HAL
open science

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)

Fanny Duprat-Oualid

To cite this version:

Fanny Duprat-Oualid. 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). Archéologie et Préhistoire. Université Bourgogne Franche-Comté, 2019. Français. NNT : 2019UBFCC001 . tel-02338676

HAL Id: tel-02338676

https://theses.hal.science/tel-02338676

Submitted on 30 Oct 2019

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.

THESE DE DOCTORAT DE L' UNIVERSITE BOURGOGNE FRANCHE-COMTE

Préparée au Laboratoire Chrono-Environnement, Besançon

Ecole doctorale n°594

SEPT

Doctorat d'Archéologie

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)

Par

Fanny Duprat-Oualid

Thèse présentée et soutenue à Besançon, le 11 janvier 2019

Composition du Jury :

Mr. Vincent Lebreton — **Rapporteur**
Professeur, MNHN, UMR 7194 HNHP, Paris

Mme. Nathalie Combourieu Nebout — **Rapporteure**
Directrice de Recherche CNRS, UMR 7194 HNHP, Paris

Mr. Frédéric Guiter — **Examinateur**
Maître de Conférences, UMR 7263 IMBE, Université Aix-Marseille

Mr. Didier Galop — **Examinateur**
Directeur de Recherche CNRS, UMR 5602 GEODE, Toulouse

Mr. Michel Magny — **Directeur de thèse**
Directeur de Recherche CNRS émérite, UMR 6249 Chrono-Environnement, Besançon

Mr. Damien Rius — **Co-encadrant**
Chargé de Recherche CNRS, UMR 6249 Chrono-Environnement, Besançon

Mme. Carole Bégeot — **Co-encadrante**
Maître de Conférences, UMR 6249 Chrono-Environnement, Université de Bourgogne-Franche-Comté, Besançon

A mon corps...

Remerciements

En 2013, alors que j'effectuais mon premier stage de Recherche de Master 1 à la Station de Recherche Duparquet au Québec, j'ai découvert la palynologie en discutant avec France Oris, doctorante à l'époque. Je la voyais les yeux rivés sur le microscope à compter des pollens, et je me disais que jamais, oh non jamais, je n'aurais la patience de faire ce qu'elle faisait.

Et voilà que 5 ans plus tard, je suis auteure d'une thèse en palynologie ... qui l'aurait cru ? Certainement pas moi. Mais preuve que la vie nous réserve de sacrés rebondissements !

Et le Bergsee ... ah le Bergsee. Ce nom raisonnera longtemps dans ma petite caboche. Un sacré compagnon de voyage qui m'a menée de découverte en découverte. L'aventure d'un temps en somme ... Mais n'est-ce pas là une définition de la thèse ? Je le pense sincèrement.

Ce travail de thèse, je l'ai mené, mais ce fut grâce à un entourage présent et bienveillant :

Je tiens d'abord à remercier mes encadrants de m'avoir proposé un sujet de thèse qui m'a profondément plu, à chaque instant, même dans les moments difficiles. Merci de la confiance qu'ils ont accordé à ma personne et à mon travail, durant cette thèse mais aussi durant mon stage de Master 2. Plus personnellement, merci à Damien Rius de son aide en tout point, que ce soit pour les sujets techniques et logistiques que pour des questions de réflexion et de rédaction. Merci aussi de son soutien moral et sa compréhension dans les moments les plus difficiles, je parle là de mes nombreux jours alitée et qui m'ont obligée à mettre la *thèse* entre paren*thèses*. Merci à Michel Magny, qui a chapeauté ce travail de près comme de loin et qui a toujours eu les bons mots, et quand il le fallait, pour que je mène à bien tout ce que j'avais entrepris. Je me souviendrai également longtemps des nombreux e-mails accompagnés d'articles et ayant pour sujet "bonne lecture !". Ils auront largement contribué à enrichir ma bibliographie, merci :) ! Merci enfin à Carole Bégeot, qui m'a fait découvrir le merveilleux monde de la palynologie et qui a eu la patience de me l'enseigner. Je me rappelle aux bons souvenirs des premières lectures de lames ensemble, installées dans un coin du bureau ou dans la salle palyno.

Je m'adresse maintenant à mes rapporteurs Nathalie Combourieu Nebout et Vincent Lebreton, ainsi qu'à Frédéric Guiter et Didier Galop qui ont accepté d'être les examinateurs de ma thèse. Je les remercie tous de leur disponibilité, de l'énergie et du temps qu'ils consacreront à lire et à examiner mon manuscrit. J'en suis honorée.

La thèse est un travail d'équipe :

- Merci à Laurent Millet qui m'a fait découvrir son proxy de prédilection, les chironomes, et qui m'a beaucoup conseillée et ouvert l'esprit vers de nouveaux axes de réflexion tout au long de la thèse, tant durant les réunions de travail qu'à l'occasion de discussions en salle café ou dans les couloirs.

- Ne connaissant que très peu de choses sur la Préhistoire, j'ai toujours pu trouver le soutien que j'attendais auprès de Christophe Cupillard. Merci d'avoir répondu à mes requêtes et de m'avoir quelque peu initiée à l'archéologie régionale, tout ça dans une belle entente amicale.

- Un merci tout particulier à Odile Peyron, qui a tenu une place très importante dans ma vie de doctorante, tant sur le point professionnel que personnel. Travailler avec elle dans les locaux de mon ancienne faculté de Montpellier fut un honneur et un réel plaisir. Merci donc pour l'accueil, merci de sa confiance. On en aura passé du temps à tester des méthodes de quantifications climatiques. Oh ça oui, les ordinateurs auront bien chauffé ! Mais les résultats en valaient la peine. Merci aussi à Vincent Montade qui nous a bien épaulées dans cette tâche.

- Je tiens maintenant à remercier tous les acteurs allemands qui ont participé de près ou de loin à ce projet sur le Bergsee : Lucas Kämpf, Lucia Wick, Manfred Rösch, Michael Zech, Sabine Wulf, Johannes Hepp, ainsi que les collègues de Tübingen : Nicolas Conard, Keiko Kitagawa, Andreas Taller. Merci à tous pour les discussions enrichissantes et l'accueil au sein de leur unité respective.

- Merci enfin à la fine équipe du carottage et au personnel de l'EDYTEM de Chambéry qui ont fait que j'ai pu bénéficier d'un objet d'étude d'une exceptionnelle qualité.

Je tiens désormais à remercier le Laboratoire Chrono-Environnment au sein duquel j'ai eu la chance de réaliser cette thèse. Merci à ses directeurs Daniel Gilbert, Gudrun Bornette et Francis Raoul de leur accueil et d'avoir mis à ma disposition un bureau et tout le matériel nécessaire pour que je mène mes investigations dans les meilleures conditions. Merci à Sylvie Costille, Agnès Jodon, Yvon Thiriot, Catherine Pagani pour la gestion administrative et leur patience sans égale. A Jean-Daniel Tissot et Charles-Henri Falconnet qui m'ont permis de bénéficier d'un matériel informatique performant, mon ordinateur et moi-même vous sommes très reconnaissants de votre disponiblité. Merci à Julien Didier de m'avoir formée aux préparations polliniques et d'en avoir réalisé un certain nombre ... Un merci particulier à Maxime Mermet (très cher Max), avec qui j'ai eu la chance de partager une complicité en tant que collègue mais aussi en tant que partenaire de badminton. Merci pour son immense soutien quand j'étais au plus mal physiquement et quand doutes et peurs venaient tourmenter ma bonne humeur. Merci à Isabelle Jouffroy-Bapicot de son aide précieuse dans l'identification de certains grains de pollen, de son soutien et de ses conseils. Et merci à tous les collègues que j'ai pu côtoyer quotidiennement ou quasiment : je citerais Bruno Régent, Bruno Cardey, Dominique Sordoillet, Estelle Franc, Nicolas Carry, Michael Coeurdassier ou encore Dominique Rieffel. Merci à tous.

A mes compagnons de route doctorants, masters et post-doctorants, un pensée particulière et un immense merci pour l'amitié qui nous unissait au labo comme à l'extérieur. Merci donc à mes différents co-bureaux Virgile Baudrot, Simon Belle, Anne-Lise Mariet, Thibault Moulin, Charles Henriot, Bérangère Leys pour les discussions riches et variées, pour les débats sur la Recherche mais aussi sur la question essentielle de savoir s'il était préférable de prendre la ligne de bus n°3 ou la n°10 pour se rendre au boulot. A ces colocs là je dis que les p'tits dej' gourmands devraient être inscrits dans une charte !

Un merci particulier à Benjamin Dietre de son aide pour mes travaux sur R, il m'aura plusieurs fois sortie de bonnes galères. Merci à Quentin Cuenot, Alexia Ducrot, Aurore Dupin, Céline Maicher, Amandine Angéli, Petra Villette, Cybèle Cholet, Javier Fernandez de Simon, Amaël Dupaix, Marion Lestienne, Hugo Bourque, Corentin Nicod, Stéphane Pfendler, Lisa Ciadamidaro, Sonia Loiacono, Shinji Ozaki, Cyril Zappelini, Emilie Gouriveau, Méline Salze, Thomas Leydier, Doudou Batumbo ... et tant d'autres.

Je tiens à remercier aussi la fine équipe de la Fabrika Sciences et à tous ceux qui m'ont permis de pouvoir diffuser ma recherche auprès d'un large public lors d'ateliers de vulgarisation scientifique.

Une thèse c'est aussi une famille et des amis qui vous soutiennent même si ce que vous faites est à mille lieux de ce qu'ils font. Pour la famille, merci mamounette d'avoir répondu à mes appels, d'avoir été si conciliante et d'avoir relu ma thèse. Merci à ma frangine Sylvia sans qui cette thèse n'aurait jamais eu cette forme et qui, du haut de sa stature de Docteure, aura su trouver du temps et les paroles afin que je roule sur de bons rails ! Merci à Gilles Moulin mon cher parrain qui, par sa présence et ses quelques paroles, a su booster ma confiance en moi et en l'avenir. Pour les autres proches, je dis d'abord merci à mes voisins Agnès et Fabrice, Val et Gérard, Gérard et Lucette (mon Liseron) de leur présence et leur soutien, tant sur le point humain que matériel. Merci enfin à mon Avatar Doudoue et à son Doudou, et à la flopée d'amis qui a su être présente quand j'étais dans le besoin ou quand j'avais juste envie de partager de bons moments.

Je termine en remerciant, et c'est important, la personne qui aura permis que je finisse ma thèse dans des conditions physiques pas encore parfaites mais plus acceptables qu'elles l'étaient au début. Merci donc à mon kiné Yoann Lemestre.

Un travail de thèse intéresse au début, anime pendant, prend aux tripes souvent, et mène à donner le meilleur de soi-même tout le temps ... Je dois cette thèse surtout à moi-même, et à mon corps dont je parle ici pour la dernière fois à la troisième personne. Ce corps, qui n'a pas vécu des jours évidents, qui a souffert outre mesure et de manière insensée, m'aura permis d'arriver à bout de mes ambitions de doctorante ! Je suis désormais contente du travail accompli, et il est temps de se réconcilier avec soi-même ... :)

Prologue

Notes sur l'organisation générale du manuscrit

THÈSE PAR ARTICLES

Nous avons choisi de présenter cette thèse sous ce format, ce qui implique une rédaction particulière :

Trois des six chapitres (Chapitres 3, 4 et 5) sont des articles respectivement publié, soumis et en préparation, et sont donc rédigés en anglais. Les autres chapitres (Chapitres 1, 2 et 6) sont rédigés en français. La dernière section du Chapitre 1 ("*Objectifs*") propose toutefois une synthèse en français de tous les chapitres. Pour une harmonie et une facilité de lecture sur l'ensemble du manuscrit, tous les chapitres sont présentés avec la même typologie d'écriture. Les nombres sont sous format anglais avec "." comme séparateur décimal.

