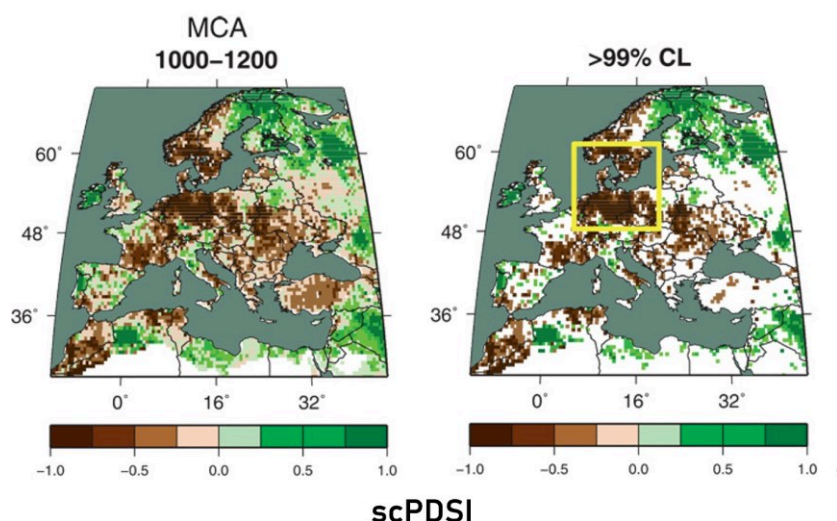


Figure III.37 Reconstructions des champs spatiaux scPDSI (gauche) et les zones de ces champs présentant des anomalies moyennes significatives de sécheresse ou d'humidité ($p < 0,01$, test bilatéral, corrigé pour l'autocorrélation lag-1)(droite). La zone de sécheresse maximale pendant la période de l'Anomalie Climatique Médiévale (ACM) est indiquée par le rectangle jaune (© Cook et al., 2015).

1 Les reconstructions de températures dans le Bassin parisien face à l'hémisphère Nord extratropical

Dans cette section, les points de convergence et de divergence, entre les reconstructions de T_{\max} estivales dérivées de la série ACM-BP et les reconstructions climatiques de la T_{moy} estivales à l'échelle de l'hémisphère Nord extratropical, sont discutés.

Bien que les enregistrements instrumentaux estivaux de T_{\max} et T_{moy} soient fortement corrélés sur le site de Fontainebleau ($R = 0,95$; $p\text{-value} < 0,0001$), la T_{\max} s'avère plus pertinente pour expliquer la variance des données isotopiques sur ce site que la T_{moy} ($R^2 = 0,35$ contre $0,24$; **Figure III.19 (c) et (d)**). Pour cette raison, nous décidons de comparer le signal climatique estival de la T_{\max} estivale de la série ACM-BP avec la T_{moy} estivale dans l'hémisphère Nord extratropical.

Dans cette optique, 4 reconstructions ont été sélectionnées, dénommées dans la présente thèse : Bu21 (Büntgen et al., 2021a), Gui17 (Guillet et al., 2017), N-TREND15 (Wilson et al., 2016) et Sch15 (Schneider et al., 2015) dont les caractéristiques sont détaillées dans le **Tableau III.17 (section d'étude 1)**. Concernant les données européennes dans ces reconstructions, elles sont issues de proxies provenant des cernes d'arbres d'Europe de l'Ouest et d'Europe centrale, notamment des régions alpines autrichiennes et suisses, des Pyrénées espagnoles et des Carpates slovaques, principalement à moyenne et haute altitude⁴⁵. Les proxies climatiques employés sont en grande majorité la densité du bois (MXD) et la largeur des cernes (TRW), mais peuvent aussi inclure des analyses d'intensité bleue du bois (BI qui est une mesure indirecte de la densité du bois ; N-TREND15) et le rapport $\delta^{18}\text{O}$ de carottes glaciaires (Gui17).

⁴⁵ Dans ce contexte, les hautes altitudes désignent des zones proches de la ligne des arbres, l'altitude maximale à laquelle les arbres peuvent pousser, et où certaines conditions climatiques spécifiques contrôlent la croissance des arbres.

Tableau III.17 Synthèse des caractéristiques des séries de reconstructions climatiques étudiées. Les sections d'étude correspondent à la divisions des sections 1 et 2 de ce présent chapitre.

Section d'étude	Référence	Acronyme	Chronologies	Région	Saisonnalité	Type d'enregistrement	Genre	Nb. de séries (sites) européennes (hors Scandinavie)	Nb. de séries (sites) totales
1	Büntgen et al., 2021a Dataset	Bu21	0-2019 CE	90°-30°N; 180°W- 180°E	JJA	TRW	Pinus, Larix, Picea	1	9
	Guillet et al., 2017 Dataset	Gui17	500-2000 CE	90°-30°N; 180°W- 180°E	JJA	TRW, MXD, $\delta^{18}\text{O}$ (carottes glaciaires)	Pinus, Larix, Picea, Sabina, Tsuga	5	28
	Wilson et al., 2016 Dataset	N-TREND15	750-2014 CE	90°-30°N; 180°W- 180°E	MJJA	TRW, MXD, BI	Pinus, Larix, Picea	6	54
	Schneider et al., 2015 Dataset	Sch15	600-2002 CE	90°-30°N; 180°W- 180°E	JJA	MXD	Pinus, Larix, Picea	4	15
2	Büntgen et al., 2021b Dataset	B21-scPDSI	91 BCE - 2018 CE	53°-45°N; 6°W-20°E	JJA	$\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$	Quercus	147 individus	147 individus
	Wilson et al., 2013 Dataset	Wi13-PP	950 - 2009 CE	52,3° -51°N; 2,5°W-0°E	MAMJJ	TRW	Quercus	352 individus	352 individus
	Loader et al., 2020 Dataset	MSA20-PP	1201 - 2000 CE	52,3° -51°N; 2,5°W-0°E	MJJA	$\delta^{18}\text{O}$	Quercus	134 individus	134 individus

1.1 Cohérence et divergence des tendances climatiques dans les séries de reconstructions hémisphériques

La reconstruction de la température maximale (T_{\max}) à partir des chênes de Fontainebleau (série FR1-REF) montre une forte corrélation avec la température moyenne instrumentale de l'air (T_{moy}) en Europe sur la période 1960-2000 (**Figure III.38**). En revanche, les températures moyennes (T_{moy}) reconstruites à partir des quatre séries de données couvrant l'échelle nord-hémisphérique ne sont pas aussi bien corrélées sur l'Europe. Cela pourrait être dû au fait que les sites européens sont peu représentés dans l'ensemble des reconstructions climatiques à l'échelle hémisphérique, avec une sous-représentation encore plus marquée pour les régions de basse altitude (**Tableau III.17**).

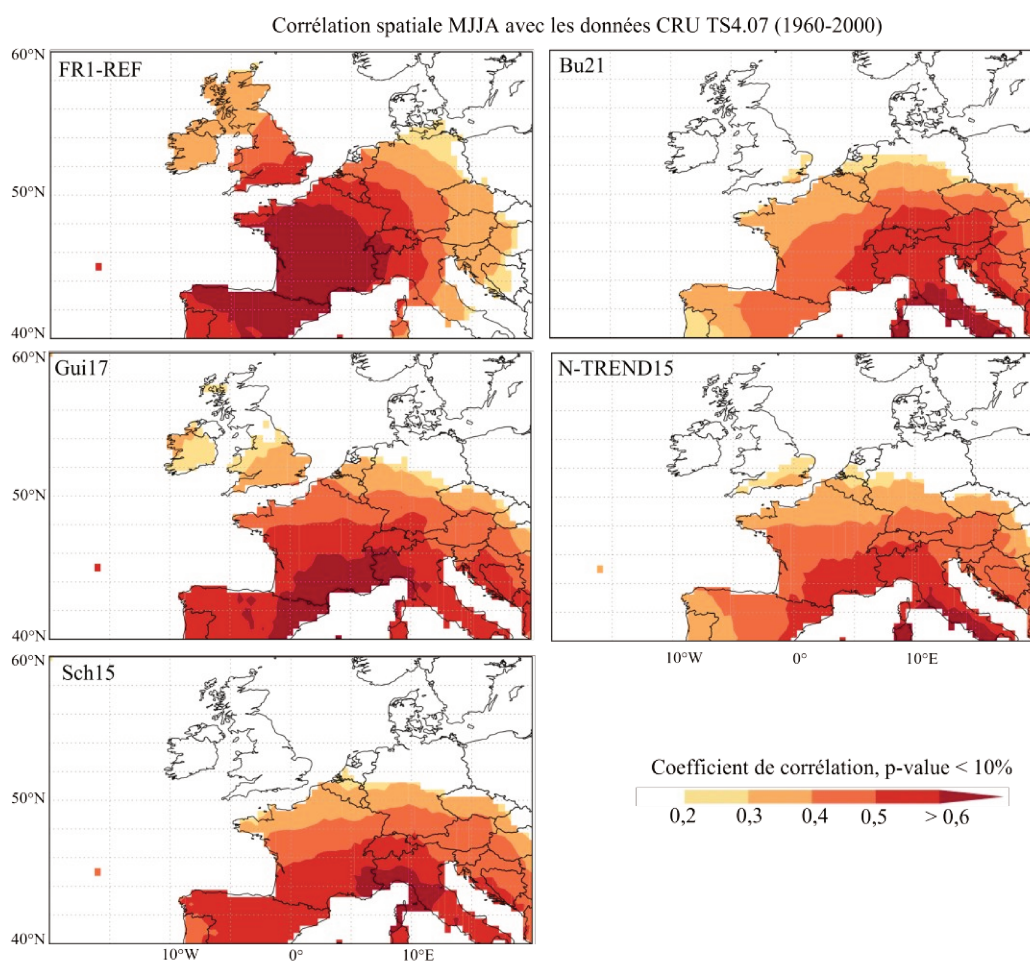


Figure III.38 Carte des corrélations spatiales (60°-40°N; 20°W-20°E) des reconstructions de T_{\max} FR1-REF et de T_{moy} Bu21, Gui17, N-TREND15 et Sch15 avec les températures moyennes MJJA instrumentales enregistrées par CRU TS4.07 (0.5°) sur la période 1960-2000 via <https://climexp.knmi.nl/> (Copernicus Climate Change Service, 2020; Harris et al., 2020; Trouet & Oldenborgh, 2013).

Par ailleurs, la force des relations entre le climat reconstruit à partir de la série ACM-BP et les autres séries climatiques dépend, en partie, du nombre de sites d'Europe de l'Ouest et centrale inclus dans les jeux de données pour chaque série (**Figure III.39 (a)**) ; hors Scandinavie qui reflète encore moins bien le climat du nord de la France en basse altitude). Les corrélations les plus élevées sont observées avec les séries Gui17 et Sch15 ($R = 0,28$ et $R = 0,22$ respectivement ; p -values $< 0,005$), où les sites européens représentent 18 % et 27 % du corpus de l'hémisphère Nord. En revanche, la corrélation la plus faible est $R = 0,06$ (p -value = 0,39) avec la série N-TREND15, qui comporte 6 sites européens sur un total de 54 (**Tableau III.17**).

Certaines variations partagées entre les séries, normalisées par z-scores (la moyenne est soustraite à l'ensemble des données qui est divisé par l'écart-type) révèlent que les changements climatiques observés à l'échelle hémisphérique coïncident particulièrement à moyennes fréquences (filtre sur 15 ans) avec les variations du climat local du Bassin parisien, plutôt qu'à hautes fréquences (**Figure III.39 (a) et (b)**).

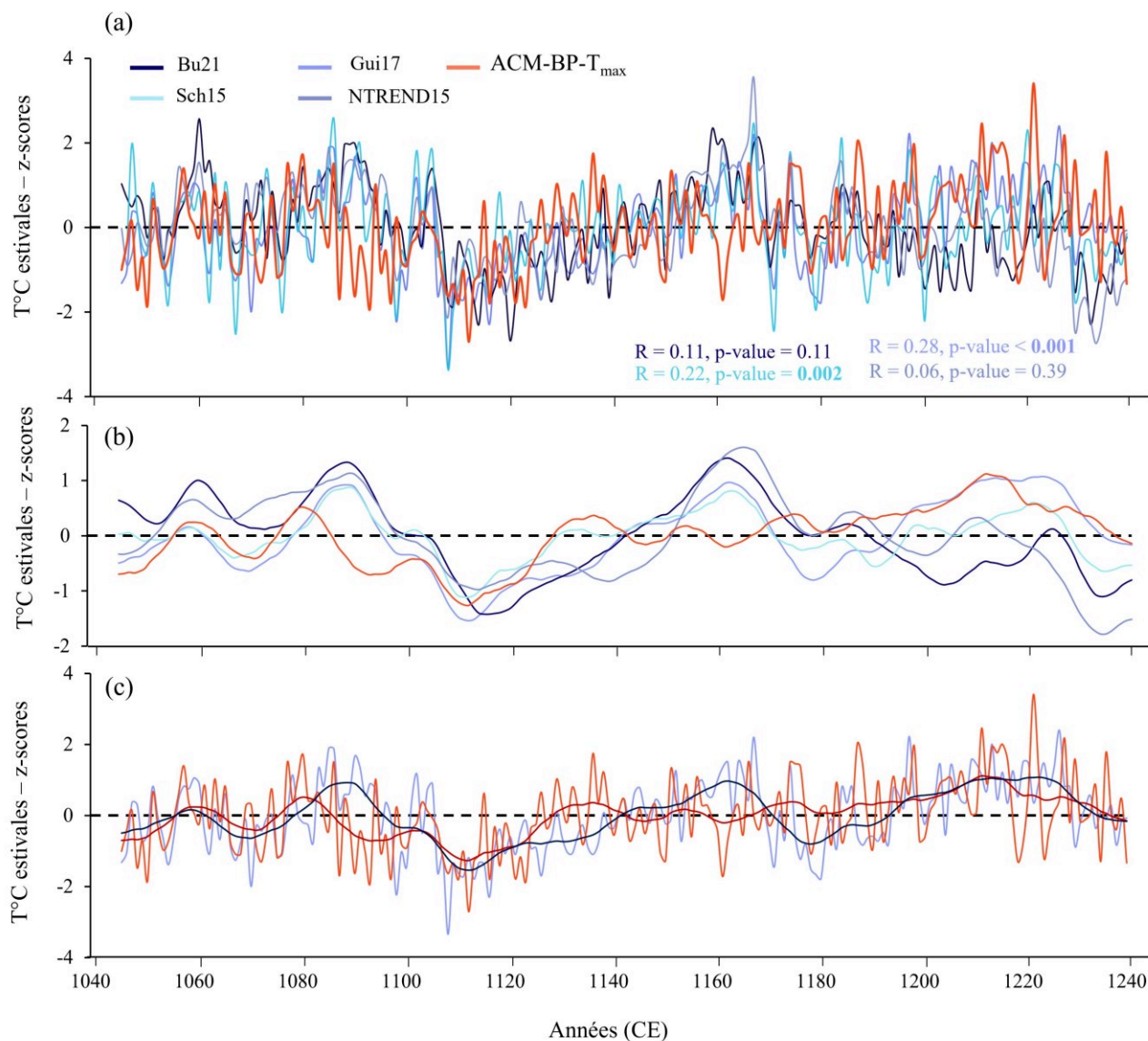


Figure III.39 Comparaison des reconstructions de températures estivales de l'air (Bu21, Sch15, Gui17 et NTREND15) avec la reconstruction de température maximale ACM-BP, et les coefficients de corrélation avec la série ACM-BP (a) ; reconstructions des séries filtrées sur 15 ans (b) ; et comparaison des séries ACM-BP et Gui17, ainsi que leurs versions filtrées sur 15 ans (c) sur une échelle de z-score.

Les séries filtrées à 15 ans (**Figure III.39 (b)**), retracent toutes un refroidissement au cours de la première moitié du XII^e siècle, ca. 1104 à ca. 1129 pour Sch15 et ACM-BP et jusqu'à 1140 pour les trois autres séries. Cette observation est à mettre en lien avec les données textuelles évoquant une période d'étés froids européens entre 1120 et 1129 (**Tableau III.16**), ainsi que l'avancée des glaciers alpins entre 1141 et 1151 (dont le bilan de masse dépend des précipitations et des températures estivales ; Braithwaite & Hughes, 2023), des hivers froids de 1107 à 1128 sont également mentionnés (qui n'ont a priori pas d'influence sur le $\delta^{18}\text{O}$ des cernes d'arbres dans le Bassin parisien) et concourent à donner une image de période froide à cette époque (Pfister & Wanner,

2021). Une tendance à l'augmentation du signal après 1129 est cependant commune aux séries Gui17 et ACM-BP visible sur la **Figure III.39 (c)**. Au début du XIII^e siècle, cette tendance au réchauffement atmosphérique, ne semble toutefois pas être synchrone dans les autres reconstructions à l'échelle hémisphérique. En effet, une augmentation des températures est constatée entre 1157 et 1170 (séries hémisphériques) mais elle est suivie d'une baisse jusqu'en 1240 pour Bu21, Sch15 et N-TREND15. Cette hausse, bien que courte mais intense, n'est d'ailleurs pas reflétée dans les T_{\max} locales du Bassin parisien. Il en va de même pour la période 1087-1095 qui est particulièrement chaude dans les reconstructions hémisphériques, alors qu'elle est présentée par une baisse des températures pour ACM-BP (**Figure III.39 (a)**). Les auteurs des reconstructions hémisphériques s'accordent à dire qu'une augmentation des températures autour de XII^e siècle est globalement mise en évidence dans l'est de l'Amérique du Nord et l'ouest de l'Eurasie et ce pendant environ trois siècles (Büntgen et al., 2021a; Guillet et al., 2017; Schneider et al., 2015; Wilson et al., 2016). Le signal de la série ACM-BP indique que certaines asynchronies périodiques avec les séries hémisphériques montrent qu'il est important de documenter cette période localement pour mettre en évidence des subtilités climatiques propres à une région donnée ou à un climat spécifique de basse altitude.

Le constat général d'une période de réchauffement coïncide avec la transition rapide du NAO vers une phase positive autour de 1150, persistant pendant environ 240 ans (Ortega et al., 2015) comme discuté dans le **Chapitre IV, section 1.1**. D'autre part, Loader et al. (2013a) ont suggéré que la période de 900 à 1200 a été dominée par un déplacement vers le nord des trajectoires des tempêtes entraînant des étés chauds dans les hautes latitudes du nord-ouest de l'Europe. Ce réchauffement se reflète également dans une période prolongée de températures de surface de la mer élevées dans l'Atlantique Nord (Cunningham et al., 2013), certainement associée à une phase positive de l'AMO durant la période médiévale (Oglesby et al., 2012). Cette configuration aurait conduit à une diminution du gradient de température entre les latitudes moyennes et l'Arctique (Wilson et al., 2016).

Enfin, si les variations inter-annuelles étaient guidées par des forçages externes, tels que l'activité solaire ou les éruptions volcaniques, les corrélations des hautes fréquences devraient être fortes dans tout l'hémisphère Nord et donc entre les reconstructions hémisphériques et la série ACM-BP (IPCC, *Detection and Attribution of Climate Change: from Global to Regional*, 2014; Stott et al., 2010). La faible cohérence de la variabilité climatique temporelle à haute fréquence entre la série locale et les séries hémisphériques suggère que des phénomènes spatialement hétérogènes, en plus de la variabilité interne, jouent également un rôle dans les variations observées (Ljungqvist et al., 2019).

Pour identifier les causes de la variabilité du climat local sur un site spécifique à cette période, il est nécessaire d'avoir à disposition des données plus approfondies de la variabilité interne du système climatique terrestre durant la période médiévale ainsi que des forçages externes (i.e. sur l'irradiance solaire), mais surtout de tenir compte des caractéristiques géographiques, topographiques et environnementales locales, telles que la présence ou l'absence de couvert forestier.

1.2 La reconstruction à l'échelle locale : l'opportunité d'étudier des événements extrêmes

Au site de calibration des données isotopiques de Fontainebleau (FR1-REF), la variance de la T_{\max} instrumentale est plus élevée que celle de la T_{moy} instrumentale, avec un rapport de variance de 1,72 (**Figure III.40 (b)**), car les températures maximales reflètent par nature les événements extrêmes. Cependant, si les anomalies de température sont bien plus marquées pour la série ACM-BP par rapport aux autres séries comme l'illustre la **Figure III.40 (a)**, c'est surtout en raison du fait que les autres séries sont moyennées sur 9 à 54 ensembles de données couvrant l'hémisphère Nord extratropical. Ainsi, à mesure que des séries chronologiques non corrélées et spatialement éloignées sont moyennées, surtout si ces séries contiennent une part de la variabilité du signal d'origine non climatique, la moyenne tend à se rapprocher de zéro. Logiquement, les différences d'échelles spatiales et chronologiques entre les reconstructions climatiques estivales compliquent donc la comparaison directe des anomalies de température (période de référence 1961-1990) bien que toutes les séries indiquent une majorité d'anomalies négatives sur la période médiévale contre des anomalies positives sur la période actuelle.

Cependant, la comparaison des fréquences annuelles montre l'importance des chronologies locales, car des événements extrêmes annuels, tels qu'une vague de chaleur intense dans une région spécifique, peuvent être atténués dans les moyennes globales, malgré des impacts locaux significatifs. A titre d'exemple, les événements extrêmes, des années 1094, 1113, 1162, 1188, 1212 et 1222 (**Figure III.34 (a) et (b)**), ont pu avoir des impacts écologiques importants dans le Bassin parisien, voire ont pu marquer l'économie des populations à court terme comme le laisse supposer certaines informations textuelles (**Tableau III.16**).

La comparaison des séries montre que les corrélations entre les séries du Bassin parisien (ACM-BP et FR1-REF ; **Figure III.40 (a)**) et les séries hémisphériques sont toutes plus élevées sur la période actuelle, avec par exemple un coefficient de corrélation passant de 0,28 à la période médiévale (p -value < 0,001) à 0,54 (p -value = 0,00) de 1960 à 2000, entre Gui17 et ACM-BP (**Figure III.39 (a)**). Cette force de la relation appuie pour une cohérence annuelle globale actuelle du changement

climatique plus synchrone spatialement (en longitude, latitude et altitude) que ce qui est observé à l'époque médiévale. Cependant cette différence de corrélation peut également être induite par la différence du nombre d'individus qui moyenne le signal pour la reconstruction (entre 5 et 24 pour la période médiévale et 14 et 30 pour la période actuelle).

Enfin, s'il existe une variabilité annuelle du signal climatique commune aux différentes séries sur la période actuelle, la divergence des signaux pendant l'époque médiévale souligne la nécessité de développer des séries de températures à résolution régionale pour cette époque.

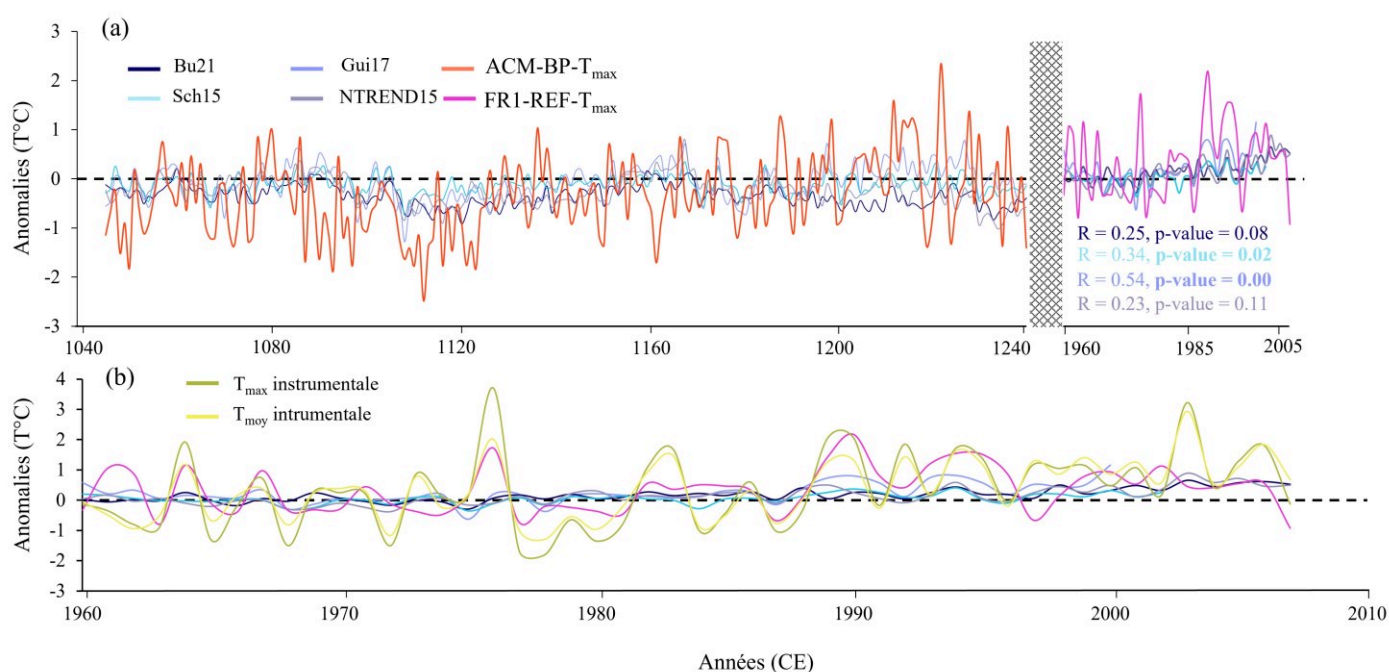


Figure III.40 Anomalies des reconstructions sur la période 1961-1990 des températures de l'air estivales (Bu21, Gui17 NTREND15 et Sch15) avec la reconstruction de T_{max} estivale de ACM-BP sur la période 1046-1240 et celle FR1-REF de 1960-2007 avec les coefficients de corrélation associés à la période récente (a) et avec les anomalies des T_{moy} et T_{max} estivales instrumentales de la station de Melun (période 1960-2007) (b).

2 Des conditions hydroclimatiques variables à l'échelle continentale de l'ACM : L'Europe par deux études de cas

La **PARTIE I, Chapitre V, section 2** montre qu'il existe de grandes différences existant dans l'amplitude et la chronologie des épisodes de chaleur et de sécheresse, ainsi que des périodes de froid et d'humidité entre la plupart des reconstructions hémisphères durant l'Anomalie Climatique Médiévale. Néanmoins, les comparaisons des chronologies climatiques dans la section précédente ont montré que les séries hémisphériques comprenant davantage de sites européens étaient mieux corrélées avec la série locale ACM-BP que celles en incluant moins. C'est pourquoi dans cette section, les séries climatiques issues de ACM-BP sont comparées avec des reconstructions centrées sur l'Europe.

2.1 Une bonne stationnarité de l'indice de sévérité de sécheresse en Europe centrale

La comparaison de la série du SPEI estival reconstruite à partir des données isotopiques de la série ACM-BP (décrite dans le **Chapitre II, section 5, Figure III.23**) avec une reconstruction estivale de l'indice de sévérité de la sécheresse, le scPDSI (Self-calibrating Palmer Drought Severity Index), basé sur le bilan hydrique du sol, en Europe centrale, permet d'élargir la compréhension de ces conditions hydroclimatiques à un contexte spatial plus large. Cette dernière série, appelée B21-scPDSI, est construite à partir des isotopes $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ de cernes de chênes provenant de République tchèque et du sud-est de la Bavière (**Tableau III.17 (section d'étude 2)**; Büntgen et al., 2021b).

Sur le dernier siècle (1901-2018), l'étude de Büntgen et al. (2021b) ne montre pas de corrélation évidente entre les données isotopiques d'Europe centrale et le scPDSI instrumental sur la grille régionale du nord de la France (**Figure III.41**). Pourtant, les indices de sévérité de sécheresse estivaux reconstruits sur les périodes médiévale et récente dans le Bassin parisien et l'Europe centrale (**Figure III.42**) sont significativement et assez fortement corrélés ($R = 0,43$ et $0,46$ respectivement, p -value $< 0,005$). Cette relation signifie qu'il existe un signal de fréquence commun de sévérité de sécheresse à l'échelle européenne.

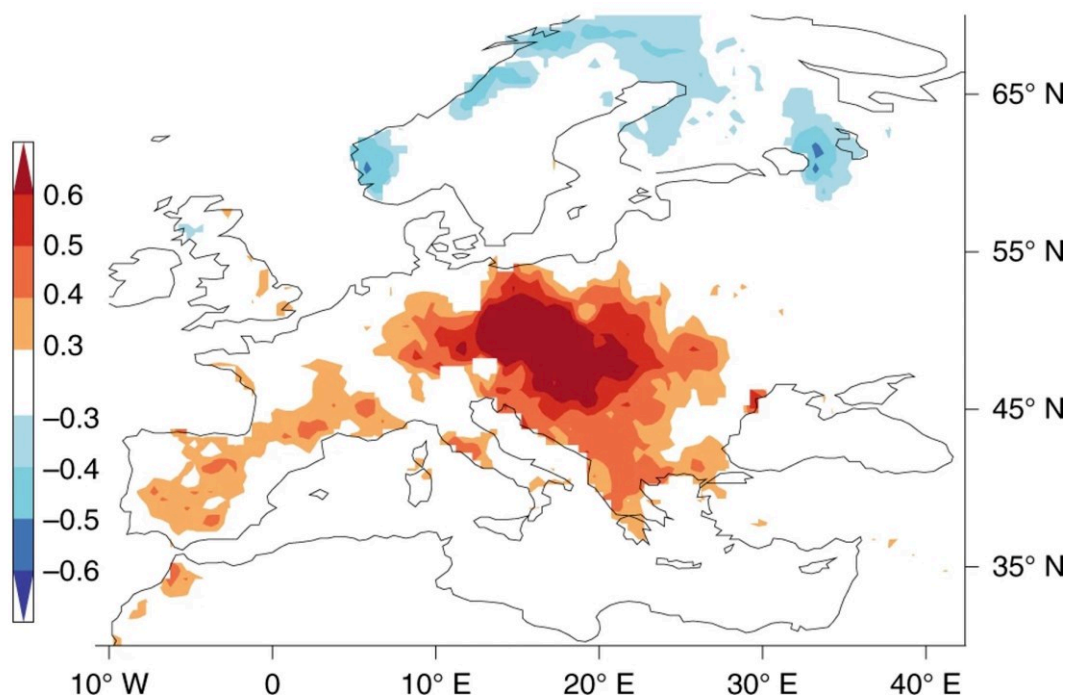


Figure III.41 Coefficients de corrélation spatiale à haute résolution (0,5°) entre les données isotopiques des cernes d'arbres d'Europe centrale et la moyenne régionale des données instrumentales scPDSI sur la grille spatiale européenne, sur la période commune de 1901 à 2018 CE. (© Büntgen et al., 2021b)

Cette période est toutefois considérée, d'après Büntgen et al. (2021b), comme globalement humide en Europe centrale du début du XI^e siècle au milieu du XII^e siècle. Une phase de sécheresse est bien décrite, mais elle survient à la suite et s'étend jusqu'à la fin du XVI^e siècle au cours du Petit Age Glaciaire (Büntgen et al., 2021b). Les indices du SPEI de la série ACM-BP (**Figure III.23**), indiquent que la période est caractérisée comme « sévèrement humide », entre 1113 et 1124, et généralement « modérément humide » jusqu'en 1124. Il reste nécessaire de contextualiser la reconstruction du SPEI dans le Bassin parisien dans une chronologie du SPEI plus étendue, pour indiquer de réelles anomalies d'humidité sur la période de l'ACM dans le Bassin parisien de même consistance que celles caractérisées par Büntgen et al. (2021b).

Enfin, la stationnarité de la corrélation des deux séries entre la période médiévale et actuelle indique qu'il existe une stabilité des conditions hydroclimatiques estivales sur le long terme entre ces régions (**Figure III.42**), ce qui n'était pas le cas entre la chronologie de la série reconstruite de la T_{\max} ACM-BP et les reconstructions de températures hémisphériques présentées dans la section précédente (**Figure III.39** et **Figure III.40**). Ici, la comparaison de deux séries reconstruites

exclusivement à partir des rapports isotopiques de la cellulose du bois final de chênes, démontre la stabilité de ces traceurs climatiques dans le temps.

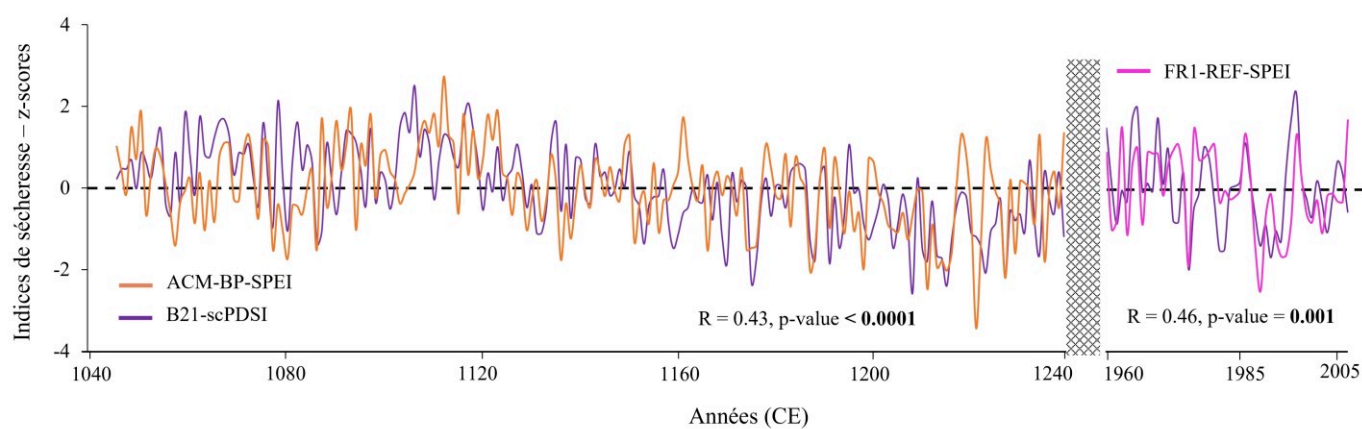


Figure III.42 Chronologies des reconstructions climatiques estivales des SPEI des séries ACM-BP et FR1-REF et du scPDSI de B21-scPDSI, mis à l'échelle z-scores sur les périodes 1046-1240 et 1960-2007. Les coefficients de corrélation des séries sont reportés sur chaque panneau.

2.2 Des conditions hydroclimatiques médiévales hétérogènes dans le nord-ouest de l'Europe

Bien que des tendances des conditions hydroclimatiques cohérentes soient observées entre les indices de sévérité de sécheresse pour l'Europe centrale et le Bassin parisien durant la période médiévale, d'autres reconstructions révèlent une diversité de ces conditions en Europe, en basse altitude. Dans cette section, nous comparons les reconstructions de précipitations estivales du sud de l'Angleterre et du Pays de Galles à partir de traceurs climatiques de cernes de chêne avec la reconstruction du VPD estival de la série ACM-BP.

Le VPD est indirectement lié au signal des précipitations, car la signature isotopique des précipitations est modulée par l'humidité ou la sécheresse atmosphérique (Robertson et al., 2001; Treydte et al., 2014) et parce que ce signal est incorporé dans les arbres, qu'ils poussent ou non sous un stress environnemental (Young et al., 2015). Les compositions isotopiques de l'oxygène des précipitations estivales du nord de la France sont déterminées par la circulation atmosphérique de l'ouest qui implique des précipitations frontales quand les étés sont humides ce qui entraîne des valeurs isotopiques nettement plus faibles que celles caractéristiques des étés secs, dominés par des conditions anticycloniques et des précipitations davantage convectives (Dong et al., 2013; Trouet et al., 2018; Young et al., 2015). Les valeurs élevées de VPD, quant à elles, sont associées à une circulation anticyclonique, tandis que les valeurs faibles de VPD sont associées à des circulations

de type cyclonique (Treydte et al., 2024). Ainsi, le VPD et les compositions isotopiques des précipitations sont interconnectés par le biais d'influences des conditions atmosphériques.

La comparaison du VPD estival reconstruit dans le Bassin parisien avec les reconstructions de la quantité de précipitations estivales dans le sud de l'Angleterre et du Pays de Galles indique cependant des variations climatiques hétérogènes sur le territoire du nord-ouest de l'Europe (**Tableau III.17, section d'étude 2**).

Une première chronologie, Wil13-PP, basée sur des largeurs de cernes de chênes (Wilson et al., 2013), ne montre d'ailleurs de relation significative ni avec le Bassin parisien à l'époque médiévale ni sur la période récente (1960-2003) comme indiqué sur la **Figure III.43**. Une corrélation plus forte est constatée avec la seconde chronologie de précipitations, MSA20-PP, basée sur $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose du bois final de cernes de chêne (Loader et al., 2020). Les corrélations sur les périodes médiévale ($R = -0,36$; $p\text{-value} = 0,024$, 1201-1240) et récente ($R = -0,71$; $p\text{-value} < 0,0001$; 1960-2000) ne sont pas sans rappeler celles trouvées entre les $\delta^{18}\text{O}$ de ces deux chronologies étudiées dans le **Chapitre III, section 1.3 (Figure III.43)**. La série MSA20-PP présente cependant de bien meilleures propriétés statistiques, cohérentes avec les mesures instrumentales que la série Wil13-PP, dont la capacité à reconstituer la complexité hydroclimatique saisonnière est limitée ce qui conduit probablement à une reconstruction climatique peu fiable (Bothe et al., 2019; Loader et al., 2020; Wilson et al., 2013). Par ailleurs, il est connu que les enregistrements de largeur de cernes des arbres peuvent sous-estimer la variabilité à basse fréquence sur plusieurs siècles du fait de la standardisation des séries (Briffa & Melvin, 2011; Büntgen et al., 2022; Esper et al., 2016; McPartland et al., 2020). En effet, des incohérences sont particulièrement visibles entre Wil13-PP et MSA20-PP, qui pourtant reconstruisent un même champ spatial, sur la période 1201-1240 (**Figure III.43**). Par exemple, une alternance de grandes quantités de précipitations (> 350 mm) et de faibles quantités (< 200 mm) est montrée pour MSA20-PP, concordant relativement avec le profil d'humidité et de sécheresse saisonnier des reconstructions du VPD d'ACM-BP, alors que Wil13-PP indique une période uniformément sèche.

Cependant, comme évoqué dans le **Chapitre III, section 1.3**, la relation entre la série britannique MSA et la série ACM-BP montre une décorrélation notoire dans le temps du $\delta^{18}\text{O}$ des chênes des arbres britanniques et des chênes du Bassin parisien (**Figure III.43 et Figure III.27**). Cette diminution de la force de relation entre la période médiévale et la période actuelle pourrait être expliquée par des influences variables de la circulation des masses d'air océanique et continentale, par exemple liées à des événements anticycloniques hétérogènes entre ces deux régions à l'époque

médiévale, déterminés par des variations dans les phases de la NAO et la trajectoire des vents d'ouest et les régimes de précipitations associés.

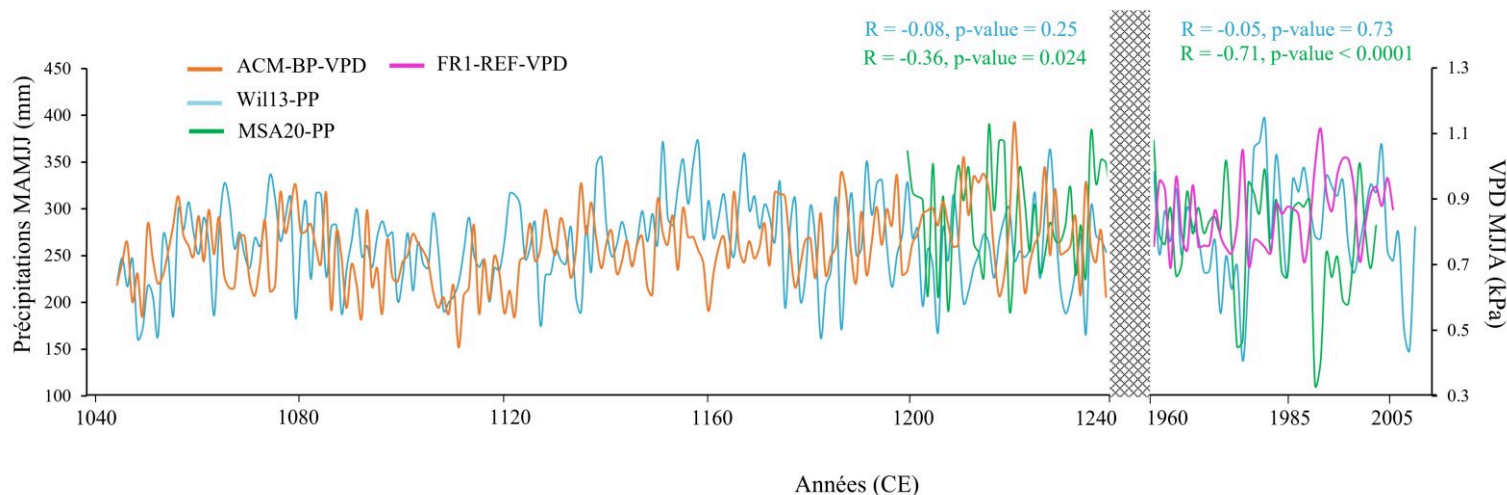


Figure III.43 Chronologies des reconstructions ACM-BP et FR1-REF du paramètre VPD de mai à août (orange et rose) (1046-1240 et 1960-2003) avec les reconstructions de précipitations (mm) de mars à juillet de WIL13-PP (bleu) (1046-1240 et 1960-2007) et de mai à août de MSA20-PP (vert) (1201-1240 et 1960-2000). Les coefficients de corrélation de ACM-BP et FR1-REF avec WIL13-PP (bleu) et MSA20-PP (vert) sont indiqués dans les panneaux de chaque période.

D'après les auteurs de l'étude, la série MSA20-PP, qui s'étend de 1201 à 2000, montre généralement une bonne cohérence des reconstructions climatiques avec les données textuelles historiques, notamment les étés extrêmement secs de 1252, 1325-1326, 1333, 1473, 1540 et 1684-1685 et atteste de la série des pluies diluviennes relatée en Europe du Nord entre 1315 et 1322, qui causa une crise frumentaire considérée comme la pire famine du dernier millénaire dans le nord-ouest de l'Europe (Le Roy Ladurie & Pépin, 2018; Loader et al., 2020; Pribyl, 2014). En Angleterre, on estime que 10 % de la population a succombé à cette famine et en France plus de 5 %.

Au vu des variations climatiques exposées, il semble possible de faire un parallèle entre la crise agraire des années 1310 et la période d'humidité sévère relevée au début du XII^e siècle dans les séries climatiques dérivées de ACM-BP (**Chapitre II, section 5**). En effet, les reconstructions de précipitations et de VPD sont basées sur une relation linéaire avec les niveaux isotopiques de l'oxygène des chênes et leurs moyennes absolues entre les séries MSA et ACM-BP sont similaires ($\delta^{18}\text{O}_{\text{moy}} = 29,21$ et $29,26$ ‰ respectivement), bien que la série ACM-BP présente une variabilité légèrement plus élevée (variance de 0,51 contre 0,31 pour MSA, certainement due à la différence d'individus représentés sur ces périodes entre les séries, à 5 contre 10 arbres). Ainsi, les années avec le plus de quantités de précipitations reconstruites de la série britannique lors de la crise agraire

vont de 1319 à 1323 avec en moyenne 419,84 mm de précipitations estivales et un $\delta^{18}\text{O}_{\text{moy}}$ de 27,93 ‰. Parallèlement, les cinq années avec un VPD estival le plus faible (période humide) au début du XII^e siècle dans la série ACM-BP sont de 1109 à 1113 avec un VPD_{moy} de 0,56 kPa et un $\delta^{18}\text{O}_{\text{moy}}$ de 27,81 ‰. Les valeurs absolues de $\delta^{18}\text{O}$, plus basses au début XII^e siècle que lors de la crise agraire des années 1315, pourraient suggérer qu'une période excessivement humide aurait pu générer une famine au début du XII^e siècle, et probablement au-delà des frontières de l'Europe, puisque cette période est généralement caractérisée comme humide et froide dans les reconstructions climatiques à l'échelle de l'hémisphère nord (voir **section 1.1** de ce chapitre). Ce postulat nécessite davantage de recherches de sources textuelles pour pouvoir attester d'une période de crise ou de famine. Ce résultat corrobore les conclusions de Büntgen et al. (2021b) sur l'existence d'une période pluviale intense en Europe centrale au XII^e siècle (via la série B21-scPDSI présentées dans la section précédente). Par ailleurs, ces événements survenant seulement quelques décennies avant la première phase d'abattage des chênes pour la construction de la cathédrale de Notre-Dame de Paris, interrogent sur la résilience des populations face à un tel épisode. Malgré des conditions climatiques difficiles, probablement ponctuées de crise agraire, ces sociétés ont su mobiliser les ressources humaines et matérielles nécessaires pour entreprendre des projets de grande envergure, démontrant ainsi que les conditions climatiques ne déterminent pas à elles seules la vulnérabilité des populations.

3 Conclusion

La contextualisation des séries climatiques de haute résolution temporelle ACM-BP dans un cadre géographique plus large, tant hémisphérique qu'europpéen, révèle certaines cohérences et divergences dans les reconstructions climatiques. La variabilité à moyennes fréquences (15 ans) des séries met en évidence un refroidissement général entre 1104 et 1129, en phase avec les reconstructions hémisphériques ainsi qu'une période relativement humide. Les comparaisons des conditions hydroclimatiques dans le nord de l'Europe de l'Ouest avec des sources textuelles suggèrent que ces événements ont probablement influencé les sociétés médiévales. Par ailleurs, l'étude présentée dans cette thèse révèle que des événements extrêmes annuels, comme les sécheresses ou les vagues de chaleur intense (début du XIII^e siècle), bien que significatifs localement, semblent être atténués dans les moyennes globales, soulignant l'importance des chronologies locales pour interpréter correctement la variabilité climatique du passé. Ces

divergences climatiques au cours de l'époque médiévale mettent en lumière la nécessité de développer davantage de séries de températures à résolution régionale, qui pourraient être intégrées dans des reconstructions de « champ climatique spatial » par exemple. Ces derniers peuvent révéler des empreintes spécifiques liées aux caractéristiques géographiques, topographiques et environnementales locales, facilitant ainsi la distinction entre la variabilité climatique locale de celle associée à la circulation atmosphérique, au forçage radiatif, ainsi qu'aux modes de variabilité océan-atmosphère à grande échelle. Enfin, la stationnarité des indices de sécheresse entre le Bassin parisien et l'Europe centrale entre la période 1046-1240 et 1960-2007 indique que les rapports des isotopes de l'oxygène des cernes de chênes sont des traceurs climatiques fiables dans le temps.

PARTIE IV | Exploration d'une nouvelle méthode de datation isotopique : méthodologie et évaluation au Moyen-Âge central dans le nord de la France

Introduction

La chronologie isotopique ACM-BP, constituée de séries réparties sur 4 sites du Bassin parisien, a précédemment été validée pour reconstruire le climat médiéval. La cohérence spatiale et temporelle de la répartition des isotopes stables de l'oxygène entre les sites du Bassin parisien ayant été démontrée (**PARTIE III, Chapitre II, section 2**), elle constitue une opportunité d'explorer les principes d'une nouvelle méthode de datation publiée récemment. Elle repose sur la synchronisation des variations de composition isotopique de l'oxygène des cernes consécutifs de bois non datés avec celle de bois datés. Sur le principe, elle ne diffère pas de la méthode dendrochronologique conventionnelle.

L'utilisation de la dendrochronologie peut être difficile lorsque seules de courtes chronologies sont disponibles car elles présentent davantage de risque d'erreurs de datation. Une datation précise nécessite généralement des échantillons qui ont des séquences continues d'au moins 80 cernes et souvent plus de 100 cernes (Bayliss et al., 2017; Frank et al., 2022). Les anomalies de croissance dans le bois, comme les changements abrupts dans la largeur des cernes causés par des perturbations telles que les maladies, la défoliation ou la gestion forestière peuvent également poser des problèmes (Frank et al., 2022; Haneca et al., 2009). De plus, les séries de largeurs de cernes peu

variables, produites dans les régions où les arbres subissent peu de stress environnemental, comme les latitudes tempérées en France, peuvent être difficiles à dater. Ainsi, dans les zones où les chronologies locales ou régionales des largeurs de cernes ne sont pas disponibles et où les séries sont difficiles à dater, la datation isotopique peut combler cette lacune en fournissant une alternative fiable (Loader et al., 2019).

Il est reconnu que les rapports des isotopes stables (carbone, oxygène et hydrogène) des cernes des arbres présentent généralement des corrélations beaucoup plus fortes entre les arbres que ce n'est le cas pour les largeurs de cernes (Labuhn et al., 2016; Rybníček et al., 2021; Young et al., 2015). Les valeurs isotopiques permettent une analyse de corrélation qui peut fournir des valeurs t conformes à la distribution de Student, ce qui peut être converti en probabilités d'erreur. Cette statistique assure une confiance dans les dates assignées (Loader et al., 2019). Ainsi, la datation par $\delta^{18}\text{O}$ des cernes offre une alternative valable à la datation dendrochronologique conventionnelle et est particulièrement adaptée aux régions humides à latitudes moyennes.

Techniquement, le $\delta^{18}\text{O}$ permet de dater des échantillons avec seulement 30 à 50 cernes même en cas de faible variabilité des largeurs des cernes, facilitant ainsi la datation de bois de jeunes chênes à croissance rapide (Loader et al., 2019; Sano et al., 2022). Bien que développée pour le centre et le sud de l'Angleterre pour le chêne, cette méthode a montré des succès dans d'autres régions comme le Pays de Galles, mais également outre-Atlantique, au Japon et en Corée ainsi qu'à partir d'autres espèces (cyprés, aulne, frêne, hêtre, peuplier noir, châtaignier et l'orme ; Loader et al., 2021; Miles et al., 2019; Sano et al., 2022).

Pour étendre la portée géographique de la méthode isotopique, Loader et al. (2019) recommandent de développer des chronologies régionales supplémentaires, adaptées aux variations climatiques locales, à l'exemple de chercheurs qui ont publié une chronologie de 2470 ans fondée sur $\delta^{18}\text{O}$ de cyprés pour le centre du Japon (Sano et al., 2022).

Dans cette partie, nous explorons la validité de l'approche développée en appliquant la méthodologie de Loader et al. (2019) sur les séries françaises qui composent la chronologie ACM-BP. L'objectif est d'évaluer dans quelles limites cette méthodologie peut être appliquée avec succès pour la datation des bois médiévaux du Bassin parisien et quels paramètres de filtrage et de correction des données sont nécessaires pour proposer un référentiel de datation robuste et précis pour la période spécifique de 1046 à 1240.

Chapitre I Présentation du corpus et des tests de datations

Afin d'évaluer le potentiel de cette méthode sur la série ACM-BP, la démarche proposée vise à dater - en aveugle - certaines sous-séries qui la composent. Nous tentons ainsi de dater :

- la série de « **Preuilly A** » (présentée dans la **PARTIE III, Chapitre I, section 1.2**) avec la série maîtresse $\delta^{18}\text{O}$ de référence du sud de l'Angleterre et du Pays de Galles (MSA), développée par Loader et al. (2019) à partir de *Quercus sp.*, datant de 1201 à 2000 et tronquée pour l'étude de 1201 à 1400. Le recoupement de ces deux séries étant de 40 ans, ce test permet d'évaluer s'il est possible de dater des séries assez distantes (**DAT-TEST 1 ; Figure IV.1 (a)**).

- la série « **Reims** » (présentée dans la **PARTIE III, Chapitre I, section 1.4**), le site le plus éloigné géographiquement du corpus des bois de la série ACM-BP (**Figure III.1**), d'une longueur chronologique de 54 ans, avec la moyenne des autres séries qui constituent ACM-BP (**DAT-TEST 2 ; Figure IV.1 (b)**).

- la série « **Notre-Dame test** » (présentée dans la **PARTIE III, Chapitre I, section 1.5**), d'une longueur chronologique de 19 ans avec la série de référence ACM-BP. De la même manière que précédemment, nous excluons « Notre-Dame test » avec la moyenne des autres séries qui constituent ACM-BP (**DAT-TEST 3 ; Figure IV.1 (c)**).

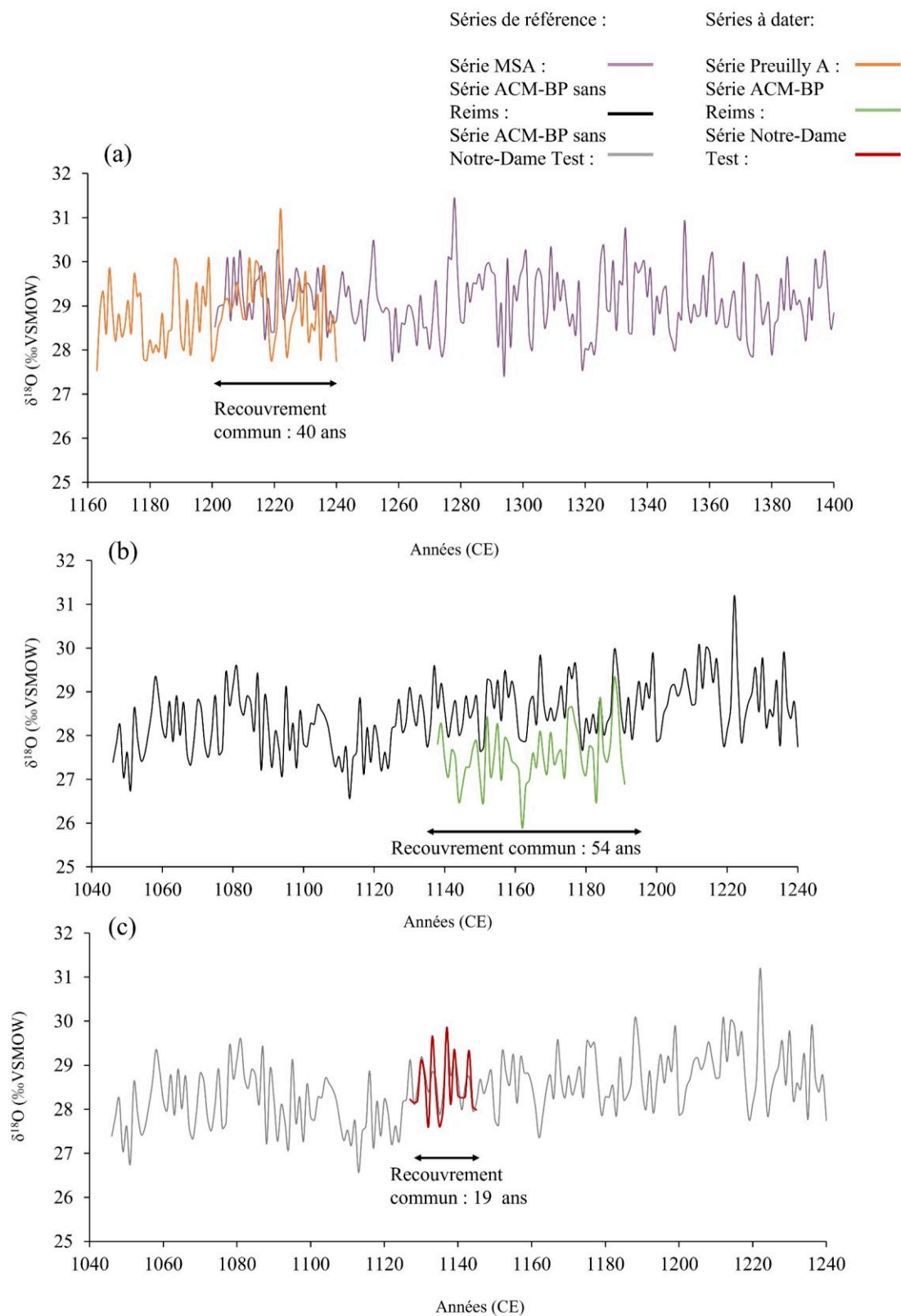


Figure IV.1 Chronologies des différents tests de datation entre séries à dater et sérieq de référence ; (a) DAT-TEST-1, (b) DAT-TEST-2, (c) DAT-TEST-3.

Chapitre II Méthode de datation

Loader et al. (2019) recommandent de filtrer les séries avant l'application de la méthode car la variabilité de basse fréquence des séries isotopiques engendre des coefficients de corrélation inter-séries non indépendants entre les fenêtres temporelles adjacentes du fait de l'autocorrélation. Cette non-indépendance a pour effet d'augmenter les coefficients lorsque les tendances des deux séries coïncident. De plus, l'analyse de corrélation suppose que les séries soient stationnaires, nécessitant donc la suppression de la variabilité basse fréquence.

D'après les auteurs, les filtres rectangulaires, qui consistent à lisser la série temporelle en moyennant les données sur une période définie et à soustraire le filtre aux valeurs initiales, se sont avérés des plus efficaces pour minimiser l'autocorrélation de premier ordre tout en étant facile à appliquer. Le filtre de 9 ans a été choisi par les chercheurs mais les filtres de 7, 11, 13 et 15 ans présentent tout autant une faible autocorrélation de premier ordre et peuvent être appliqués selon la longueur chronologique de la série à dater. Comme évoqué plus haut, une autocorrélation trop importante dans les séries temporelles pose un problème majeur car elle viole les hypothèses statistiques d'indépendance des observations et entraîne des biais dans l'estimation des coefficients, ce qui conduit à une surestimation de la significativité statistique ou encore une réduction des degrés de liberté indépendants.

Nous testons la datation des séries de Preuilley A et Reims (DAT-TEST 1 et DAT-TEST 2) avec différentes tailles de filtres (sans filtre, filtre de 9, 13 et 15 ans) pour vérifier quel paramètre semble le mieux adapté. Les filtres, basés sur une moyenne glissante, sont définis comme suit :

Soit $\{y_1, y_2, \dots, y_n\}$ la série originale. La formule de la moyenne glissante pour le point y_t , correspondant à l'année t , avec une fenêtre de taille X (où X est impair) est :

$$mg_t = \frac{1}{X} \sum_{i=t-\frac{X-1}{2}}^{t+\frac{X-1}{2}} y_i$$

Pour calculer la moyenne glissante de la série complète, on ajoute au début et à la fin des séries, la réplique des dernières valeurs de la série, appelées « données miroir ». Ainsi pour calculer la

moyenne mobile centrée sur une valeur de bordure de la série, on réplique la valeur de bordure ($X - 1$) / 2 fois au-delà des bornes de la série.

Enfin une valeur filtrée est calculée, par soustraction du filtre à la valeur mesurée :

$$\text{Valeur filtrée}_t = y_t - mg_t$$

Le test DAT-TEST 3 a été réalisé sans filtre en raison de la courte longueur de la sous-série « Notre-Dame Test » ($N = 19$).

Pour dater une série par rapport à une série de référence, différents paramètres sont pris en compte :

- Un nombre minimum d'années de recoupement entre les séries doit être défini.
- Un coefficient de corrélation de Pearson est calculé à chaque position possible de recoupement chronologique entre la série à dater et la série de référence en prenant en compte le nombre minimum d'années de recoupement défini.
- Seules les années pour lesquelles des coefficients de corrélation positifs sont obtenus sont conservées.

Des valeurs t de Student sont alors obtenues comme suit :

$$t = \text{coef. cor} \times \left(\sqrt{\frac{d.l}{1 - (\text{coef. cor}^2)}} \right)$$

où :

$d.l$ est le degré de liberté calculé à partir d'une taille d'échantillon corrigée, N_{cor} , et de X la taille du filtre choisi (0, 9, 13 ou 15) suivant :

$$d.l = N_{cor} - 2 - \left(\frac{N}{X} \right)$$

avec

$$N_{cor} = N \times \left(\frac{1 - r1_s \times r1_m}{1 + r1_s \times r1_m} \right)$$

N étant le nombre d'années de recoupement des séries, r_{1_s} la valeur absolue de l'autocorrélation de premier ordre de la série à dater et r_{1_m} celle de la série maitresse.

Puisque plusieurs coefficients de corrélation sont calculés sur une même série, la probabilité de réussite augmente donc avec la taille (longueur) de la série.

- Les probabilités calculées doivent être corrigées pour les tests multiples (McCarroll, 2016). La méthode de la « correction de Bonferroni », multiplie la probabilité par le nombre de tests effectués pour évaluer la significativité des valeurs observées dans les positions de recoupement avec la série de référence.

Les probabilités corrigées sont transformées en $\frac{1}{p}$ qui est une métrique plus intuitive où des valeurs élevées suggèrent une forte certitude statistique dans les résultats observés, tandis que des valeurs plus basses indiquent une moins grande significativité statistique.

- Enfin, un facteur d'isolement (FI) consiste à mesurer le rapport entre le résultat $\frac{1}{p}$ le plus élevé et le second résultat le plus élevé.

Loader et al. (2019) ont défini des seuils arbitraires ; $\frac{1}{p} \geq 100$ et $(FI) \geq 10$, en deçà desquels les datations sont considérées comme incertaines et au-delà desquels les datations sont considérées comme très probables.

Chapitre III Résultats des tests de datation par $\delta^{18}\text{O}$

Dans les lignes qui suivent sont présentés les résultats des tests de datation visant à évaluer le potentiel de la méthode de datation isotopique. Ces résultats permettent d'examiner le potentiel de la série ACM-BP en tant que référence dans la datation des bois indatables dans le Bassin parisien.

1 Analyse des résultats de DAT-TEST 1

Le premier test (DAT-TEST 1) consiste à dater la série "Preuilly A" (1163-1240) en la comparant à la série de référence britannique MSA, qui la recoupe sur 40 ans (**Figure IV.1 (a)**). Les quatre tests - sans filtre (SF), avec filtre de 9 (F9), 13 (F13) et 15 (F15) ans des séries – ne présentent aucune valeur correspondant au seuil $1/P \geq 100$. Par ailleurs, plus la longueur du filtre des séries augmente, plus la valeur $1/P$ diminue ; pour 1163 le test SF donne $1/P = 0,16$, $F9 = 0,10$, $F13 = 0,07$ et $F15 = 0,05$. Les tests SF, F13 et F15 donnent tous pour première année de période datée 1274 au lieu de l'année 1163 attendue, pour autant la valeur $1/P$ de 1274 n'est pas statistiquement acceptée (entre $0,21$ et $1,79 < 100$; **Tableau IV.1**). Le test F9 quant à lui trouve en première position l'année 1312, sans significativité ($1/P = 1,05$, < 100). Seul le test SF place la date de 1163 en deuxième position derrière 1274. Si le coefficient de corrélation est le plus élevé pour l'année 1163 parmi les périodes testées par la méthode ($R = 0,34$, $N=40$ contre $R = 0,26$, $N=78$ pour 1274, première année trouvée par le test), le faible nombre d'années de recoupement, dégradé par la méthode pour le calcul statistique, est trop faible pour permettre une datation significative.

2 Analyse des Résultats de DAT-TEST 2

Le deuxième test (DAT-TEST 2) consiste à dater la série "Reims" (1138-1191) en la comparant à la série de référence ACM-BP (sans Reims, 1046-1240), avec laquelle elle a une période de recouvrement de 54 ans (**Figure IV.1 (b)**). Les quatre tests présentent tous des valeurs correspondant au seuil $1/P \geq 100$ et $FI \geq 10$ pour 1138, l'année attendue (**Tableau IV.1**). Par ailleurs, plus la longueur du filtre des séries augmente, plus la valeur $1/P$ augmente ; le test SF donne $1/P = 1,45 \times 10^7$ ($FI = 8,02 \times 10^6$), $F9 = 5,39 \times 10^7$ ($FI = 1,04 \times 10^7$), $F13 = 4,79 \times 10^8$ ($FI = 2,82 \times 10^8$) et $F15 = 5,70 \times 10^8$ ($FI = 5,65 \times 10^8$; **Figure IV.2**).

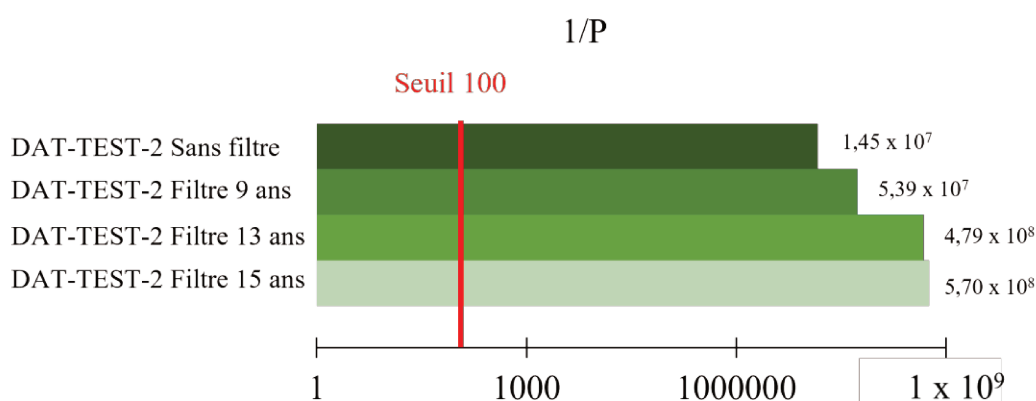


Figure IV.2 Valeur $1/P$ pour le test DAT-TEST 2 selon les traitements appliqués sur les séries de Reims et ACM-BP (sans Reims).

3 Analyse des Résultats de DAT-TEST 3

Le troisième test (DAT-TEST 3) consiste à dater la série "Notre-Dame Test" (1127-1145) en la comparant à la série de référence ACM-BP (sans Notre Dame Test, 1046-1240), qui la recoupe de 19 ans (**Figure IV.1 (c)**). L'unique test ne passe pas le seuil $1/P \geq 100$ pour 1127, l'année attendue ($1/P = 24,26$; (**Tableau IV.1**)). En revanche, si l'on évite la correction de Bonferroni, le test est concluant et l'année 1127 apparaît comme la plus probable. La longueur de recoupement de 19 ans contraint particulièrement le calcul des résultats de la méthode malgré un coefficient de corrélation de 0,76 pour la période centrée sur l'année 1127. Ainsi, il semble qu'une période trop courte puisse fortement limiter la validation de la datation par cette méthode.

Tableau IV.1 Tableau récapitulatif des résultats des tests de datation sur la première et deuxième année identifiée. Lorsque l'année attendue est trouvée, elle est signifiée en gras. Lorsque le seuil d'acceptabilité statistique 1/P est significatif (>100), la valeur FI est affichée.

Test	Filtre	Année en 1ère position	1/P (Année 1)	Année en 2ème position	1/P (Année 2)	FI
DAT-TEST 1	SF	1274	0,21	1163	0,16	
DAT-TEST 1	F9	1312	1,05	1274	0,59	
DAT-TEST 1	F13	1274	1,26	1312	1,02	
DAT-TEST 1	F15	1274	1,79	1312	1,39	
DAT-TEST 2	SF	1138	$1,45 \times 10^7$	1020	1,81	$8,02 \times 10^6$
DAT-TEST 2	F9	1138	$5,39 \times 10^7$	1020	5,20	$1,04 \times 10^7$
DAT-TEST 2	F13	1138	$4,79 \times 10^8$	1020	1,70	$2,82 \times 10^8$
DAT-TEST 2	F15	1138	$5,70 \times 10^8$	1070	1,01	$5,65 \times 10^8$
DAT-TEST 3	SF	1127	24,26	1202	0,09	

Chapitre IV Discussion : Potentiel de la méthode pour dater des bois non datables par dendrochronologie conventionnelle pour le nord de la France au cours de l'ACM

Au regard des résultats présentés, nous proposons un nouveau tronçon de chronologie régionale pour un référentiel isotopique dans le nord de la France, le premier de cette époque en Europe, qui permettra de dater, avec certaines limites, des bois historiques. La chronologie isotopique ACM-BP (N=195 ans) a montré le potentiel de dater la série de « Reims » (N= 54 ans), lorsque celle-ci n'était pas comprise dans le référentiel (DAT-TEST-2), par la méthode intégrant une phase de filtrage par une moyenne glissante de 9, 13 ou 15 ans, mais également sans appliquer de filtre préalablement au calcul statistique. La longueur de recoupement de 54 ans et le coefficient de corrélation des séries selon le filtrage (entre $R = 0,75$ et $R = 0,80$) permettent une validation de la méthode dans des conditions optimales.