Les articles présentant certaines similarités en termes d'archives (séquences lacustres), de types de données (enregistrements polliniques, mesures sédimentaires) et parfois de problématiques (reconstruction de la végétation), des répétitions de points méthodologiques peuvent apparaître entre les Chapitres 3, 4 et 5. Cependant, comme aucun de ces chapitres ne fait un état exhaustif des concepts et méthodes générales, ces notions sont développées dans les Chapitres introductifs 1 et 2. Quant au Chapitre 6, il fait la synthèse de l'ensemble des chapitres précédents, en résumant les résultats et points de discussion principaux. Ce dernier chapitre propose aussi des perspectives de travail, en plaçant l'étude du Bergsee i) dans l'approche multi-proxy inscrite initialement dans le projet CIRCE (*cf.* Chapitre 1), et ii) dans le contexte archéologique du Paléolithique Supérieur en Europe de l'Ouest.

CHRONOLOGIES

Ce travail de thèse repose sur deux domaines : paléo-environnemental/paléo-climatique et archéologique.

Pour la majorité du travail sur les reconstructions des dynamiques climato-environnementales, les âges sont exprimés en milliers d'années calibrées "Before Present" (ka cal. BP, k cal a BP) en référence à l'année 1950. Ex. 20 ka cal. BP

Pour la partie où les données du Bergsee sont confrontées aux données archéologiques, les âges sont exprimés selon l'usage en vigeur dans cette dernière discipline, à savoir en années avant 2000/1950 (l'écart entre ces dates est négligeable sur les échelles de temps utilisées dans cette thèse). Ex. - 20 000 ans

Liste des abréviations

acc-rate	Taux d'accumulation/sédimentation - *accumulation rate*
AETPET	Rapport de l'évapotranspiration réelle - AET - sur potentielle - PET - *ratio of Actual over Potential EvapoTranspiration*
AL	Alleröd
AMOC	Circulation thermohaline - *Atlantic Meridional Oceanic Circulation*
AMS	Spectrométrie de Masse par Accélérateur - *Accelerator Mass Spectrometry*
BØ	Bölling
BGDGTs	Tétra éthers de diacylglycérol de glycérol ramifiés - *Branched Glycerol Dialkyl Glycerol Tetraethers*
CHAR	*Charcoal Accumulation Rate*
D/O	Dansgaard-Oeschger
GDD	Degré jour de croissance - *Growing Degree-Day* (*e.g.* GDD5 pour un seuil à 5 °C)
GI	*Greenland Interstadial* (anglais utilisé uniquement)
GS	*Greenland Stadial* (anglais utilisé uniquement)
HE	Evénement de Heinrich - *Heinrich Event*
HO	Holocène - *HOlocene*
HS	Stade de Heinrich - *Heinrich Stadial*
ICP-MS	Spectrométrie de Masse à Plasma à Couplage Inductif - *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*
IRD	*Ice-Rafted Debris* (anglais utilisé uniquement)
IRDE	*Ice-Rafted Debris Event* (anglais utilisé uniquement)
LGM	Dernier Maximum Glaciaire - *Last Glacial Maximum*
MAT	Technique des Analogues Modernes - *Modern Analogue Technique*
MIS	Stade Isotopique Marin - *Marine Isotope Stage*
MTCO	Température du mois le plus froid - *Temperature of the COldest Month*
MTWA	Température du mois le plus chaud - *Temperature of the WArmest Month*
NAO	Oscillation Nord Atlantique - *North Atlantic Oscillation*
NMDS/GAM	Méthode par ordination Non-Métrique Multidimensionnelle/Modèle Additif Généralisé - *Non Metric Multidimensional Scaling/Generalized Additive Model*
PANN	Précipitations annuelles - *ANNual Precipitations*
PAR	*Pollen Accumulation Rate*
PCA / ACP	Analyse en Composantes Principales - *Principal Component Analysis*
PFT	Type Fonctionnel des Plantes - *Plant Functional Type*
PLS	Moindres carrés partiels - *Partial Least Squares*
RUNOFF	Ruissellement - *RUNOFF*
SM / MS	Susceptibilité Magnétique - *Magnetic Susceptibility*
SPD	Distribution des Probabilités Cumulées - *Summed Probability Distributions*
SST	Température des eaux de surface - *Sea Surface temperature*
SUMMERPR	Précipitations estivales - *SUMMER PRecipitations*
TANN	Température (moyenne) annuelle - *ANNual Temperature*
WA	Méthode des moyennes pondérées - *Weighted Averaging method*
WA-PLS	Méthode de régression des moyennes pondérées par les moindres carrés partiels -*Weighted Average Partial Least-Squares regression*
WAST	Steppe chaude - *WArm STeppe*
X-rf	Spectrométrie de fluorescence des rayons X - *X-ray fluorescence spectrometry*
YD	Dryas Récent - *Younger Dryas*

Table des matières

1 Introduction générale & Problématiques **1**

1.1 Introduction 2

1.2 Contexte scientifique de l'étude 7

1.2.1 La variabilité climatique au Quaternaire 7

1.2.2 Réponse de l'environnement en Europe depuis 50 000 ans 16

1.2.3 Proxies environnementaux et quantifications paléo-climatiques 26

1.3 Problématiques et Objectifs 29

2 Méthodologie **36**

2.1 Le Bergsee, un site stratégique 37

2.1.1 Localisation et caractéristiques physiques 37

2.1.2 Contexte bioclimatique actuel 40

2.2 La carotte sédimentaire du Bergsee 42

2.2.1 Carottage 42

2.2.2 Construction de la Master Core 44

2.2.3 Chronologie 45

2.3 Du pollen à la végétation et au climat 49

2.3.1 Stratégie d'échantillonnage 49

2.3.2 Analyses polliniques 50

2.3.3 Reconstruction de la végétation 52

2.3.4 Quantifications climatiques sur les données polliniques 54

3 Vegetation response to abrupt climate changes in Western Europe from 45 to 14.7 ka cal. BP : the Bergsee lacustrine record (Black Forest, Germany) **62**

3.1 Introduction 63

3.2 Site & Methods 64
3.2.1 Study site 64
3.2.2 Coring, sediment and chronology 66
3.2.3 Pollen analysis 67
3.3 Results 68
3.3.1 Chronology 68
3.3.2 Vegetation history 69
3.4 Discussion 74
3.4.1 Vegetation response to climate changes between 45 and 14.7 ka cal. BP . . 74
3.4.2 The expression of North-Atlantic climate variability within the Bergsee pollen record 77
3.4.3 Longitudinal and latitudinal gradients in vegetation response 79
3.5 Conclusion & perspectives 82

4 Pollen-inferred quantification of the climate variability of the last 50 ka from the Bergsee record (Black Forest, Germany) 84
4.1 Introduction 85
4.2 Data & Methods 87
4.2.1 Study site and environmental setting 87
4.2.2 Materials 87
4.2.3 Pollen-based climate reconstruction 89
4.3 Results 91
4.3.1 Vegetation history 91
4.3.2 Temperature and precipitation changes 92
4.4 Discussion 99
4.4.1 Reliability of the pollen-based climate reconstruction 99
4.4.2 High-frequency Last Glacial climate changes 102
4.4.3 Comparison with European climate records 107
4.5 Conclusion 112

5 High-frequency vegetation and climate variabilities of the Lateglacial derived from the Lapsou pollen record (Cantal, France) 114
5.1 Introduction 115

5.2 Material and Methods 116
5.2.1 Study site 116
5.2.2 Coring, chronology, lithology 117
5.2.3 Pollen analysis 118
5.2.4 Climate reconstruction method 119
5.3 Results 120
5.3.1 Lithology and depth-age model 120
5.3.2 Pollen stratigraphy 121
5.3.3 Temperature and precipitation changes 124
5.4 Discussion 126
5.4.1 Vegetation history 126
5.4.2 Lateglacial climate variability and control factors on the vegetation. . . . 131
5.5 Conclusion 133

6 Synthèse des données & Discussion transversale 135
6.1 Histoire climato-environnementale au Bergsee : validation croisée par une approche multi-proxy 136
6.1.1 Synthèse de l'histoire du couple végétation-climat par les pollens 136
6.1.2 Approche multi-proxy au Bergsee 140
6.2 Contexte climato-environnemental et sociétés en Europe de l'Ouest depuis 50 000 ans 155
6.2.1 Introduction 155
6.2.2 Interaction climat-environnement-Homme depuis 50 000 ans 159
6.2.3 Questions en suspens sur l'histoire des sociétés : l'apport du Bergsee . . . 164

7 Conclusion & Perspectives 172

Bibliographie 176

Annexes 223
A Annexe du Chapitre 1 223
B Annexes du Chapitre 2 228
C Annexes du Chapitre 3 231
D Annexes du Chapitre 6 233

Chapitre 1

Introduction générale & Problématiques

Paysage glaciaire imaginé pour l'Age de Glace par Alexander Lindner.

source : https ://www.artstation.com/artwork.

1.1 Introduction

« La Terre est une planète vivante ». Telle pourrait être la devise de la présente thèse...
elle en est le fil conducteur sans conteste, mais pas sans contexte...

✏ Depuis sa formation, la Terre est en proie à de perpétuels changements, sous l'action de mécanismes internes (magnétisme, tectonique) et externes (paramètres orbitaux, activité solaire...). Selon qu'ils sont tectoniques, climatiques ou environnementaux, les changements ont des fréquences imbriquées et des durées différentes, de l'échelle du million d'années à la variabilité inter-annuelle. Ces changements peuvent aussi s'influencer les uns les autres, comme en atteste la relation climat-environnement : sous l'influence de climats sans cesse fluctuants, l'environnement se transforme, obligeant les êtres vivants à s'adapter ou migrer pour ne pas disparaître. Ces dernières décennies, la compréhension de cette relation climat-environnement est devenue un enjeu majeur dans les domaines scientifique, médiatique, social et politique.

Les mécanismes du couple climat-environnement : un enjeu actuel des plus importants.

✏ Depuis le milieu du XXème siècle, nous sommes dans l'Anthropocène (Crutzen, 2002; IPCC, 2013). Cette période définit l'Homme comme facteur de forçage majeur du climat et de l'environnement. En effet, l'intensification des industries et de l'agriculture ainsi que le développement des transports et l'agrandissement des aires urbaines nécessitent de modifier directement l'environnement (Fig. 1.1 A-B)). Les espaces naturels encore "vierges" d'occupation humaine subissent quant à eux l'action des changements climatiques amplifiés et accélérés (*e.g.* Howat *et al.*, 2005; Shugar *et al.*, 2017, Fig. 1.1 C-D)). Bien que la reconnaissance officielle de l'Anthropocène soit encore sujette à débats, il y a une prise de conscience que l'environnement subit actuellement des modifications majeures en lien avec le « changement global » (Broecker, 1975; Kerr, 2007). Cette prise de conscience est d'autant plus grande que l'Homme est aussi une victime de ces phénomènes, ce qui amène à des problèmes sociétaux à court terme (*i.e.* tensions géopolitiques, exodes massifs) et à se poser la question des conséquences à long terme sur nos conditions de vie et donc sur notre environnement.