Au contraire, le DAT-TEST 1 a montré des conditions défavorables pour cette méthode de datation. En effet, malgré un coefficient de corrélation le plus élevé pour l'année 1163 parmi les périodes testées par la méthode ($R = 0,34$, N=40), le nombre d'années de recoupement, qui détermine le degré de liberté, entre la série à dater et la série de référence, jouent en défaveur de l'année 1163 lors du calcul statistique. Nous ne saurions donc préconiser de dater des séries trop courtes. De la même manière, le test DAT-TEST-3, avec la série « Notre-Dame-Test » (N= 19 ans) ne passait pas le seuil d'acceptabilité recommandé par Loader et al. (2019) ($1/P > 100$; 2019), malgré un fort coefficient de corrélation ($R = 0,76$). Pourtant, sans la correction Bonferroni, le test s'avère concluant. Ce dernier cas pourrait remettre en considération l'utilisation systématique de la correction de Bonferroni. D'après Doan (2005), la correction de Bonferroni ne devrait être appliquée que si les comparaisons sont indépendantes. Lorsque les tests sont liés les uns aux autres, la correction est trop sévère et le risque de seconde espèce, c'est-à-dire le risque de faux négatifs, devient très élevé. Dans cet exemple spécifique, l'application de la correction de Bonferroni a conduit à rejeter une solution correcte parce que la statistique associée ($1/P$) est devenue trop faible

après correction. En d'autres termes, bien que la solution soit correcte, elle est rejetée parce que la correction a exagérément abaissé la probabilité d'acceptation. L'article de Loader et al. (2019) fait état du nombre de longueur minimale de cernes entre les séries pour réussir les tests de datation. Ils montrent que si pour 50 cernes la datation est réussie dans 100 % des cas avec les critères de sélection, seuls 28 % des séries de 30 cernes passent le test de datation.

Les différents paramètres testés, à savoir la longueur des séries, la corrélation et le filtrage, montrent les limites de la méthode de datation, résumées ici :

Force de l'autocorrélation : la statistique impose la dégradation du nombre d'années testées en fonction de l'autocorrélation des séries, plus elle est importante, plus le degré de liberté sera faible. Le filtrage des séries a son importance dans le calcul de l'autocorrélation et en général, plus le filtre est élevé, plus l'autocorrélation est faible. Lors des tests avec ou sans filtre, les résultats ont parfois différé comme pour DAT-TEST 1, sans pour autant être significativement différents.

Longueur des séries : déterminant le degré de liberté, plus la longueur de recoupement des séries est faible, plus le degré de liberté est faible, plus le test t de Student est limité dans sa capacité à détecter des différences significatives. Avec un faible degré de liberté, la distribution de la statistique t est plus large, ce qui nécessite des différences plus grandes pour atteindre un niveau de significativité donné. En conséquence, le test devient moins puissant ; il a moins de chances de détecter un effet réel lorsqu'il existe.

Corrélation : un coefficient de corrélation élevé indique une relation linéaire marquée entre les variables, ce qui augmente la statistique t et rend plus probable la détection d'une différence statistiquement significative. Ce paramètre rend compte de l'importance d'utiliser des référentiels de datation régionaux avec un potentiel plus élevé de corrélation du $\delta^{18}\text{O}$ entre les séries. En l'occurrence, il n'a pas été possible de dater la série française du Bassin parisien (Preuilley A) en utilisant la série de référence britannique (MSA ; $r = 0,34$; $N = 40$). En revanche, la datation a pu être réalisée avec succès en comparant la série du Bassin parisien (Reims) à la série de référence ACM-BP ($R = 0,75$; $N = 54$).

Conclusion et perspectives

La série ACM-BP, présentée sans filtre sur la **Figure III.12 (b)** en noir, est la première couvrant la période chronologique 1046-1240 dans le nord de la France. La méthode de datation isotopique par $\delta^{18}\text{O}$ présente des avantages dans des contextes où la dendrochronologie conventionnelle est limitée, lorsque les séries isotopiques montrent des corrélations élevées donc particulièrement adaptée à l'échelle du Bassin parisien. Cependant, la méthode se heurte à des défis, tels que la nécessité de longues séries de recoupement (> 50 ans) et la sévérité de la correction statistique de Bonferroni, qui peut parfois rejeter des solutions correctes. Par ailleurs, l'analyse isotopique est une méthode coûteuse par la complexité des longues procédures de préparation et de mesure des échantillons. Enfin, le nord de la France compte de nombreux édifices médiévaux sur cette période (Blondel et al., 2020; Hunot, 2022), dont les bois pourrait être des candidats de choix pour être datée par cette méthode, qui ne prétend néanmoins pas se substituer à la datation par dendrochronologie conventionnelle, mais vise à la soutenir. Enfin, si les résultats de la méthode orientent sur la période datée, ils nécessitent une analyse contextuelle approfondie de la pièce datée pour replacer le résultat dans un cadre interprétatif adéquat.

L'exploration de la méthode isotopique basée sur le rapport $\delta^{18}\text{O}$ offre plusieurs perspectives intéressantes pour améliorer sa précision et son applicabilité. Voici les principaux développements à considérer :

- Applicabilité géographique et mise au point des paramètres optimaux :

Des vérifications sur des séries en aveugle provenant de zones géographiques en dehors du Bassin parisien sont à explorer. Ces tests permettront d'améliorer le niveau des paramètres optimaux tels que la longueur minimale des séries, le filtrage adéquat, et les limites géographiques du référentiel.

- Extension à d'autres essences d'arbres :

Bien que la méthode soit actuellement principalement appliquée au chêne, son extension à d'autres espèces d'arbres pourrait offrir de nouvelles opportunités pour la datation. Les travaux de Sano et al. (2022) suggèrent que des essences telles que le cyprès, le frêne et le peuplier noir peuvent également être utilisées. En élargissant l'application à des essences locales moins étudiées en France, il serait possible d'enrichir le référentiel isotopique et d'augmenter les opportunités de datation pour les structures historiques.

- Développement de la série de référence au dernier millénaire :

Pour enrichir le référentiel de datation du Bassin parisien, il est prévu d'établir une nouvelle chronologie isotopique afin de combler l'écart entre la série ACM-BP et la série de Fontainebleau (FR1, 1306-2007, **Figure III.27**). Cette démarche permettra de créer un cadre de référence de datation couvrant le dernier millénaire.

- Développement d'un code R pour l'optimisation de la méthode :

Dans cette optique, les travaux de stage au LSCE d'un étudiant en master, Thomas Combacal, ont jeté les bases de l'élaboration d'un code R pour optimiser la méthode, permettant de tester et d'ajuster divers paramètres variables de manière systématique. Cet outil pourra faciliter la procédure de datation et aider à fixer des niveaux de paramétrage optimaux.

Conclusion et perspectives générales

Ces travaux de thèse contribuent à approfondir la compréhension des mécanismes thermiques modifiant les signatures isotopiques du bois carbonisé, tout en soulignant les limites actuelles de son utilisation pour les reconstructions climatiques. La carbonisation expérimentale du bois de *Quercus petraea* entraîne des transformations chimiques majeures, influençant les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ en deux phases principales : une légère augmentation en dessous de 300°C, due à la perte d'eau et de composés volatils, suivie d'une forte diminution jusqu'à 700°C, liée à la dégradation de la cellulose et de la lignine. Au-delà de 700°C, les variations isotopiques ne peuvent être expliquées uniquement par la réorganisation structurale des noyaux aromatiques et pourraient être influencées par la composition élémentaire des cendres et ses transformations thermiques. Toutefois, la reconstruction climatique à partir du $\delta^{18}\text{O}$ du bois total reste limitée en l'état actuel des recherches, nécessitant des études complémentaires sur les minéraux, la structure moléculaire et la synthèse isotopique de la lignine.

En parallèle, l'étude des bois non carbonisés a permis d'exploiter le signal isotopique de l'oxygène des chênes du Bassin parisien, couvrant la période de 1046 à 1240, révélant ainsi une histoire climatique régionale inédite.

Les variations observées sont uniformément partagées entre les quatre sites étudiés : Notre-Dame, Reims, Bonport et Preuilly. La cohérence de la distribution isotopique entre les individus (5) sur les sites de Preuilly et Bonport ainsi que les sous-séries (6) de Notre-Dame de Paris comptabilisant 14 individus, témoigne de la grande sensibilité du $\delta^{18}\text{O}$ à refléter des caractéristiques stationnelles, même à partir d'un nombre limité d'échantillons. Par ailleurs, bien que distant les uns des autres, à plusieurs centaines de kilomètres parfois, les sites présentent une bonne cohérence de la variabilité isotopique. Cette observation souligne la pertinence de l'utilisation du $\delta^{18}\text{O}$ comme traceur isotopique, offrant ainsi une méthode de choix pour l'étude paléoenvironnementale dans des contextes où un faible échantillonnage d'individus est disponible comme c'est le cas dans la présente étude.

Jusqu'ici la période de l'Anomalie Climatique Médiévale a été majoritairement définie à partir de séries de largeurs de cernes et de densité du bois demandant des dizaines d'échantillons pour interpréter un faible rapport signal-bruit, et davantage d'arbres dans les contextes où la croissance des arbres n'est pas contrôlée par un unique paramètre climatique (Büntgen et al., 2012; Helama et

al., 2008; Wilson et al., 2016). La faible disponibilité des bois sur cette période montre donc l'intérêt du $\delta^{18}\text{O}$ pour reconstruire le climat. Cependant, échantillonner un faible nombre d'individus peut poser des problèmes de datation par dendrochronologie si ces derniers possèdent peu de cernes. C'est pourquoi, s'appuyant sur la variabilité isotopique commune aux différents sites, divers tests ont été réalisés au sein de la série ACM-BP afin d'évaluer le potentiel de la méthode de datation basée sur le $\delta^{18}\text{O}$. La datation de la période commune de la série Reims avec les autres sites a permis de prouver, dans le Bassin parisien, l'efficacité de cette méthode validée en Grande-Bretagne. Toutefois, les résultats présentés ont montré qu'une application très rigoureuse des tests statistiques entraînait le rejet de solutions pourtant exactes, et ont permis de confirmer que la réussite de la procédure de datation était conditionnée par la longueur de la série, qui doit être supérieure à 50 ans pour une réussite du test à 100 % (Loader et al., 2019).

Outre ces considérations, la moyenne isotopique absolue des sous-séries des 14 individus des bois de la cathédrale de Notre-Dame de Paris montre une grande similitude avec celles des autres sites mais particulièrement avec celle de l'abbaye de Preuilley située dans le sud-est de l'Île-de-France, à une trentaine de km de la forêt de Fontainebleau. Ce résultat appuie les interprétations de A. Štulc-Imbert (2023) qui établit qu'une partie des bois médiévaux de Notre-Dame de Paris sont vraisemblablement originaires du sud de la région parisienne.

Si le signal isotopique actuel porté par les bois de Fontainebleau est influencé par différents paramètres climatiques (Daux et al., 2018), ce sont les températures maximales, le VPD et le SPEI qui expliquent la plus large part de la variance de la série isotopique ACM-BP.

Une première phase climatique sur la période de l'ACM, de 1046 à 1129, est caractérisée par un climat froid et humide, corroboré par des mentions d'été froids au début du XII^e siècle rapportées dans la littérature d'Europe de l'Ouest (Pfister & Wanner, 2021). Ce type de climat est également retrouvé dans les reconstructions de sévérité de sécheresse en Europe centrale faisant état d'une période particulièrement pluviale débutant dès le début du XI^e siècle (Büntgen et al., 2021b). Au regard des données isotopiques mesurées sur les chênes de Fontainebleau entre 1306 et 2007 (Daux et al., 2018 et données non publiées), il s'avère que cette première phase est caractérisée par une moyenne isotopique plus basse que celle du Petit Âge Glaciaire (1350-1799), ce qui contraste avec la perception traditionnelle de l'Anomalie Climatique Médiévale comme une période d'embellie climatique favorable au développement économique des populations. Par ailleurs, en comparant les données isotopiques de la série ACM-BP pour la période de 1107 à 1129, marquée par de nombreux épisodes de valeurs exceptionnellement basses, avec celles de la série médiévale britannique durant les pluies diluviennes de 1310 à 1320 — une période qui a conduit à la « Grande

Famine » dans le nord de l'Europe de l'Ouest et causé la perte de plus de 5 % de la population française (Le Roy Ladurie & Pépin, 2018) — il apparaît que le début du XII^e siècle pourrait avoir été au moins aussi extrême. Cela souligne le caractère exceptionnel du XII^e au cours du dernier millénaire et suggère qu'elle aurait été particulièrement rude, tant sur le plan climatique que sur ses conséquences pour les sociétés humaines de l'époque.

Vers 1129, une transition s'opère vers une phase plus optimale, avec des conditions estivales à la fois plus chaude et moins humides. Cette période se distingue par une intensification marquée des conditions sèches et chaudes, atteignant son apogée au début du XIII^e siècle. Les reconstructions des indices de sécheresse en Europe centrale publiés dans la littérature scientifique, décrivent la même tendance (Büntgen et al., 2021b), ce qui suggère que l'évolution des conditions climatiques a été cohérente sur une large échelle spatiale.

La comparaison entre le climat de l'époque médiévale et le réchauffement climatique actuel a révélé des différences significatives, tant en ce qui concerne l'ampleur que la rapidité du réchauffement. Ces écarts soulignent l'impact des activités humaines sur l'accélération du changement climatique actuel, contrastant avec les variations naturelles plus lentes observées lors de la période de réchauffement médiéval. Ce lent réchauffement peut être mis en parallèle avec la probable tendance positive de l'oscillation Atlantique Nord à partir de 1150, qui aurait persisté durant 240 ans (Ortega et al., 2015). La reconstruction régionale des températures maximales estivales, comparées à plusieurs séries de reconstructions de températures estivales dans l'hémisphère Nord, révèlent un réchauffement particulièrement marqué dans le Bassin parisien. Ce réchauffement est caractérisé par des extrêmes élevés associés à des événements climatiques intenses dont les causes restent encore mal comprises dans la littérature actuelle. Par ailleurs, les sources documentaires indiquent que cette période en Europe a été marquée par plusieurs épisodes de « méga-sécheresses », tels que celui de 1168, qui ont pu représenter des défis de ressources pour les populations. Ces événements spécifiques comme la saison estivale de l'année chaude 1222 mise en évidence sur le site de Preuilley, nécessitent une interprétation plus approfondie en tenant compte du bilan hydrique local et de l'activité du site de prélèvement des arbres. Un événement similaire est observé dans la série isotopique britannique, ce qui témoigne d'un phénomène climatique à l'échelle supra-régionale. Pour étudier ce type d'événement spécifique, une combinaison d'approche est nécessaire comme l'analyse des tendances de croissance des largeurs de cernes à travers des études dendrochronologiques, la mesure de la densité du bois, la mesure du rapports isotopiques du carbone dans la cellulose des cernes et des recherches documentaires. Cette approche multidisciplinaire permettrait de révéler des schémas de gestion forestière historique tels que des

phases de coupe, ainsi que de détecter des événements de stress climatiques extrêmes tels que des tempêtes.

Les comparaisons climatiques avec les reconstructions existantes à différentes échelles spatiales (régionales et hémisphériques) soulignent l'importance de développer des séries résolues localement pour affiner l'interprétation des interactions entre les changements climatiques locaux et les processus de forçage à grande échelle.

La série isotopique du Bassin parisien montre finalement une cohérence assez limitée avec la série britannique à l'époque médiévale contrairement à ce qu'on observe pour les dernières décennies. Cela pourrait indiquer des schémas de circulation atmosphérique cyclonique dans le nord de l'Europe de l'Ouest sensiblement différents de schémas actuels (Loader et al., 2020). À l'inverse, il a été observé une similitude entre le gradient de distillation isotopique de l'oxygène dans les précipitations actuelles et celui du $\delta^{18}\text{O}$ des chênes médiévaux, ce qui suggère que la circulation des masses d'air similaire entre les deux périodes dans le Bassin parisien. Il n'est pas totalement exclu que le manque de cohérence isotopique entre la série britannique et celle du Bassin parisien à l'époque médiévale soit d'origine méthodologique et puisse être imputable à un nombre trop réduit d'individus étudiés. En effet, la période médiévale dans le Bassin parisien repose sur un échantillon beaucoup plus réduit (5 individus) par rapport à l'échantillon de la période actuelle (entre 14 et 30 individus), ce qui affecte la qualité du signal isotopique et la précision des comparaisons. Enfin, ces différences pourraient signifier une évolution de la cohérence climatique à l'échelle supra-régionale induite par les changements climatiques globaux à la période actuelle, qui tendent à homogénéiser certaines conditions climatiques, réduisant ainsi les disparités régionales (Gutiérrez et al., 2021).

D'autre part, l'analyse des bois de Fontainebleau sur la période actuelle révèle une non-stationnarité dans la relation entre le $\delta^{18}\text{O}$ des cernes d'arbres et la température estivale maximale, mais cette observation est limitée par la courte période de divergence étudiée (1994-2007). Bien que les modèles de reconstruction climatique soient jugés fiables, de grandes incertitudes y sont associées - des recherches supplémentaires sont nécessaires pour interpréter les variations climatiques passées au regard des changements récents dans la relation entre les proxys et le climat -.

En essence, nous constatons que les chênes du Bassin parisien ont enregistré une histoire climatique tout à fait inédite pour cette région de basse altitude. Cette thèse ouvre des perspectives prometteuses pour l'étude des cernes torréfiés des vestiges de bois de Notre-Dame de Paris. La présence potentielle de cellulose dans ces cernes, malgré leur exposition au feu, permettrait d'exploiter ces échantillons pour prolonger la chronologie ACM-BP existante. Pour les échantillons hautement carbonisés, l'étude expérimentale de carbonisation a démontré la complexité des

processus de modifications chimiques en jeu et la difficulté de mettre au point des facteurs correctifs sans l'identification précise de l'origine de l'oxygène résiduelle. Des recherches supplémentaires sont à fournir.

Ce travail de thèse a permis d'ouvrir la voie pour une discussion concertée sur le paysage environnemental dans le Bassin parisien lors de l'Anomalie Climatique Médiévale, qui se fera de manière transdisciplinaire dans le cadre de l'ANR CASIMODO. Les données palynologiques, carpologiques, pédologiques, dendrologiques, géologiques et les sources textuelles comparés à ces reconstructions climatiques permettront de mieux comprendre le contexte socio-écologique de la construction du chantier de Notre-Dame de Paris, mais également de faire le lien entre des événements de stress climatique et la gestion de ces derniers par les populations. Il sera néanmoins nécessaire de combler le vide temporel entre 1240 et le début de la série isotopique française des chênes de Fontainebleau (FR1) afin de mieux comprendre la transition de l'ACM vers le PAG et de déterminer avec précision la durée réelle du réchauffement observé au milieu du XII^e siècle. Enfin, accroître en nombre d'individus et prolonger la chronologie existante régionale en France permettra une évaluation précise de la durée et de l'impact de l'ACM dans le Bassin parisien. Actuellement, les caractéristiques climatiques de cette période d'anomalie semblent montrer une variabilité ponctuée certes par des événements extrêmes mais globalement comparable à celle observée entre 1306 et 1950.

Récapitulatif des perspectives générales des travaux de recherche

Perspectives sur le bois carbonisé :

- **Analyse de l'origine de l'oxygène résiduel :** Identifier précisément l'origine organique et minérale du $\delta^{18}\text{O}$ restants dans le bois carbonisé et les composés précurseurs de la signature isotopique dans le charbon pour déterminer son intérêt dans les études environnementales et écologiques.
- **Etude des cernes torrifiés :** Étudier la cellulose subsistante dans les cernes torrifiés des vestiges de Notre-Dame de Paris pour prolonger la chronologie isotopique.

Perspectives sur la chronologie isotopique ACM-BP :

- **Extension des séries temporelles** : Combler le vide chronologique entre 1240 et le début de la série isotopique des chênes de Fontainebleau (1306), afin de mieux comprendre la transition entre l'ACM et le PAG.
- **Accroissement du nombre d'échantillons** : Augmenter le nombre d'individus analysés pour améliorer la résolution et la précision des chronologies régionales, notamment après 1200 où seuls cinq arbres composent la chronologie et dont il demeure un intérêt de comparaison climatique avec la série britannique MSA.
- **Amélioration de la méthode de datation isotopique** : Optimiser la méthode de datation isotopique basée sur le $\delta^{18}\text{O}$ et développer le nombre d'individus dans la chronologie et étendre sa période pour gagner en robustesse.
- **Approfondir les études de provenances des bois de la cathédrale NDP** : Exploiter la distillation isotopique des précipitations sur le territoire pour discriminer les secteurs de provenance ouest-est des bois de la charpente de Notre-Dame de Paris. Cet élément pourrait renforcer les études de provenances élémentaires et isotopiques déjà en cours (Štulc-Imbert et al., 2023).

Perspectives interdisciplinaires et contextuelles :

- **Approche transdisciplinaire dans l'ANR CASIMODO** : La comparaison avec les données palynologiques, carpologiques, pédologiques, dendrologiques, géologiques et textuelles pour comprendre le contexte socio-écologique de la construction médiévale. Cette approche permettrait de révéler des schémas de gestion forestière historique tels que des phases de coupe, ou de détecter des événements de stress climatiques extrêmes tels que des tempêtes qui pourront aider à comprendre les extrêmes isotopiques identifiés.
- **Étude des événements climatiques extrêmes** : Approfondir l'analyse des épisodes spécifiques tels que les méga-sécheresses ou les années chaudes en combinant proxys isotopiques, largeurs de cernes, densité du bois, et recherches documentaires.
- **Comparaison climatique multi-échelles** : Étendre les comparaisons climatiques entre les reconstructions locales et hémisphériques pour mieux comprendre les interactions entre changements climatiques régionaux et processus de variabilité interne climatique ou de forçage externe (activité solaire et éruptions volcaniques).

Perspectives sur les impacts climatiques :

- **Caractérisation de la variabilité climatique de l'ACM** : Déterminer avec précision la durée et l'impact de la période chaude dans le Bassin parisien. Approfondir la compréhension de

l'ampleur des indices de sécheresse durant la période de forte humidité climatique observée au début du XIIe siècle, afin d'évaluer avec précision son impact les terres de cultures céréalières.

- **Évaluer la stationnarité des relations isotopiques récentes :** Étudier la stationnarité de la relation entre les paramètres climatiques et les isotopes au-delà de 2007 dans la région, afin de vérifier si la relation linéaire demeure la méthode optimale pour la reconstruction climatique.

Glossaire

- **Approches bayésiennes** : méthode statistique qui intègre les probabilités a priori et a posteriori dans l'inférence et la prédiction des modèles.
- **Architecture gothique** : style architectural européen émergé au XII^e siècle, caractérisé par l'usage d'arcs-boutants, de voûtes sur croisée d'ogives et de grandes fenêtres avec vitraux.
- **Autocorrélation** : corrélation entre une mesure à un instant t et les mesures précédentes ou suivantes de la même série, avec un certain décalage. Une série autocorrélée est donc corrélée à elle-même avec un délai (lag).
- **Bassin parisien** : les limites géographiques du Bassin parisien englobent la Loire et les contreforts du Massif central au sud, le contrefort des Vosges et le plateau de Langres à l'est, les Ardennes au nord, ainsi que la côte maritime et les contreforts du Massif armoricain à l'ouest. Il est doté d'un climat tempéré à influence océanique, une faible amplitude thermique et un corridor fluvial naturel drainé par la Seine et ses affluents.
- **Bois final/bois initial** : au début de la saison de végétation, le cambium forme de grandes cellules à parois fines pour répondre aux besoins en sève, produisant un bois initial clair et poreux. En fin de saison, il génère des cellules plus petites à parois épaisses, créant un bois final plus dense et sombre (bois final). Le bois initial et le bois final qui sont formés au cours d'une même saison de végétation forment un cerne annuel.
- **Bootstrap** : méthode statistique permettant d'estimer la précision d'un modèle en générant de multiples échantillons aléatoires à partir des données originales.
- **Carotte** : échantillon cylindrique retiré du tronc d'un arbre à l'aide d'un perceur ou d'une tarière spécialisée, pour laisser apparaître les cernes annuels.
- **Cellulose** : polymère glucidique linéaire présent dans le bois. C'est le principal composant structurel des parois cellulaires des cellules végétales et elle compose entre 40 et 47 % du bois sec.
- **Circulation méridienne de retournement de l'Atlantique (AMOC)** : courant océanique transportant de la chaleur des eaux de l'équateur vers le pôle Nord.
- **Combustion** : processus chimique où le bois brûle à haute température en présence d'oxygène et en libérant de l'énergie sous forme de chaleur et lumière. La combustion complète du bois est effective lorsque tout le matériau organique se transforme en gaz et en cendres.
- **Crosse de hockey de Mann** : la reconstruction de la température moyenne de l'hémisphère Nord sur le dernier millénaire, publiée par Mann et al. (1998, 1999), montre une légère baisse suivie d'une forte hausse au XX^e siècle, appelée « crosse de hockey ». Cela a déclenché un débat sur les méthodes statistiques de reconstruction et, entre autres, la suppression des tendances et la représentation du bruit liés au choix des proxies.

- **Dendrochronologie** : méthode scientifique de datation par l'étude de la variation des largeurs de cernes de croissance des arbres.
- **Déterminisme climatique** : théorie selon laquelle les conditions climatiques influencent de manière déterminante les sociétés humaines et leurs développements.
- **Divergence/non-stationnarité** : phénomène qui implique un changement de la force de la relation dans le temps entre les reconstructions climatiques basées sur des proxies et les observations réelles.
- **Entrait** : élément de la ferme, poutre horizontale reliant les pieds des arbalétriers dans la charpente, qui sont des pièces inclinées supportant la toiture.
- **Eppendorf** : petit tube en plastique pour stocker les cernes d'arbres au cours du travail de laboratoire de la présente thèse.
- **Évaporation foliaire** : processus par lequel l'eau est perdue sous forme de vapeur par les stomates des feuilles, qui sont des petits pores sur la surface des feuilles.
- **Faux entrain** : petit entrain assemblé aux arbalétriers par tenon et mortaise et travaillant à la compression.
- **Filtre passe-bas** : méthode de filtrage qui atténue les hautes fréquences d'un signal tout en conservant les basses fréquences. Dans cette étude, il s'agit d'une moyenne glissante appliquée au signal isotopique pour en lisser les variations rapides et accentuer les tendances de fond.
- **Forçage externe** : influence exercée par des facteurs extérieurs (comme les variations solaires, les éruptions volcaniques ou gaz à effet de serre) sur le climat.
- **Gros œuvre** : partie de la construction qui concerne les éléments de fondations de la cathédrale (nef et chœur).
- **Gradient de distillation isotopique des précipitations** : variation des rapports isotopiques du $\delta^{18}\text{O}$ dans les précipitations, influencée par des facteurs géographiques tels que la distance par rapport à la source d'humidité, l'altitude, et la latitude. Au fur et à mesure que les masses d'air provenant de l'Atlantique avancent vers l'intérieur du territoire, elles perdent progressivement leurs isotopes lourds.
- **Haute altitude** : les hautes altitudes désignent, dans la présente thèse, les zones proches de la ligne des arbres, l'altitude maximale à laquelle les arbres peuvent pousser, et où certaines conditions climatiques spécifiques contrôlent la croissance des arbres.
- **Hémicellulose** : polymère glucidique ramifié plus court que la cellulose. Elle se lie à la cellulose et à la lignine, contribuant à la cohésion des fibres. Elle compose entre 25 et 35 % du bois sec.

- **Intercept à l'origine ou ordonnée à l'origine** : dans une régression linéaire, désigne le point où la ligne de régression croise l'axe des ordonnées.
- **Isoscape** : cartographie des variations isotopiques à travers un espace géographique.
- **Lignine** : polymère phénolique complexe qui remplit les espaces entre les fibres de cellulose. Elle compose entre 15 et 30 % du bois sec.
- **Méthode CO / méthode CO-bis** : méthode de mesures des données isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ par TCEA/IRMS détaillé dans l'.
- **Modifications chimiques** : changements dans la structure chimique du bois lors du processus de carbonisation, impliquant des altérations au niveau des liaisons chimiques, des groupes fonctionnels et l'organisation des structures moléculaires.
- **Oscillation Atlantique Multidécennale (AMO)** : phénomène climatique caractérisé par des variations cycliques de la température de surface de l'océan Atlantique Nord durant plusieurs décennies et influençant les températures en Europe.
- **Oscillation Atlantique Nord (NAO)** : variabilité atmosphérique entre la dépression islandaise et l'anticyclone des Açores, influençant le climat de l'Atlantique Nord.
- **Période de calibration** : période durant laquelle les données instrumentales et les données issues de proxies se recouvrent pour ajuster les modèles climatiques afin de valider leurs prédictions et minimiser l'écart avec les données réelles.
- **Photosynthèse** : ensemble des réactions biochimiques par lesquelles les plantes convertissent la lumière en énergie chimique.
- **Pied sous arbalétrier** : support vertical d'une charpente sur lequel repose l'arbalétrier, ce dernier compose les deux pièces assemblées dans l'entrait (et le poinçon) pour constituer une ferme triangulée.
- **Points de rupture** : changements soudains dans une série de données ou dans le climat, marquant des transitions importantes.
- **Pooling** : regroupement de plusieurs cernes d'individus différents pour obtenir une mesure moyenne du signal plus représentative, pour une année donnée.
- **Proxies** : les proxies sont des indicateurs indirects qui ont permis de reconstituer les variations du climat passé. Ils fournissent ainsi un « savoir par procuration » sur les changements climatiques et permettent de remonter bien au-delà de la période couverte par les instruments modernes.
- **Pyrolyse** : décomposition thermique du bois en l'absence d'oxygène, produisant des gaz et du charbon de bois.

- **Reconstruction de champ climatique spatial** : méthode permettant de reconstituer les variations climatiques à travers un espace résolu à l'aide d'interpolation spatiale des reconstructions climatiques.
- **Réseau cristallin** : arrangement régulier et périodique des atomes de carbone, en l'occurrence dans cette thèse, dans la structure du charbon de bois.
- **Sablière** : poutre longitudinale posée sur le mur pour supporter les chevrons d'une toiture, qui sont les pièces inclinées de la charpente.
- **Série FR1** : chronologie isotopique $\delta^{18}\text{O}$ des cernes des chênes de Fontainebleau (1306-2007) acquises par Etien et al., 2009, Daux et al., 2018 et données non publiées.
- **Série FR1-REF** : chronologie isotopique $\delta^{18}\text{O}$ des cernes des chênes de Fontainebleau (1960-2007) acquises par Etien et al., 2009, Daux et al., 2018 et données non publiées.
- **Série isotopique ACM-BP** : chronologie des variations isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) couvrant la période de 1046 à 1240, reconstituée à partir de données provenant de chênes issus de quatre sites répartis dans le Bassin parisien.
- **Signal basse fréquence/moyenne fréquence/haute fréquence** : variabilité d'une série temporelle, basse fréquence pour les tendances à long terme (> 30 ans), moyenne fréquence pour les tendances de moyens termes (10 – 15 ans) et haute fréquence pour les fluctuations rapides (1-2 ans).
- **SPEI** : indice de précipitation et d'évapotranspiration pour évaluer les sécheresses, utilisé dans les prévisions agricoles car il fournit une mesure précise de la disponibilité en eau dans les sols en fonction de l'évolution des précipitations et des températures.
- **Stationnarité** : la relation statistique entre les proxys et la variable climatique demeure constante tout au long de la période de calibration, de la période de validation et de la période de reconstruction, ainsi que sur des sous-périodes spécifiques de la période de chevauchement commune des données issues de proxy et climatiques.
- **Structure aromatique** : molécule présentant un ou plusieurs cycles, c'est-à-dire que les atomes sont arrangés de façon à former une structure cyclique plane, produisant des vibrations spécifiques comme les liaisons C=C détectées par des techniques spectroscopiques.
- **Tmax** : fait référence à la température la plus élevée atteinte dans une journée sur le site.
- **Torréfaction** : procédé de chauffage des matériaux organiques ($< 300^\circ\text{C}$) dans un environnement sans oxygène, modifiant leurs propriétés physico-chimiques.
- **VPD** : déficit de pression de vapeur, mesure la différence entre la quantité d'humidité que l'air peut théoriquement contenir (pression de vapeur saturante) et la quantité d'humidité qu'il contient réellement (pression de vapeur réelle). Il s'agit d'un terme utilisé pour l'étude écophysologique des plantes en tant qu'indicateur de la demande atmosphérique en eau et de la sécheresse.

- **Variabilité climatique interne** : la variabilité interne climatique découle des interactions entre les sous-systèmes qui composent le climat (i.e. atmosphère, océan, cryosphère, hydrosphère et biosphère) et de l'instabilité de certaines d'entre elles (atmosphère et océan).

Bibliographie

- Adamson, G. C. D., Nash, D. J., & Grab, S. W. (2022). Quantifying and reducing researcher subjectivity in the generation of climate indices from documentary sources. *Climate of the Past*, 18(5), 1071-1081. <https://doi.org/10.5194/cp-18-1071-2022>
- Aguilera, M., Espinar, C., Ferrio, J. P., Pérez, G., & Voltas, J. (2009). A map of autumn precipitation for the third millennium BP in the Eastern Iberian Peninsula from charcoal carbon isotopes. *Journal of Geochemical Exploration*, 102(3), 157-165. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2008.11.019>
- Ahmed, M., Anchukaitis, K. J., Asrat, A., Borgaonkar, H. P., Braidia, M., Buckley, B. M., Büntgen, U., Chase, B. M., Christie, D. A., Cook, E. R., Curran, M. A. J., Diaz, H. F., Esper, J., Fan, Z.-X., Gaire, N. P., Ge, Q., Gergis, J., González-Rouco, J. F., Goosse, H., ... PAGES 2k Consortium. (2013). Continental-scale temperature variability during the past two millennia. *Nature Geoscience*, 6(5), Article 5. <https://doi.org/10.1038/ngeo1797>
- Alexandre, P. (1987). *Le climat en Europe au Moyen Age : Contribution à l'histoire des variations climatiques de 1000 à 1425, d'après les sources narratives de l'Europe occidentale*. Ecole des hautes études en sciences sociales.
- Ammann, C. M., Joos, F., Schimel, D. S., Otto-Bliesner, B. L., & Tomas, R. A. (2007). Solar influence on climate during the past millennium : Results from transient simulations with the NCAR Climate System Model. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104(10), 3713-3718. <https://doi.org/10.1073/pnas.0605064103>
- Anchukaitis, K. J., & Smerdon, J. E. (2022). Progress and uncertainties in global and hemispheric temperature reconstructions of the Common Era. *Quaternary Science Reviews*, 286, 107537. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107537>
- Anchukaitis, K. J., Wilson, R., Briffa, K. R., Büntgen, U., Cook, E. R., D'Arrigo, R., Davi, N., Esper, J., Frank, D., Gunnarson, B. E., Hegerl, G., Helama, S., Klesse, S., Krusic, P. J., Linderholm, H. W., Myglan, V., Osborn, T. J., Zhang, P., Rydval, M., ... Zorita, E. (2017). Last millennium Northern Hemisphere summer temperatures from tree rings : Part II, spatially resolved reconstructions. *Quaternary Science Reviews*, 163, 1-22. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.02.020>
- Anderegg, W. R. L., Trugman, A. T., Badgley, G., Konings, A. G., & Shaw, J. (2020). Divergent forest sensitivity to repeated extreme droughts. *Nature Climate Change*, 10(12), 1091-1095. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-00919-1>
- Andrieux, J. (Éd.). (1862). *Cartulaire de l'abbaye royale de Notre-Dame de Bon-Port de l'Ordre des Citeaux au diocèse d'Evreux* (département Philosophie, histoire, sciences de l'homme, 4-LK7-5726 (TEXTE); Imprimerie de A. Hérissey). Bibliothèque nationale de France. <http://catalogue.bnf.fr/ark:/12148/cb30020289x>
- Ascough, P. L., Bird, M. I., Wormald, P., Snape, C. E., & Apperley, D. (2008). Influence of production variables and starting material on charcoal stable isotopic and molecular characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(24), Article 24. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.10.009>
- Audiard, B., Meignen, L., Blasco, T., Battipaglia, G., & Théry-Parisot, I. (2021). New climatic approaches to the analysis of the middle Paleolithic sequences : Combined taxonomic and

- isotopic charcoal analyses on a Neanderthal settlement, Les Canalettes (Aveyron, France). *Quaternary International*, 593-594, 85-94. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.11.042>
- Baker, J. C. A., Hunt, S. F. P., Clerici, S. J., Newton, R. J., Bottrell, S. H., Leng, M. J., Heaton, T. H. E., Helle, G., Argollo, J., Gloor, M., & Brienen, R. J. W. (2015). Oxygen isotopes in tree rings show good coherence between species and sites in Bolivia. *Global and Planetary Change*, 133, 298-308. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.09.008>
- Balting, D. F., Ionita, M., Wegmann, M., Helle, G., Schleser, G. H., Rimbu, N., Freund, M. B., Heinrich, I., Caldarescu, D., & Lohmann, G. (2021). Large-scale climate signals of a European oxygen isotope network from tree rings. *Climate of the Past*, 17(3), 1005-1023. <https://doi.org/10.5194/cp-17-1005-2021>
- Barbour, M. M., Andrews, T. J., & Farquhar, G. D. (2001). Correlations between oxygen isotope ratios of wood constituents of *Quercus* and *Pinus* samples from around the world. *Functional Plant Biology*, 28(5), 335-348. <https://doi.org/10.1071/pp00083>
- Bard, E., Raisbeck, G., Yiou, F., & Jouzel, J. (2000). Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 52(3), 985. <https://doi.org/10.3402/tellusb.v52i3.17080>
- Barichivich, J., Peylin, P., Launois, T., Daux, V., Risi, C., Jeong, J., & Luysaert, S. (2021). A triple tree-ring constraint for tree growth and physiology in a global land surface model. *Biogeosciences*, 18(12), 3781-3803. <https://doi.org/10.5194/bg-18-3781-2021>
- Baton, F., Nguyen Tu, T. T., Derenne, S., Delorme, A., Delarue, F., & Dufraisse, A. (2017). Tree-ring $\delta^{13}\text{C}$ of archeological charcoals as indicator of past climatic seasonality. A case study from the Neolithic settlements of Lake Chalain (Jura, France). *Quaternary International*, 457, 50-59. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.03.015>
- Bayliss, A., Marshall, P., Tyers, C., Ramsey, C. B., Cook, G., Freeman, S. P. H. T., & Griffiths, S. (2017). Informing Conservation : Towards ^{14}C Wiggle-Matching of Short Tree-Ring Sequences from Medieval Buildings in England. *Radiocarbon*, 59(3), 985-1007. <https://doi.org/10.1017/RDC.2016.61>
- Beguéría, S., Vicente Serrano, S. M., Reig-Gracia, F., & Latorre Garcés, B. (2023). *SPEIbase v.2.9 [Dataset]* [Jeu de données]. <https://doi.org/10.20350/digitalCSIC/15470>
- Behar, F., Beaumont, V., & De B. Penteadó, H. L. (2001). Rock-Eval 6 Technology : Performances and Developments. *Oil & Gas Science and Technology*, 56(2), 111-134. <https://doi.org/10.2516/ogst:2001013>
- Belmecheri, S., Wright, W. E., & Szejner, P. (2022). Sample Collection and Preparation for Annual and Intra-annual Tree-Ring Isotope Chronologies. In R. T. W. Siegwolf, J. R. Brooks, J. Roden, & M. Saurer (Éds.), *Stable Isotopes in Tree Rings : Inferring Physiological, Climatic and Environmental Responses* (p. 103-134). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-030-92698-4_4
- Benettin, P., Volkman, T. H. M., von Freyberg, J., Frentress, J., Penna, D., Dawson, T. E., & Kirchner, J. W. (2018). Effects of climatic seasonality on the isotopic composition of evaporating soil waters. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(5), 2881-2890. <https://doi.org/10.5194/hess-22-2881-2018>
- Berger, W. H. (2008). Solar modulation of the North Atlantic Oscillation : Assisted by the tides? *Quaternary International*, 188(1), 24-30. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.06.028>

- Berrar, Daniel. (2019). *Cross-validation* (Machine Learning Research Group). The Open University, Milton Keynes, United Kingdom / Tokyo Institute of Technology, Tokyo, Japan. http://berrar.com/resources/Berrar_EBCB_2nd_edition_Cross-validation_preprint.pdf
- Bird, M. I., & Ascough, P. L. (2012). Isotopes in pyrogenic carbon : A review. *Organic Geochemistry*, 42(12), Article 12. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2010.09.005>
- Birks, H. J. B., Lotter, A. F., Juggins, S., & Smol, J. P. (Éds.). (2012). *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments : Data Handling and Numerical Techniques* (Vol. 5). Springer Netherlands. <https://doi.org/10.1007/978-94-007-2745-8>
- Björklund, J. A., Gunnarson, B. E., Seftigen, K., Esper, J., & Linderholm, H. W. (2014). Blue intensity and density from northern Fennoscandian tree rings, exploring the potential to improve summer temperature reconstructions with earlywood information. *Climate of the Past*, 10(2), 877-885. <https://doi.org/10.5194/cp-10-877-2014>
- Blondel, F., Labbas, V., Shindo, L., & Noûs, C. (2020). *La dendrochronologie : Potentialités et nouveaux enjeux pour l'archéologie*. <https://doi.org/10.34692/N7B7-Y170>
- Bois, G. (2000). *La grande dépression médiévale : XIV^e et XV^e siècles* (PUF).
- Boner, M., Sommer, T., Erven, C., & Förstel, H. (2007). *Stable isotopes as a tool to trace back the origin of wood*.
- Borella, S., Leuenberger, M., Saurer, M., & Siegwolf, R. (1998). Reducing uncertainties in $\delta^{13}\text{C}$ analysis of tree rings : Pooling, milling, and cellulose extraction. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D16), 19519-19526. <https://doi.org/10.1029/98JD01169>
- Bothe, O., Wagner, S., & Zorita, E. (2019). Inconsistencies between observed, reconstructed, and simulated precipitation indices for England since the year 1650 CE. *Climate of the Past*, 15(1), 307-334. <https://doi.org/10.5194/cp-15-307-2019>
- Braadbaart, F., & Poole, I. (2008). Morphological, chemical and physical changes during charcoalification of wood and its relevance to archaeological contexts. *Journal of Archaeological Science*, 35(9), 2434-2445. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2008.03.016>
- Bradley, R. S. (2000). 1000 Years of Climate Change. *Science*, 288(5470), 1353-1355. <https://doi.org/10.1126/science.288.5470.1353>
- Bradley, R. S., Hughes, M. K., & Diaz, H. F. (2003). Climate in Medieval Time. *Science*, 302(5644), 404-405. <https://doi.org/10.1126/science.1090372>
- Bradley, R. S., & Jonest, P. D. (1993). « Little Ice Age » summer temperature variations : Their nature and relevance to recent global warming trends. *The Holocene*, 3(4), 367-376. <https://doi.org/10.1177/095968369300300409>
- Braithwaite, R. J., & Hughes, P. D. (2023). Changes in surface mass balance and summer temperature from 1961–1990 to 1991–2020 for 37 glaciers with long records. *Annals of Glaciology*, 1-8. <https://doi.org/10.1017/aog.2023.54>
- Brázdil, R., Pfister, C., Wanner, H., Storch, H. V., & Luterbacher, J. (2005). Historical Climatology In Europe – The State Of The Art. *Climatic Change*, 70(3), 363-430. <https://doi.org/10.1007/s10584-005-5924-1>
- Breitenmoser, P., Beer, J., Brönnimann, S., Frank, D., Steinhilber, F., & Wanner, H. (2012). Solar and volcanic fingerprints in tree-ring chronologies over the past 2000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 313-314, 127-139. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.10.014>

- Briffa, K. R., & Jones, P. D. (1993). Global surface air temperature variations during the twentieth century: Part 2, implications for large-scale high-frequency palaeoclimatic studies. *The Holocene*, 3(1), 77-88. <https://doi.org/10.1177/095968369300300109>
- Briffa, K. R., Jones, P. D., Bartholin, T. S., Eckstein, D., Schweingruber, F. H., Karlén, W., Zetterberg, P., & Eronen, M. (1992). Fennoscandian summers from ad 500: Temperature changes on short and long timescales. *Climate Dynamics*, 7(3), 111-119. <https://doi.org/10.1007/BF00211153>
- Briffa, K. R., Jones, P. D., Schweingruber, F. H., Karlén, W., & Shiyatov, S. G. (1996). Tree-ring variables as proxy-climate indicators: Problems with low-frequency signals. In P. D. Jones, R. S. Bradley, & J. Jouzel (Éds.), *Climatic Variations and Forcing Mechanisms of the Last 2000 Years* (p. 9-41). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-642-61113-1_2
- Briffa, K. R., Jones, P. D., Schweingruber, F. H., & Osborn, T. J. (1998). Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years. *Nature*, 393(6684), Article 6684. <https://doi.org/10.1038/30943>
- Briffa, K. R., & Melvin, T. M. (2011). A Closer Look at Regional Curve Standardization of Tree-Ring Records: Justification of the Need, a Warning of Some Pitfalls, and Suggested Improvements in Its Application. In M. K. Hughes, T. W. Swetnam, & H. F. Diaz (Éds.), *Dendroclimatology: Progress and Prospects* (p. 113-145). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-5725-0_5
- Briffa, K. R., Osborn, T. J., & Schweingruber, F. H. (2004). Large-scale temperature inferences from tree rings: A review. *Global and Planetary Change*, 40(1), 11-26. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(03\)00095-X](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(03)00095-X)
- Britton, C. (1937). *A Meteorological Chronology to A.D. 1450* (Meteorological Office).
- Buisman, J. (1995). *Duizend jaar weer, wind en water in de Lage Landen: Vol. 7 vols.*
- Büntgen, U., Allen, K., Anchukaitis, K. J., Arseneault, D., Boucher, É., Bräuning, A., Chatterjee, S., Cherubini, P., Churakova Sidorova, O. V., Corona, C., Gennaretti, F., GieBinger, J., Guillet, S., Guiot, J., Gunnarson, B., Helama, S., Hochreuther, P., Hughes, M. K., Huybers, P., ... Esper, J. (2021a). The influence of decision-making in tree ring-based climate reconstructions. *Nature Communications*, 12(1), 3411. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-23627-6>
- Büntgen, U., Arseneault, D., Boucher, É., Churakova (Sidorova), O. V., Gennaretti, F., Crivellaro, A., Hughes, M. K., Kirilyanov, A. V., Klippel, L., Krusic, P. J., Linderholm, H. W., Ljungqvist, F. C., Ludescher, J., McCormick, M., Myglan, V. S., Nicolussi, K., Piermattei, A., Oppenheimer, C., Reinig, F., ... Esper, J. (2020a). Prominent role of volcanism in Common Era climate variability and human history. *Dendrochronologia*, 64, 125757. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2020.125757>
- Büntgen, U., Arseneault, D., Boucher, É., Churakova (Sidorova), O. V., Gennaretti, F., Crivellaro, A., Hughes, M. K., Kirilyanov, A. V., Klippel, L., Krusic, P. J., Linderholm, H. W., Ljungqvist, F. C., Ludescher, J., McCormick, M., Myglan, V. S., Nicolussi, K., Piermattei, A., Oppenheimer, C., Reinig, F., ... Esper, J. (2022). Recognising bias in Common Era temperature reconstructions. *Dendrochronologia*, 74, 125982. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2022.125982>

- Büntgen, U., Esper, J., Frank, D. C., Nicolussi, K., & Schmidhalter, M. (2005). A 1052-year tree-ring proxy for Alpine summer temperatures. *Climate Dynamics*, 25(2), 141-153. <https://doi.org/10.1007/s00382-005-0028-1>
- Büntgen, U., Frank, D. C., Nievergelt, D., & Esper, J. (2006). Summer Temperature Variations in the European Alps, a.d. 755–2004. *Journal of Climate*, 19(21), 5606-5623. <https://doi.org/10.1175/JCLI3917.1>
- Büntgen, U., Frank, D., Wilson, R., Carrer, M., Urbinati, C., & Esper, J. (2008). Testing for tree-ring divergence in the European Alps. *Global Change Biology*, 14(10), 2443-2453. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01640.x>
- Büntgen, U., Kolář, T., Rybníček, M., Koňasová, E., Trnka, M., Ač, A., Krusic, P. J., Esper, J., Treydte, K., Reinig, F., Kirilyanov, A., Herzig, F., & Urban, O. (2020b). No Age Trends in Oak Stable Isotopes. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 35(4), e2019PA003831. <https://doi.org/10.1029/2019PA003831>
- Büntgen, U., Kyncl, T., Ginzler, C., Jacks, D. S., Esper, J., Tegel, W., Heussner, K.-U., & Kyncl, J. (2013). Filling the Eastern European gap in millennium-long temperature reconstructions. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110(5), 1773-1778. <https://doi.org/10.1073/pnas.1211485110>
- Büntgen, U., Myglan, V. S., Ljungqvist, F. C., McCormick, M., Di Cosmo, N., Sigl, M., Jungclauss, J., Wagner, S., Krusic, P. J., Esper, J., Kaplan, J. O., de Vaan, M. A. C., Luterbacher, J., Wacker, L., Tegel, W., & Kirilyanov, A. V. (2016). Cooling and societal change during the Late Antique Little Ice Age from 536 to around 660 AD. *Nature Geoscience*, 9(3), Article 3. <https://doi.org/10.1038/ngeo2652>
- Büntgen, U., Tegel, W., Heussner, K.-U., Hofmann, J., Kontic, R., Kyncl, T., & Cook, E. R. (2012). Effects of sample size in dendroclimatology. *Climate Research*, 53(3), 263-269. <https://doi.org/10.3354/cr01107>
- Büntgen, U., Tegel, W., Nicolussi, K., McCormick, M., Frank, D., Trouet, V., Kaplan, J. O., Herzig, F., Heussner, K.-U., Wanner, H., Luterbacher, J., & Esper, J. (2011). 2500 Years of European Climate Variability and Human Susceptibility. *Science*, 331(6017), 578-582. <https://doi.org/10.1126/science.1197175>
- Büntgen, U., Urban, O., Krusic, P. J., Rybníček, M., Kolář, T., Kyncl, T., Ač, A., Koňasová, E., Čáslavský, J., Esper, J., Wagner, S., Saurer, M., Tegel, W., Dobrovolný, P., Cherubini, P., Reinig, F., & Trnka, M. (2021b). Recent European drought extremes beyond Common Era background variability. *Nature Geoscience*, 14(4), Article 4. <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00698-0>
- Buras, A., Zang, C., & Menzel, A. (2017). Testing the stability of transfer functions. *Dendrochronologia*, 42, 56-62. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2017.01.005>
- Bürger, G., & Cubasch, U. (2005). Are multiproxy climate reconstructions robust? *Geophysical Research Letters*, 32(23). <https://doi.org/10.1029/2005GL024155>
- Bürger, G., Fast, I., & Cubasch, U. (2006). Climate reconstruction by regression – 32 variations on a theme. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 58(2), 227-235. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2006.00164.x>
- Calvin, K., Dasgupta, D., Krinner, G., Mukherji, A., Thorne, P. W., Trisos, C., Romero, J., Aldunce, P., Barrett, K., Blanco, G., Cheung, W. W. L., Connors, S., Denton, F., Diongue-Niang, A., Dodman, D., Garschagen, M., Geden, O., Hayward, B., Jones, C., ... Péan, C. (2023).

- IPCC, 2023 : *Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Core Writing Team, H. Lee and J. Romero (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland. (First). Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). <https://doi.org/10.59327/IPCC/AR6-9789291691647>
- Campbell, R., McCarroll, D., Loader, N. J., Grudd, H., Robertson, I., & Jalkanen, R. (2007). Blue intensity in *Pinus sylvestris* tree-rings : Developing a new palaeoclimate proxy. *The Holocene*, 17(6), 821-828. <https://doi.org/10.1177/0959683607080523>
- Campbell, R., McCarroll, D., Robertson, I., Loader, N. J., Grudd, H., & Gunnarson, B. (2011). Blue Intensity In *Pinus sylvestris* Tree Rings : A Manual for A New Palaeoclimate Proxy. *Tree-Ring Research*, 67(2), 127-134. <https://doi.org/10.3959/2010-13.1>
- Carozza, J.-M., Devillers, B., Marriner, N., & Morhange, C. (2014). The Little Ice Age : An ambiguous term. *Méditerranée. Revue Géographique Des Pays Méditerranéens / Journal of Mediterranean Geography*, 122, Article 122. <https://doi.org/10.4000/mediterranee.7003>
- Carrer, M., & Urbinati, C. (2001). Assessing climate-growth relationships : A comparative study between linear and non-linear methods. *Dendrochronologia*, 19.
- Casanueva, A., Rodríguez-Puebla, C., Frías, M. D., & González-Reviriego, N. (2014). Variability of extreme precipitation over Europe and its relationships with teleconnection patterns. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(2), 709-725. <https://doi.org/10.5194/hess-18-709-2014>
- Cauquoin, A., & Werner, M. (2021). High-Resolution Nudged Isotope Modeling With ECHAM6-Wiso : Impacts of Updated Model Physics and ERA5 Reanalysis Data. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 13(11), e2021MS002532. <https://doi.org/10.1029/2021MS002532>
- Cauquoin, A., Werner, M., & Lohmann, G. (2019). Water isotopes – climate relationships for the mid-Holocene and preindustrial period simulated with an isotope-enabled version of MPI-ESM. *Climate of the Past*, 15(6), 1913-1937. <https://doi.org/10.5194/cp-15-1913-2019>
- Charney, N. D., Babst, F., Poulter, B., Record, S., Trouet, V. M., Frank, D., Enquist, B. J., & Evans, M. E. K. (2016). Observed forest sensitivity to climate implies large changes in 21st century North American forest growth. *Ecology Letters*, 19(9), 1119-1128. <https://doi.org/10.1111/ele.12650>
- Chen, W.-H., Wang, C.-W., Ong, H. C., Show, P. L., & Hsieh, T.-H. (2019). Torrefaction, pyrolysis and two-stage thermodegradation of hemicellulose, cellulose and lignin. *Fuel*, 258, 116168. <https://doi.org/10.1016/j.fuel.2019.116168>
- Cherenkova, E. A., & Semenov, V. A. (2017). A link between winter precipitation in Europe and the Arctic Sea ice, sea surface temperature, and atmospheric circulation. *Russian Meteorology and Hydrology*, 42(4), 238-247. <https://doi.org/10.3103/S1068373917040045>
- Chevrier, V. (1995). *La Charpente de La Cathédrale Notre-Dame à Travers La Dendrochronologie* [Diplôme d'études approfondies (DEA)]. Université Paris IV.
- Christiansen, B., & Ljungqvist, F. C. (2012). The extra-tropical Northern Hemisphere temperature in the last two millennia : Reconstructions of low-frequency variability. *Climate of the Past*, 8(2), 765-786. <https://doi.org/10.5194/cp-8-765-2012>
- Christiansen, B., & Ljungqvist, F. C. (2017). Challenges and perspectives for large-scale temperature reconstructions of the past two millennia. *Reviews of Geophysics*, 55(1), 40-96. <https://doi.org/10.1002/2016RG000521>

- Chuine, I., Yiou, P., Viovy, N., Seguin, B., Daux, V., & Le Roy Ladurie, E. (2004). Historical phenology: Grape ripening as a past climate indicator. *Nature*, *432*(7015), 289-290. <https://doi.org/10.1038/432289a>
- Churakova (Sidorova), O. V., Shashkin, A. V., Siegwolf, R. T. W., Spahni, R., Launois, T., Saurer, M., Bryukhanova, M. V., Benkova, A. V., Kuptsova, A. V., Peylin, P., Vaganov, E. A., Masson-Delmotte, V., & Roden, J. (2016). Application of eco-physiological models to the climatic interpretation of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ measured in Siberian larch tree-rings. *Dendrochronologia*, *39*, 51-59. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2015.12.008>
- Ciuta, S., Patuzzi, F., Baratieri, M., & Castaldi, M. J. (2018). Enthalpy changes during pyrolysis of biomass: Interpretation of intraparticle gas sampling. *Applied Energy*, *228*, 1985-1993. <https://doi.org/10.1016/j.apenergy.2018.07.061>
- CLIMAP Project Members. (1976). The Surface of the Ice-Age Earth: Quantitative geologic evidence is used to reconstruct boundary conditions for the climate 18,000 years ago. *Science*, *191*(4232), 1131-1137. <https://doi.org/10.1126/science.191.4232.1131>
- Coats, S., Smerdon, J. E., Karnauskas, K. B., & Seager, R. (2016). The improbable but unexceptional occurrence of megadrought clustering in the American West during the Medieval Climate Anomaly. *Environmental Research Letters*, *11*(7), 074025. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/7/074025>
- COHMAP Members. (1988). Climatic Changes of the Last 18,000 Years: Observations and Model Simulations. *Science*, *241*(4869), 1043-1052. <https://doi.org/10.1126/science.241.4869.1043>
- Cook, E. R., Briffa, K. R., & Jones, P. D. (1994). Spatial regression methods in dendroclimatology: A review and comparison of two techniques. *International Journal of Climatology*, *14*(4), 379-402. <https://doi.org/10.1002/joc.3370140404>
- Cook, E. R., D'Arrigo, R. D., & Mann, M. E. (2002). *A Well-Verified, Multiproxy Reconstruction of the Winter North Atlantic Oscillation Index since a.d. 1400*. https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/15/13/1520-0442_2002_015_1754_awvmro_2.0.co_2.xml
- Cook, E. R., Meko, D. M., Stahle, D. W., & Cleaveland, M. K. (1999). Drought Reconstructions for the Continental United States. *Journal of Climate*, *12*(4), 1145-1162. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<1145:DRFTCU>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<1145:DRFTCU>2.0.CO;2)
- Cook, E. R., Seager, R., Heim, R. R., Vose, R. S., Herweijer, C., & Woodhouse, C. (2010). Megadroughts in North America: Placing IPCC projections of hydroclimatic change in a long-term palaeoclimate context. *Journal of Quaternary Science*, *25*(1), 48-61. <https://doi.org/10.1002/jqs.1303>
- Cook, E. R., Seager, R., Kushnir, Y., Briffa, K. R., Büntgen, U., Frank, D., Krusic, P. J., Tegel, W., van der Schrier, G., Andreu-Hayles, L., Baillie, M., Baittinger, C., Bleicher, N., Bonde, N., Brown, D., Carrer, M., Cooper, R., Čufar, K., Dittmar, C., ... Zang, C. (2015). Old World megadroughts and pluvials during the Common Era. *Science Advances*, *1*(10), e1500561. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1500561>
- Cook, E. R., Woodhouse, C. A., Eakin, C. M., Meko, D. M., & Stahle, D. W. (2004). Long-Term Aridity Changes in the Western United States. *Science*, *306*(5698), 1015-1018. <https://doi.org/10.1126/science.1102586>

- Copernicus Climate Change Service. (2020). *E-OBS daily gridded meteorological data for Europe from 1950 to present derived from in-situ observations* [Jeu de données]. ECMWF. <https://doi.org/10.24381/CDS.151D3EC6>
- Coplen, T. B. (1995). Discontinuance of SMOW and PDB. *Nature*, 375(6529), 285-285. <https://doi.org/10.1038/375285a0>
- Corona, C., Guiot, J., Edouard, J. L., Chalié, F., Büntgen, U., Nola, P., & Urbinati, C. (2010). Millennium-long summer temperature variations in the European Alps as reconstructed from tree rings. *Climate of the Past*, 6(3), 379-400. <https://doi.org/10.5194/cp-6-379-2010>
- Craig, H. (1957). Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 12(1), 133-149. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(57\)90024-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(57)90024-8)
- Cramer, J. S. (1987). Mean and variance of R2 in small and moderate samples. *Journal of Econometrics*, 35(2), 253-266. [https://doi.org/10.1016/0304-4076\(87\)90027-3](https://doi.org/10.1016/0304-4076(87)90027-3)
- Crowley, T. J., & Lowery, T. S. (2000). How Warm Was the Medieval Warm Period? *AMBIO: A Journal of the Human Environment*, 29(1), 51-54. <https://doi.org/10.1579/0044-7447-29.1.51>
- Crowley, T. J., & Unterman, M. B. (2013). Technical details concerning development of a 1200 yr proxy index for global volcanism. *Earth System Science Data*, 5(1), 187-197. <https://doi.org/10.5194/essd-5-187-2013>
- Cunningham, L. K., Austin, W. E., Knudsen, K. L., Eiríksson, J., Scourse, J. D., Wanamaker, A. D., Butler, P. G., Cage, A. G., Richter, T., Husum, K., Hald, M., Andersson, C., Zorita, E., Linderholm, H. W., Gunnarson, B. E., Sicre, M.-A., Sejrup, H. P., Jiang, H., & Wilson, R. J. (2013). Reconstructions of surface ocean conditions from the northeast Atlantic and Nordic seas during the last millennium. *The Holocene*, 23(7), 921-935. <https://doi.org/10.1177/0959683613479677>
- Curran, M. A. J., Van Ommen, T. D., Morgan, V. I., Phillips, K. L., & Palmer, A. S. (2003). Ice Core Evidence for Antarctic Sea Ice Decline Since the 1950s. *Science*, 302(5648), 1203-1206. <https://doi.org/10.1126/science.1087888>
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16(4), 436-468. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v16i4.8993>
- D'Arrigo, R. D., & Jacoby, G. C. (1993). Secular trends in high northern latitude temperature reconstructions based on tree rings. *Climatic Change*, 25(2), 163-177. <https://doi.org/10.1007/BF01661204>
- D'Arrigo, R. D., Jacoby, G. C., & Free, R. M. (1992). Tree-ring width and maximum latewood density at the North American tree line : Parameters of climatic change. *Canadian Journal of Forest Research*, 22(9), 1290-1296. <https://doi.org/10.1139/x92-171>
- D'Arrigo, R., Jacoby, G., Buckley, B., Sakulich, J., Frank, D., Wilson, R., Curtis, A., & Anchukaitis, K. (2009). Tree growth and inferred temperature variability at the North American Arctic treeline. *Global and Planetary Change*, 65(1), 71-82. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2008.10.011>
- D'Arrigo, R., Wilson, R., & Anchukaitis, K. J. (2013). Volcanic cooling signal in tree ring temperature records for the past millennium. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(16), 9000-9010. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50692>

- D'Arrigo, R., Wilson, R., & Jacoby, G. (2006). On the long-term context for late twentieth century warming. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D3), 2005JD006352. <https://doi.org/10.1029/2005JD006352>
- D'Arrigo, R., Wilson, R., Liepert, B., & Cherubini, P. (2008). On the 'Divergence Problem' in Northern Forests: A review of the tree-ring evidence and possible causes. *Global and Planetary Change*, 60(3), 289-305. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.03.004>
- Daux, V., Edouard, J. L., Masson-Delmotte, V., Stievenard, M., Hoffmann, G., Pierre, M., Mestre, O., Danis, P. A., & Guibal, F. (2011). Can climate variations be inferred from tree-ring parameters and stable isotopes from *Larix decidua*? Juvenile effects, budmoth outbreaks, and divergence issue. *Earth and Planetary Science Letters*, 309(3), 221-233. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.07.003>
- Daux, V., Michelot-Antalik, A., Lavergne, A., Pierre, M., Stievenard, M., Bréda, N., & Damesin, C. (2018). Comparisons of the Performance of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of *Fagus sylvatica*, *Pinus sylvestris*, and *Quercus petraea* in the Record of Past Climate Variations. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 123(4), 1145-1160. <https://doi.org/10.1002/2017JG004203>
- Daux, V., Minster, B., Cauquoin, A., Jossoud, O., Werner, M., & Landais, A. (2021). Oxygen and hydrogen isotopic composition of tap waters in France. *Geological Society, London, Special Publications*, 507(1), Article 1. <https://doi.org/10.1144/SP507-2020-207>
- Degroot, D., Anchukaitis, K., Bauch, M., Burnham, J., Carnegy, F., Cui, J., de Luna, K., Guzowski, P., Hambrecht, G., Huhtamaa, H., Izdebski, A., Kleemann, K., Moesswilde, E., Neupane, N., Newfield, T., Pei, Q., Xoplaki, E., & Zappia, N. (2021). Towards a rigorous understanding of societal responses to climate change. *Nature*, 591(7851), Article 7851. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03190-2>
- Deldicque, D., & Rouzaud, J.-N. (2020). Temperatures reached by the roof structure of Notre-Dame de Paris in the fire of April 15th 2019 determined by Raman paleothermometry. *Comptes Rendus. Géoscience*, 352(1), 7-18. <https://doi.org/10.5802/crgeos.9>
- Deldicque, D., Rouzaud, J.-N., & Velde, B. (2016). A Raman – HRTEM study of the carbonization of wood: A new Raman-based paleothermometer dedicated to archaeometry. *Carbon*, 102, 319-329. <https://doi.org/10.1016/j.carbon.2016.02.042>
- Delworth, T. L., Zeng, F., Vecchi, G. A., Yang, X., Zhang, L., & Zhang, R. (2016). The North Atlantic Oscillation as a driver of rapid climate change in the Northern Hemisphere. *Nature Geoscience*, 9(7), 509-512. <https://doi.org/10.1038/ngeo2738>
- Dendrotech*. (s. d.). <https://dendrotech.fr>
- de Souza, R. A. S., Saldanha-Corrêa, F. M. P., Gallego, A. G., & Neto, A. M. P. (2020). Semi-quantitative determination of ash element content for freeze-dried, defatted, sulfated and pyrolysed biomass of *Scenedesmus* sp. *Biotechnology for Biofuels*, 13(1), 63. <https://doi.org/10.1186/s13068-020-01699-8>
- Diaz, H. F., Trigo, R., Hughes, M. K., Mann, M. E., Xoplaki, E., & Barriopedro, D. (2011). Spatial and Temporal Characteristics of Climate in Medieval Times Revisited. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(11), 1487-1500. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-10-05003.1>
- Dillmann, P., Liévaux, P., Magnien, A., & Regert, M. (2022). *Notre-Dame de Paris. La Science à l'oeuvre. Le cherche midi*.
- Doan, A. E. (2005). Type I and Type II Error. In *Encyclopedia of Social Measurement* (p. 883-888). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B0-12-369398-5/00110-9>

- Dong, B., Sutton, R. T., Woollings, T., & Hodges, K. (2013). Variability of the North Atlantic summer storm track : Mechanisms and impacts on European climate. *Environmental Research Letters*, 8(3), 034037. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/3/034037>
- du Boisgucheneuc, D., Delarue, F., Daux, V., Nguyen Tu, T. T., Baudin, F., & Dufraisse, A. (2023). Impact of carbonization on oak wood $\delta^{18}\text{O}$: A preliminary study. *Journal of Analytical and Applied Pyrolysis*, 175, 106198. <https://doi.org/10.1016/j.jaap.2023.106198>
- Duffy, J. E., McCarroll, D., Loader, N. J., Young, G. H. F., Davies, D., Miles, D., & Bronk Ramsey, C. (2019). Absence of Age-Related Trends in Stable Oxygen Isotope Ratios From Oak Tree Rings. *Global Biogeochemical Cycles*, 33(7), Article 7. <https://doi.org/10.1029/2019GB006195>
- Dufraisse, A., Bardin, J., Picornell-Gelabert, L., Coubray, S., García-Martínez, M. S., Lemoine, M., & Vila Moreiras, S. (2020). Pith location tool and wood diameter estimation : Validity and limits tested on seven taxa to approach the length of the missing radius on archaeological wood and charcoal fragments. *Journal of Archaeological Science: Reports*, 29, 102166. <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2019.102166>
- Dufraisse, A., Coubray, S., Girardclos, O., Nocus, N., Lemoine, M., Dupouey, J.-L., & Marguerie, D. (2018). Anthraco-typology as a key approach to past firewood exploitation and woodland management reconstructions. Dendrological reference dataset modelling with dendro-anthracological tools. *Quaternary International*, 463, 232-249. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.03.065>
- Duprat-Oualid, F. (2019). *50 000 ans d'histoire de la végétation et du climat en Europe occidentale : Étude pollinique et approche multi-proxy sur la séquence sédimentaire du Bergsee (Forêt Noire, Allemagne)* [These de doctorat, Bourgogne Franche-Comté]. <https://www.theses.fr/2019UBFCC001>
- Edwards, T. W. D., Hammarlund, D., Newton, B. W., Sjolte, J., Linderson, H., Sturm, C., St. Amour, N. A., Bailey, J. N.-L., & Nilsson, A. L. (2017). Seasonal variability in Northern Hemisphere atmospheric circulation during the Medieval Climate Anomaly and the Little Ice Age. *Quaternary Science Reviews*, 165, 102-110. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.04.018>
- Ekaykin, A., Eberlein, L., Lipenkov, V., Popov, S., Scheinert, M., Schröder, L., & Turkeev, A. (2016). Non-climatic signal in ice core records : Lessons from Antarctic megadunes. *The Cryosphere*, 10(3), 1217-1227. <https://doi.org/10.5194/tc-10-1217-2016>
- Épaud, F. (2019). *La charpente de Notre-Dame de Paris : État des connaissances et réflexions diverses autour de sa reconstruction*.
- Epstein, S., Thompson, P., & Yapp, C. J. (1977). Oxygen and Hydrogen Isotopic Ratios in Plant Cellulose. *Science*, 198(4323), 1209-1215. <https://doi.org/10.1126/science.198.4323.1209>
- Epstein, S., Yapp, C. J., & Hall, J. H. (1976). The determination of the D/H ratio of non-exchangeable hydrogen in cellulose extracted from aquatic and land plants. *Earth and Planetary Science Letters*, 30(2), 241-251. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(76\)90251-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(76)90251-X)
- Esper, J., & Büntgen, U. (2021). The future of paleoclimate. *Climate Research*, 83, 57-59. <https://doi.org/10.3354/cr01636>
- Esper, J., Büntgen, U., Denzer, S., Krusic, P. J., Luterbacher, J., Schäfer, R., Schreg, R., & Werner, J. (2017). Environmental drivers of historical grain price variations in Europe. *Climate Research*, 72(1), 39-52. <https://doi.org/10.3354/cr01449>