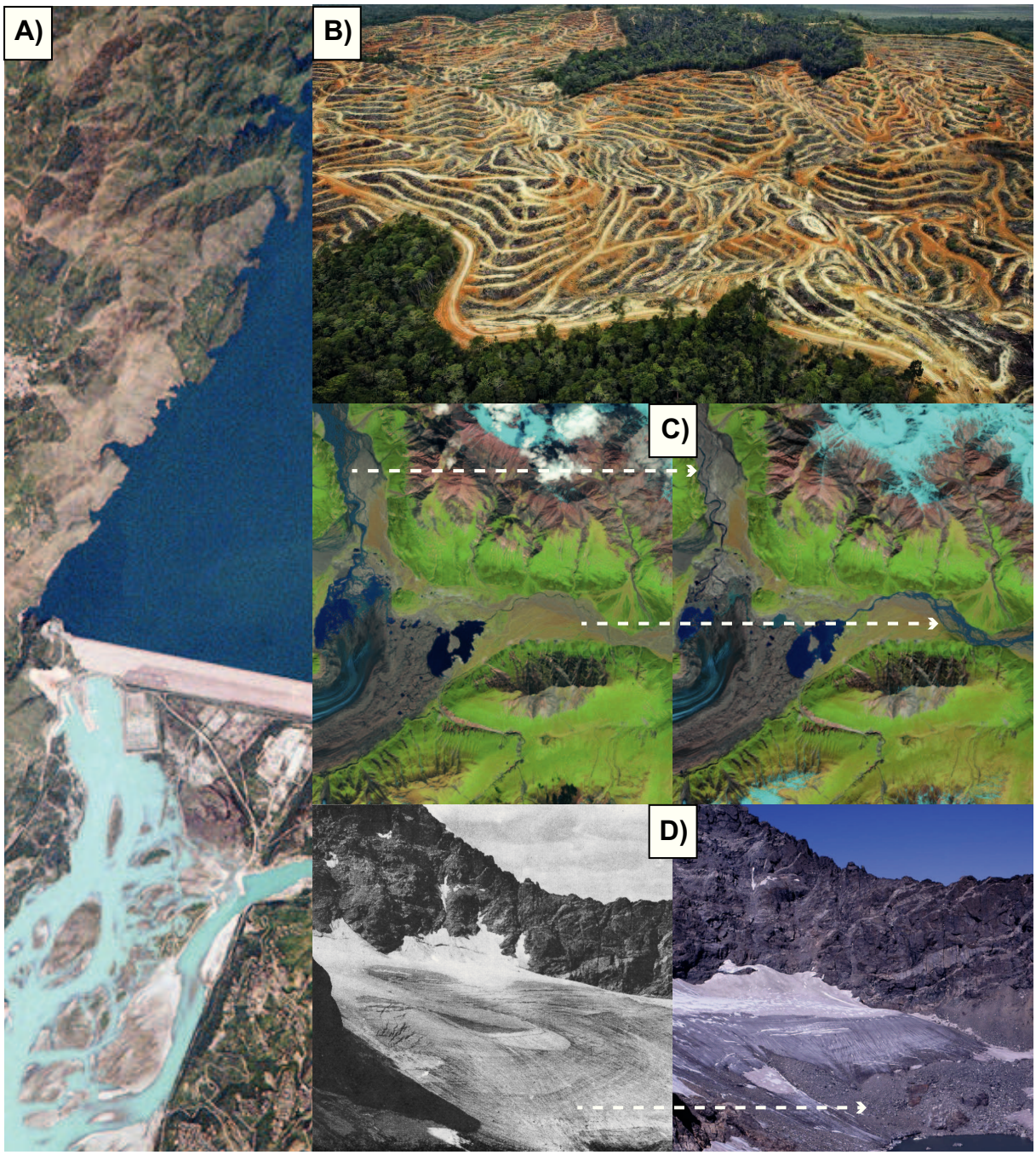


FIGURE 1.1 – *Exemples de modifications environnementales depuis l'Anthropocène : A) Barrage de Tarbela au Pakistan, source : https ://www.water-technology.net/projects/tarbela-dam-project/; B) Déforestation massive pour la culture de palmiers à huile à Bornéo, source : https ://news.nationalgeographic.com/2015/; C) Changement des cours de rivières au Canada suite au retrait d'un glacier, entre juin 2015 et juin 2016, source : https ://visibleearth.nasa.gov/; D) Retrait du glacier Columbia aux Etats-Unis, entre 1898 et 2003, source : https ://visibleearth.nasa.gov/.*

« Variations climatiques futures et conséquences sur l'environnement… ». Le passé au service des prévisions.

✏ La modélisation est la clé de voûte de toutes les prédictions des changements futurs, mais elle nécessite de connaître avec précision le fonctionnement du climat et de l'environnement ainsi que leur lien. La robustesse des prévisions dépend donc de modèles scientifiques correctement calibrés sur des données quantitatives fiables :

- D'un côté, les fluctuations passées du taux de certains gaz (CO_2, CH_4) et/ou de paramètres atmosphériques (températures, précipitations) servent de base à différents scénarios d'évolution des conditions climatiques via des modèles prédictifs (*e.g.* Cox *et al.*, 2000; Hansen *et al.*, 2010; Tokarska et Gillett, 2018 ; *cf.* Fig. 1.2).
- D'un autre côté, simuler les changements environnementaux doit prendre en compte une composante des écosystèmes liée à leurs capacités de résilience et d'adaptation à des contraintes externes (*e.g.* changement d'humidité, de température) et internes (*e.g.* espèce invasive). Ces éléments peuvent être fournis par des données (marqueurs) sur les changements environnementaux passés.

Les archives terrestres, glaciaires et océaniques offrent de multiples données (*e.g.* proxies) dont les variations reflètent des changements climatiques et/ou environnementaux passés. On peut ainsi reconstruire ces changements et déterminer :

1. Leurs **caractéristiques** en termes de fréquence, durée, amplitude, présence de sous-phases ;
2. Leurs **causes et facteurs de forçage** (externes ou internes, à caractère global ou local) ainsi que leur part d'influence ;
3. Les **interactions** entre les évolutions climatique, environnementale et sociétale.

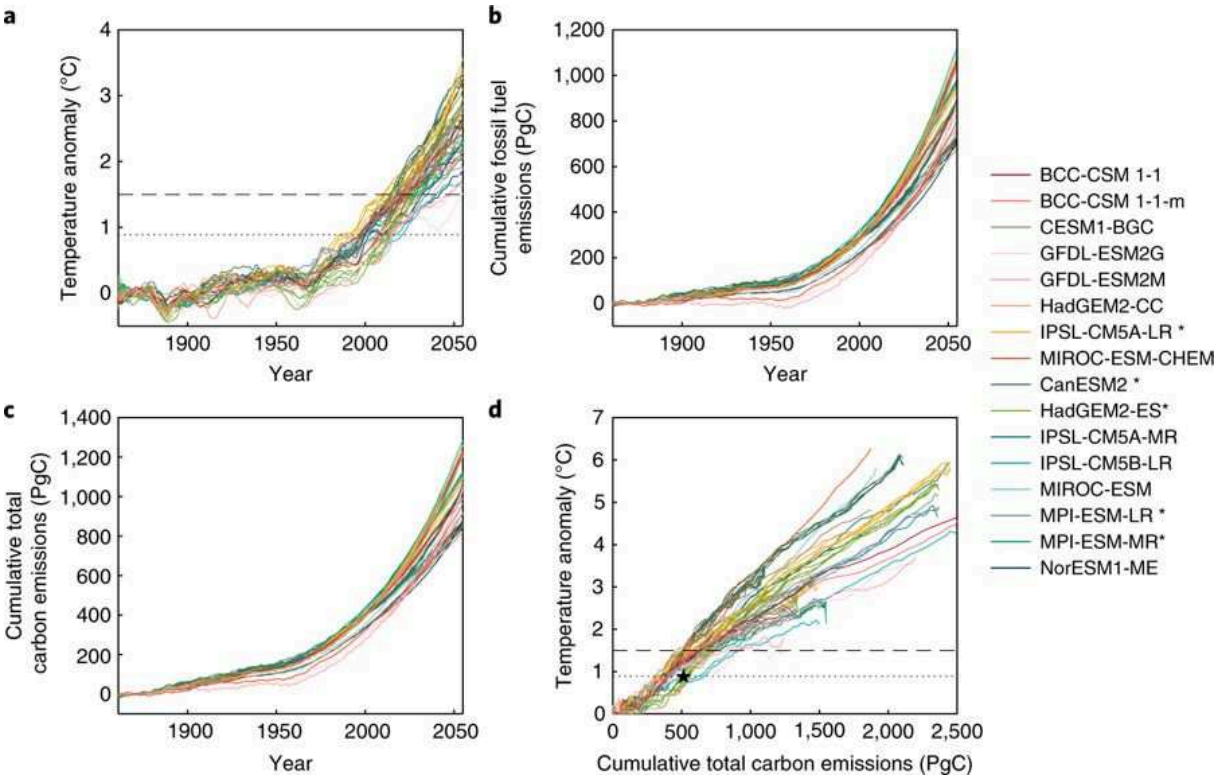


FIGURE 1.2 – *Evolution des émissions de carbone (dont CO_2) et de la température annuelle moyenne de 1870 à 2050 selon 16 modèles prédictifs (détails dans Tokarska et Gillett (2018)). a) Evolution décennale de la température annuelle moyenne (en anomalie par rapport à la période 1861 - 1880) ; b) Emissions cumulées de carbone issu des combustibles fossiles - PgC ; c) Emissions cumulées totales de carbone - PgC ; d) Lien entre les anomalies de température annuelle moyenne et les émissions cumulées totales de carbone. La ligne pointillée indique l'augmentation de 0.89 °C entre 2006 et 2015 et la ligne en tirets indique une anomalie de + 1.5 °C. D'après Tokarska et Gillett (2018), Fig. n°1.*

Le projet CIRCE

C'est dans ce contexte général et ces problématiques qu'a été élaboré le projet **Cl**I**mate** change and ecosystems **R**esponse during the last climatic **C**ycle (130 000 yrs) in Central **E**urope - CIRCE - dans lequel s'inscrit ce travail de thèse. L'objectif principal de ce projet proposé à l'Agence National de Recherche - ANR - est de reconstruire la variabilité climatique et les changements environnementaux en Europe Centrale durant le dernier cycle glaciaire-interglaciaire, à savoir depuis 130 ka. Ce projet est pluri-national, regroupant des paléo-environnementalistes de plusieurs disciplines et rattachés à des laboratoires et instituts techniques français, allemands et suisses. Damien Rius et Laurent Millet (Laboratoire Chrono-Environnement - LCE, UMR 6249 CNRS, Université de Bourgogne-Franche-Comté, France) pilotent le projet, en principale collaboration avec Odile Peyron (Institut des Sciences de l'Evolution de Montpellier - ISEM, UMR 5554, Université de Montpellier, France), Frédéric Guiter (Institut Méditerranéen de Biodiversité et d'Ecologie marine et continentale - IMBE, UMR 7263, Université d'Aix-

Marseille, France), Michael Zech (Institute of Agronomy and Nutritional Sciences, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Allemagne), Oliver Heiri (Department of Environmental Sciences, University of Basel, Suisse) et Flavio Anselmetti (Institute of Geology, Universität Bern, Suisse).
Ce projet s'articule en deux axes :

1. La reconstruction des changements climatiques séculaires à millénaires ayant caractérisé le dernier cycle glaciaire-interglaciaire (130 ka). L'approche multi-proxy est privilégiée, afin d'établir un enregistrement précis et robuste reflétant toutes les composantes climatiques, à savoir une grande variété de paramètres climatiques (*e.g.* précipitations et températures), mais aussi des indices de saisonnalité souvent primordiale dans les cycles de développement des organismes ;

2. La détermination de la réponse des écosystèmes terrestres aux changements climatiques. L'approche est holistique, incluant les dynamiques de la biocénose (*e.g.* végétation), du biotope (*e.g.* érosion) et leurs interactions (régime de perturbation, incendie).

Ce projet repose sur un ensemble de séquences sédimentaires terrestres, à savoir la tourbière de La Grande Pile en France et les lacs Füramoos et Bergsee en Allemagne (Fig. 1.3). Des approches multi-proxies sont appliquées, associant des données d'origine biologique (pollens, chironomes, charbons, alkanes ...) et des mesures sédimentaires (susceptibilité magnétique, géochimie, paléomagnétisme). Une attention particulière est accordée à la production d'enregistrements continus appuyés de chronologies robustes. La résolution analytique est aussi voulue la plus fine possible, afin de permettre la détection et la description précise des changements passés.

Cette thèse présente les recherches menées sur l'enregistrement sédimentaire du Bergsee (Fig. 1.3), permettant de reconstruire 50 000 ans d'histoire environnementale et climatique du sud-ouest de l'Allemagne. La période inclut 1) la phase terminale du dernier cycle glaciaire (50 – 14.7 ka cal. BP) caractérisée par une variabilité climatique haute et moyenne fréquences, et 2) la phase de réchauffement majeur suivant, partagée entre le Tardiglaciaire (14.7 – 11.7 ka cal. BP) et l'Holocène (11.7 – 8 ka cal. BP). La période étudiée est aussi marquée par un changement - de climatique à anthropique - du facteur de forçage principal des dynamiques environnementales.

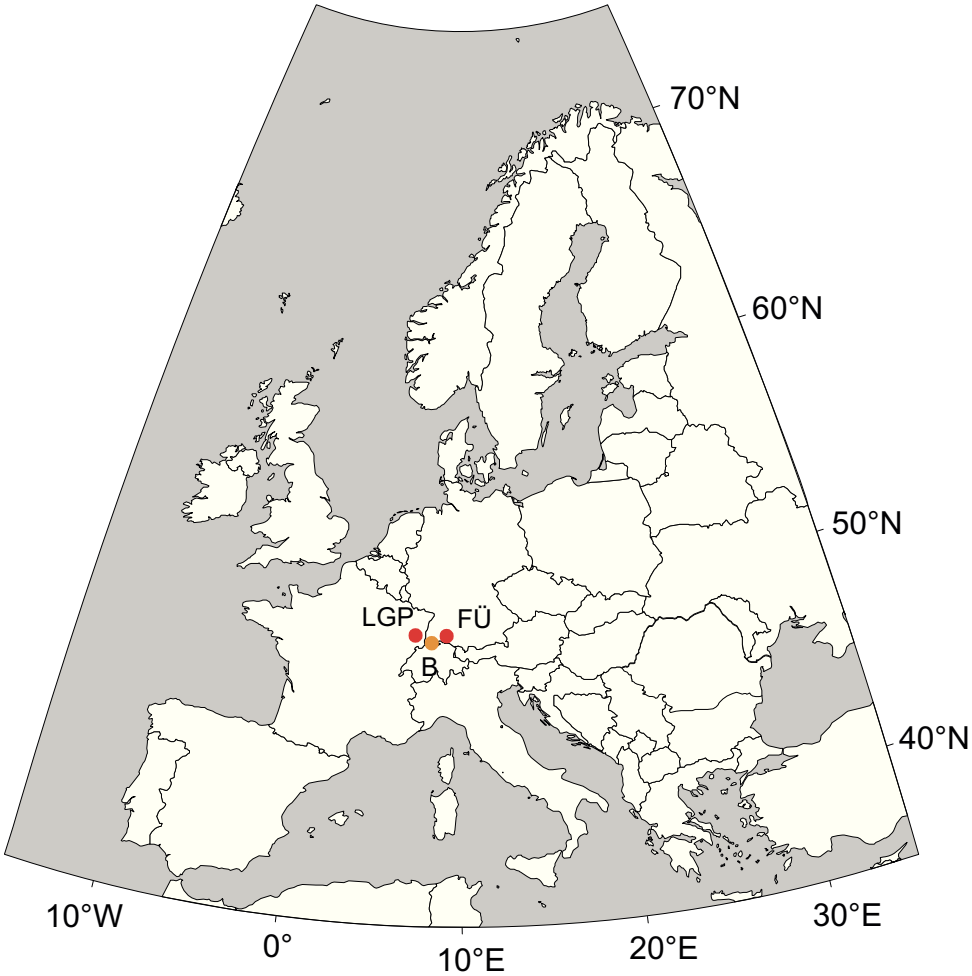


FIGURE 1.3 – *Localisation des sites du projet CIRCE : (LGP) La Grande Pile (France) ; (FÜ) Füramoos (Allemagne) ; (B) Bergsee (Allemagne).*

1.2 Contexte scientifique de l'étude

1.2.1 La variabilité climatique au Quaternaire

1.2.1.1 Des débuts de la paléo-climatologie ...

La paléo-climatologie repose sur des techniques analytiques et numériques visant à quantifier les variations climatiques passées. Son développement s'est fait en plusieurs étapes :

- **Au début du XXème siècle**, les premières recherches paléo-climatiques étaient basées sur l'observation des archives glaciaires continentales. Les variations de dépôts morainiques reflètent en effet des phases de progression (100 000 ans environ) et de régression (20 000 ans) des glaciers d'altitude en lien avec des variations climatiques. Malgré de nombreuses similarités d'enregistrement inter-sites, les dynamiques glaciaires établies sur les traceurs morainiques ont un caractère local à micro-régional difficilement exploitable pour recons-

truire la variabilité climatique globale.

- **Depuis les années 1950**, les paléo-climatologues peuvent utiliser les variations du ratio isotopique de certains éléments géochimiques, en particulier l'oxygène. L'intérêt d'utiliser cet élément est double : 1) il est présent partout, et 2) il possède un isotope stable, ^{18}O. En se basant sur le fonctionnement du cycle de l'eau (Fig. 1.4), il est montré que la variation du ratio $^{18}O/^{16}O$ d'un compartiment dépend des températures.

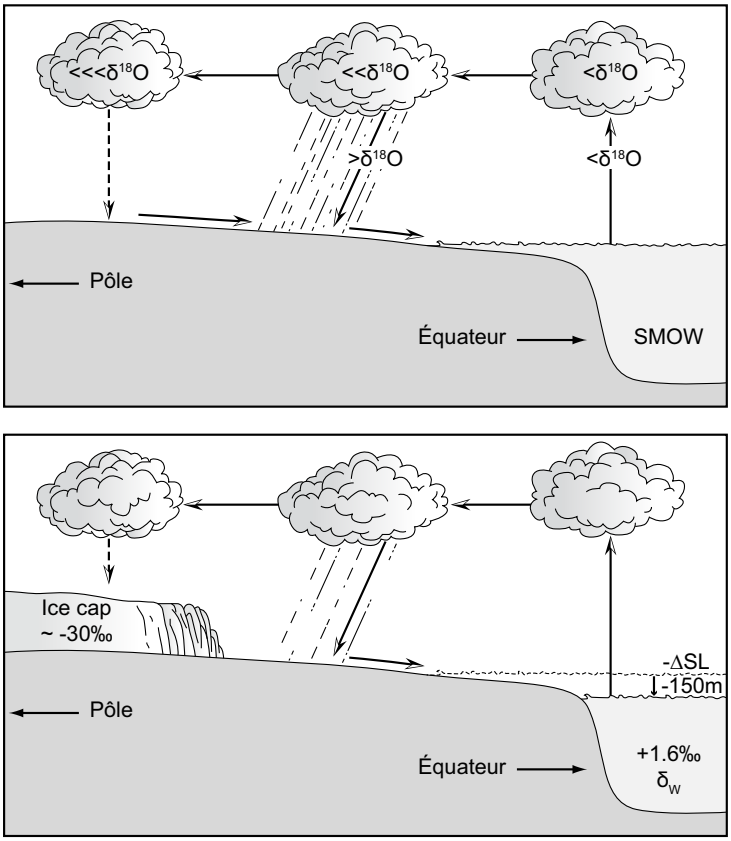


FIGURE 1.4 – *Cycle de l'eau et différences du ratio $^{18}O/^{16}O$ entre les compartiments (la base 0‰ est indiquée par le SMOW : Standard Mean Ocean Water). Haut : période chaude (sans glace) ; bas : période glaciaire.*

La détermination des changements paléo-climatiques sur la base des variations du ratio $^{18}O/^{16}O$ s'est elle-même déroulée en plusieurs étapes. D'abord, Emiliani (1955) s'est intéressé à la composition en oxygène des tests de foraminifères conservés dans les sédiments océaniques. Il y a détecté des oscillations (= stades) isotopiques pluri-millénaires, qui ont été associées à des changements de température des eaux de surface - SST (Sea Surface Temperature en anglais) - et de niveau des océans (Shackleton, 1967, 1987; Shackleton et Opdyke, 1973; Urey, 1947). Ces changements se sont révélés être synchrones des variations glaciaires continentales citées précédemment. La caractérisation numérique du

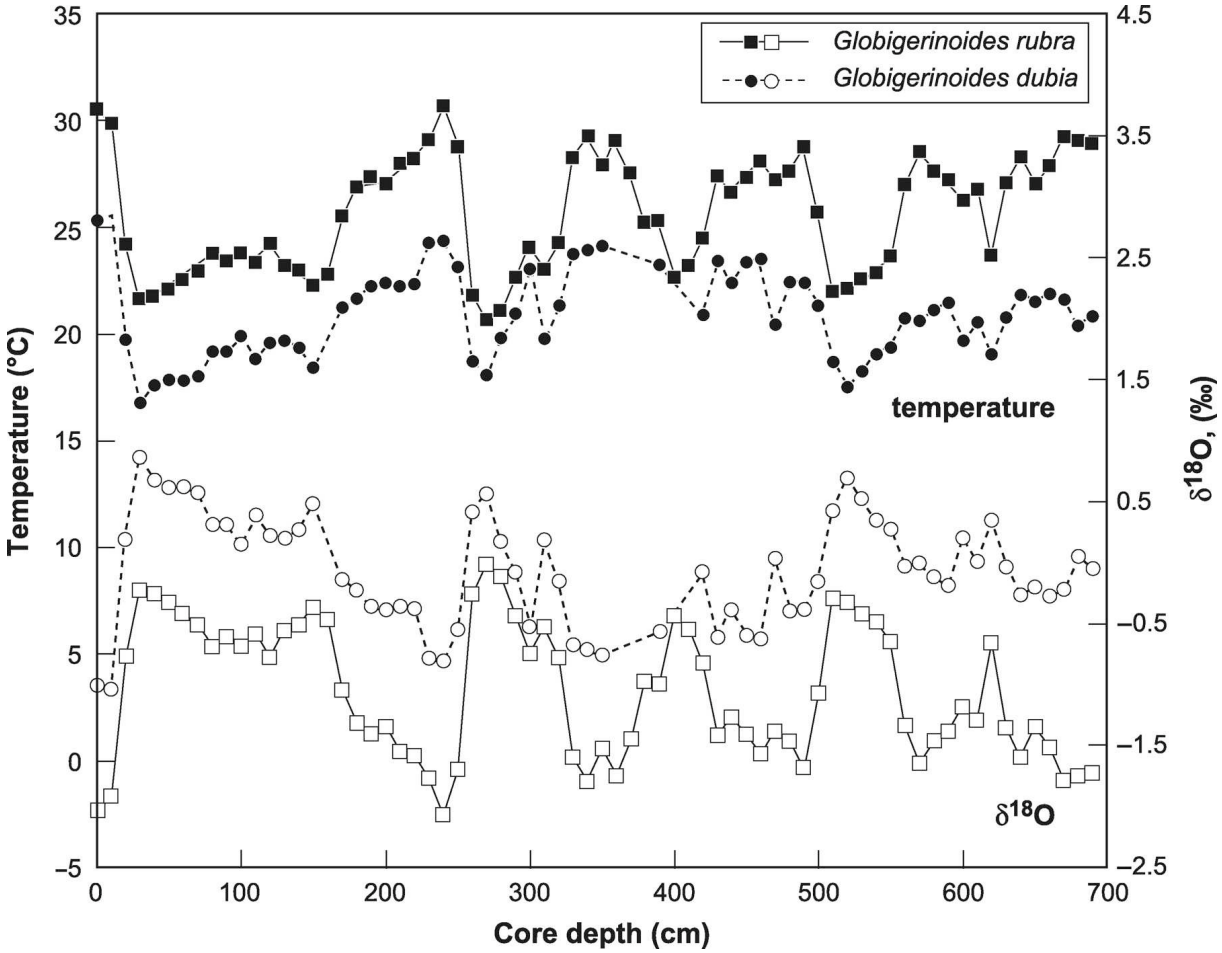


FIGURE 1.5 – *Oscillations isotopiques de l'oxygène des tests de foraminifères marins et quantifications des températures atmosphériques. D'après James et Austin (2008).*

lien entre le ratio $^{18}O/^{16}O$ et les températures a servi de base à différentes fonctions de transfert, permettant ainsi de reconstruire des profils quantifiés de l'évolution de la température atmosphérique (Billups et Schrag, 2002; Fricke et O'Neil, 1999) dont un exemple est présenté en Figure 1.5.