- Esper, J., Cook, E. R., & Schweingruber, F. H. (2002). Low-Frequency Signals in Long Tree-Ring Chronologies for Reconstructing Past Temperature Variability. *Science*, *295*(5563), 2250-2253. <https://doi.org/10.1126/science.1066208>
- Esper, J., Frank, D., Büntgen, U., Verstege, A., Luterbacher, J., & Xoplaki, E. (2007). Long-term drought severity variations in Morocco. *Geophysical Research Letters*, *34*(17), 2007GL030844. <https://doi.org/10.1029/2007GL030844>
- Esper, J., Frank, D. C., & Wilson, R. J. S. (2004). Climate reconstructions : Low-frequency ambition and high-frequency ratification. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, *85*(12), 113-120. <https://doi.org/10.1029/2004EO120002>
- Esper, J., George, S. St., Anchukaitis, K., D'Arrigo, R., Ljungqvist, F. C., Luterbacher, J., Schneider, L., Stoffel, M., Wilson, R., & Büntgen, U. (2018). Large-scale, millennial-length temperature reconstructions from tree-rings. *Dendrochronologia*, *50*, 81-90. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2018.06.001>
- Esper, J., Krusic, P. J., Ljungqvist, F. C., Luterbacher, J., Carrer, M., Cook, E., Davi, N. K., Hartl-Meier, C., Kirilyanov, A., Konter, O., Myglan, V., Timonen, M., Treydte, K., Trouet, V., Villalba, R., Yang, B., & Büntgen, U. (2016). Ranking of tree-ring based temperature reconstructions of the past millennium. *Quaternary Science Reviews*, *145*, 134-151. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.05.009>
- Esper, J., Schneider, L., Smerdon, J. E., Schöne, B. R., & Büntgen, U. (2015). Signals and memory in tree-ring width and density data. *Dendrochronologia*, *35*, 62-70. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2015.07.001>
- Esper, J., Wilson, R. J. S., Frank, D. C., Moberg, A., Wanner, H., & Luterbacher, J. (2005). Climate : Past ranges and future changes. *Quaternary Science Reviews*, *24*(20), 2164-2166. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.07.001>
- Etien, N., Daux, V., Masson-Delmotte, V., Mestre, O., Stievenard, M., Guillemin, M. T., Boettger, T., Breda, N., Haupt, M., & Perraud, P. P. (2009). Summer maximum temperature in northern France over the past century : Instrumental data versus multiple proxies (tree-ring isotopes, grape harvest dates and forest fires). *Climatic Change*, *94*(3), 429-456. <https://doi.org/10.1007/s10584-008-9516-8>
- Etien, N., Daux, V., Masson-Delmotte, V., Stievenard, M., Bernard, V., Durost, S., Guillemin, M. T., Mestre, O., & Pierre, M. (2007). *Maximum growing season temperature in Western Europe : Multi proxy reconstructions in Fontainebleau from 1596 to 2000*. <https://doi.org/10.5194/cpd-3-1063-2007>
- Evans, M. N., Smerdon, J. E., Kaplan, A., Tolwinski-Ward, S. E., & González-Rouco, J. F. (2014). Climate field reconstruction uncertainty arising from multivariate and nonlinear properties of predictors. *Geophysical Research Letters*, *41*(24), 9127-9134. <https://doi.org/10.1002/2014GL062063>
- Evans, M. N., Tolwinski-Ward, S. E., Thompson, D. M., & Anchukaitis, K. J. (2013). Applications of proxy system modeling in high resolution paleoclimatology. *Quaternary Science Reviews*, *76*, 16-28. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.05.024>
- Everall, N. J., Lumsdon, J., & Christopher, D. J. (1991). The effect of laser-induced heating upon the vibrational raman spectra of graphites and carbon fibres. *Carbon*, *29*(2), 133-137. [https://doi.org/10.1016/0008-6223\(91\)90064-P](https://doi.org/10.1016/0008-6223(91)90064-P)

- Fagan, B. (2008). *The Great Warming: Climate Change and the Rise and Fall of Civilizations*. <https://doi.org/10.1063/1.3099580>
- Farquhar, G. D., & Lloyd, J. (1993). 5—Carbon and Oxygen Isotope Effects in the Exchange of Carbon Dioxide between Terrestrial Plants and the Atmosphere. In J. R. Ehleringer, A. E. Hall, & G. D. Farquhar (Éds.), *Stable Isotopes and Plant Carbon-water Relations* (p. 47-70). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-091801-3.50011-8>
- Farquhar, G. D., & Wong, S. C. (1984). An Empirical Model of Stomatal Conductance. *Functional Plant Biology*, 11(3), 191-210. <https://doi.org/10.1071/pp9840191>
- Feng, S., Hu, Q., & Oglesby, R. J. (2011). Influence of Atlantic sea surface temperatures on persistent drought in North America. *Climate Dynamics*, 37(3), 569-586. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0835-x>
- Fernández-Donado, L., González-Rouco, J. F., Raible, C. C., Ammann, C. M., Barriopedro, D., García-Bustamante, E., Jungclauss, J. H., Lorenz, S. J., Luterbacher, J., Phipps, S. J., Servonnat, J., Swingedouw, D., Tett, S. F. B., Wagner, S., Yiou, P., & Zorita, E. (2013). Large-scale temperature response to external forcing in simulations and reconstructions of the last millennium. *Climate of the Past*, 9(1), 393-421. <https://doi.org/10.5194/cp-9-393-2013>
- Ferralis, N., Matys, E. D., Knoll, A. H., Hallmann, C., & Summons, R. E. (2016). Rapid, direct and non-destructive assessment of fossil organic matter via microRaman spectroscopy. *Carbon*, 108, 440-449. <https://doi.org/10.1016/j.carbon.2016.07.039>
- Ferrari, A. C., & Robertson, J. (2000). Interpretation of Raman spectra of disordered and amorphous carbon. *Physical Review B*, 61(20), 14095-14107. <https://doi.org/10.1103/PhysRevB.61.14095>
- Ferrio, J. P., Alonso, N., López, J. B., Araus, J. L., & Voltas, J. (2006). Carbon isotope composition of fossil charcoal reveals aridity changes in the NW Mediterranean Basin. *Global Change Biology*, 12(7), Article 7. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2006.01170.x>
- Field, R. D., Andreu-Hayles, L., D'arrigo, R. D., Oelkers, R., Luckman, B. H., Morimoto, D., Boucher, E., Gennaretti, F., Hermoso, I., Lavergne, A., & Levesque, M. (2022). Tree-ring cellulose $\delta^{18}\text{O}$ records similar large-scale climate influences as precipitation $\delta^{18}\text{O}$ in the Northwest Territories of Canada. *Climate Dynamics*, 58(3), 759-776. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05932-4>
- Francey, R. J., & Farquhar, G. D. (1982). An explanation of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ variations in tree rings. *Nature*, 297(5861), 28-31. <https://doi.org/10.1038/297028a0>
- Frank, D., Büntgen, U., Böhm, R., Maugeri, M., & Esper, J. (2007). Warmer early instrumental measurements versus colder reconstructed temperatures : Shooting at a moving target. *Quaternary Science Reviews*, 26(25), 3298-3310. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.08.002>
- Frank, D., Fang, K., & Fonti, P. (2022). Dendrochronology : Fundamentals and Innovations. In R. T. W. Siegwolf, J. R. Brooks, J. Roden, & M. Saurer (Éds.), *Stable Isotopes in Tree Rings : Inferring Physiological, Climatic and Environmental Responses* (p. 21-59). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-030-92698-4_2
- Franke, J., Valler, V., Brönnimann, S., Neukom, R., & Jaume-Santero, F. (2020). The importance of input data quality and quantity in climate field reconstructions – results from the

- assimilation of various tree-ring collections. *Climate of the Past*, 16(3), 1061-1074. <https://doi.org/10.5194/cp-16-1061-2020>
- Fritts, H. C., Smith, D. G., & Holmes, R. L. (1964). Tree-Ring Evidence for Climatic Changes in Western North America From 1500 A.D. to 1940 A.D. *Laboratory of Tree-Ring Research Archives. The University of Arizona*. <https://repository.arizona.edu/handle/10150/303802>
- Fuentes, M., Salo, R., Björklund, J., Seftigen, K., Zhang, P., Gunnarson, B., Aravena, J.-C., & Linderholm, H. W. (2018). A 970-year-long summer temperature reconstruction from Rogen, west-central Sweden, based on blue intensity from tree rings. *The Holocene*, 28(2), 254-266. <https://doi.org/10.1177/0959683617721322>
- Gagen, M., Battipaglia, G., Daux, V., Duffy, J., Dorado-Liñán, I., Hayles, L. A., Martínez-Sancho, E., McCarroll, D., Shestakova, T. A., & Treydte, K. (2022). Climate Signals in Stable Isotope Tree-Ring Records. In R. T. W. Siegwolf, J. R. Brooks, J. Roden, & M. Saurer (Éds.), *Stable Isotopes in Tree Rings : Inferring Physiological, Climatic and Environmental Responses* (p. 537-579). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-030-92698-4_19
- Gagen, M., McCarroll, D., Loader, N. J., Robertson, I., Jalkanen, R., & Anchukaitis, K. J. (2007). Exorcising the 'segment length curse': Summer temperature reconstruction since AD 1640 using non-detrended stable carbon isotope ratios from pine trees in northern Finland. *The Holocene*, 17(4), 435-446. <https://doi.org/10.1177/0959683607077012>
- Galvão, E. S., Santos, J. M., Lima, A. T., Reis, N. C., Orlando, M. T. D., & Stuetz, R. M. (2018). Trends in analytical techniques applied to particulate matter characterization: A critical review of fundamentals and applications. *Chemosphere*, 199, 546-568. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2018.02.034>
- Garnier, E. (2009). *Les dérangements du temps : 500 ans de chaud et de froid en Europe / Emmanuel Garnier*. Plon. Paris. <https://bmvr.nice.fr/Default/doc/SYRACUSE/3092973/les-derangements-du-temps-500-ans-de-chaud-et-de-froid-en-europe-emmanuel-garnier>
- Gaudinski, J. B., Dawson, T. E., Quideau, S., Schuur, E. A. G., Roden, J. S., Trumbore, S. E., Sandquist, D. R., Oh, S.-W., & Wasylishen, R. E. (2005). Comparative Analysis of Cellulose Preparation Techniques for Use with ¹³C, ¹⁴C, and ¹⁸O Isotopic Measurements. *Analytical Chemistry*, 77(22), 7212-7224. <https://doi.org/10.1021/ac050548u>
- Gessler, A., Brandes, E., Keitel, C., Boda, S., Kayler, Z. E., Granier, A., Barbour, M., Farquhar, G. D., & Treydte, K. (2013). The oxygen isotope enrichment of leaf-exported assimilates – does it always reflect lamina leaf water enrichment? *New Phytologist*, 200(1), 144-157. <https://doi.org/10.1111/nph.12359>
- Gimpel, J. (1975). *La Révolution industrielle au Moyen Âge* (Seuil).
- Giordanengo, G. (1989). *Le pouvoir législatif du roi de France (XI-XIIe siècles), travaux récents et hypothèses de recherche*. <https://doi.org/10.3406/bec.1989.450537>
- Glaser, R., & Riemann, D. (2009). A thousand-year record of temperature variations for Germany and Central Europe based on documentary data. *Journal of Quaternary Science*, 24(5), 437-449. <https://doi.org/10.1002/jqs.1302>
- Glaser, R., & Stangl, H. (2004). Climate and floods in Central Europe since AD 1000: Data, Methods, Results and Consequences. *Surveys in Geophysics*, 25(5), 485-510. <https://doi.org/10.1007/s10712-004-6201-y>

- Goodwin, I. D., van Ommen, T. D., Curran, M. A. J., & Mayewski, P. A. (2004). Mid latitude winter climate variability in the South Indian and southwest Pacific regions since 1300 AD. *Climate Dynamics*, 22(8), 783-794. <https://doi.org/10.1007/s00382-004-0403-3>
- Goosse, H. (2017). Reconstructed and simulated temperature asymmetry between continents in both hemispheres over the last centuries. *Climate Dynamics*, 48(5), 1483-1501. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3154-z>
- Goosse, H., Crespin, E., Dubinkina, S., Loutre, M.-F., Mann, M. E., Renssen, H., Sallaz-Damaz, Y., & Shindell, D. (2012). The role of forcing and internal dynamics in explaining the “Medieval Climate Anomaly”. *Climate Dynamics*, 39(12), 2847-2866. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1297-0>
- Graham, N. E., Ammann, C. M., Fleitmann, D., Cobb, K. M., & Luterbacher, J. (2011). Support for global climate reorganization during the “Medieval Climate Anomaly”. *Climate Dynamics*, 37(5), 1217-1245. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0914-z>
- Graham, N. E., & Hughes, M. K. (2007). Reconstructing the Mediaeval low stands of Mono Lake, Sierra Nevada, California, USA. *The Holocene*, 17(8), 1197-1210. <https://doi.org/10.1177/0959683607085126>
- Gray, J., & Thompson, P. (1977). Climatic information from 18O/16O analysis of cellulose, lignin and whole wood from tree rings. *Nature*, 270(5639), Article 5639. <https://doi.org/10.1038/270708a0>
- Gray, S. T., Graumlich, L. J., Betancourt, J. L., & Pederson, G. T. (2004). A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 A.D. *Geophysical Research Letters*, 31(12). <https://doi.org/10.1029/2004GL019932>
- Green, J.W. (1963). Wood cellulose. In R.L. Whistler (Éd.), *Methods in Carbohydrate Chemistry* (Academic Press, p. 9-21).
- Grove, J. M. (1988). *The Little Ice Age*. 498.
- Groverman, B. S., & Landsberg, H. E. (1979). Simulated northern hemisphere temperature departures 1579-1880. *Geophysical Research Letters*, 6(10), 767-769. <https://doi.org/10.1029/GL006i010p00767>
- Grudd, H. (2008). Torneträsk tree-ring width and density ad 500–2004 : A test of climatic sensitivity and a new 1500-year reconstruction of north Fennoscandian summers. *Climate Dynamics*, 31(7), 843-857. <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0358-2>
- Guillet, S., Corona, C., Stoffel, M., Khodri, M., Lavigne, F., Ortega, P., Eckert, N., Sielenou, P. D., Daux, V., Churakova (Sidorova), O. V., Davi, N., Edouard, J.-L., Zhang, Y., Luckman, B. H., Myglan, V. S., Guiot, J., Beniston, M., Masson-Delmotte, V., & Oppenheimer, C. (2017). Climate response to the Samalas volcanic eruption in 1257 revealed by proxy records. *Nature Geoscience*, 10(2), Article 2. <https://doi.org/10.1038/ngeo2875>
- Guiot, J., Corona, C., & Members, E. (2010). Growing Season Temperatures in Europe and Climate Forcings Over the Past 1400 Years. *PLOS ONE*, 5(4), e9972. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0009972>
- Gunnarson, B. E., Linderholm, H. W., & Moberg, A. (2011). Improving a tree-ring reconstruction from west-central Scandinavia : 900 years of warm-season temperatures. *Climate Dynamics*, 36(1), 97-108. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0783-5>
- Gutiérrez, J.M. & R.G. Jones, G.T. Narisma, L.M. Alves, M. Amjad, I.V. Gorodetskaya, M. Grose, N.A.B. Klutse, S. Krakovska, J. Li, D. Martínez-Castro, L.O. Mearns, S.H. Mernild, T. Ngo-

- Duc, B. van den Hurk, and J.-H. Yoon., (2021). *Climate Change 2021 – The Physical Science Basis : Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (1^{re} éd.). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157896>
- Hamilton, M. W. (2012). *Reconstructing Fire Severity From the Oxygen-Isotope Compositions of Plant Char.* 130.
- Haneca, K., Katarina Čufar, & Beekman, H. (2009). Oaks, tree-rings and wooden cultural heritage : A review of the main characteristics and applications of oak dendrochronology in Europe. *Journal of Archaeological Science*, 36(1), 1-11. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2008.07.005>
- Hansen, J., Ruedy, R., Sato, M., & Lo, K. (2010). Global Surface Temperature Change. *Reviews of Geophysics*, 48(4). <https://doi.org/10.1029/2010RG000345>
- Harris, I., Osborn, T. J., Jones, P., & Lister, D. (2020). Version 4 of the CRU TS monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset. *Scientific Data*, 7(1), 109. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0453-3>
- Hartl-Meier, C., Zang, C., Büntgen, U., Esper, J., Rothe, A., Göttelein, A., Dirnböck, T., & Treydte, K. (2015). Uniform climate sensitivity in tree-ring stable isotopes across species and sites in a mid-latitude temperate forest. *Tree Physiology*, 35(1), 4-15. <https://doi.org/10.1093/treephys/tpu096>
- Haupt, M., Weigl, M., Grabner, M., & Boettger, T. (2011). A 400-year reconstruction of July relative air humidity for the Vienna region (eastern Austria) based on carbon and oxygen stable isotope ratios in tree-ring latewood cellulose of oaks (*Quercus petraea* Matt. Liebl.). *Climatic Change*, 105(1), 243-262. <https://doi.org/10.1007/s10584-010-9862-1>
- Hawkins, E., Ortega, P., Suckling, E., Schurer, A., Hegerl, G., Jones, P., Joshi, M., Osborn, T. J., Masson-Delmotte, V., Mignot, J., Thorne, P., & Oldenborgh, G. J. van. (2017). *Estimating Changes in Global Temperature since the Preindustrial Period.* <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0007.1>
- Hegerl, G. C., & Russon, T. (2011). Using the Past to Predict the Future? *Science*, 334(6061), 1360-1361. <https://doi.org/10.1126/science.1214828>
- Helama, S., Jones, P. D., & Briffa, K. R. (2017). Dark Ages Cold Period : A literature review and directions for future research. *The Holocene*, 27(10), 1600-1606. <https://doi.org/10.1177/0959683617693898>
- Helama, S., Makarenko, N. G., Karimova, L. M., Kruglun, O. A., Timonen, M., Holopainen, J., Meriläinen, J., & Eronen, M. (2009). Dendroclimatic transfer functions revisited : Little Ice Age and Medieval Warm Period summer temperatures reconstructed using artificial neural networks and linear algorithms. *Annales Geophysicae*, 27(3), 1097-1111. <https://doi.org/10.5194/angeo-27-1097-2009>
- Helama, S., Vartiainen, M., Kolström, T., Peltola, H., & Meriläinen, J. (2008). X-ray microdensitometry applied to subfossil tree-rings : Growth characteristics of ancient pines from the southern boreal forest zone in Finland at intra-annual to centennial time-scales. *Vegetation History and Archaeobotany*, 17(6), 675-686. <https://doi.org/10.1007/s00334-008-0147-9>
- Helland, I. S. (1987). On the Interpretation and Use of R² in Regression Analysis. *Biometrics*, 43(1), 61-69. <https://doi.org/10.2307/2531949>

- Helle, G., Pauly, M., Heinrich, I., Schollän, K., Balanzategui, D., & Schürheck, L. (2022). Stable Isotope Signatures of Wood, its Constituents and Methods of Cellulose Extraction. In R. T. W. Siegwolf, J. R. Brooks, J. Roden, & M. Saurer (Éds.), *Stable Isotopes in Tree Rings : Inferring Physiological, Climatic and Environmental Responses* (p. 135-190). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-030-92698-4_5
- Henry, D. G., Jarvis, I., Gillmore, G., & Stephenson, M. (2019). Raman spectroscopy as a tool to determine the thermal maturity of organic matter : Application to sedimentary, metamorphic and structural geology. *Earth-Science Reviews*, 198, 102936. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102936>
- Higounet, C. (1991). *Défrichements et villeneuves du bassin parisien aux 11e-14e siècles* (CNRS Éditions).
- Hiller, A., Boettger, T., & Kremenetski, C. (2001). Mediaeval climatic warming recorded by radiocarbon dated alpine tree-line shift on the Kola Peninsula, Russia. *The Holocene*, 11(4), 491-497. <https://doi.org/10.1191/095968301678302931>
- Hughes, M. K. (2002). Dendrochronology in climatology – the state of the art. *Dendrochronologia*, 20(1), 95-116. <https://doi.org/10.1078/1125-7865-00011>
- Hughes, M. K., & Ammann, C. M. (2009). The future of the past—an earth system framework for high resolution paleoclimatology : Editorial essay. *Climatic Change*, 94(3), 247-259. <https://doi.org/10.1007/s10584-009-9588-0>
- Hughes, M. K., & Diaz, H. F. (1994). Was there a ‘medieval warm period’, and if so, where and when? *Climatic Change*, 26(2), 109-142. <https://doi.org/10.1007/BF01092410>
- Hunot, J.-Y. (2022). La charpente de comble, un élément incontournable pour l’histoire des édifices anciens. In C. Sapin, S. Bully, M. Bizri, & F. Henrion (Éds.), *Archéologie du bâti. Aujourd’hui et demain*. ARTEHIS Éditions. <https://doi.org/10.4000/books.artehis.28607>
- Hurrell, J. W., & Deser, C. (2010). North Atlantic climate variability : The role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems*, 79(3), 231-244. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2009.11.002>
- Industrial Revolution—Technology, Factories, Change | Britannica*. (2024, juillet 18). <https://www.britannica.com/event/Industrial-Revolution>
- Intergovernmental Panel On Climate Change (Éd.). (2014). Chapter 10—Detection and Attribution of Climate Change : From Global to Regional. In *Climate Change 2013 – The Physical Science Basis* (1^{re} éd., p. 867-952). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.022>
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). (2001). *Climate Change 2001 : The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.
- Ishimaru, K., Hata, T., Bronsveld, P., Meier, D., & Imamura, Y. (2007). Spectroscopic analysis of carbonization behavior of wood, cellulose and lignin. *Journal of Materials Science*, 42(1), Article 1. <https://doi.org/10.1007/s10853-006-1042-3>
- Jacoby, G. C., & D’Arrigo, R. (1989). Reconstructed Northern Hemisphere annual temperature since 1671 based on high-latitude tree-ring data from North America. *Climatic Change*, 14(1), 39-59. <https://doi.org/10.1007/BF00140174>
- Jansen, E., Overpeck, J., Briffa, K. R., Duplessy, J.-C., Joos, F., Masson-Delmotte, V., Olago, D., Otto-Bliesner, B., Peltier, W. R., Rahmstorf, S., Ramesh, R., Raynaud, D., Rind, D., Solomina, O., Villalba, R., Zhang, D., Barnola, J.-M., Bauer, E., Brady, E., ... Miller, H. L.

- (2007). Palaeoclimate. In Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, & H. L. Miller (Éds.), *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press. <https://hal.science/hal-03375712>
- Jevšenak, J., Buras, A., & Babst, F. (2024). Shifting potential for high-resolution climate reconstructions under global warming. *Quaternary Science Reviews*, 325, 108486. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2023.108486>
- Jevšenak, J., & Levanič, T. (2016). Should artificial neural networks replace linear models in tree ring based climate reconstructions? *Dendrochronologia*, 40, 102-109. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2016.08.002>
- Jiang, H., Shevenell, A., Yu, S., Xu, H., & Mao, X. (2015). Decadal- to centennial-scale East Asian summer monsoon variability during the Medieval Climate Anomaly reconstructed from an eastern Tibet lacustrine sequence. *Journal of Paleolimnology*, 54(2), 205-222. <https://doi.org/10.1007/s10933-015-9847-1>
- Jones, P. D., Briffa, K. R., Barnett, T. P., & Tett, S. F. B. (1998). High-resolution palaeoclimatic records for the last millennium : Interpretation, integration and comparison with General Circulation Model control-run temperatures. *The Holocene*, 8(4), 455-471. <https://doi.org/10.1191/095968398667194956>
- Jones, P. D., Briffa, K. R., Osborn, T. J., Lough, J. M., van Ommen, T. D., Vinther, B. M., Luterbacher, J., Wahl, E. R., Zwiers, F. W., Mann, M. E., Schmidt, G. A., Ammann, C. M., Buckley, B. M., Cobb, K. M., Esper, J., Goosse, H., Graham, N., Jansen, E., Kiefer, T., ... Xoplaki, E. (2009). High-resolution palaeoclimatology of the last millennium : A review of current status and future prospects. *The Holocene*, 19(1), 3-49. <https://doi.org/10.1177/0959683608098952>
- Juckes, M. N., Allen, M. R., Briffa, K. R., Esper, J., Hegerl, G. C., Moberg, A., Osborn, T. J., & Weber, S. L. (2007). Millennial temperature reconstruction intercomparison and evaluation. *Climate of the Past*, 3(4), 591-609. <https://doi.org/10.5194/cp-3-591-2007>
- Kagawa, A., Abe, H., Fujii, T., & Itoh, Y. (2008). Stable isotopes and inorganic elements as potential indicators of timber geographic origin. *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Keel, S. G., Joos, F., Spahni, R., Saurer, M., Weigt, R. B., & Klesse, S. (2016). Simulating oxygen isotope ratios in tree ring cellulose using a dynamic global vegetation model. *Biogeosciences*, 13(13), 3869-3886. <https://doi.org/10.5194/bg-13-3869-2016>
- Keller, K. M., Lienert, S., Bozbiyik, A., Stocker, T. F., Churakova (Sidorova), O. V., Frank, D. C., Klesse, S., Koven, C. D., Leuenberger, M., Riley, W. J., Saurer, M., Siegwolf, R., Weigt, R. B., & Joos, F. (2017). 20th century changes in carbon isotopes and water-use efficiency : Tree-ring-based evaluation of the CLM4.5 and LPX-Bern models. *Biogeosciences*, 14(10), 2641-2673. <https://doi.org/10.5194/bg-14-2641-2017>
- Klippel, L., St. George, S., Büntgen, U., Krusic, P. J., & Esper, J. (2020). Differing pre-industrial cooling trends between tree rings and lower-resolution temperature proxies. *Climate of the Past*, 16(2), 729-742. <https://doi.org/10.5194/cp-16-729-2020>
- Knudsen, M. F., Seidenkrantz, M.-S., Jacobsen, B. H., & Kuijpers, A. (2011). Tracking the Atlantic Multidecadal Oscillation through the last 8,000 years. *Nature Communications*, 2(1), 178. <https://doi.org/10.1038/ncomms1186>

- Koch, G. W., Sillett, S. C., Jennings, G. M., & Davis, S. D. (2004). The limits to tree height. *Nature*, 428(6985), 851-854. <https://doi.org/10.1038/nature02417>
- Kremenetski, K. V., Boettger, T., MacDonald, G. M., Vaschalova, T., Sulerzhitsky, L., & Hiller, A. (2004). Medieval climate warming and aridity as indicated by multiproxy evidence from the Kola Peninsula, Russia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 209(1), 113-125. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.02.018>
- Kress, A., Saurer, M., Siegwolf, R. T. W., Frank, D. C., Esper, J., & Bugmann, H. (2010). A 350 year drought reconstruction from Alpine tree ring stable isotopes. *Global Biogeochemical Cycles*, 24(2). <https://doi.org/10.1029/2009GB003613>
- Kroopnick, P., & Craig, H. (1972). Atmospheric Oxygen : Isotopic Composition and Solubility Fractionation. *Science*, 175(4017), Article 4017. <https://doi.org/10.1126/science.175.4017.54>
- La société féodale (10e-13e siècles)*. (s. d.). BnF Essentiels. Consulté 9 septembre 2024, à l'adresse <http://essentiels.bnf.fr/fr/histoire/moyen-age/38b980c2-9165-4265-8377-660ba1a87c1a-societe-feodale-10e-13e-siecles>
- Labbé, T., Pfister, C., Brönnimann, S., Rousseau, D., Franke, J., & Bois, B. (2019). The longest homogeneous series of grape harvest dates, Beaune 1354–2018, and its significance for the understanding of past and present climate. *Climate of the Past*, 15(4), 1485-1501. <https://doi.org/10.5194/cp-15-1485-2019>
- Labotka, D. M., Grissino-Mayer, H. D., Mora, C. I., & Johnson, E. J. (2016). Patterns of moisture source and climate variability in the southeastern United States : A four-century seasonally resolved tree-ring oxygen-isotope record. *Climate Dynamics*, 46(7), 2145-2154. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2694-y>
- Labudová, L., Labuda, M., & Takáč, J. (2017). Comparison of SPI and SPEI applicability for drought impact assessment on crop production in the Danubian Lowland and the East Slovakian Lowland. *Theoretical and Applied Climatology*, 128(1), 491-506. <https://doi.org/10.1007/s00704-016-1870-2>
- Labuhn, I., Daux, V., Girardclos, O., Stievenard, M., Pierre, M., & Masson-Delmotte, V. (2016). French summer droughts since 1326 CE : A reconstruction based on tree ring cellulose $\delta^{18}\text{O}$. *Climate of the Past*, 12(5), 1101-1117. <https://doi.org/10.5194/cp-12-1101-2016>
- Labuhn, I., Daux, V., Pierre, M., Stievenard, M., Girardclos, O., Féron, A., Genty, D., Masson-Delmotte, V., & Mestre, O. (2014). Tree age, site and climate controls on tree ring cellulose $\delta^{18}\text{O}$: A case study on oak trees from south-western France. *Dendrochronologia*, 32(1), 78-89. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2013.11.001>
- Lamb, H. H. (1965). The early medieval warm epoch and its sequel. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1, 13-37. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(65\)90004-0](https://doi.org/10.1016/0031-0182(65)90004-0)
- Lamb, H. H. (1977). *Climate : Present, Past and Future: Volume 2: Climatic History and the Future*. Routledge & CRC Press. <https://www.routledge.com/Climate-Present-Past-and-Future-Volume-2-Climatic-History-and-the-Future/Lamb/p/book/9780415682237>
- Lamb, H. H. (1982). *Climate History and the Modern World*. U.S.A.: Routledge Kegan & Paul. <https://www.biblio.com/book/climate-history-modern-world-lamb-h/d/938253321>
- Lambert, G.-N., Hoffsummer, P., Bernard, V., & Chevrier, V. (2019). *Note sur l'étude dendrochronologique de la charpente de Notre-Dame de Paris*.