- **Depuis les années 1970**, les paléo-climatologues utilisant le ratio $^{18}O/^{16}O$ s'intéressent à d'autres types d'archives et à d'autres régions de chaque hémisphère (Antarctique, Arctique, Océan Atlantique Nord, Océan Pacifique, ...). Parmi ces archives, les calottes polaires ont été particulièrement étudiées. Le potentiel exceptionnel de ces formations glaciaires est lié au fait que durant leurs phases de croissance, de l'air à été piégé dans des micro-bulles. La glace a donc archivé avec une grande finesse et en continu les variations de la composition chimique de l'air, et ce sur des milliers d'années. Elle offre par ailleurs une multitude d'autres marqueurs, comme les gaz à effet de serre (*e.g.* CO_2, CH_4), des aérosols, et même des éléments traces d'origine cosmique (^{10}Be). A partir des variations

de ces différents éléments chimiques pris seuls ou en combinaison, il est possible de détecter, de reconstruire et de quantifier les changements climatiques passés mais aussi d'en déterminer les mécanismes et les causes (forçage interne et/ou cosmique).

Grâce aux nombreuses techniques, archives et marqueurs disponibles, de nombreux profils paléo-climatiques ont pu être établis, notamment pour le Quaternaire. Selon leur résolution et leur sensibilité, ils montrent des changements de basse et haute fréquences imbriquées. La détermination des facteurs de forçage de ces changements est aussi une part essentielle de la paléo-climatologie, puisqu'ils en régissent la périodicité, l'amplitude, les mécanismes et *a fortiori* les conséquences sur l'environnement.

1.2.1.2 ... au phasage pluri-millénaire ...

Le phasage climatique pluri-millénaire du Quaternaire est essentiellement basé sur l'alternance de périodes chaudes (tempérées) et froides décrites par :

- Les **"Glaciaires" et "Interglaciaires"** (Fig. 1.6 haut) : de 100 et 20 ka respectivement, ils ont été mis en évidence par les variations des gaz à effet de serre (CO_2 atmosphérique) piégés dans les glaces polaires (*e.g.* Petit *et al.* (1999); Watanabe *et al.* (2003)). Ces enregistrements glaciaires ont permis de confirmer les observations sur les moraines et les premiers résultats de Emiliani (1955).
- Les **Stades Isotopiques Marins – MISs (Marine Isotope Stage en anglais)** (Fig. 1.6 bas) : de périodicités pluri-millénaires plus petites que celle des "Glaciaires/Interglaciaires", ils ont été décrits à partir des enregistrements millénaires des variations isotopiques benthiques (Bruce Railsback *et al.*, 2015; Lisiecki et Raymo, 2005).

✠ *Un contrôle externe de la variabilité climatique pluri-millénaire par des paramètres astronomiques (essentiellement orbitaux intégrant les cycles de précession, d'inclinaison et d'excentricité) a été proposé, i.e. Théorie de Milankovitch (Milankovitch, 1938), ce qui a été largement démontré par e.g. Jouzel* et al. *(2007); Lisiecki et Raymo (2005). Un forçage interne a aussi été suggéré, évoquant principalement la tectonique des plaques et les dynamiques glaciaires globales. Ce dernier est d'ailleurs supporté par le fait que les MISs, résultant de variations de l'obliquité et de la précession (Konijnendijk* et al.*, 2015), montrent une concordance avec certains "Interglaciaires" (e.g. MISs 5 et 1 sur la Figure 1.6).*

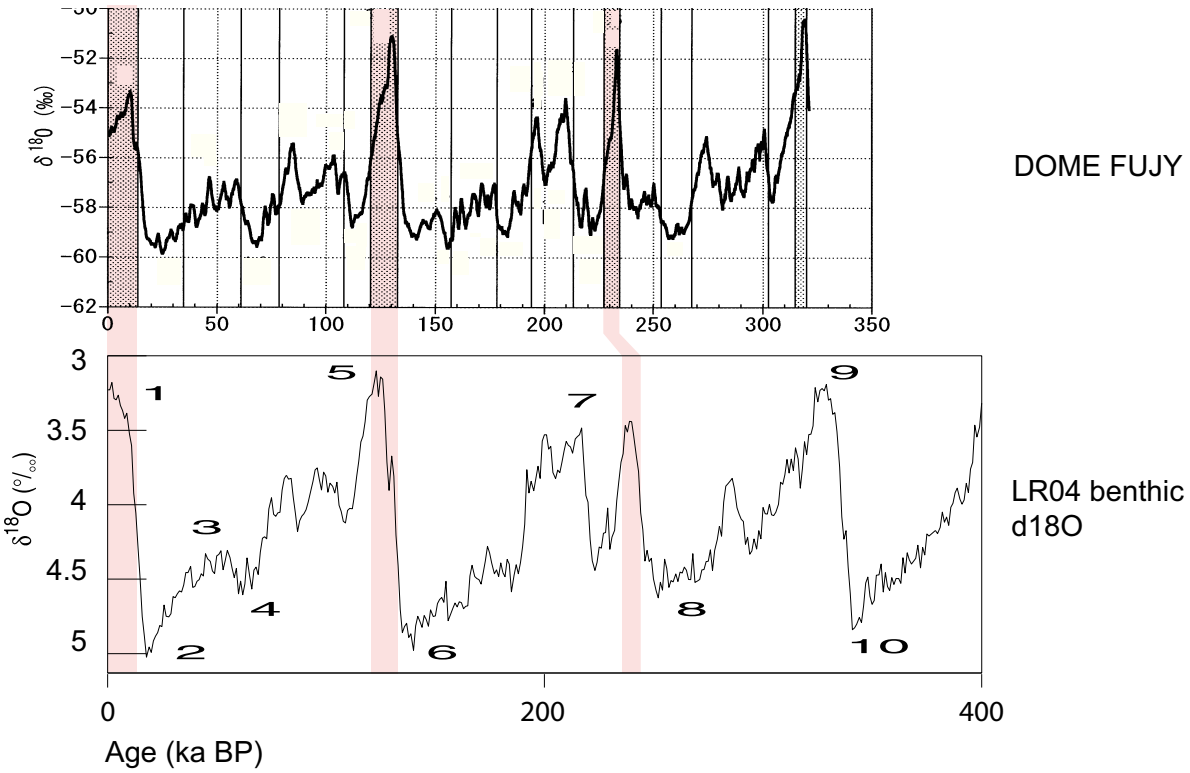


FIGURE 1.6 – *Comparaison des chronologies des phases pluri-millénaires depuis 400 ka. Haut : chronologie des "Glaciaires" et "Interglaciaires" (bandes rouge) issue des variations du $\delta^{18}O$ des glaces de l'Antarctique (Dôme Fujy). Bas : chronologie des Stades Isotopiques Marins - MISs - issue des variations du $\delta^{18}O$ des foraminifères. (Modifiés d'après Lisiecki et Raymo (2005); Watanabe* et al. *(2003)).*

Au cycles climatiques pluri-millénaires peuvent être ajoutés les **Evénements de Heinrich – HEs -** dont la périodicité est de 11 000 ans environ (Heinrich, 1988). Ces événements sont associés à des dépôts sédimentaires d'origine glaciaire - IRD (Ice-Rafted Debris en anglais), découverts dans les sédiments marins issus de forages en Atlantique Nord. Les IRDs résultent de décharges d'icebergs polaires massives et de durées variables (entre 250 et 750 ans ; Hemming, 2004). Les enregistrements sédimentaires des marges occidentale et orientale de l'Océan Atlantique montrent toutefois des variations d'IRDs (âges, intensité et composition géochimique), comme le montrent *e.g.* Peck *et al.* (2007); Scourse *et al.* (2009, 2000). Ces auteurs identifient des décharges d'icebergs différentes entre les calottes américaine (*i.e.* Laurentides) et européennes (*i.e.* Britannique et Fennoscandienne), et selon les HEs.

Les IRDs sont associés à des variations atmosphériques par un mécanisme indirect : la fonte des icebergs entraîne un apport très important d'eau douce et froide dans les océans au niveau des pôles (Alley et MacAyeal, 1994; Hulbe *et al.*, 2004). De la confrontation avec les eaux salées profondes résultent des modifications ou des arrêts plus ou moins temporaires de la circulation thermohaline - AMOC (Vellinga et Wood, 2002). Puisque l'AMOC exerce un contrôle sur les

climats de l'hémisphère Nord, notamment sur le transfert d'humidité et de chaleur des basses vers les hautes latitudes (Kageyama *et al.*, 2010), des phases de refroidissement et de sécheresse intenses ont pu se produire, annotées « stades de Heinrich - HS (Heinrich Stadial en anglais)». D'ailleurs, les HEs sont associés à une baisse importante de la SST (Auffret *et al.*, 2002; Pickarski *et al.*, 2015; Sánchez Goñi *et al.*, 2008; Zumaque *et al.*, 2012) et à des développements de *Neogloboquadrina pachyderma*, foraminifère vivant sous des conditions glaciaires (Eynaud *et al.*, 2009; Grousset *et al.*, 2001; Pérez-Folgado *et al.*, 2003).

✠ *Heinrich (1988) fait correspondre les HEs à des écarts d'insolation maximaux entre les étés et les hivers. Cette hypothèse d'un forçage externe est supportée par des périodicités pluri-millénaires (11 000 ± 1 000 ans) similaires entre les HEs et les cycles de précession. MacAyeal (1993) a aussi émis l'hypothèse que les calottes polaires et notamment les Laurentides, du fait d'une trop grande production de glace, aient pu s'effondrer sous leur propre poids avec une périodicité de 7 000 ans. Ce point ajoute donc une composante interne à l'origine de certains HEs et réduit l'estimation de leur périodicité. Bout-Roumazeilles* et al. *(2007) ou encore Naughton* et al. *(2009) ont aussi fait une analogie entre les changements climatiques associés aux HSs et des phases positives de l'Oscillation Nord-Atlantique – NAO. La NAO est définie par une modification binaire (i.e. d'une année sur l'autre) du rapport entre la pression atmosphérique à la zone polaire arctique et les zones tropicales (Hurrell* et al.*, 2001; Marshall* et al.*, 2001). Les conséquences climatiques d'une NAO positive sont une intensification et un déplacement de la trajectoire de phénomènes tempétueux vers les latitudes moyennes et hautes en Europe (Rodwell* et al.*, 1999), alors qu'une sécheresse importante sévit dans les régions plus au sud (Méditerranéennes).*

Bien que les enregistrements climatiques provenant des archives océaniques et des traceurs glaciaires continentaux présentés jusqu'à présent permettent de remonter sur plusieurs millions d'années (*e.g.* 5.3 millions d'années pour l'enregistrement présenté dans Lisiecki et Raymo (2005)), la résolution souvent pluri-millénaire de ces derniers ne permet pas de détecter les variabilités climatiques de fréquence sub-millénaire.

1.2.1.3 ... et aux changements haute fréquence : focus sur le dernier cycle climatique (130 000 ans).

La chronologie des changements climatiques moyenne et haute fréquences depuis 130 000 ans à l'échelle du globe est essentiellement décrite grâce aux forages des calottes polaires réali-

sés au sein des projets EPICA (European Project for Ice Coring in Antarctica ; Blunier et Brook, 2001; Ganopolski et Rahmstorf, 2001; Petit *et al.*, 1999; Siegenthaler *et al.*, 2005) pour l'hémisphère Sud, GISP (Greenland Ice Sheet Projects 1 et 2, Alley *et al.*, 1997; Grootes *et al.*, 1993), GRIP/NGRIP (North Greenland Ice Core Project ; Members, 2004; Walker *et al.*, 1999) et NEEM (North Greenland Eemian Ice Drilling, Rasmussen *et al.*, 2013) pour l'hémisphère Nord.

Des enregistrements continus de la variabilité climatique à haute résolution temporelle (1 - 20 ans) ont ainsi été reconstruits pour chaque hémisphère (*e.g.* Blunier et Brook, 2001; Grootes *et al.*, 1993; Rasmussen *et al.*, 2014; Svensson *et al.*, 2008). Des changements climatiques de durées très variables (pluri-millénaires à séculaires) ont été détectés, avec une concordance entre les deux pôles malgré l'opposition et/ou l'asynchronisation des oscillations (Blunier *et al.*, 1998). Ces informations reflètent une variabilité climatique moyenne et haute fréquences à l'échelle mondiale.