- Le 13e siècle, siècle des cathédrales.* (s. d.). Passerelles. Consulté 9 septembre 2024, à l'adresse <http://passerelles.essentiels.bnf.fr/fr/article/69765fc5-89ba-43fb-ac63-0d54bcb8144f-13e-siecle-siecle-cathedrales>
- Le Roy Ladurie, E. L. R. (1967). *Histoire du climat depuis l'An Mil*.
- Le Roy Ladurie, E. L. R., & Pépin, M.-H. (2018). Pluies diluviennes et famines en Europe lors du passage de l'optimum médiéval au petit âge glaciaire. *La Météorologie*, 102, 38-41. <https://doi.org/10.4267/2042/68211>
- Le Roy Ladurie, E. L. R., Rousseau, D., & Vazak, A. (2011). *Les fluctuations du climat de l'an mil à aujourd'hui*. Fayard.
- Leavitt, S. W. (2010). Tree-ring C–H–O isotope variability and sampling. *Science of The Total Environment*, 408(22), 5244-5253. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2010.07.057>
- Leavitt, S. W., & Danzer, S. R. (1993). Method for batch processing small wood samples to holocellulose for stable-carbon isotope analysis. *Analytical Chemistry*, 65(1), 87-89. <https://doi.org/10.1021/ac00049a017>
- Lebourgeois, F., & Mérian, P. (2011). La sensibilité au climat des arbres forestiers a-t-elle changé au cours du XXe siècle? *Revue forestière française*, 63(1), 17-32. <https://doi.org/10.4267/2042/43091>
- Leifsson, C., Buras, A., Rammig, A., & Zang, C. (2023). Changing climate sensitivity of secondary growth following extreme drought events in forest ecosystems: A global analysis. *Environmental Research Letters*, 18(1), 014021. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aca9e5>
- Levesque, M., Andreu-Hayles, L., Smith, W. K., Williams, A. P., Hobi, M. L., Allred, B. W., & Pederson, N. (2019). Tree-ring isotopes capture interannual vegetation productivity dynamics at the biome scale. *Nature Communications*, 10(1), 742. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-08634-y>
- Li, G., Gao, L., Liu, F., Qiu, M., & Dong, G. (2022). Quantitative studies on charcoification: Physical and chemical changes of charring wood. *Fundamental Research*. <https://doi.org/10.1016/j.fmre.2022.05.014>
- Li, Q., Liu, Y., Nakatsuka, T., Liu, R., Cai, Q., Song, H., Wang, S., Sun, C., & Fang, C. (2020). Réchauffement retardé dans le nord-est de la Chine : Aperçus d'une reconstruction annuelle de la température basée sur les cernes des arbres $\delta^{18}\text{O}$. *Science of The Total Environment*, 749, 141432. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.141432>
- Libby, L. M., & Pandolfi, L. J. (1974). Temperature Dependence of Isotope Ratios in Tree Rings. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 71(6), 2482-2486. <https://doi.org/10.1073/pnas.71.6.2482>
- Libby, L. M., Pandolfi, L. J., Payton, P. H., Marshall, J., Becker, B., & Giertz-Sienbenlist, V. (1976). Isotopic tree thermometers. *Nature*, 261(5558), 284-288. <https://doi.org/10.1038/261284a0>
- Liu, J., Li, Z.-S., Keyimu, M., Wang, X., Liang, H., Feng, X., Gao, G., & Fu, B. (2023). Accelerated warming in the late 20th century promoted tree radial growth in the Northern Hemisphere. *Journal of Plant Ecology*, 16(1), rtac077. <https://doi.org/10.1093/jpe/rtac077>
- Ljungqvist, F. C. (2010). A new reconstruction of temperature variability in the extra-tropical northern hemisphere during the last two millennia. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 92(3), 339-351. <https://doi.org/10.1111/j.1468-0459.2010.00399.x>

- Ljungqvist, F. C., Krusic, P. J., Brattström, G., & Sundqvist, H. S. (2012). Northern Hemisphere temperature patterns in the last 12 centuries. *Climate of the Past*, 8(1), 227-249. <https://doi.org/10.5194/cp-8-227-2012>
- Ljungqvist, F. C., Seim, A., & Huhtamaa, H. (2021). Climate and society in European history. *WIREs Climate Change*, 12(2), e691. <https://doi.org/10.1002/wcc.691>
- Ljungqvist, F. C., Seim, A., Krusic, P. J., González-Rouco, J. F., Werner, J. P., Cook, E. R., Zorita, E., Luterbacher, J., Xoplaki, E., Destouni, G., García-Bustamante, E., Aguilar, C. A. M., Seftigen, K., Wang, J., Gagen, M. H., Esper, J., Solomina, O., Fleitmann, D., & Büntgen, U. (2019). European warm-season temperature and hydroclimate since 850 CE. *Environmental Research Letters*, 14(8), 084015. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab2c7e>
- Ljungqvist, F. C., Seim, A., Tegel, W., Krusic, P. J., Baittinger, C., Belingard, C., Bernabei, M., Bonde, N., Borghaerts, P., Couturier, Y., Crone, A., van Daalen, S., Daly, A., Doeve, P., Domínguez-Delmás, M., Edouard, J.-L., Frank, T., Ginzler, C., Grabner, M., ... Büntgen, U. (2022). Regional Patterns of Late Medieval and Early Modern European Building Activity Revealed by Felling Dates. *Frontiers in Ecology and Evolution*, 9. <https://doi.org/10.3389/fevo.2021.825751>
- Ljungqvist, F. C., Thejll, P., Björklund, J., Gunnarson, B. E., Piermattei, A., Rydval, M., Seftigen, K., Støve, B., & Büntgen, U. (2020). Assessing non-linearity in European temperature-sensitive tree-ring data. *Dendrochronologia*, 59, 125652. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2019.125652>
- Loader, N. J., McCarroll, D., Miles, D., Young, G. H. F., Davies, D., & Ramsey, C. B. (2019). Tree ring dating using oxygen isotopes: A master chronology for central England. *Journal of Quaternary Science*, 34(6), 475-490. <https://doi.org/10.1002/jqs.3115>
- Loader, N. J., McCarroll, D., Miles, D., Young, G. H. F., Davies, D., Ramsey, C. B., Williams, M., & Fudge, M. (2021). Dating of non-oak species in the United Kingdom historical buildings archive using stable oxygen isotopes. *Dendrochronologia*, 69, 125862. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2021.125862>
- Loader, N. J., Santillo, P. M., Woodman-Ralph, J. P., Rolfe, J. E., Hall, M. A., Gagen, M., Robertson, I., Wilson, R., Froyd, C. A., & McCarroll, D. (2008). Multiple stable isotopes from oak trees in southwestern Scotland and the potential for stable isotope dendroclimatology in maritime climatic regions. *Chemical Geology*, 252(1), 62-71. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.01.006>
- Loader, N. J., Young, G. H. F., Grudd, H., & McCarroll, D. (2013a). Stable carbon isotopes from Torneträsk, northern Sweden provide a millennial length reconstruction of summer sunshine and its relationship to Arctic circulation. *Quaternary Science Reviews*, 62, 97-113. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.11.014>
- Loader, N. J., Young, G. H. F., McCarroll, D., Davies, D., Miles, D., & Bronk Ramsey, C. (2020). Summer precipitation for the England and Wales region, 1201–2000 ce, from stable oxygen isotopes in oak tree rings. *Journal of Quaternary Science*, 35(6), 731-736. <https://doi.org/10.1002/jqs.3226>
- Loader, N., Young, G., McCarroll, D., & Wilson, R. (2013b). Quantifying uncertainty in isotope dendroclimatology. *The Holocene*, 23(9), 1221-1226. <https://doi.org/10.1177/0959683613486945>

- Lorenz, E. N. (1956). *Empirical Orthogonal Functions and Statistical Weather Prediction*. Massachusetts Institute of Technology, Department of Meteorology.
- Lucas, H. S. (1930). The Great European Famine of 1315, 1316, and 1317. *Speculum*, 5(4), 343-377. <https://doi.org/10.2307/2848143>
- Lücke, L. J., Schurer, A. P., Wilson, R., & Hegerl, G. C. (2021). Orbital Forcing Strongly Influences Seasonal Temperature Trends During the Last Millennium. *Geophysical Research Letters*, 48(4), e2020GL088776. <https://doi.org/10.1029/2020GL088776>
- Lüning, S. (2021). *Google Map of publications on the Medieval Climate Anomaly* [Jeu de données]. <http://t1p.de/mwp>
- Lüning, S., Galka, M., Bamonte, F. P., Rodríguez, F. G., & Vahrenholt, F. (2019a). The Medieval Climate Anomaly in South America. *Quaternary International*, 508, 70-87. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.10.041>
- Lüning, S., Galka, M., Danladi, I. B., Adagunodo, T. A., & Vahrenholt, F. (2018). Hydroclimate in Africa during the Medieval Climate Anomaly. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 495, 309-322. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.01.025>
- Lüning, S., Galka, M., García-Rodríguez, F., & Vahrenholt, F. (2020). The Medieval Climate Anomaly in Oceania. *Environmental Reviews*, 28(1), 45-54. <https://doi.org/10.1139/er-2019-0012>
- Lüning, S., Galka, M., & Vahrenholt, F. (2017). Warming and Cooling : The Medieval Climate Anomaly in Africa and Arabia. *Paleoceanography*, 32(11), 1219-1235. <https://doi.org/10.1002/2017PA003237>
- Lüning, S., Galka, M., & Vahrenholt, F. (2019b). The Medieval Climate Anomaly in Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 532, 109251. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109251>
- Lüning, S., Schulte, L., Garcés-Pastor, S., Danladi, I. b., & Galka, M. (2019c). The Medieval Climate Anomaly in the Mediterranean Region. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 34(10), 1625-1649. <https://doi.org/10.1029/2019PA003734>
- Luterbacher, J., Dietrich, D., Xoplaki, E., Grosjean, M., & Wanner, H. (2004). European Seasonal and Annual Temperature Variability, Trends, and Extremes Since 1500. *Science*, 303(5663), 1499-1503. <https://doi.org/10.1126/science.1093877>
- Luterbacher, J., García-Herrera, R., Akcer-On, S., Allan, R., Alvarez-Castro, M.-C., Benito, G., Booth, J., Büntgen, U., Cagatay, N., Colombaroli, D., Davis, B., Esper, J., Felis, T., Fleitmann, D., Frank, D., Gallego, D., Garcia-Bustamante, E., Glaser, R., Gonzalez-Rouco, F. J., ... Zorita, E. (2012). 2—A Review of 2000 Years of Paleoclimatic Evidence in the Mediterranean. In P. Lionello (Éd.), *The Climate of the Mediterranean Region* (p. 87-185). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-416042-2.00002-1>
- Luterbacher, J., Werner, J. P., Smerdon, J. E., Fernández-Donado, L., González-Rouco, F. J., Barriopedro, D., Ljungqvist, F. C., Büntgen, U., Zorita, E., Wagner, S., Esper, J., McCarroll, D., Toreti, A., Frank, D., Jungclaus, J. H., Barriendos, M., Bertolin, C., Bothe, O., Brázdil, R., ... Zerefos, C. (2016). European summer temperatures since Roman times. *Environmental Research Letters*, 11(2), 024001. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/2/024001>
- Manabe, T., Ohata, M., Yoshizawa, S., Nakajima, D., Goto, S., Uchida, K., & Yajima, H. (2007). Effect of Carbonization Temperature on the Physicochemical Structure of Wood Charcoal.

- Transactions of the Materials Research Society of Japan*, 32(4), Article 4.
<https://doi.org/10.14723/tmrj.32.1035>
- Mangini, A., Spötl, C., & Verdes, P. (2005). Reconstruction of temperature in the Central Alps during the past 2000 yr from a $\delta^{18}\text{O}$ stalagmite record. *Earth and Planetary Science Letters*, 235(3), 741-751. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.05.010>
- Mann, M. E., Bradley, R. S., & Hughes, M. K. (1998). Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature*, 392(6678), Article 6678. <https://doi.org/10.1038/33859>
- Mann, M. E., Bradley, R. S., & Hughes, M. K. (1999). Northern hemisphere temperatures during the past millennium : Inferences, uncertainties, and limitations. *Geophysical Research Letters*, 26(6), 759-762. <https://doi.org/10.1029/1999GL900070>
- Mann, M. E., & Jones, P. D. (2003). Global surface temperatures over the past two millennia. *Geophysical Research Letters*, 30(15). <https://doi.org/10.1029/2003GL017814>
- Mann, M. E., Rutherford, S., Wahl, E., & Ammann, C. (2007). Robustness of proxy-based climate field reconstruction methods. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D12). <https://doi.org/10.1029/2006JD008272>
- Mann, M. E., Steinman, B. A., & Miller, S. K. (2014). On forced temperature changes, internal variability, and the AMO. *Geophysical Research Letters*, 41(9), 3211-3219. <https://doi.org/10.1002/2014GL059233>
- Mann, M. E., Zhang, Z., Hughes, M. K., Bradley, R. S., Miller, S. K., Rutherford, S., & Ni, F. (2008). Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 105(36), 13252-13257. <https://doi.org/10.1073/pnas.0805721105>
- Mann, M. E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R. S., Hughes, M. K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G., & Ni, F. (2009). Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, 326(5957), 1256-1260. <https://doi.org/10.1126/science.1177303>
- Marshall, J. D., & Monserud, R. A. (1996). Homeostatic gas-exchange parameters inferred from $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ in tree rings of conifers. *Oecologia*, 105(1), 13-21. <https://doi.org/10.1007/BF00328786>
- Martínez-Sancho, E., Cernusak, L. A., Fonti, P., Gregori, A., Ullrich, B., Pannatier, E. G., Gessler, A., Lehmann, M. M., Saurer, M., & Treydte, K. (2023). Unenriched xylem water contribution during cellulose synthesis influenced by atmospheric demand governs the intra-annual tree-ring $\delta^{18}\text{O}$ signature. *New Phytologist*, 240(5), 1743-1757. <https://doi.org/10.1111/nph.19278>
- Masson-Delmotte, V., al, al, & al. (2013). Information from Paleoclimate Archives. In *Climate Change 2013 – The Physical Science Basis : Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (p. 383-464). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.013>
- Masson-Delmotte, V., Raffalli-Delerce, G., Danis, P. A., Yiou, P., Stievenard, M., Guibal, F., Mestre, O., Bernard, V., Goosse, H., Hoffmann, G., & Jouzel, J. (2005). Changes in European precipitation seasonality and in drought frequencies revealed by a four-century-long tree-ring isotopic record from Brittany, western France. *Climate Dynamics*, 24(1), 57-69. <https://doi.org/10.1007/s00382-004-0458-1>

- Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S.L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M.I., Huang, M., Leitzell, K., Lonnoy, E., Matthews, J.B.R., Maycock, T.K., Waterfield, T., Yelekçi, O., Yu, R., & Zhou, B. (2021). IPCC, 2021 : Summary for Policymakers. In Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (Éd.), *Climate Change 2021 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (p. 3-32). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.001>
- Matthes, F.,E. (1939). *Report of Committee on Glaciers, April 1939* (Transactions American Geophysical Union). <https://agupubs-onlinelibrary-wiley-com.insu.bib.cnrs.fr/doi/abs/10.1029/TR020i004p00518?src=getftr>
- Matthews, J. A., & Briffa, K. R. (2005). The 'little ice age' : Re-evaluation of an evolving concept. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 87(1), 17-36. <https://doi.org/10.1111/j.0435-3676.2005.00242.x>
- McCarroll, D. (2016). *Simple Statistical Tests for Geography*. Chapman and Hall/CRC. <https://doi.org/10.1201/9781315380438>
- McCarroll, D., & Loader, N. J. (2004). Stable isotopes in tree rings. *Quaternary Science Reviews*, 23(7), 771-801. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.06.017>
- McDermott, F. (2004). Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems : A review. *Quaternary Science Reviews*, 23(7), 901-918. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.06.021>
- McGovern, T. H., Vésteinsson, O., Friðriksson, A., Church, M., Lawson, I., Simpson, I. A., Einarsson, A., Dugmore, A., Cook, G., Perdikaris, S., Edwards, K. J., Thomson, A. M., Adderley, W. P., Newton, A., Lucas, G., Edvardsson, R., Aldred, O., & Dunbar, E. (2007). Landscapes of Settlement in Northern Iceland : Historical Ecology of Human Impact and Climate Fluctuation on the Millennial Scale. *American Anthropologist*, 109(1), 27-51. <https://doi.org/10.1525/aa.2007.109.1.27>
- McPartland, M. Y., St. George, S., Pederson, G. T., & Anchukaitis, K. J. (2020). Does signal-free detrending increase chronology coherence in large tree-ring networks? *Dendrochronologia*, 63, 125755. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2020.125755>
- Meyerson, E. A., Mayewski, P. A., Kreutz, K. J., Meeker, L. D., Whitlow, S. I., & Twickler, M. S. (2002). The polar expression of ENSO and sea-ice variability as recorded in a South Pole ice core. *Annals of Glaciology*, 35, 430-436. <https://doi.org/10.3189/172756402781817149>
- Miles, D., Loader, N. J., Young, G. H. F., McCarroll, D., Davies, D., Ramsey, C. B., & James, J. G. (2019). Stable Isotope Dating of Historic Buildings. *Vernacular Architecture*, 50(1), 78-87. <https://doi.org/10.1080/03055477.2019.1660955>
- Moberg, A., Sonechkin, D. M., Holmgren, K., Datsenko, N. M., & Karlén, W. (2005). Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature*, 433(7026), Article 7026. <https://doi.org/10.1038/nature03265>
- Mohammed, S., Alsafadi, K., Enaruvbe, G. O., Bashir, B., Elbeltagi, A., Széles, A., Alsalman, A., & Harsanyi, E. (2022). Assessing the impacts of agricultural drought (SPI/SPEI) on maize and wheat yields across Hungary. *Scientific Reports*, 12(1), 8838. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-12799-w>
- Moreno, A., Pérez, A., Frigola, J., Nieto-Moreno, V., Rodrigo-Gámiz, M., Martrat, B., González-Sampériz, P., Morellón, M., Martín-Puertas, C., Corella, J. P., Belmonte, Á., Sancho, C.,

- Cacho, I., Herrera, G., Canals, M., Grimalt, J. O., Jiménez-Espejo, F., Martínez-Ruiz, F., Vegas-Vilarrúbia, T., & Valero-Garcés, B. L. (2012). The Medieval Climate Anomaly in the Iberian Peninsula reconstructed from marine and lake records. *Quaternary Science Reviews*, *43*, 16-32. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.04.007>
- Moreno-Gutiérrez, C., Battipaglia, G., Cherubini, P., Saurer, M., Nicolás, E., Contreras, S., & Querejeta, J. I. (2012). Stand structure modulates the long-term vulnerability of *Pinus halepensis* to climatic drought in a semiarid Mediterranean ecosystem. *Plant, Cell & Environment*, *35*(6), 1026-1039. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3040.2011.02469.x>
- Morice, C. P., Kennedy, J. J., Rayner, N. A., & Jones, P. D. (2012). Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates : The HadCRUT4 data set. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *117*(D8). <https://doi.org/10.1029/2011JD017187>
- Morice, C. P., Kennedy, J. J., Rayner, N. A., Winn, J. P., Hogan, E., Killick, R. E., Dunn, R. J. H., Osborn, T. J., Jones, P. D., & Simpson, I. R. (2021). An Updated Assessment of Near-Surface Temperature Change From 1850 : The HadCRUT5 Data Set. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *126*(3), e2019JD032361. <https://doi.org/10.1029/2019JD032361>
- Mosley-Thompson, E., Readinger, C. R., Craigmile, P., Thompson, L. G., & Calder, C. A. (2005). Regional sensitivity of Greenland precipitation to NAO variability. *Geophysical Research Letters*, *32*(24). <https://doi.org/10.1029/2005GL024776>
- Mouraux, C., Delarue, F., Bardin, J., Nguyen Tu, T. T., Bellot-Gurlet, L., Paris, C., Coubray, S., & Dufraisse, A. (2022). Assessing the carbonisation temperatures recorded by ancient charcoals for $\delta^{13}\text{C}$ -based palaeoclimate reconstruction. *Scientific Reports*, *12*(1), Article 1. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-17836-2>
- Nagavciuc, V., Ionita, M., Perşoiu, A., Popa, I., Loader, N. J., & McCarroll, D. (2019). Stable oxygen isotopes in Romanian oak tree rings record summer droughts and associated large-scale circulation patterns over Europe. *Climate Dynamics*, *52*(11), 6557-6568. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4530-7>
- Nam, W.-H., Hayes, M. J., Svoboda, M. D., Tadesse, T., & Wilhite, D. A. (2015). Drought hazard assessment in the context of climate change for South Korea. *Agricultural Water Management*, *160*, 106-117. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2015.06.029>
- Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, *10*(3), 282-290. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)
- National Academy of Sciences. (1975). *Understanding Climatic Change : A Program for Action*.
- Naulier, M., Savard, M. M., Bégin, C., Gennaretti, F., Arseneault, D., Marion, J., Nicault, A., & Bégin, Y. (2015). A millennial summer temperature reconstruction for northeastern Canada using oxygen isotopes in subfossil trees. *Climate of the Past*, *11*(9), 1153-1164. <https://doi.org/10.5194/cp-11-1153-2015>
- Neukom. (2014). *Inter-hemispheric temperature variability over the past millennium—Supplementary information*.
- Neukom, R., & Gergis, J. (2012). Southern Hemisphere high-resolution palaeoclimate records of the last 2000 years. *The Holocene*, *22*(5), 501-524. <https://doi.org/10.1177/0959683611427335>

- Neukom, R., Steiger, N., Gómez-Navarro, J. J., Wang, J., & Werner, J. P. (2019). No evidence for globally coherent warm and cold periods over the preindustrial Common Era. *Nature*, 571(7766), Article 7766. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1401-2>
- Neukom, R., Steiger, N., Kaufman, D., & Grosjean, M. (2022). Inconsistent comparison of temperature reconstructions over the Common Era. *Dendrochronologia*, 74, 125965. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2022.125965>
- Oglesby, R., Feng, S., Hu, Q., & Rowe, C. (2012). The role of the Atlantic Multidecadal Oscillation on medieval drought in North America : Synthesizing results from proxy data and climate models. *Global and Planetary Change*, 84-85, 56-65. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.07.005>
- Organisation Météorologique Mondiale. (2017). *Directives de l'OMM pour le calcul des normales climatiques (OMM-N° 1203) (OMM-N° 1203)*. Organisation Météorologique Mondiale. https://library.wmo.int/viewer/54922?medianame=1203_fr_#page=1&viewer=picture&o=bookmark&n=0&q=
- Ortega, P., Lehner, F., Swingedouw, D., Masson-Delmotte, V., Raible, C. C., Casado, M., & Yiou, P. (2015). A model-tested North Atlantic Oscillation reconstruction for the past millennium. *Nature*, 523(7558), 71-74. <https://doi.org/10.1038/nature14518>
- Otterå, O. H. (2008). Simulating the effects of the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption using the ARPEGE atmosphere general circulation model. *Advances in Atmospheric Sciences*, 25(2), 213-226. <https://doi.org/10.1007/s00376-008-0213-3>
- PAGES2k Consortium, Emile-Geay, J., McKay, N. P., Kaufman, D. S., von Gunten, L., Wang, J., Anchukaitis, K. J., Abram, N. J., Addison, J. A., Curran, M. A. J., Evans, M. N., Henley, B. J., Hao, Z., Martrat, B., McGregor, H. V., Neukom, R., Pederson, G. T., Stenni, B., Thirumalai, K., ... Zinke, J. (2017). A global multiproxy database for temperature reconstructions of the Common Era. *Scientific Data*, 4(1), Article 1. <https://doi.org/10.1038/sdata.2017.88>
- PAGES2k Consortium, Neukom, R., Barboza, L. A., Erb, M. P., Shi, F., Emile-Geay, J., Evans, M. N., Franke, J., Kaufman, D. S., Lücke, L., Rehfeld, K., Schurer, A., Zhu, F., Brönnimann, S., Hakim, G. J., Henley, B. J., Ljungqvist, F. C., McKay, N., Valler, V., & von Gunten, L. (2019). Consistent multidecadal variability in global temperature reconstructions and simulations over the Common Era. *Nature Geoscience*, 12(8), Article 8. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0400-0>
- Penagos, C., Girardclos, O., Hunot, J.-Y., Martin, C., Jacquot, K., Cao, I., Lemoine, M., Brossier, B., Lavier, C., Coubray, S., & Dufraisse, A. (2024). Naming, relocating and dating the woods of Notre-Dame “forest”, first results based on collated data and archaeological surveys of the remains. *Journal of Cultural Heritage*, 65, 21-31. <https://doi.org/10.1016/j.culher.2022.09.004>
- Penchenat, T. (2022). *Reconstruction multi-centenaire des variations d'indicateurs hydroclimatiques en Patagonie à partir de la composition isotopique des cernes d'Araucaria araucana* [These de doctorat, université Paris-Saclay]. <https://theses.fr/2022UPASJ013>
- Perugini, L., Caporaso, L., Marconi, S., Cescatti, A., Quesada, B., Noblet-Ducoudré, N. de, House, J. I., & Arneth, A. (2017). Biophysical effects on temperature and precipitation due to land cover change. *Environmental Research Letters*, 12(5), 053002. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa6b3f>

- Pfister, C. (1984). *Das Klima der Schweiz von 1525-1860 und seine Bedeutung in der Geschichte von Bevölkerung und Landwirtschaft*. P. Haupt.
- Pfister, C., Luterbacher, J., Schwarz-Zanetti, G., & Wegmann, M. (1998). Winter air temperature variations in western Europe during the Early and High Middle Ages (AD 750-1300). *The Holocene*, 8, 535-552. <https://doi.org/10.1191/095968398675289943>
- Pfister, C., & Wanner, H. (2021). *Climate and Society in Europe : The Last Thousand Years*. Haupt Verlag.
- Potopová, V., Štěpánek, P., Možný, M., Türkott, L., & Soukup, J. (2015). Performance of the standardised precipitation evapotranspiration index at various lags for agricultural drought risk assessment in the Czech Republic. *Agricultural and Forest Meteorology*, 202, 26-38. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2014.11.022>
- Pribyl, K. (2014). The study of the climate of medieval England: A review of historical climatology's past achievements and future potential. *Weather*, 69(5), 116-120. <https://doi.org/10.1002/wea.2317>
- Pribyl, K. (2017). *Farming, Famine and Plague*. Springer International Publishing. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-55953-7>
- Raffalli-Delcerce, G., Masson-Delmotte, V., Dupouey, J. L., Stievenard, M., Breda, N., & Moisselin, J. M. (2004). Reconstruction of summer droughts using tree-ring cellulose isotopes: A calibration study with living oaks from Brittany (western France). *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 56(2), 160-174. <https://doi.org/10.3402/tellusb.v56i2.16405>
- Richter, F., Jervis, F. X., Huang, X., & Rein, G. (2021). Effect of oxygen on the burning rate of wood. *Combustion and Flame*, 234, 111591. <https://doi.org/10.1016/j.combustflame.2021.111591>
- Rinne, K. T., Loader, N. J., Switsur, V. R., & Waterhouse, J. S. (2013). 400-year May–August precipitation reconstruction for Southern England using oxygen isotopes in tree rings. *Quaternary Science Reviews*, 60, 13-25. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.10.048>
- Robertson, I., Waterhouse, J. S., Barker, A. C., Carter, A. H. C., & Switsur, V. R. (2001). Oxygen isotope ratios of oak in east England: Implications for reconstructing the isotopic composition of precipitation. *Earth and Planetary Science Letters*, 191(1), 21-31. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00399-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00399-5)
- Roden, J. S., Lin, G., & Ehleringer, J. R. (2000). A mechanistic model for interpretation of hydrogen and oxygen isotope ratios in tree-ring cellulose. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(1), Article 1. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00195-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00195-7)
- Rutherford, S., Mann, M. E., Osborn, T. J., Briffa, K. R., Jones, P. D., Bradley, R. S., & Hughes, M. K. (2005). Proxy-Based Northern Hemisphere Surface Temperature Reconstructions: Sensitivity to Method, Predictor Network, Target Season, and Target Domain. *Journal of Climate*, 18(13), 2308-2329. <https://doi.org/10.1175/JCLI3351.1>
- Rybníček, M., Kolář, T., Ač, A., Balek, J., Koňasová, E., Trnka, M., Urban, O., & Büntgen, U. (2021). Non-pooled oak (*Quercus* spp.) stable isotopes reveal enhanced climate sensitivity compared to ring widths. *Climate Research*, 83, 27-41. <https://doi.org/10.3354/cr01632>
- Salavert, A., & Dufraisse, A. (2014). Understanding the impact of socio-economic activities on archaeological charcoal assemblages in temperate areas: A comparative analysis of firewood management in two Neolithic societies in Western Europe (Belgium, France). *Journal of Anthropological Archaeology*, 35, 153-163. <https://doi.org/10.1016/j.jaa.2014.05.002>

- Sandron, D. (2021). *Notre-Dame de Paris. Histoire et Archéologie d'une cathédrale (XIIIe-XIVe siècles)* (CNRS Éditions).
- Sano, M., Li, Z., Murakami, Y., Jinno, M., Ura, Y., Kaneda, A., & Nakatsuka, T. (2022). Tree ring oxygen isotope dating of wood recovered from a canal in the ancient capital of Japan. *Journal of Archaeological Science: Reports*, 45, 103626. <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2022.103626>
- Saurer, M., Spahni, R., Frank, D. C., Joos, F., Leuenberger, M., Loader, N. J., McCarroll, D., Gagen, M., Poulter, B., Siegwolf, R. T. W., Andreu-Hayles, L., Boettger, T., Dorado Liñán, I., Fairchild, I. J., Friedrich, M., Gutierrez, E., Haupt, M., Hiltunen, E., Heinrich, I., ... Young, G. H. F. (2014). Spatial variability and temporal trends in water-use efficiency of European forests. *Global Change Biology*, 20(12), 3700-3712. <https://doi.org/10.1111/gcb.12717>
- Schneider, L., Esper, J., Timonen, M., & Büntgen, U. (2014). Detection and evaluation of an early divergence problem in northern Fennoscandian tree-ring data. *Oikos*, 123(5), 559-566. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0706.2013.00836.x>
- Schneider, L., Smerdon, J. E., Büntgen, U., Wilson, R. J. S., Myglan, V. S., Kirilyanov, A. V., & Esper, J. (2015). Revising midlatitude summer temperatures back to A.D. 600 based on a wood density network. *Geophysical Research Letters*, 42(11), 4556-4562. <https://doi.org/10.1002/2015GL063956>
- Schneider, T. (2001). Analysis of Incomplete Climate Data : Estimation of Mean Values and Covariance Matrices and Imputation of Missing Values. *Journal of Climate*, 14(5), 853-871. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<0853:AOICDE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<0853:AOICDE>2.0.CO;2)
- Schollaen, K., Baschek, H., Heinrich, I., Slotta, F., Pauly, M., & Helle, G. (2017). A guideline for sample preparation in modern tree-ring stable isotope research. *Dendrochronologia*, 44, 133-145. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2017.05.002>
- Schumacher, M., Werner, R., Meijer, H. A. J., Jansen, H., Brand, W., Geilmann, H., & Neubert, R. (2011). Oxygen isotopic signature of CO₂ from combustion processes. *Atmospheric Chemistry and Physics*. <https://doi.org/10.5194/acp-11-1473-2011>
- Schurer, A. P., Hegerl, G. C., Mann, M. E., Tett, S. F. B., & Phipps, S. J. (2013). *Separating Forced from Chaotic Climate Variability over the Past Millennium*. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00826.1>
- Schurer, A. P., Tett, S. F. B., & Hegerl, G. C. (2014). Small influence of solar variability on climate over the past millennium. *Nature Geoscience*, 7(2), 104-108. <https://doi.org/10.1038/ngeo2040>
- Schwarz-Zanetti, G. & Schwarz-Zanetti, W. (1992). *Grundzüge der Klima- und Umweltgeschichte des Hoch- und Spätmittelalters in Mitteleuropa*. Universität Zürich.
- Schweingruber, F. H., Briffa, K. R., & Nogler, P. (1993). A tree-ring densitometric transect from Alaska to Labrador. *International Journal of Biometeorology*, 37(3), 151-169. <https://doi.org/10.1007/BF01212625>
- Seager, R., Graham, N., Herweijer, C., Gordon, A. L., Kushnir, Y., & Cook, E. (2007). Blueprints for Medieval hydroclimate. *Quaternary Science Reviews*, 26(19), 2322-2336. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.04.020>

- Seppä, H., Bjune, A. E., Telford, R. J., Birks, H. J. B., & Veski, S. (2009). Last nine-thousand years of temperature variability in Northern Europe. *Climate of the Past*, 5(3), 523-535. <https://doi.org/10.5194/cp-5-523-2009>
- Shanahan, T. M., Overpeck, J. T., Beck, J. W., Wheeler, C. W., Peck, J. A., King, J. W., & Scholz, C. A. (2008). The formation of biogeochemical laminations in Lake Bosumtwi, Ghana, and their usefulness as indicators of past environmental changes. *Journal of Paleolimnology*, 40(1), 339-355. <https://doi.org/10.1007/s10933-007-9164-4>
- Shi, F., Yang, B., Mairesse, A., Gunten, L. von, Li, J., Bräuning, A., Yang, F., & Xiao, X. (2013). Northern Hemisphere temperature reconstruction during the last millennium using multiple annual proxies. *Climate Research*, 56(3), 231-244. <https://doi.org/10.3354/cr01156>
- Si le bois m'était conté... Climat, défrichement, sylviculture au Moyen Âge*". (2024, avril 22). [Communication orale]. Colloque interdisciplinaire - Naissance et renaissance d'une cathédrale: Notre-Dame de Paris sous l'œil des scientifiques, Cité de l'Architecture et du Patrimoine, Paris.
- Sicre, M.-A., Yiou, P., Eiríksson, J., Ezat, U., Guimbaut, E., Dahhaoui, I., Knudsen, K.-L., Jansen, E., & Turon, J.-L. (2008). A 4500-year reconstruction of sea surface temperature variability at decadal time-scales off North Iceland. *Quaternary Science Reviews*, 27(21), 2041-2047. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.08.009>
- Siegwolf, R. T. W., Savard, M. M., Grams, T. E. E., & Voelker, S. (2022). Impact of Increasing CO₂, and Air Pollutants (NO_x, SO₂, O₃) on the Stable Isotope Ratios in Tree Rings. In R. T. W. Siegwolf, J. R. Brooks, J. Roden, & M. Saurer (Éds.), *Stable Isotopes in Tree Rings: Inferring Physiological, Climatic and Environmental Responses* (p. 675-710). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-030-92698-4_24
- Sigl, M., McConnell, J. R., Toohey, M., Curran, M., Das, S. B., Edwards, R., Isaksson, E., Kawamura, K., Kipfstuhl, S., Krüger, K., Layman, L., Maselli, O. J., Motizuki, Y., Motoyama, H., Pasteris, D. R., & Severi, M. (2014). Insights from Antarctica on volcanic forcing during the Common Era. *Nature Climate Change*, 4(8), 693-697. <https://doi.org/10.1038/nclimate2293>
- Smerdon, J. E., Kaplan, A., Chang, D., & Evans, M. N. (2011). A Pseudoproxy Evaluation of the CCA and RegEM Methods for Reconstructing Climate Fields of the Last Millennium. *Journal of Climate*, 24(4), 1284-1309. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI4110.1>
- Souney, J. M., Mayewski, P. A., Goodwin, I. D., Meeker, L. D., Morgan, V., Curran, M. A. J., Van Ommen, T. D., & Palmer, A. S. (2002). A 700-year record of atmospheric circulation developed from the Law Dome ice core, East Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D22). <https://doi.org/10.1029/2002JD002104>
- Sousa, P. M., Trigo, R. M., Aizpurua, P., Nieto, R., Gimeno, L., & Garcia-Herrera, R. (2011). Trends and extremes of drought indices throughout the 20th century in the Mediterranean. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11(1), 33-51. <https://doi.org/10.5194/nhess-11-33-2011>
- Stahle, D. W., Diaz, J. V., Burnette, D. J., Paredes, J. C., Heim Jr., R. R., Fye, F. K., Acuna Soto, R., Therrell, M. D., Cleaveland, M. K., & Stahle, D. K. (2011). Major Mesoamerican droughts of the past millennium. *Geophysical Research Letters*, 38(5). <https://doi.org/10.1029/2010GL046472>
- Stangl, M., & Foelsche, U. (2020). The Spörer and Maunder minima of solar activity and the climate in Central Europe. *Romanian Astronomical Journal*, 30, 9-23.

- Sternberg, L. D. S. L., Deniro, M. J., & Savidge, R. A. (1986). Oxygen Isotope Exchange between Metabolites and Water during Biochemical Reactions Leading to Cellulose Synthesis 1. *Plant Physiology*, 82(2), 423-427. <https://doi.org/10.1104/pp.82.2.423>
- Stine, S. (1994). Extreme and persistent drought in California and Patagonia during mediaeval time. *Nature*, 369(6481), Article 6481. <https://doi.org/10.1038/369546a0>
- Stoffel, M., Khodri, M., Corona, C., Guillet, S., Poulain, V., Bekki, S., Guiot, J., Luckman, B. H., Oppenheimer, C., Lebas, N., Beniston, M., & Masson-Delmotte, V. (2015). Estimates of volcanic-induced cooling in the Northern Hemisphere over the past 1,500 years. *Nature Geoscience*, 8(10), Article 10. <https://doi.org/10.1038/ngeo2526>
- Stott, P. A., Gillett, N. P., Hegerl, G. C., Karoly, D. J., Stone, D. A., Zhang, X., & Zwiers, F. (2010). Detection and attribution of climate change : A regional perspective. *WIREs Climate Change*, 1(2), 192-211. <https://doi.org/10.1002/wcc.34>
- Štulc-Imbert, A. (2023). *Provenances géographiques des bois de la cathédrale de Notre-Dame de Paris. Compositions élémentaires et isotopiques en Sr et Nd : Effet de la carbonisation, référentiels régionaux et applications* [Thesis, Sorbonne université]. <https://theses.fr/2023SORUS594>
- Štulc-Imbert, A. I., Poszwa, A., Ponton, S., Dupouey, J.-L., Bouchez, J., Bardin, J., Delarue, F., Coubray, S., Lemoine, M., Rose, C., Ruelle, J., Beuret, M., Tu, T. T. N., & Dufraisse, A. (2023). *Multi-elemental and Strontium-Neodymium Isotopic Signatures in Charred Wood : Potential for Wood Provenance Studies*. <https://doi.org/10.1163/27723194-bja10019>
- Tegel, W. & Brun, O. (2008). Premiers résultats des analyses dendrochronologiques relatives aux boulins de construction. In Guéniot, D. (Éd.), *Nouveaux regards sur la cathédrale de Reims* (p. 29-40).
- Tetens, O. (1930). *Über einige meteorologische Begriffe*. 297-309.
- Thompson, L. G. (1993). Reconstructing the Paleo ENSO records from tropical and subtropical ice records. *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, 22(1), 65-84. <https://doi.org/10.3406/bifea.1993.1104>
- Tiljander, M., Saarnisto, M., Ojala, A. E. K., & Saarinen, T. (2003). A 3000-year palaeoenvironmental record from annually laminated sediment of Lake Korttajarvi, central Finland. *Boreas*, 32(4), 566-577. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2003.tb01236.x>
- Tingley, M. P., Craigmile, P. F., Haran, M., Li, B., Mannshardt, E., & Rajaratnam, B. (2012). Piecing together the past : Statistical insights into paleoclimatic reconstructions. *Quaternary Science Reviews*, 35, 1-22. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.01.012>
- Torbenson, M. C. A., Büntgen, U., Römer, P., Urban, O., Trnka, M., Ač, A., Reinig, F., Rybníček, M., Kolář, T., Arosio, T., Martinez del Castillo, E., Koňasová, E., Pernicová, N., Čáslavský, J., & Esper, J. (2023). Assessing earlywood-latewood proportion influence on tree-ring stable isotopes. *Dendrochronologia*, 82, 126147. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2023.126147>
- Torbenson, M., Klippel, L., Hartl, C., Reinig, F., Treydte, K., Büntgen, U., Trnka, M., Schöne, B., Schneider, L., & Esper, J. (2022). Investigation of age trends in tree-ring stable carbon and oxygen isotopes from northern Fennoscandia over the past millennium. *Quaternary International*, 631, 105-114. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.05.017>
- Tramoy, R. (2015). *Tester les isotopes stables de l'azote des matières organiques fossiles terrestres comme marqueur paléoclimatique sur des séries pré-quaternaires* [These de doctorat, Paris 6]. <https://theses.fr/2015PA066641>

- Treydte, K., Boda, S., Graf Pannatier, E., Fonti, P., Frank, D., Ullrich, B., Saurer, M., Siegwolf, R., Battipaglia, G., Werner, W., & Gessler, A. (2014). Seasonal transfer of oxygen isotopes from precipitation and soil to the tree ring : Source water versus needle water enrichment. *New Phytologist*, 202(3), 772-783. <https://doi.org/10.1111/nph.12741>
- Treydte, K., Frank, D., Esper, J., Andreu, L., Bednarz, Z., Berninger, F., Boettger, T., D'Alessandro, C. M., Etien, N., Filot, M., Grabner, M., Guillemain, M. T., Gutierrez, E., Haupt, M., Helle, G., Hilasvuori, E., Jungner, H., Kalela-Brundin, M., Krapiec, M., ... Schleser, G. H. (2007). Signal strength and climate calibration of a European tree-ring isotope network. *Geophysical Research Letters*, 34(24). <https://doi.org/10.1029/2007GL031106>
- Treydte, K., Liu, L., Padrón, R. S., Martínez-Sancho, E., Babst, F., Frank, D. C., Gessler, A., Kahmen, A., Poulter, B., Seneviratne, S. I., Stegehuis, A. I., Wilson, R., Andreu-Hayles, L., Bale, R., Bednarz, Z., Boettger, T., Berninger, F., Büntgen, U., Daux, V., ... Loader, N. J. (2024). Recent human-induced atmospheric drying across Europe unprecedented in the last 400 years. *Nature Geoscience*, 17(1), 58-65. <https://doi.org/10.1038/s41561-023-01335-8>
- Trotsiuk, V., Babst, F., Grossiord, C., Gessler, A., Forrester, D. I., Buchmann, N., Schaub, M., & Eugster, W. (2021). Tree growth in Switzerland is increasingly constrained by rising evaporative demand. *Journal of Ecology*, 109(8), 2981-2990. <https://doi.org/10.1111/1365-2745.13712>
- Trouet, V., Babst, F., & Meko, M. (2018). Recent enhanced high-summer North Atlantic Jet variability emerges from three-century context. *Nature Communications*, 9(1), 180. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-02699-3>
- Trouet, V., Diaz, H. F., Wahl, E. R., Viau, A. E., Graham, R., Graham, N., & Cook, E. R. (2013). A 1500-year reconstruction of annual mean temperature for temperate North America on decadal-to-multidecadal time scales. *Environmental Research Letters*, 8(2), 024008. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/2/024008>
- Trouet, V., Esper, J., Graham, N. E., Baker, A., Scourse, J. D., & Frank, D. C. (2009). Persistent positive North Atlantic oscillation mode dominated the Medieval Climate Anomaly. *Science (New York, N.Y.)*, 324(5923), 78-80. <https://doi.org/10.1126/science.1166349>
- Trouet, V., & Oldenborgh, G. J. V. (2013). KNMI Climate Explorer : A Web-Based Research Tool for High-Resolution Paleoclimatology. *Tree-Ring Research*, 69(1), 3-13. <https://doi.org/10.3959/1536-1098-69.1.3>
- Urban, O., Ač, A., Kolář, T., Rybníček, M., Pernicová, N., Koňasová, E., Trnka, M., & Büntgen, U. (2021). The dendroclimatic value of oak stable isotopes. *Dendrochronologia*, 65, 125804. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2020.125804>
- Vaganov, E. A., Anchukaitis, K. J., & Evans, M. N. (2011). How Well Understood Are the Processes that Create Dendroclimatic Records? A Mechanistic Model of the Climatic Control on Conifer Tree-Ring Growth Dynamics. In M. K. Hughes, T. W. Swetnam, & H. F. Diaz (Éds.), *Dendroclimatology: Progress and Prospects* (p. 37-75). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-5725-0_3
- Van Engelen, A. F. V., Buisman, J., & Ijnsen, F. (2001). A millennium of weather, winds and water in the Low Countries. In Jones, P.D., Ogilvie, A.E.J., Davies, T.D., & Briffa, K.R. (Éds.), *History and Climate* (Kluwer Academic/Plenum Publishers, p. 101-123).

- Vauchez, A. (1973). *Église et vie religieuse au Moyen Âge. Renouveau des méthodes et de la problématique d'après trois ouvrages récents (note critique)*. <https://doi.org/10.3406/ahess.1973.293401>
- Vicente-Serrano, S. M., Beguería, S., & López-Moreno, J. I. (2010). *A Multiscalar Drought Index Sensitive to Global Warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index*. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2909.1>
- Vicente-Serrano, S. M., Domínguez-Castro, F., Murphy, C., Hannaford, J., Reig, F., Peña-Angulo, D., Trambly, Y., Trigo, R. M., MacDonald, N., Luna, M. Y., McCarthy, M., Van der Schrier, G., Turco, M., Camuffo, D., Noguera, I., García-Herrera, R., Becherini, F., Della Valle, A., Tomas-Burguera, M., & El Kenawy, A. (2021). Long-term variability and trends in meteorological droughts in Western Europe (1851–2018). *International Journal of Climatology*, 41(S1), Article S1. <https://doi.org/10.1002/joc.6719>
- Vicente-Serrano, S. M., Peña-Angulo, D., Beguería, S., Domínguez-Castro, F., Tomás-Burguera, M., Noguera, I., Gimeno-Sotelo, L., & El Kenawy, A. (2022). Global drought trends and future projections. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 380(2238), 20210285. <https://doi.org/10.1098/rsta.2021.0285>
- Vidal, J.-P., Martin, E., Kitova, N., Najac, J., & Soubeyroux, J.-M. (2012). Evolution of spatio-temporal drought characteristics: Validation, projections and effect of adaptation scenarios. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(8), 2935-2955. <https://doi.org/10.5194/hess-16-2935-2012>
- Vinther, B. M., Johnsen, S. J., Andersen, K. K., Clausen, H. B., & Hansen, A. W. (2003). NAO signal recorded in the stable isotopes of Greenland ice cores. *Geophysical Research Letters*, 30(7), 2002GL016193. <https://doi.org/10.1029/2002GL016193>
- Vitali, V., Klesse, S., Weigt, R., Treydte, K., Frank, D., Saurer, M., & Siegwolf, R. T. W. (2021). High-frequency stable isotope signals in uneven-aged forests as proxy for physiological responses to climate in Central Europe. *Tree Physiology*, 41(11), 2046-2062. <https://doi.org/10.1093/treephys/tpab062>
- von Storch, H., Zorita, E., Jones, J. M., Dimitriev, Y., González-Rouco, F., & Tett, S. F. B. (2004). Reconstructing Past Climate from Noisy Data. *Science*, 306(5696), 679-682. <https://doi.org/10.1126/science.1096109>
- Waltgenbach, S., Riechelmann, D. F. C., Spötl, C., Jochum, K. P., Fohlmeister, J., Schröder-Ritzrau, A., & Scholz, D. (2021). Climate Variability in Central Europe during the Last 2500 Years Reconstructed from Four High-Resolution Multi-Proxy Speleothem Records. *Geosciences*, 11(4), Article 4. <https://doi.org/10.3390/geosciences11040166>
- Wang, J., Emile-Geay, J., Guillot, D., Smerdon, J. E., & Rajaratnam, B. (2014). Evaluating climate field reconstruction techniques using improved emulations of real-world conditions. *Climate of the Past*, 10(1), 1-19. <https://doi.org/10.5194/cp-10-1-2014>
- Wang, J., Yang, B., Fang, M., Wang, Z., Liu, J., & Kang, S. (2023). Synchronization of summer peak temperatures in the Medieval Climate Anomaly and Little Ice Age across the Northern Hemisphere varies with space and time scales. *Climate Dynamics*, 60(11-12), 3455-3470. <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06524-6>
- Wang, J., Yang, B., Ljungqvist, F. C., Luterbacher, J., Osborn, T. J., Briffa, K. R., & Zorita, E. (2017). Internal and external forcing of multidecadal Atlantic climate variability over the past 1,200 years. *Nature Geoscience*, 10(7), 512-517. <https://doi.org/10.1038/ngeo2962>

- Wang, J., Yang, B., Ljungqvist, F. C., & Zhao, Y. (2013). The relationship between the Atlantic Multidecadal Oscillation and temperature variability in China during the last millennium. *Journal of Quaternary Science*, 28(7), 653-658. <https://doi.org/10.1002/jqs.2658>
- Wanner, H., Pfister, C., & Neukom, R. (2022). The variable European Little Ice Age. *Quaternary Science Reviews*, 287, 107531. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107531>
- Warwick, P. D., & Ruppert, L. F. (2016). Carbon and oxygen isotopic composition of coal and carbon dioxide derived from laboratory coal combustion: A preliminary study. *International Journal of Coal Geology*, 166, 128-135. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2016.06.009>
- Werner, R. (2003). The Online 18O/ 16O Analysis : Development and application. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 39(2), 85-104. <https://doi.org/10.1080/1025601031000108642>
- Wigley, T. M. L., Briffa, K. R., & Jones, P. D. (1984). *On the Average Value of Correlated Time Series, with Applications in Dendroclimatology and Hydrometeorology*. https://journals.ametsoc.org/view/journals/apme/23/2/1520-0450_1984_023_0201_otavoc_2_0_co_2.xml
- Wigley, T. M. L., Ingram, M. J., & Farmer, G. (Éds.). (1981). *Climate and History : Studies in Past Climates and Their Impact on Man*. Cambridge University Press.
- Wigley, T. M. L., Lough, J. M., & Jones, P. D. (1984). Spatial patterns of precipitation in England and Wales and a revised, homogeneous England and Wales precipitation series. *Journal of Climatology*, 4(1), 1-25. <https://doi.org/10.1002/joc.3370040102>
- Wilhelm, B. (2012). *Reconstitution sédimentologique des extrêmes hydrologiques au cours du dernier millénaire dans les Alpes françaises : Relations avec les changements climatiques* [Phdthesis, Université de Grenoble]. <https://theses.hal.science/tel-00734248>
- Wilmking, M., Scharnweber, T., van der Maaten-Theunissen, M., & van der Maaten, E. (2017). Reconciling the community with a concept—The uniformitarian principle in the dendrosciences. *Dendrochronologia*, 44, 211-214. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2017.06.005>
- Wilmking, M., van der Maaten-Theunissen, M., van der Maaten, E., Scharnweber, T., Buras, A., Biermann, C., Gurskaya, M., Hallinger, M., Lange, J., Shetti, R., Smiljanic, M., & Trouillier, M. (2020). Global assessment of relationships between climate and tree growth. *Global Change Biology*, 26(6), 3212-3220. <https://doi.org/10.1111/gcb.15057>
- Wilson, A. T., & Grinsted, M. J. (1977). 12C/13C in cellulose and lignin as palaeothermometers. *Nature*, 265(5590), 133-135. <https://doi.org/10.1038/265133a0>
- Wilson, R., Anchukaitis, K., Andreu-Hayles, L., Cook, E., D'Arrigo, R., Davi, N., Haberbauer, L., Krusic, P., Luckman, B., Morimoto, D., Oelkers, R., Wiles, G., & Wood, C. (2019). Improved dendroclimatic calibration using blue intensity in the southern Yukon. *The Holocene*, 29(11), 1817-1830. <https://doi.org/10.1177/0959683619862037>
- Wilson, R., Anchukaitis, K., Briffa, K. R., Büntgen, U., Cook, E., D'Arrigo, R., Davi, N., Esper, J., Frank, D., Gunnarson, B., Hegerl, G., Helama, S., Klesse, S., Krusic, P. J., Linderholm, H. W., Myglan, V., Osborn, T. J., Rydval, M., Schneider, L., ... Zorita, E. (2016). Last millennium northern hemisphere summer temperatures from tree rings : Part I: The long term context. *Quaternary Science Reviews*, 134, 1-18. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.12.005>

- Wilson, R., D'Arrigo, R., Buckley, B., Büntgen, U., Esper, J., Frank, D., Luckman, B., Payette, S., Vose, R., & Youngblut, D. (2007). A matter of divergence : Tracking recent warming at hemispheric scales using tree ring data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *112*(D17). <https://doi.org/10.1029/2006JD008318>
- Wilson, R., Miles, D., Loader, N. J., Melvin, T., Cunningham, L., Cooper, R., & Briffa, K. (2013). A millennial long March–July precipitation reconstruction for southern-central England. *Climate Dynamics*, *40*(3), 997-1017. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1318-z>
- Wogau, K. H., Hoelzmann, P., Arz, H. W., & Böhnelt, H. N. (2022). Paleoenviromental conditions during the Medieval Climatic Anomaly, the Little Ice Age and social impacts in the Oriental Mesoamerican region. *Quaternary Science Reviews*, *289*, 107616. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107616>
- Woodhouse, C. A., Russell, J. L., & Cook, E. R. (2009). Two Modes of North American Drought from Instrumental and Paleoclimatic Data. *Journal of Climate*, *22*(16), 4336-4347. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2705.1>
- Woodley, E. J., Loader, N. J., McCarroll, D., Young, G. H. F., Robertson, I., Heaton, T. H. E., & Gagen, M. H. (2012). Estimating uncertainty in pooled stable isotope time-series from tree-rings. *Chemical Geology*, *294-295*, 243-248. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2011.12.008>
- Wozniak, T. (2020). *Naturereignisse im frühen Mittelalter : Das Zeugnis der Geschichtsschreibung vom 6. Bis 11 Jahrhundert* (De Gruyter).
- Xing, P., Chen, X., Luo, Y., Nie, S., Zhao, Z., Huang, J., & Wang, S. (2016). The Extratropical Northern Hemisphere Temperature Reconstruction during the Last Millennium Based on a Novel Method. *PLOS ONE*, *11*(1), e0146776. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0146776>
- Xoplaki, E., Fleitmann, D., & Diaz, H. F. (2011). Editorial : Medieval Climate Anomaly. *PAGES news*, *19*(1), 4-4. <https://doi.org/10.22498/pages.19.1.4>
- Xoplaki, E., Fleitmann, D., Luterbacher, J., Wagner, S., Haldon, J. F., Zorita, E., Telelis, I., Toreti, A., & Izdebski, A. (2016). The Medieval Climate Anomaly and Byzantium : A review of the evidence on climatic fluctuations, economic performance and societal change. *Quaternary Science Reviews*, *136*, 229-252. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.10.004>
- Xoplaki, E., Luterbacher, J., Paeth, H., Dietrich, D., Steiner, N., Grosjean, M., & Wanner, H. (2005). European spring and autumn temperature variability and change of extremes over the last half millennium. *Geophysical Research Letters*, *32*(15). <https://doi.org/10.1029/2005GL023424>
- Xu, G., Liu, X., Qin, D., Chen, T., Sun, W., An, W., Wang, W., Wu, G., Zeng, X., & Ren, J. (2014). Drought history inferred from tree ring $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in the central Tianshan Mountains of China and linkage with the North Atlantic Oscillation. *Theoretical and Applied Climatology*, *116*(3), 385-401. <https://doi.org/10.1007/s00704-013-0958-1>
- Xu, G., Liu, X., Sun, W., Szejner, P., Zeng, X., Yoshimura, K., & Trouet, V. (2020). Seasonal divergence between soil water availability and atmospheric moisture recorded in intra-annual tree-ring $\delta^{18}\text{O}$ extremes. *Environmental Research Letters*, *15*(9), 094036. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab9792>
- Yakir, D. (1992). Variations in the natural abundance of oxygen-18 and deuterium in plant carbohydrates. *Plant, Cell & Environment*, *15*(9), 1005-1020. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3040.1992.tb01652.x>

- Yamauchi, S., & Kurimoto, Y. (2003). Raman spectroscopic study on pyrolyzed wood and bark of Japanese cedar: Temperature dependence of Raman parameters. *Journal of Wood Science*, 49(3), Article 3. <https://doi.org/10.1007/s10086-002-0462-1>
- Yang, H., Yan, R., Chen, H., Lee, D. H., & Zheng, C. (2007). Characteristics of hemicellulose, cellulose and lignin pyrolysis. *Fuel*, 86(12), Article 12. <https://doi.org/10.1016/j.fuel.2006.12.013>
- Young, G. H. F., Loader, N. J., & McCarroll, D. (2011). A large scale comparative study of stable carbon isotope ratios determined using on-line combustion and low-temperature pyrolysis techniques. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 300(1), Article 1. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.11.018>
- Young, G. H. F., Loader, N. J., McCarroll, D., Bale, R. J., Demmler, J. C., Miles, D., Nayling, N. T., Rinne, K. T., Robertson, I., Watts, C., & Whitney, M. (2015). Oxygen stable isotope ratios from British oak tree-rings provide a strong and consistent record of past changes in summer rainfall. *Climate Dynamics*, 45(11), 3609-3622. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2559-4>
- Yun, S., Smerdon, J. E., Li, B., & Zhang, X. (2021). A pseudoproxy assessment of why climate field reconstruction methods perform the way they do in time and space. *Climate of the Past*, 17(6), 2583-2605. <https://doi.org/10.5194/cp-17-2583-2021>
- Zeileis, A., Kleiber, C., Krämer, W., & Hornik, K. (2003). Testing and dating of structural changes in practice. *Computational Statistics & Data Analysis*, 44(1), 109-123. [https://doi.org/10.1016/S0167-9473\(03\)00030-6](https://doi.org/10.1016/S0167-9473(03)00030-6)
- Zeileis, A., Leisch, F., Hornik, K., & Kleiber, C. (2002). strucchange: An R Package for Testing for Structural Change in Linear Regression Models. *Journal of Statistical Software*, 7, 1-38. <https://doi.org/10.18637/jss.v007.i02>
- Zharkova, V. V., Shepherd, S. J., Popova, E., & Zharkov, S. I. (2017). Reinforcing a Double Dynamo Model with Solar-Terrestrial Activity in the Past Three Millennia. *Proceedings of the International Astronomical Union*, 13(S335), 211-215. <https://doi.org/10.1017/S1743921317010912>

Table des figures

- I.1** Panneau (a) : Anomalies de la température de surface globale reconstitués à partir d'archives paléoclimatiques (ligne bleutée continue, années 1–2000) et d'observations directes (ligne noire continue, 1850–2020), toutes deux relatives à la période 1850–1900 et moyennées sur une décennie. La zone hachurée bleutée montre les intervalles très probables pour les reconstructions de température. Les périodes climatiques RWP, LALIA, MCA et LIA (voir texte) sont significées en gris clair (d'après Neukom, et al., 2019). Panneau (b) : Changements de la température de surface globale au cours des 170 dernières années (ligne noire) par rapport à 1850–1900 et moyennée annuellement, comparés aux simulations des modèles climatiques CMIP6 de la réponse de la température aux forçages humains et naturels (marron) et aux seuls forçages naturels (activité solaire et volcanique, vert). Les lignes de couleur pleines montrent la moyenne multi-modèles, et les nuances colorées montrent l'intervalle de confiance très probable des simulations. Figure modifiée d'après la figure SPM.1 du IPCC: Summary for Policymakers, 2021. _____ **22**
- I.2** Répartition géographique selon le type d'archive, codée par couleur et forme des 692 enregistrements de la base de données PAGES2k (1 CE - présent) (a). Résolution temporelle dans la base de données PAGES2k (b). Les formes sont identiques à celles de (a), et les couleurs indiquent la résolution en années (voir la barre de couleurs). Disponibilité temporelle des enregistrements (c), codée par couleur comme dans (a) (© PAGES2k Consortium et al., 2017) _____ **27**
- I.3** Ensemble de 15 reconstructions (lignes grises) des températures estivales de l'hémisphère Nord lissées par splines cubiques sur 50 ans ainsi que leur moyenne et leur médiane (orange et rouge) de l'expérience en double aveugle basées sur un réseau commun de jeux de données de largeur de cernes d'arbres régionaux dans Büntgen et al., 2021a (© Büntgen et al., 2021a) _____ **36**
- I.4** Représentation des siècles présentant la plus grande probabilité de contenir la période de 51 ans la plus chaude au sein de l'Anomalie Climatique Médiévale (gauche) et des deux derniers millénaires (droite) d'après les reconstructions de températures de Neukom et al., 2019 ©. _____ **39**
- I.5** Comparaison de plusieurs séries de reconstructions de températures moyenne de l'hémisphère Nord. Toutes les reconstructions sont filtrées avec un filtre passe-bas de 30 ans et mises à l'échelle par rapport à la série instrumentale de la période 1865-1973 (© Xing et al., 2016) _____ **41**
- I.6** Synchronisation de l'année centrale des températures maximales pendant l'Anomalie Climatique Médiévale à différentes échelles de temps (51-301 ans) pour 20 sites locaux (triangles) et 20 régions (rectangles) sur l'hémisphère Nord (a). Distribution de la synchronisation des températures maximales pendant l'Anomalie Climatique Médiévale à différentes échelles de temps (51-351 ans) parmi les 20 sites locaux (b). Les losanges gris montrent la synchronisation (année centrale) des températures maximales pour chaque site et région, et les diagrammes en boîtes rouges montrent leurs plages de distribution des 10, 25, 50, 75 et 90 %. Les losanges cyan montrent la synchronisation

(année centrale) des températures maximales pour les quatre continents de l'hémisphère nord dans chaque cas (© Figure modifiée d'après Wang et al., 2023).	42
I.7 Localisations spatiale sur Google Maps des archives naturelles utilisées pour les reconstructions climatiques durant l'Anomalie Climatique Médiévale dans une partie de l'Europe, indiquée par des points. Les couleurs des points indiquent le type de résultat climatique obtenu à partir des proxies locaux. (Dataset : Lüning, 2021).	46
I.8 Représentation schématique d'une section de bois lors du processus de carbonisation.	51
II.1 Schéma synthétique du matériel et des méthodes d'analyse de l'expérience de carbonisation du bois.	55
II.2 Schéma de synthèse des processus de thermo-dégradation de la matière du bois de chêne lors de la carbonisation en pyrolyse.	100
II.3 Spectres Raman des échantillons de bois chauffés en pyrolyse entre 400 et 1000°C.	101
II.4 Rapports atomiques H/C en fonction des rapports de bandes HD/HG. Symbole carré : pyrolyse, symboles ronds : combustion. Echelle bleutée : $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$.	102
II.5 Spectres de rayons X des échantillons de cendres obtenus par combustion expérimentale du bois à 400°C, Aliquote 1 (a) et Aliquote 2 (b), où chaque pic indique la présence d'un élément spécifique par taux de comptage des rayons X détectés normalisé par unité d'énergie (cps/eV).	103
II.6 $\delta^{18}\text{O}$ (‰VSMOW) des échantillons de cellulose extraite (bleu) et du bois total des mêmes échantillons (orange et noir) non chauffés (triangle) et chauffés en pyrolyse (carré) et combustion (cercle), en fonction de la température de carbonisation. Les échantillons chauffés sont les mêmes que ceux étudiés dans l'article. Les lignes horizontales représentent la moyenne du $\delta^{18}\text{O}$ et l'incertitude de mesure analytique autour du bois non chauffé.	107
II.7 Exemple de 4 couches de coloration des poutres incendiées de Notre-Dame de Paris lié au gradient de carbonisation.	108
III.1 Situation géographique des sites échantillonnés.	113
III.2 Cartographie de provenance des bois de l'abbaye de Preuilly et Bonport dont les sites sont signalés par une croix rouge. Les études de provenance ont été réalisés par Dendrotech à l'aide d'un test t de Student en comparant les chronologies de largeur de cerne avec le référentiel interne (© Dendrotech).	119
III.3 Corpus des 34 carottes en vue de la reconstruction des paramètres climatiques. Le bois endommagé fait référence à l'état de conservation générale des pièces, dû en majorité à la dégradation substantielle de l'aubier et aux attaques d'insectes.	122
III.4 Schéma illustrant la distribution chronologique des 10 séries du corpus de bois étudié, composées chacune de 5 carottes.	127
III.5 Représentation schématique de la sélection des années pour les analyses inter-arbres et du pooling pour les carottes de Bonport et Preuilly (© Combacal, Thomas, 2023)	129
III.6 Synthèse du protocole de préparation du bois pour la détermination du $\delta^{18}\text{O}$ de la cellulose	131

- III.7** Modèle de régression linéaire entre les données $\delta^{18}\text{O}$ mesurées par les méthodes *méthode CO* et *méthode CO-bis*. _____ 134
- III.8** Chronologie du $\delta^{18}\text{O}$ d'une sélection de cernes des arbres individuels des sites de Preuilly (A) et Bonport. Les barres verticales représentent les écarts-types du standard interne à 0.30 ‰, les écarts-types associés aux symboles rouges sont calculés à partir de deux mesures répliquées. La ligne noire pointillée correspond à la moyenne des séries. _____ 147
- III.9** Chronologie du $\delta^{18}\text{O}$ des 6 sous-séries qui composent la série « Notre-Dame » (a) et moyenne de ces sous-séries avec la moyenne glissante sur 9 ans (b). Les bandes colorées supérieures illustrent le recouvrement des sous-séries. L'aire en gris clair illustre le nombre total d'échantillons qui constituent la série « Notre-Dame ». Les écarts-type sont figurés par des barres verticales en gras sur le graphique (a). _____ 150
- III.10** Chronologies du $\delta^{18}\text{O}$ des sites d'étude isolées (a) et rassemblées (b). Les écarts-types sont figurés par des barres verticales en gras. Les courbes en gras présentent les moyennes glissantes des séries sur 9 ans. _____ 152
- III.11** Diagramme en boîtes des séries $\delta^{18}\text{O}$ en fonction des sites (a) et sur leurs périodes recouvrements chronologiques, deux à deux; Notre-Dame et Preuilly B (b), Notre-Dame et Reims (c), Preuilly B et Reims (d), Notre-Dame et Bonport (e), Reims et Bonport (f), Reims et Preuilly A (g), Bonport et Preuilly A (h). La longueur des séries est figurée par « N= », la moyenne par une ligne horizontale, la médiane par une croix, l'intervalle inter-quartile par un rectangle et les valeurs par des points. ____ 153
- III.12** Matrice des coefficients de corrélations des séries $\delta^{18}\text{O}$ pour chaque site. _____ 154
- III.13** Séries $\delta^{18}\text{O}$ des sites étudiés avec la série Reims normalisée sur la moyenne du site de Preuilly A, avec les écarts-types figurés par des barres verticales en gras (a), avec la moyenne des séries en pointillé (ACM-BP) (b) et avec la moyenne glissante pondérée sur 15 ans en vert et la tendance linéaire en bleu (c). Pour chaque année, l'aire grise représente le nombre d'individus pris en considération (d). _____ 157
- III.14** Valeurs des points de rupture détectés par le calcul du test de Chow figurés en rouge sur la série $\delta^{18}\text{O}$ ACM-BP. _____ 159
- III.15** Résultat du test d'homogénéité de Pettitt sur la série $\delta^{18}\text{O}$ ACM-BP avec le report des moyennes des deux périodes de part et d'autre du point de rupture. _____ 160
- III.16** Série $\delta^{18}\text{O}$ ACM-BP avec les lignes continues de valeurs extrêmes à $\pm 1,5\sigma$, autour de la moyenne en pointillé bleu (Méthode EXT.1) (a), autour de la régression linéaire en pointillé rouge (Méthode EXT.2) (b) et autour des résidus de la moyenne glissante pondérée sur 15 ans en pointillé vert (Méthode EXT.3) (c). _____ 161
- III.17** Chronologies du $\delta^{18}\text{O}$ des chênes vivants de Fontainebleau et des valeurs des paramètres climatiques instrumentaux, sur la période 1960-2007. De haut en bas : $\delta^{18}\text{O}$ des chênes vivants de Fontainebleau, et sur la période de mai à août sauf mention contraire : l'humidité relative (HR), précipitations (Précip.), température maximale (T_{max}), température moyenne (T_{moy}), température

- moyenne annuelle (T_{an}), déficit de pression de vapeur (VPD), indice standardisé d'évapotranspiration des précipitations (SPEI). Les étoiles colorées correspondent aux années extrêmes qui ont au moins un extrême commun avec un extrême isotopique d'après l'une des trois méthodes. Etoile verte : Méthode EXT.1, étoile rouge : Méthode EXT.2, étoile bleue : Méthode EXT.3. _____ 167
- III.18** Diagramme en barre des coefficients de corrélation de Pearson entre les variables climatiques et le $\delta^{18}O$ des chênes vivants de la forêt de Fontainebleau sur les périodes 1960-2007 et 1960-1993. Toutes les valeurs sont statistiquement significatives à 99% (p-value < 0,001) sauf la température moyenne annuelle (p-values = 0,003). _____ 168
- III.19** Relations linéaires entre la chronologie du $\delta^{18}O$ des chênes vivants de Fontainebleau et les variables climatiques : HR (%) (a); Précip. (mm) (b); T_{max} (°C) (c); T_{moy} (°C) (d); T_{an} (°C) (e); VPD (kPa) (f); SPEI (g). _____ 171
- III.20** Chronologies des résidus issus des modèles linéaires entre le $\delta^{18}O$ et la T_{max} de 1960 à 2007 (1.a) et de 1960 à 1993 (1.b) (a), et entre le $\delta^{18}O$ et le SPEI de 1960 à 2007 (2.a) et de 1960 à 1993 (2.b) (b), et résultats des tests t de Student entre les modèles associés en encart. _____ 173
- III.21** Diagramme en boîtes montrant la dispersion des valeurs bootstrappées pour chaque statistique du modèle de régression linéaire (interception, pente, R^2) calculé avec la méthode BTFS (Buras et al., 2017) sur les périodes 1960-1993 et 1994-2007 pour la T_{max} (haut) et le SPEI (bas). « * » signifie une p-value < 0.05 notifiant une différence significative entre les paramètres des deux périodes. ____ 174
- III.22** Reconstructions du paramètre climatique T_{max} (°C) de 1046 à 1240 sur la base de la période de calibration avec le $\delta^{18}O$ de 1960 à 2007 (a) et valeurs instrumentales de 1960 à 2022 (b). La tendance linéaire de la série est signifiée en pointillé pour les périodes 1046-1240, 1106-1170 et 1960-2022 et les intervalles des écarts-types des valeurs modélisées dans l'aire orange autour de la courbe. ____ 176
- III.23** Reconstructions du paramètre climatique SPEI de 1046 à 1240 sur la base de la période de calibration avec le $\delta^{18}O$ de 1960 à 2007 (a) et valeurs instrumentales de 1960 à 2022 (b). La tendance linéaire de la série est signifiée en pointillé gris pour les périodes 1046-1240 et 1960-2022 et les intervalles des écarts-types des valeurs modélisées dans l'aire jaune autour de la courbe. Les classifications d'indices du SPEI sont figurées par des lignes pointillées colorées, d'après Nam et al., 2015. _____ 177
- III.24** Reconstructions du paramètre climatique VPD (kPa) sur la base de la période de calibration avec le $\delta^{18}O$ de 1960 à 2003 (a) et valeurs instrumentales de 1960 à 2003 (b). La tendance linéaire de la série est signifiée en pointillé gris pour les périodes 1046-1240 et 1960-2003 et les intervalles des écarts-types des valeurs modélisées dans l'aire bleue autour de la courbe. _____ 178
- III.25** Localisation des sites médiévaux de Bonport, Preuilly et Reims projetés sur l'isoscape du gradient isotopique $\delta^{18}O$ des précipitations modélisés à partir du modèle de circulation des masses atmosphériques ECHAM6-wiso (d'après Daux et al., 2021). _____ 183
- III.26** Précipitations estivales (JJA) en Angleterre et au Pays de Galles (EWP) (haut) et EWP reconstruites à partir du $\delta^{18}O$ du chêne (bas) corrélées spatialement avec la pression atmosphérique à 850mb de