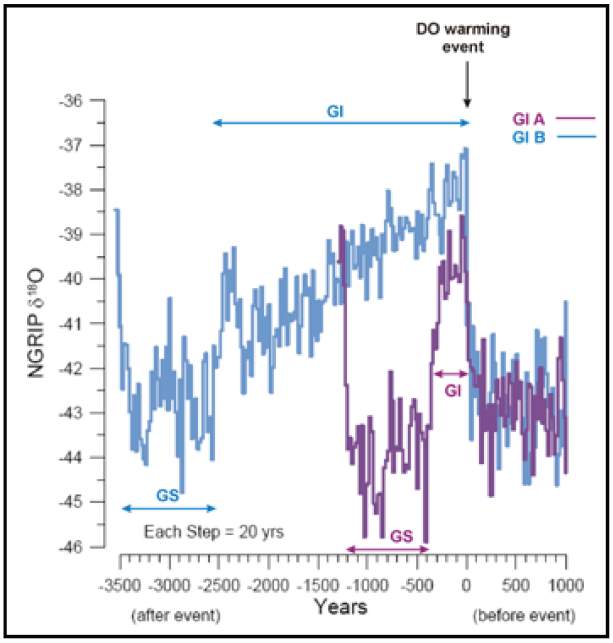


FIGURE 1.7 – *Structure de cycles de Dansgaard-Oeschger - D/O. D'après Sánchez Goñi et Harrison (2010).*

Les changements climatiques haute fréquence suivent des **cycles de "Dansgaard-Oeschger - D/O"** (Fig. 1.7), détectés par Dansgaard *et al.* (1993). De 1 500 à 4 500 ans, ces cycles sont définis par (1) un réchauffement initial brutal et de très forte amplitude (+ 8-16 °C ; Capron *et al.*, 2010), (2) un refroidissement progressif de plusieurs centaines voire milliers d'années, et (3) une chute terminale marquée des températures.

Dans la seconde moitié des années 1990, le groupe INTIMATE (INTegration of Ice-core, MArine and TErrestrial records, Lowe *et al.*, 2001; Walker *et al.*, 1999) a été créé afin d'harmoniser l'ensemble des données sur la variabilité paléo-climatique issues des différents enregistrements isotopiques provenant des calottes glaciaires polaires et continentales. Une nouvelle nomenclature standardisée des événements climatiques passés a été proposée (Lowe *et al.*, 2008), montrant notamment une facilité d'utilisation pour les études paléo-environnementales : les deux premières phases "chaudes" (1)(2) et la dernière phase "froide" (3) des cycles de D/O ont été renommés **"Greenland Interstadials"**

– GI - et **"Greenland Stadials" – GS** (Fig. 1.7). La nomenclature et la chronologie des GIs/GSs les plus récentes et les plus précises (résolution de 20 ans) sur le dernier cycle climatique sont disponibles dans Rasmussen *et al.* (2014).

En plus des données glaciaires, des changements climatiques haute fréquence ont aussi été détectés dans les sédiments océaniques. Grâce à l'investigation géochimique poussée des fonds marins, Bond et Lotti (1995) ont mis en évidence des IRDs supplémentaires à ceux des HEs, se produisant tous les 2 000 à 3 000 ans. Des regroupements de quatre à cinq IRDs définissent les **cycles de "Bond"**, qui sont bornés par des HEs. Les HEs/HSs et les cycles de Bond ont donc une périodicité similaire de 7 000 à 11 000 ans environ (Fig. 1.8), sauf durant l'Holocène pour lequel les cycles de Bond ont une périodicité de 1 470 $\pm$ 500 ans (Bond *et al.*, 1997).

Les IRDs supplémentaires auraient eu un impact croissant sur les climats, associant les cycles de Bond à de longs refroidissements de 7 000 à 11 000 ans, mais se produisant en une série d'épisodes froids d'intensité croissante et entrecoupés de réchauffements d'intensité décroissante (Fig. 1.8). Un HS clôture alors chaque cycle de Bond (Grousset *et al.*, 2001; Long et Stoy, 2013).

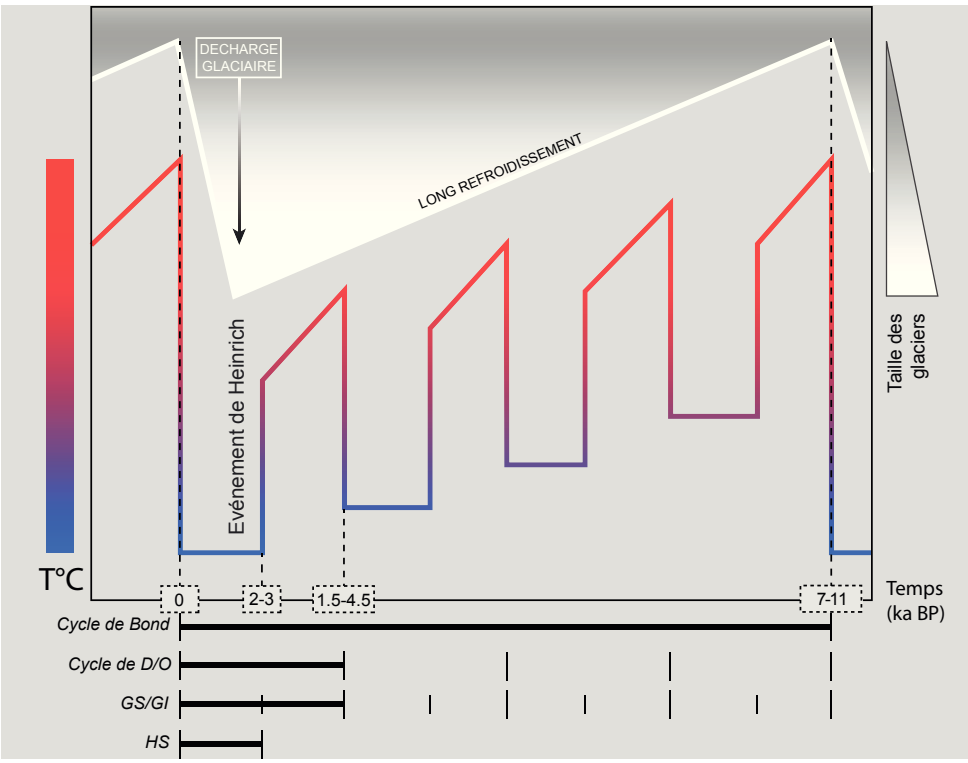


FIGURE 1.8 – *Représentation schématique d'un cycle de Bond, des cycles de Dansgaard-Oeschger - D/O, de la succession des interstades et stades du Groenland - GI/GS - et des Stades de Heinrich - HS. Modifié d'après Alley (1998).*

En comparant les différents enregistrements océaniques et glaciaires, des correspondances apparaissent entre les IRDs (Bond et Lotti, 1995; Heinrich, 1988) et les GSs (Rasmussen *et al.*, 2014), traduisant une concordance entre les cycles de Bond et des ensembles de quatre à cinq cycles de D/O - successions GI/GS (Fig. 1.8).

Malgré les similarités temporelles, les phases de refroidissement intense en réponse aux HEs (*i.e.* HSs) ne sont pas associées à des GSs de plus forte amplitude dans le NGRIP (Long et Stoy, 2013). Ces différences entre régions illustrent la complexité des mécanismes régissant ces variabilités climatiques moyenne et haute fréquences à l'échelle mondiale. Certes, ces dernières sont sous forçage global (mécanismes externes et/ou internes (calottes polaires et océans)), mais des facteurs locaux peuvent jouer sur la durée et l'amplitude de certains changements, et ce à une échelle spatiale circonscrite.

✠ *A la différence de la variabilité climatique pluri-millénaire, les périodicités élevées des GSs/GIs et des cycles de Bond ne correspondent pas à celles des cycles orbitaux décrits par Milankovitch (Milankovitch, 1938). Ces paramètres externes ne peuvent donc pas être a priori à l'origine de ces fluctuations climatiques haute fréquence. Le mécanisme majeur de la succession GSs/GIs fait intervenir des fluctuations du "système circulation océanique-calottes polaires", comme en témoignent les IRDs associés aux GSs. Mais les causes précises de ces fluctuations restent encore une énigme, bien que l'hypothèse d'une origine à la fois externe et interne soit la plus vraisemblable :*

- Les paramètres externes seraient en grande partie attribués à des variations de l'insolation (Raymo et Nisancioglu, 2003).

- Une influence interne serait exercée par le taux de CO_2 atmosphérique puisque ce dernier influence la circulation océanique (Alvarez-Solas et al.*, 2013). En effet le CO_2, par son contrôle sur la température atmosphérique (Siegenthaler* et al.*, 2005; Willeit* et al.*, 2015), agit indirectement sur le transfert d'eau dans les océans aux hautes latitudes et donc sur la création de masses glaciaires plus ou moins importantes. Concernant la dernière période glaciaire, Broecker* et al. *(2015); Zhang* et al. *(2015) ont mis en évidence des fluctuations du taux de CO_2 atmosphérique dont la fréquence est analogue à celle de la succession GS/GI. Le CO_2 aurait donc eu une influence sur l'intensité des GSs en favorisant les expansions glaciaires.*

Enfin, comme pour les HSs, on pourrait aussi supposer que des fluctuations de pression atmosphérique analogues à celles de la NAO aient pu caractériser les mécanismes de la succession GI/GS.

Dans l'absolu, il est donc important 1) de connaitre la position géographique de l'archive utilisée pour la reconstruction d'un profil paléo-climatique afin d'en définir la portée spatiale, et 2) d'identifier les facteurs de forçage locaux susceptibles d'influencer la variabilité climatique reconstruite.

Conclusion : précisions sur les événements et phases climatiques utilisés pour le Bergsee

Cette thèse est centrée sur la période de 50 à 9 ka cal. BP. En considérant l'ensemble des enregistrements et chronologies climatiques précédents, la fenêtre temporelle étudiée couvre :

- **La seconde moitié du dernier Glaciaire (nommée ici "dernière période glaciaire"), ainsi que le Tardiglaciaire et le début de l'Holocène**
- **Les MISs 3 à 1 ; Lisiecki et Raymo, 2005**
- **Les GIs/GSs 12 à 1 ; Rasmussen *et al.*, 2014**
- **Les HEs/HSs 4 à 1 ; Hemming, 2004; Sánchez Goñi et Harrison, 2010.**

1.2.2 Réponse de l'environnement en Europe depuis 50 000 ans

Le climat est un facteur d'influence majeur des dynamiques environnementales terrestres. Concernant les sols, beaucoup de mécanismes physico-chimiques sont en effet causés et/ou influencés par des paramètres climatiques, *e.g.* l'érosion en lien avec le ruissellement (et donc les précipitations) et les réactions d'oxydo-réduction catalysées par des températures élevées. Concernant les dynamiques fluviales et lacustres, ces mêmes paramètres climatiques de précipitations et de températures régissent les apports hydriques et les niveaux d'eau.

Par leur interaction, les dynamiques atmosphériques et sédimentaires/lacustres créent des conditions de vie spécifiques mais changeantes qui contribuent fortement aux compositions faunistique et floristique d'un lieu donné. De leur côté, les organismes ont une influence sur leur milieu, en modifiant par exemple la composition et la structure des sols (*e.g.* aération, compaction). Ces influences bidirectionnelles illustrent toute la complexité du couple climat-environnement. En comprendre les mécanismes et leurs variations passées est un des axes de recherche des études paléo-environnementales. Cela passe par la reconstruction des changements environnements en réponse à la variabilité climatique passée.

Dans cette thèse, nous étudierons spécifiquement la dynamique climato-environnementale de la dernière période glaciaire au sud-ouest de l'Allemagne, en portant une attention toute particulière à l'histoire de la végétation. Pour rester dans cet axe de recherche et dans le contexte spatio-temporel du projet CIRCE, cette partie présente, sous forme d'inventaire, les principaux résultats issus d'un ensemble d'études paléo-environnementales disponibles sur la période 50 – 9 ka cal. BP, en Europe et présentant un enregistrement pollinique. D'autres données sont utilisées, en majorité biotiques (chironomes, macrorestes) et parfois abiotiques (données sédimentaires). L'essentiel des informations relatives aux études citées est répertorié dans le Tableau A1.