- 1871 à 2009 CE en utilisant les données 'twentieth century Reanalysis V2 data' fournies par le NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, accessibles via Climate Explorer (van Oldenborgh et al. 2009; Trouet et van Oldenborgh 2013). Les figures ne montrent que des corrélations avec une signification de $p < 0,01$ (© Young et al., 2015). _____ 185
- III.27** Chronologie des isotopes de l'oxygène de la série britannique MSA de Loader et al., 2019 (vert) avec la série Preuilly A (orange) (a), et la série de Fontainebleau FR1-REF (rose) (b) de Daux et al. (2018). _____ 186
- III.28** Chronologie isotopique $\delta^{18}\text{O}$ issue des chênes des séries ACM-BP (orange) et FR1 (rose) (Daux et al. 2018 et données non publiées). Un rectangle vertical hachuré noir représente la période sans données acquises de 1241 à 1306 et un rectangle rouge signifie la période isotopique de 1306-1364 composée de seulement 1 à 4 individus. Les périodes chronologiques étudiées sont figurées par des frises colorées. ACM-BP-1 allant de 1046 à 1128, ACM-BP-2 de 1129 à 1240, FR1-A allant de 1306-1950, FR1-B de 1300-1364, FR1-C de 1365-1800, FR1-D de 1800-2007 et FR1-REF de 1960-2007. _____ 187
- III.29** Diagramme en boîtes de la distribution des séries isotopiques. Les différences non significatives entre les moyennes des groupes d'après les tests post-hoc de l'analyse ANOVA : Tukey, REGQW et Dunnett sont significées par des liens de connexion. Le test de Dunnett a été utilisé pour identifier les différences significatives avec le groupe témoin ACM-BP-2. _____ 190
- III.30** Chronologie isotopique $\delta^{18}\text{O}$ issue des séries ACM-BP (orange) et FR1-A (rose) (1046-1950). La tendance linéaire est significée par une ligne pointillée rouge et les limites des valeurs extrêmes hautes et basses par des lignes rouge, basées sur méthode EXT.2 de calcul des valeurs extrêmes. Un rectangle vertical hachuré représente la période d'absence de données de 1241 à 1306. _____ 191
- III.31** Indice de récurrence des années extrêmes de la série isotopique ACM-BP et FR1-A (1046-1240 à 1306-1950). La barre verticale noire symbolise la coupure des données isotopiques entre 1241 et 1306. L'indice 1 signifie deux années extrêmes consécutives. Les extrêmes hauts (qui correspondraient à des périodes chaudes ou sèches) sont significés en orange et les extrêmes bas (qui correspondraient à des périodes fraîches ou humides) en bleu. _____ 191
- III.32** Analyse à ondelettes croisées entre les variations temporelles de l'Indice d'oscillation Atlantique Nord (NAO) reconstruit par Ortega et al. (2015) et les données de $\delta^{18}\text{O}$ de la série ACM-BP sur la période 1049-1240. Les couleurs indiquent la puissance de la cohérence entre les deux séries chronologiques à différentes périodes et moments. Les couleurs chaudes (rouge, jaune) indiquent une cohérence élevée, tandis que les couleurs froides (bleu, vert) indiquent une cohérence faible. Les cercles noirs indiquent les cycles périodiques de cohérence élevées identifiés à partir de la décomposition spectrale des séries temporelles. Les zones ombragées blanches en forme de demi-cercle délimitent les zones où les résultats sont statistiquement significatifs. À l'intérieur de ces zones, les résultats peuvent être influencés par les bords de l'échantillon (effets de bordure) et sont moins fiables. Les flèches indiquent la phase des relations entre les deux séries. Les flèches pointant

- vers la droite signifient que les deux séries sont en phase (corrélées positivement) tandis vers le bas indiquent un déphasage de 90 degrés. _____ 196
- III.33** Données de l'indice d'oscillation Atlantique Nord (NAO) reconstruit par Ortega et al. (2015) et données de $\delta^{18}\text{O}$ de ACM-BP sur la période 1049-1240. _____ 197
- III.34** Diagramme des indices de températures estivales de Pfister & Wanner (2021) ajusté à 0 sur la moyenne de la série (a) isotopique $\delta^{18}\text{O}$ ACM-BP en gris avec les courbes de limites hautes et basses des extrêmes selon les trois méthodes de mesures (**Figure III.16**) en bleu (1), rouge (2) et vert (3) et (b) de reconstructions des températures maximales estivales en orange avec les incertitudes de calcul sous l'aire orangée. _____ 200
- III.35** Reconstructions du paramètre climatique T_{max} ($^{\circ}\text{C}$) sur la base de la période de calibration avec le $\delta^{18}\text{O}$ de 1960 à 2007 (orange) et de 1960 à 1993 (vert). _____ 208
- III.36** Courbes de réponse entre la croissance des arbres et l'environnement : (a) courbe optimale, (b) courbe de saturation. Indépendamment de la courbe, il existe des zones de réponse quasi-linéaires (ligne en pointillé) où la croissance des arbres est très sensible aux changements environnementaux. Dans ces zones, un modèle linéaire peut fournir des estimations « hautement fiables » (zones gris clair). En revanche, d'autres zones non linéaires (gris foncé) produisent des estimations « peu fiables » © Wilmking et al., 2020. _____ 210
- III.37** Reconstructions des champs spatiaux scPDSI (gauche) et les zones de ces champs présentant des anomalies moyennes significatives de sécheresse ou d'humidité ($p < 0,01$, test bilatéral, corrigé pour l'autocorrélation lag-1)(droite). La zone de sécheresse maximale pendant la période de l'Anomalie Climatique Médiévale (ACM) est indiquée par le rectangle jaune (© Cook et al., 2015). _____ 214
- III.38** Carte des corrélations spatiales (60° - 40°N ; 20°W - 20°E) des reconstructions de T_{max} FR1-REF et de T_{moy} Bu21, Gui17, N-TREND15 et Sch15 avec les températures moyennes MJJA instrumentales enregistrées par CRU TS4.07 (0.5°) sur la période 1960-2000 via <https://climexp.knmi.nl/> (Copernicus Climate Change Service, 2020; Harris et al., 2020; Trouet & Oldenborgh, 2013). _____ 217
- III.39** Comparaison des reconstructions de températures estivales de l'air (Bu21, Sch15, Gui17 et N-TREND15) avec la reconstruction de température maximale ACM-BP, et les coefficients de corrélation avec la série ACM-BP (a) ; reconstructions des séries filtrées sur 15 ans (b) ; et comparaison des séries ACM-BP et Gui17, ainsi que leurs versions filtrées sur 15 ans (c) sur une échelle de z-score. _____ 219
- III.40** Anomalies des reconstructions sur la période 1961-1990 des températures de l'air estivales (Bu21, Gui17 NTREND15 et Sch15) avec la reconstruction de T_{max} estivale de ACM-BP sur la période 1046-1240 et celle FR1-REF de 1960-2007 avec les coefficients de corrélation associés à la période récente (a) et avec les anomalies des T_{moy} et T_{max} estivales instrumentales de la station de Melun (période 1960-2007) (b). _____ 222
- III.41** Coefficients de corrélation spatiale à haute résolution ($0,5^{\circ}$) entre les données isotopiques des cernes d'arbres d'Europe centrale et la moyenne régionale des données instrumentales scPDSI sur la grille spatiale européenne, sur la période commune de 1901 à 2018 CE. (© Büntgen et al., 2021b) 224

III.42 Chronologies des reconstructions climatiques estivales des SPEI des séries ACM-BP et FR1-REF et du scPDSI de B21-scPDSI, mis à l'échelle z-scores sur les périodes 1046-1240 et 1960-2007. Les coefficients de corrélation des séries sont reportés sur chaque panneau. _____	225
III.43 Chronologies des reconstructions ACM-BP et FR1-REF du paramètre VPD de mai à août (orange et rose) (1046-1240 et 1960-2003) avec les reconstructions de précipitations (mm) de mars à juillet de WIL13-PP (bleu) (1046-1240 et 1960-2007) et de mai à août de MSA20-PP (vert) (1201-1240 et 1960-2000). Les coefficients de corrélation de ACM-BP et FR1-REF avec WIL13-PP (bleu) et MSA20-PP (vert) sont indiqués dans les panneaux de chaque période. _____	227
IV.1 Chronologies des différents tests de datation entre séries à dater et sérieq de référence ; (a) DAT-TEST-1, (b) DAT-TEST-2, (c) DAT-TEST-3. _____	233
IV.2 Valeur 1/P pour le test DAT-TEST 2 selon les traitements appliqués sur les séries de Reims et ACM-BP (sans Reims). _____	238

Article :

art. 1 H/C and O/C atomic ratios determined in wood carbonized from 200°C to 1000°C in pyrolysis and combustion (n=3; the standard deviation is indicated in dotted lines). The carbohydrates, lignin-derived, char-, black carbon- soot fields are inspired from Hammes et al., 2006. _____	63
art. 2 S1 peak (300°C isothermal phase) measured by Rock-Eval® on charred wood heated in pyrolysis from 200°C to 1000°C. _____	64
art. 3 FTIR-ATR spectra of oak samples charred (a) between 200°C and 1000°C in pyrolysis and (b) between 200°C to 300°C in combustion. The brown dotted lines indicate the characteristic wood peaks reported in the literature and described in Table art. 1 . _____	65
art. 4 Mean $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ measured in wood carbonized from 200°C to 1000°C in pyrolysis and combustion (n=3 except for 350°C sample in combustion for which, n=1; the standard deviation is indicated as dotted lines). The bold red line represents the raw sample with 0.2 ‰ measurement uncertainty. _	67
art. 5 Nonlinear regression (black line) modelling the relationship between $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ ratios and H/C atomic ratios from wood samples charred between 200°C and 1000°C in pyrolysis and combustion. The blue lines represent 95 % confidence interval while red dotted lines represent 95 % prediction intervals. _____	73
art. S1 Non-linear regression model of weighted mass material for TC/EA - IRMS optimal signal measurement function of O wt% based on wood charred samples in pyrolysis heating mode _____	83
art. S2 Mass loss calculated by measuring the wood samples before and after thermal pyrolysis and combustion experiment (200°C to 1000°C) _____	84
art. S3 Effluents released of HC, CO and CO ₂ (as FID signal (mV)) represented with arbitrary units (u.a) function of time and programmed temperatures (from 300°C to 800°C) of about 25°C/min	

illustrated in red line, for 2 aliquots from 300°C and 700°C wood charred in pyrolysis heating mode.

Data are available on request. _____ 84

art. S4 Non-linear regression (black line) modelling the relationship between individual $\Delta^{18}\text{O}_{\text{char}}$ and O/C atomic ratios from wood samples charred between 200°C and 1000°C in pyrolysis (square) and combustion (circle) heating mode. _____ 85

Table des tableaux

II.1 Synthèse du nombre d'extraction de cellulose réussie sur les 19 échantillons soumis à l'extraction de cellulose pour la mesure du $\delta^{18}\text{O}$	100
III.1 Corpus des échantillons de bois composant la série isotopique d'oxygène en vue des reconstructions climatiques de l'an 1046 à 1240.	116
III.2 Contributions aux différentes tâches en vue de l'acquisition des données de la série isotopique. Olivier Girardclos, Clara Penagos, Benoît Brossier, Yannick le Digol et Willy Tegl en qualité de dendrochronologues. Michel Lemoine en tant que responsable technique de plateau, Michel Stievenard et Monique Pierre, ingénieurs. Edouard Régnier en tant qu'assistant ingénieur. Pauline Séquard en tant qu'ingénieure CDD et Thomas Combacal en tant que stagiaire de seconde année de master.	126
III.3 Valeurs $\delta^{18}\text{O}$ des arbres individuels pour les sites de Bonport et Preuilly (A). Les écarts-types (σ) sont déterminés à partir des valeurs répliquées lorsque celles-ci l'ont été.	141
III.4 Statistiques descriptives des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ obtenues à partir des analyses des cernes des arbres individuels pour les sites de Preuilly et Bonport.	141
III.5 Statistiques descriptives des sous-séries de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) qui composent la série « Notre-Dame » sur leur période commune deux par deux.	143
III.6 Statistiques descriptives des chronologies des séries $\delta^{18}\text{O}$ des sites étudiés sur leurs périodes chronologiques communes, deux à deux.	147
III.7 p-values associées aux coefficients de corrélation de Pearson des corrélations deux à deux des séries $\delta^{18}\text{O}$ pour chaque site. Les valeurs en gras sont différentes de 0 à un niveau de signification $\alpha = 0,05$.	148
III.8 Résultats des tests de Fisher pour l'analyse des variances des périodes liées à l'échantillonnage de la série $\delta^{18}\text{O}$ ACM-BP	151
III.9 Statistiques descriptives du $\delta^{18}\text{O}$ des deux périodes issues du test d'homogénéité de Pettitt et analyse de variance de ces deux séries par le test de Fisher.	153
III.10 Années identifiées comme extrêmes isotopiques hauts (bleu) et bas (orange) selon les trois méthodes de calcul des extrêmes. Les valeurs en gras sont communes aux trois méthodes.	155
III.11 Années aux valeurs extrêmes calculées sur la base de la Méthode EXT.1. En gras les valeurs correspondant aux extrêmes calculés pour le $\delta^{18}\text{O}$.	157
III.12 Années aux valeurs extrêmes calculées sur la base de la Méthode EXT.2 En gras les valeurs correspondant aux extrêmes calculés pour le $\delta^{18}\text{O}$.	157
III.13 Années aux valeurs extrêmes calculées sur la base de la Méthode EXT.3, avec une moyenne glissante sur 9 ans. En gras les valeurs correspondant aux extrêmes calculés pour le $\delta^{18}\text{O}$.	158
III.14 Coefficients de corrélation de Pearson et p-value des corrélations entre les variables climatiques et le $\delta^{18}\text{O}$ des chênes vivants de Fontainebleau sur les périodes 1960-2007 et 1960-1993.	161

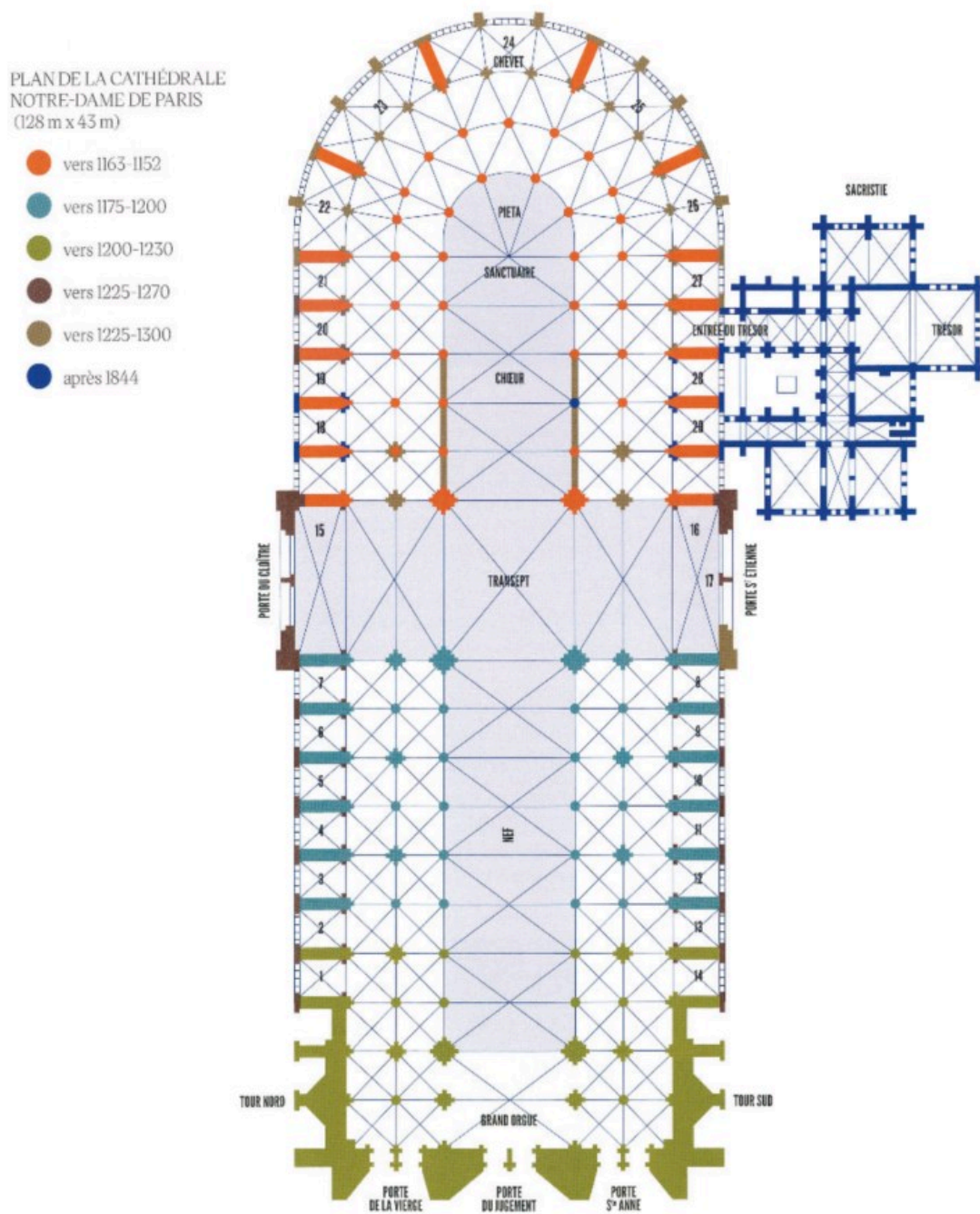
- III.15** Résultat de significativité de comparaison des groupes par les tests post-hoc de l'analyse ANOVA. Une différence significative indique que les groupes ne peuvent être associés. Les p-values sont données en orange. _____ **181**
- III.16** Report des relations croisée entre les (105) indices de températures estivales répertoriés par Pfister et Wanner (2021) et les années de valeurs isotopiques extrêmes de la chronologie $\delta^{18}\text{O}$ de la série ACM-BP. Les années surlignées correspondent aux indices > 2 et < -2 . Le signe + indique la correspondance des extrêmes hauts et le signe – des extrêmes bas, les valeurs anti-corrélées sont signifiées par le signe X. Des commentaires sont ajoutés concernant les mentions littéraires relevées par Pfister et Wanner, les acronymes mentionnent les sources de ces mentions référencées à la fin du tableau. _____ **193**
- III.17** Synthèse des caractéristiques des séries de reconstructions climatiques étudiées. Les sections d'étude correspondent à la divisions des sections 1 et 2 de ce présent chapitre. _____ **208**
- IV.1** Tableau récapitulatif des résultats des tests de datation sur la première et deuxième année identifiée. Lorsque l'année attendue est trouvée, elle est signifiée en gras. Lorsque le seuil d'acceptabilité statistique $1/P$ est signifiant (>100), la valeur FI est affichée. _____ **231**

Article :

- art. 1** Major IR absorption bands and assignments. _____ **65**
- art. S1** Experimental Pyrolysis and Combustion data relative to temperature ($^{\circ}\text{C}$) from $\delta^{18}\text{O}$ (‰) measured by TC/EA IRMS, $\Delta^{18}\text{Ochar}^*$ (‰), yield (wt%), C, O and H (%) from EA analysis, H/C and O/C atomic ratios, FTIR relative peak intensity (u.a.) between 1040 and 1600 (cm^{-1}) peaks and 1730 and 1600 (cm^{-1}) peaks. _____ **86**
- art. S2** Experimental Pyrolysis and Combustion mean data with standard deviation (SD) relative to temperature ($^{\circ}\text{C}$) from $\delta^{18}\text{O}$ (‰) measured by TC/EA IRMS, $\Delta^{18}\text{Ochar}^*$ (‰), yield (wt%), C, O and H (%) from EA analysis, H/C and O/C atomic ratios, FTIR relative peak intensity (u.a.) between 1040 and 1600 (cm^{-1}) peaks and 1730 and 1600 (cm^{-1}) peaks. _____ **90**
- art. S3** Rock-Eval® programmed pyrolysis (under N_2) takes place in two phases, the first phase is a three-minute-long isothermal phase at 300°C . Quantification of hydrocarbons (HC) released during the first isothermal phase provides the S1 peak parameter (mg/g) related to free and thermodesorbable HC. _____ **92**

Annexe

Annexe A Plan de la cathédrale de Notre-Dame de Paris avec différentes phases de construction (© Dillmann, P. et al., 2022).



Annexe B Tableau des caractéristiques des principales reconstructions climatiques couvrant la période de l'Anomalie Climatique Médiévale dans l'hémisphère Nord. Les acronymes de la saisonnalité sont donnés pour les mois de l'année : (JJA =juin-août, MJ= mai-juin...).

Référence	Région d'étude	Paramètre climatique reconstruit	Saisonnalité	Types de proxy	Période	Résolution temporelle
Jones et al., 1998	0–90°N	Températures	JJA	Multi-proxy	1000–1991	Annuelle
Mann et al., 1999	0–90°N	Températures	Annuelle	Multi-proxy	1000–1980	Annuelle
Crowley & Lowery, 2000	0–90°N	Températures	Annuelle	Multi-proxy	1000–1993	Décennale
Esper et al., 2002	20–90°N	Températures	Annuelle	TRW	831–1992	Annuelle
Mann & Jones, 2003	0–90°N	Températures	Annuelle	Multi-proxy	200–1980	Décennale
Cook et al., 2004	Ouest de l'Amérique du Nord	PDSI	Estivale	TRW	800-2000	Annuelle
Moberg et al., 2005	0–90°N	Températures	Annuelle	Multi-proxy	1–1979	Annuelle
Büntgen et al., 2006	Alpes européennes	Températures	JJAS	TR-MXD	755–2004	Annuelle
D'Arrigo et al., 2006	20–90°N	Températures	Annuelle	TRW, TR-MXD	713–1995	Annuelle
Juckes et al., 2007	0–90°N	Températures	Annuelle	Multi-proxy	1000–1980	Annuelle
Mann et al., 2008	0–90°N	Températures	Annuelle	Multi-proxy	1000–1980	Annuelle
Mann et al., 2009	0–90°N	Températures	Annuelle	Multi-proxy	500–1849	Annuelle
Ljungqvist, 2010	30–90°N	Températures	Annuelle	Multi-proxy	1–1999	Décennale
Guiot et al., 2010	Europe	Températures	AMJJAS	Multi-proxy	600–2007	Annuelle
Büntgen et al., 2011	Europe Centrale	Précipitations	AMJ	TRW	398 BCE–2008 CE	Annuelle
Büntgen et al., 2011	Europe Centrale	Températures	JJA	TRW	499 BCE–2003 CE	Annuelle
Christiansen & Ljungqvist, 2012	30–90°N	Températures	Annuelle	Multi-proxy	1–1973	Annuelle
Ljungqvist et al., 2012	0–90°N	Températures	Annuelle, estivale, hivernale	Multi-proxy	800–1999	Centenaire
Shi et al., 2013	0–90°N	Températures	Annuelle	Multi-proxy	1000–1998	Annuelle
Trouet et al., 2013	Amérique du Nord	Températures	Annuelle	Pollen, TRW	480–1950	Multi-décennale
Büntgen et al., 2013	Europe de l'est	Températures	MJ	TRW	1040-2011	Annuelle
Cook et al., 2015	35-70°N	scPDSI	JJA	TRW	1–2012	Annuelle
Schneider et al., 2015	Hémisphère Nord extratropical	Températures	Estivale	TR-MXD	600-2000	Annuelle
Stoffel et al., 2015	Hémisphère Nord	Températures	Estivale	TRW, TR-MXD	500-2000	Annuelle
Luterbacher et al., 2016	Europe	Températures	JJA	TRW, TR-MXD	137 BCE–2003 CE	Annuelle

Wilson et al., 2016	N-TREND2015 (latitudes moyennes à élevées)	Températures	Estivale	TRW, TR-MXD, TR-BI	750-2011	Annuelle
Edwards et al., 2017	Est de la Suède	Températures hivernales et RH estival	Hivernale, estivale	TR- $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$	950-2000	Annuelle
Büntgen et al., 2020a	Hémisphère Nord extratropical (Hautes altitudes)	Températures	Estivale	TRW	1-2010	Annuelle
Büntgen et al., 2021b	Europe Centrale	scPDSI	JJA	TR- $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$	75 BCE–2018 CE	Annuelle
Torbenson et al., 2023	République - tchèque	Températures et précipitations	Estivale	TR- $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$	75BCE-2018CE	Annuelle

Annexe C Difficulté méthodologique rencontrée pour la mesure isotopique des échantillons de cellulose

Au cours de l'analyse des échantillons, une nouvelle méthode de piégeage du gaz CO (appelée « *méthode CO-bis* ») a été implémentée pour chercher à pallier les problèmes de variabilité du $\delta^{18}\text{O}$ rencontrés lors des mesures des répliques des échantillons avec la méthode dite « *méthode CO* ». En effet, un écart-type supérieur à celui mesuré pour l'étalon de référence (0,30 ‰) était souvent observé pour les échantillons, parfois plus de 1,5 ‰. De plus, l'étalon de référence montrait régulièrement des variations dans la pente utilisée pour calibrer les valeurs isotopiques, ainsi que des valeurs aberrantes répétées. Le paramétrage des méthodes deux méthodes, « *méthode CO* » et « *méthode CO-bis* » diffère dans la température de piégeage et dépiégeage du CO sur un matériau adsorbant. Dans le cas de la *méthode CO*, après la séparation des gaz, le CO est piégé à 20°C pour être dépiégé à 120°C avant d'être introduit dans le spectromètre de masse, où il est ionisé pour la mesure des rapports isotopiques de l'oxygène. Pour la *méthode CO-bis* la température de piégeage et dépiégeage est de 40°C et 150°C respectivement, pouvant permettre une libération plus complète du CO adsorbé, réduisant les pertes de gaz et améliorant le potentiel de la précision des mesures isotopiques. Cette dernière méthode a été introduit au cours de la thèse, obligeant une correction pour tous les échantillons mesurés précédemment, bien qu'une grande variabilité dans les mesures soit parfois également observée avec la *méthode CO-bis*. L'utilisation de cette nouvelle méthode a introduit un changement de niveau isotopique des échantillons comme la comparaison des résultats des deux méthodes le montre sur la **Figure Annexe C**. Ce constat a amené l'élaboration d'une fonction de calibration pour transformer les valeurs isotopiques de toutes les valeurs anciennement obtenues par la *méthode CO* et pouvoir ainsi acquérir une chronologie comparable. La chronologie isotopique ACM-BP comporte donc à la fois des mesures corrigées par la *méthode CO-bis* (via

l'équation du modèle) ainsi que des valeurs originellement mesurées en *méthode CO-bis*. Au total, **968** mesures validées (les valeurs aberrantes ayant été rejetés), répliques compris, composent la série isotopique ACM-BP pour un total de **1858** cernes découpés manuellement. A l'heure actuelle, rien ne nous permet de dire les causes de cette instabilité sur les échantillons mesurés et si la nouvelle méthode est réellement plus précise. Le protocole d'homogénéisation des échantillons a été mené correctement, et rien ne permet de conclure à une forte variabilité intra-cerne. Des investigations sont en cours pour établir l'origine de ces instabilités et de nouvelles références internationales du $\delta^{18}\text{O}$ sur des échantillons de bois ainsi que de cellulose pourrait aider à contraindre les valeurs absolues.

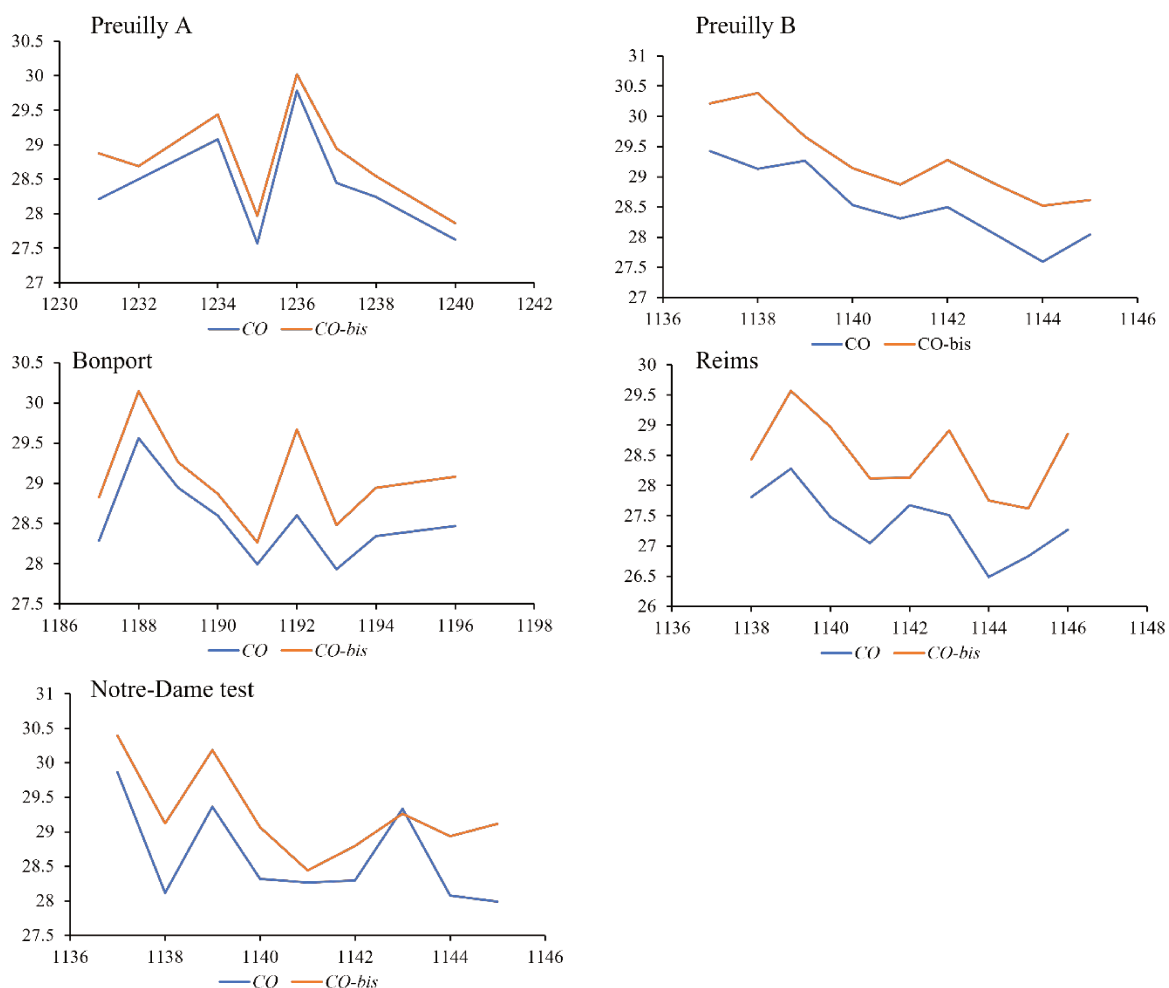
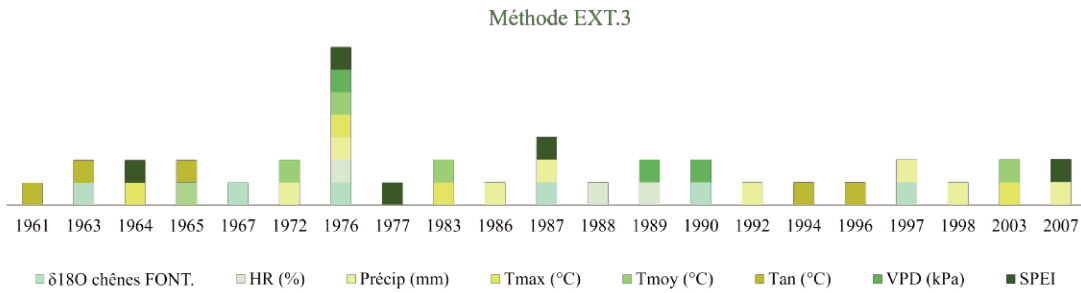
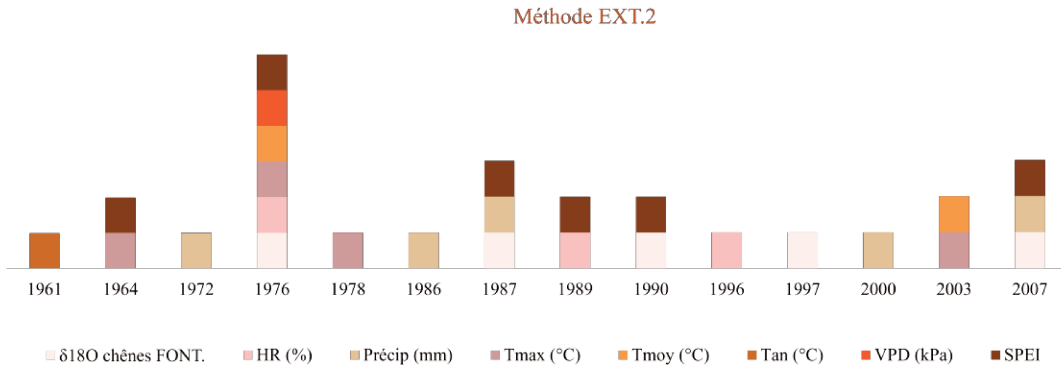
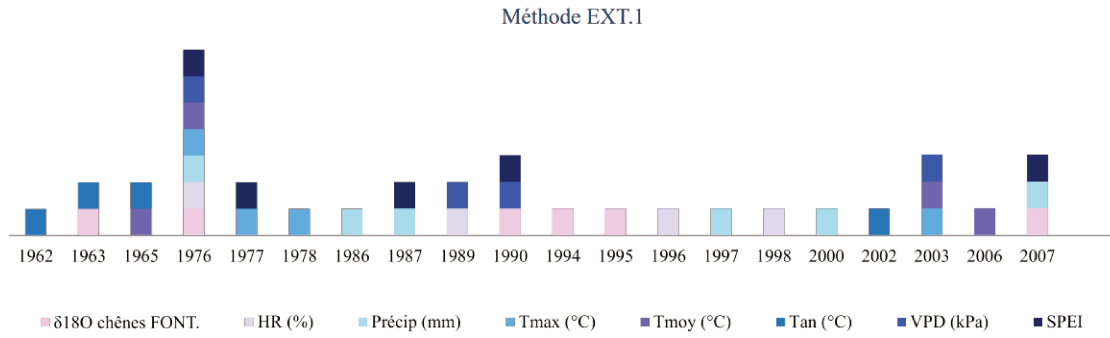


Figure Annexe C Exemples de chronologies isotopiques mesurées en *méthode CO* et *méthode CO-bis* dans le TC/EA-IRMS sur les différentes séries composant ACM-BP.



Annexe D Années aux valeurs extrêmes pour la variable isotopique des chênes de Fontainebleau et les variables climatiques sur la période 1960-2007, calculées sur la base des trois méthodes de calcul des extrêmes.