La liste est ni exhaustive ni sélective, certaines séquences étant sujettes à de nouvelles acquisitions et/ou renouvellements de données (*e.g.* Les Echets ; Guiot *et al.*, 1989; Kylander *et al.*, 2011). Elle montre une grande diversité d'enregistrements, de types de séquence, de proxies, de chronologies (nombre et méthodes de datation) et de périodes étudiées.

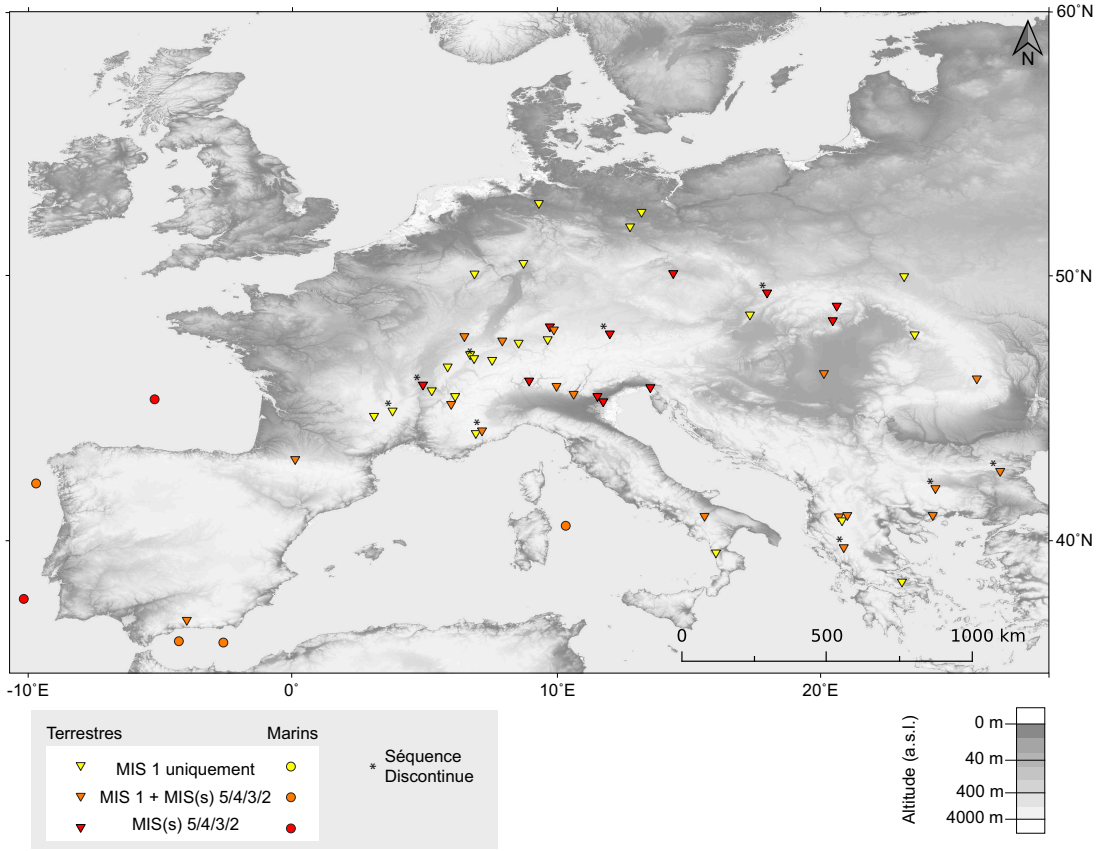


FIGURE 1.9 – *Localisation des séquences sédimentaires utilisées dans la thèse pour établir la synthèse des réponses des environnements à la variabilité climatique de 50 à 9 ka. Toutes les séquences couvrent totalement ou partiellement cette période. Les détails et références sont présentés dans le Tableau A1. Par commodité visuelle, le site de Jansvatnet (Birks* et al.*, 2012) en Norvège n'est pas représenté sur cette carte qui concentre une majorité de sites de moyenne et basse latitudes. De même, les sites supplémentaires inclus dans les synthèses ne sont pas représentés. Fond de carte d'après https ://dwtkns.com/srtm/.*

La Figure 1.9 met en évidence que la période intégrant le Tardiglaciaire/Holocène (*ca.* 14.7 – 9 ka cal. BP, *i.e.* MIS 1) est bien plus étudiée que la dernière période glaciaire (*ca.* 50 – 14.7 ka cal. BP, *i.e.* MIS 5 à 2), notamment sur le continent et vers les moyennes et hautes latitudes. Ce contraste s'explique principalement par i) l'abondance des archives disponibles après la déglaciation, ii) l'intérêt scientifique et patrimonial porté sur cette période de transitions climatiques et sociétales majeures précédent juste le Néolithique, et iii) la difficulté de trouver des archives terrestres disponibles sur la dernière période glaciaire. Sur ce dernier point, quand les séquences existent, les enregistrements produits sont souvent incomplets, avec des hiatus longs de centaines à plusieurs milliers d'années majoritairement dus à des sites englacés. Par conséquent, les enregistrements continus disponibles pour la dernière période glaciaire sont souvent issus de carottes marines (Fig. 1.9, *e.g.* Combourieu Nebout *et al.*, 2002; Naughton *et al.*, 2007; Sánchez Goñi *et al.*, 2000, 2008) ou de la compilation de plusieurs séquences fragmentaires terrestres dans des synthèses (*cf.* fin du Tableau A1). Dans ces derniers cas, le profil de variabilité paléo-environnementale a un caractère plutôt régional, *i.e.* à l'échelle d'une partie du continent (*e.g.* Europe de l'Ouest ; Moreno *et al.*, 2012, 2014, Europe du Nord ; Birks et Birks, 2014; Helmens, 2014, Europe Centrale et de l'Est, Feurdean *et al.*, 2014; Veski *et al.*, 2015).

Les différences temporelles et méthodologiques entre les études présentées ne cachent pas la conclusion générale qu'elles montrent toutes que des changements de végétation, de faune et de dynamiques sédimentaires ont eu lieu par le passé, et ce en réponse à la variabilité climatique décrite précédemment. L'accent ici sera surtout mis sur l'évolution de la végétation, en lien avec les principales reconstructions faites au Bergsee.

1.2.2.1 Les changements de végétation à partir des pollens

On peut définir l'histoire de la végétation en deux grandes périodes, en lien avec la résolution et la quantité des enregistrements disponibles.

Déglaciation : 14.7 - 9 ka cal. BP

Des changements de végétation très marqués sont décrits entre 14.7 et 9 ka cal. BP, en termes d'amplitudes (*i.e.* pourcentage de différence de composition taxonomique entre deux phases) et de durées. Cette fenêtre temporelle correspond à la déglaciation du Tardiglaciaire au début

de l'Holocène, et les études montrent bien que la végétation européenne a répondu au réchauffement important par une recolonisation forestière. Parfois, cette dynamique est légèrement et brièvement perturbée par quelques ralentissements en lien avec des micro-changements climatiques (*e.g.* GI-1b, GS-1, *ca.* 13.3, 12.9 - 11.7 ka cal. BP ; Rasmussen *et al.*, 2014).

Globalement, la période correspondant à l'Interstade Tardiglaciaire (*i.e.* GI-1, *ca.* 14.7 - 12.9 ka cal. BP ; Rasmussen *et al.*, 2014) a vu les paysages européens passer de milieux ouverts steppiques à des milieux fermés forestiers (*e.g.* Gandouin *et al.*, 2016; Magny *et al.*, 2006; Merkt et Müller, 1999). Indépendamment de la localisation (*i.e.* latitude), ce changement de végétation s'est fait par la succession écologique "steppe ⇒ végétation pionnière arbustive ⇒ forêt primaire à flore opportuniste ⇒ forêt secondaire à flore compétitrice", définissant le Bölling (14.7 - 14 ka cal. BP) de l'Alleröd (14 - 12.9 ka cal. BP). En revanche, les arbres retrouvés dans les assemblages polliniques indiquent que différents types de forêt se sont établis selon la latitude, la longitude et dans une moindre mesure l'altitude. Ainsi, en prenant en compte l'ensemble des enregistrements polliniques, il est possible de définir des zones biogéographiques forestières durant l'Interstade Tardiglaciaire. Du Sud au Nord, nous retrouvons :

- En région Méditerranéenne (latitudes < 45 °N) : une expansion de chênaies mixtes durant le Bölling/Alleröd (en association avec du pin (*Pinus sylvestris*) ; *e.g.* Brisset *et al.*, 2015 ou du sapin (*Abies*) ; *e.g.* de Beaulieu *et al.*, 2017; Lowe et Watson, 1993) après une brève apparition de *Juniperus* marquant le début du réchauffement du Bölling. Parfois la forêt se développant durant l'Alleröd se compose strictement de décidus, associant noisetier (*Corylus avellana/sp.*), tilleul (*Tilia*), orme (*Ulmus*) ou encore hêtre (*Fagus*) (Di Rita *et al.*, 2013, 2015; Lawson *et al.*, 2004) ;

- En Europe Centrale (latitudes entre 45 et 50-55 °N) : les assemblages polliniques (*e.g.* Björkman *et al.*, 2002; Bos, 2001; Eusterhues *et al.*, 2002; Litt et Stebich, 1999; Magny *et al.*, 2006; Magyari *et al.*, 2014; Merkt et Müller, 1999; Ponel *et al.*, 2016) révèlent une succession systématiquement composée i) d'un pic de *Juniperus* suivi d'une expansion d'une forêt tempérée composée principalement de *Betula pendula/alba* durant le Bölling, ii) d'une forêt mixte voire boréale durant l'Alleröd, avec un développement important de *Pinus* ;

- En région Scandinave (latitudes > 55 °N) : le réchauffement tardiglaciaire mène au développement d'une forêt boréale composée de *Betula* et de *Pinus* aux proportions relatives variables (*e.g.* Birks et Birks, 2014; Birks *et al.*, 2012; Helmens, 2014).

Cette différenciation de végétation forestière s'explique d'abord par des conditions climatiques propres à chacune des régions : les plus au sud et à l'est ont un climat sous influence méditerranéenne. Les taxons qui s'y développent ont des physiologies adaptées à une sécheresse marquée et sont généralement tolérants à une forte saisonnalité de températures. Pour les moyennes latitudes le climat est doux, et particulièrement pour l'Europe de l'Ouest, l'humidité apportée par l'Océan Atlantique est propice au développement de forêts tempérées caducifoliées. A proximité de la zone polaire, la température atmosphérique s'abaisse fortement et les sols gèlent (permafrost) pendant la saison végétative hivernale. Seuls les taxons les plus adaptés à de telles conditions, à savoir les plantes basses et sempervirentes, peuvent se développer. Une autre explication est liée aux distances et aux temps de migration entre les zones d'étude et les zones refuges pour des espèces tempérées (Finsinger *et al.*, 2006). Les régions de plaines et méditerranéennes sont susceptibles d'offrir plus de zones refuges que les régions alpines et scandinaves, ce qui engendrerait des temps de recolonisation forestière croissants selon des gradients d'altitude (bas-haut) et de latitude (Sud-Nord).

La dynamique de la végétation sur la période de 15 à 9 ka cal. BP montre aussi deux périodes plus steppiques (*i.e.* moins forestières) encadrant l'Interstade Tardiglaciaire (GI-1), et correspondant à des phases froides : les Dryas Ancien et Récent (*i.e.* GS-2.1a et GS-1, *ca.* 17.5 – 14.7 et 12.9 – 11.7 ka cal. BP, Rasmussen *et al.*, 2014) : les armoises (*Artemisia*) et les Chenopodiaceae dominent pendant le Dryas Ancien, tandis que le Dryas Récent est caractérisé par le genévrier (*Juniperus*, taxon arbustif pionnier). Contrairement aux développements forestiers, les assemblages polliniques semblent montrer des végétations pionnières et steppiques similaires entre les régions européennes pour ces périodes plus froides.

Dernière période glaciaire : 50 - 14.7 ka cal. BP

Les études polliniques sur cette période ont mis en évidence une végétation principalement steppique, composée de taxons xérophytes (*e.g. Artemisia*, Chenopodiaceae). Malgré la présence de nombreux hiatus, notamment pour les sites de haute latitude (*e.g.* site de Sokli en Finlande, *cf.* références dans Helmens (2014)), quelques phases de développement forestier plus ou moins bien marqué sont mises en évidence, une recolonisation d'arbres souvent associée à des augmentations des pourcentages de *Pinus*. La chronologie de ces phases supposées plus forestières souffre de faiblesses dans les enregistrements polliniques disponibles, en termes de résolution temporelle (peu de niveaux) et/ou de chronologie (peu de dates). Par ailleurs, pour

les études les plus anciennes (*e.g.* La Grande Pile ; de Beaulieu et Reille, 1992a), la chronologie INTIMATE n'était pas encore disponible. Ces chercheurs ont donc utilisé leur propre biostratigraphie présentée dans de Beaulieu et Reille (1992a), indiquant durant le MIS 3 (73.5 – 30 ka, Lisiecki et Raymo, 2005) une série de quatre périodes de développement forestier nommées « Goulotte », « Pile », « Charbon » et « Grand Bois Complex ». Ensuite, des comparaisons avec des séquences chrono-stratigraphiques régionales (*e.g.* interstades d'Hengelo (39 - 36 ka BP) et de Denekamp (32 - 28 ka BP) ; Behre et van der Plicht, 1992) ont mis en évidence des correspondances entre les phases de développement forestier et les interstades cités précédemment, ce qui a donné un cadre chronologique à la variabilité de la végétation durant le dernier cycle glaciaire dans les Vosges. Cependant, le caractère micro-régional des chrono-stratigraphies utilisées, à la fois pour La Grande Pile et pour d'autres séquences (*cf.* exemples et références dans Helmens (2014)), limite la comparaison entre des enregistrements de végétation de différentes régions.

Avec la chronologie INTIMATE, les phases steppiques sont associées aux GSs, les épisodes forestiers aux GIs (*e.g.* Feurdean *et al.*, 2014; Fletcher *et al.*, 2010). Ce travail d'attribution d'événements pourrait être fait pour tous les enregistrements européens. Ces observations confirment donc que les dynamiques végétales en Europe sont principalement sous contrôle de la variabilité climatique globale. Toutefois, tout comme pour l'Interstade Tardiglaciaire (GI-1), les GIs de la dernière période glaciaire sont associés à différents types de forêt en fonction de la latitude :

- En région méditerranéenne, des chênaies se développent (*Quercus* associé à *Corylus* et/ou *Pinus*, Müller *et al.*, 2011; Panagiotopoulos *et al.*, 2014; Tzedakis *et al.*, 2002). L'expansion quasi-systématique et concordante de ce type de végétation avec les GIs, même les plus courts, indique une adaptation très rapide des taxons méditerranéens aux changements climatiques. Elle serait due à des zones refuges nombreuses et peu éloignées (péninsules méditerranéennes, Balkans ; Cheddadi *et al.*, 2006; de Beaulieu *et al.*, 2017; Samartin *et al.*, 2016; Tonkov *et al.*, 2014). De plus, les arbres méditerranéens sont très tolérants à la sécheresse et peuvent donc reconquérir rapidement des terres peu fertiles si les conditions climatiques s'améliorent.

- Pour les moyennes latitudes, les enregistrements polliniques montrent des augmentations ponctuelles de proportions de quelques arbres, essentiellement *Betula* et *Pinus* (*e.g.* de Beaulieu et Reille, 1992a; Pini *et al.*, 2010; Sánchez Goñi *et al.*, 2008). Ces pics, même

faibles, attestent d'un développement forestier en réponse probable à une amélioration rapide mais temporaire des conditions climatiques en lien avec les GIs. Cependant, certains interstades très courts (*e.g.* GIs 4 et 3) semblent avoir des signatures forestières tellement faibles voire inexistantes qu'aucune correspondance n'est proposée (Müller *et al.*, 2003; Pickarski *et al.*, 2015; Sánchez Goñi *et al.*, 2009; Sümegi *et al.*, 2013). La cause la plus plausible rejoint celle annoncée pour expliquer le gradient latitudinal de la réponse de la végétation pour l'Interstade Tardiglaciaire (GI-1), à savoir une distance bien trop importance avec les zones refuges du sud de l'Europe. Dans le cas des GIs courts à faible signature végétale, il a été envisagé que les taxons forestiers (*e.g. Betula* et *Pinus*) n'auraient pas eu le temps de conquérir les régions situées au-delà de 45 °N avant le GS suivant (Fletcher *et al.*, 2010).

- Pour les hautes latitudes, les enregistrements polliniques documentant l'évolution de la végétation durant la période glaciaire (50 – 14.7 ka cal. BP) sont extrêmement rares et quand ils existent, sont très fragmentaires (*e.g.* références dans Helmens (2014)) ; en cause le recouvrement de ces régions par la calotte Fennoscandienne qui s'est développée à partir de 30 ka cal. BP (*i.e.* début du MIS 2 ; Lisiecki et Raymo, 2005). Les quelques séquences disponibles attestent cependant, entre chaque hiatus, du développement de landes steppiques avec la présence de quelques taxons d'arbustes et/ou d'arbres (*Betula nana*, *Pinus*), évoquant une toundra avec la possibilité de quelques individus arbustifs.

En conclusion, toutes les différences d'occurrence et d'amplitude des changements de végétation constatées durant la période glaciaire font ressortir des gradients de réponse des environnements terrestres européens aux oscillations climatiques nord-atlantiques (GI/GS), d'orientations Nord-Sud et Ouest-Est. Ces gradients ont été particulièrement évoqués et discutés dans différentes synthèses (*e.g.* Feurdean *et al.*, 2014; Fletcher *et al.*, 2010; Moreno *et al.*, 2014). La distance par rapport à l'Océan Atlantique et à la Méditerranée ainsi que l'éloignement des zones refuges sont les principales causes de l'existence de ces gradients.

Nous n'avons pas encore évoqué si une signature végétale en Europe existe pour les stades de Heinrich (HSs 4 à 1). Les études polliniques présentées dans cette partie reflètent essentiellement une variabilité de la végétation en réponse aux GSs/GIs, mais certaines montrent la pos-

sibilité que des développements steppiques plus marqués, notamment en Europe de l'Ouest, puissent être liés aux HSs (*e.g.* Fletcher et Sánchez Goñi, 2008; Kageyama *et al.*, 2005). Ces signatures semblent tout de même s'atténuer vers l'est et le sud de l'Europe.

1.2.2.2 Les autres proxies biotiques disponibles

Outre les données polliniques, le Tableau A1 montre que d'autres proxies biotiques sont utilisés, non seulement pour reconstruire l'évolution de la végétation mais aussi celle de la faune. Parmi eux, on retrouve :

- *Les proxies issus de la végétation locale à micro-régionale : charbons et macrorestes végétaux.* Ces proxies sont utilisés pour reconstruire les régimes de feu et la végétation à une échelle spatiale circonscrite autour d'un site d'étude. Ces proxies peuvent donc venir en appui des données polliniques dans la reconstruction de l'histoire de la végétation. Ces proxies sont aussi utiles pour définir les zones refuges de certains arbres, notamment pendant les phases très froides associées à la dernière expansion glaciaire et aux HSs (*e.g.* Jankovská et Pokorný, 2008; Monegato *et al.*, 2015).

- *Les proxies issus de la faune : chironomes et malacofaune (terrestre ou aquatique).* Leur étude repose sur le fait que chaque taxon s'établit préférentiellement quand les conditions environnementales locales lui sont optimales. La composition spécifique des communautés de ces organismes dans les séquences sédimentaires permet donc de reconstruire certains paramètres climatiques et/ou environnementaux passés. Les larves de chironomes sont sensibles aux changements des conditions lacustres qui sont elles-mêmes sensibles et régies par les conditions climatiques. Quant aux communautés de malacofaune, elles dépendent de paramètres climatiques (température, précipitations) et pédologiques (nature et structure), mais aussi de la topographie et de la végétation locale (Moine, 2014; Moine *et al.*, 2008). En ce sens, les chironomes sont un proxy indépendant de la végétation, alors que la malacofaune en est en partie dépendante. Les enregistrements de chironomes peuvent donc être mis en miroir des données polliniques dans une approche multi-proxy et pour en valider ou en questionner les reconstructions climatiques "secondaires" (*i.e.* après celles de la végétation). On peut ajouter ici que les diatomées, les foraminifères, les algues, les fossiles de méso et macrofaunes sont des proxies en partie disponibles sur la

dernière période glaciaire.

Les proxies biotiques permettent essentiellement de reconstruire l'évolution des communautés des organismes dont ils sont issus. Ils peuvent être aussi utilisés pour reconstruire, de manière qualitative ou semi-quantitative, certains paramètres climatiques et conditions physico-chimiques dont ces mêmes organismes dépendent (*cf. Proxies environnementaux et quantifications paléo-climatiques, 1.2.3*). Cependant, les proxies biotiques ne permettent pas de caractériser toute la complexité d'un biotope, en particulier les mécanismes sédimentaires dépendant uniquement du climat. Il est donc nécessaire d'intégrer aux études paléo-environnementales des données indépendantes des organismes et reflétant l'évolution des paramètres physico-chimiques des sédiments.

1.2.2.3 Les données sédimentaires

Elles reflètent le contexte pédologique, qui est à la fois dépendant de la roche mère (minéraux et donc nature d'un sol) mais aussi des conditions climato-environnementales. Dans le cadre d'études paléo-environnementales, certaines données sédimentaires sont intégrées à des approches multi-proxies de reconstruction de la végétation et/ou du climat (*cf.* Tableau A1). Dans cette thèse, nous utiliserons les données sédimentaires suivantes :

- *La composition chimique élémentaire*

  La spectro-fluorescence de rayon X – X-rf mesure directement la proportion de 24 éléments chimiques, ce qui permet d'établir un spectre de données élémentaires quantitatives. Les données X-rf permettent de distinguer un sédiment majoritairement constitué d'éléments détritiques (titane - Ti) d'un sédiment à composition plutôt organique (brome - Br). Certains éléments peuvent aussi permettre d'identifier des processus sédimentaires dépendant d'un ensemble de conditions environnementales et climatiques, comme les réactions d'oxydo-réduction (fer – Fe) ou le transport éolien (calcium – Ca) ;

- *La Susceptibilité Magnétique - SM (MS en anglais)*

  Cette entité estime la sensibilité d'un matériau à une excitation magnétique, c'est-à-dire sa faculté à s'aimanter. Cette propriété est en grande partie liée à la composition minéralogique du matériau ce qui, dans le cas d'un sédiment, est fonction de la concentration en éléments chimiques à fort pouvoir magnétique, *i.e.* éléments ferromagnétiques (*e.g.*

Fe, Si). Ainsi, la SM peut venir conforter certaines hypothèses faites sur les mécanismes régissant les changements de composition élémentaire des sédiments, comme l'érosion ;

- *Le taux de sédimentation ou d'accumulation - acc. rate (Accumulation Rate en anglais)*

  Cette donnée est estimée pour chaque centimètre de profondeur à partir du modèle âge-profondeur. Son évolution dépend donc de la méthode d'interpolation utilisée lors de la création de ce dernier : une interpolation linéaire donne des phases à taux d'accumulation constant entre chaque point daté, alors qu'une interpolation de type "spline" (utilisant des fonctions polynomes) fait constamment varier le taux d'accumulation. Le taux d'accumulation est dépendant de la quantité d'apports sédimentaires (autochtones et allochtones) mais dépend aussi de la forme du bassin lacustre (Bennett et Buck, 2016). Ces auteurs montrent que le taux d'accumulation peut servir à la construction de profils chrono-stratigraphiques mais qu'il est important d'avoir en parallèle des informations relatives sur la topographie locale pour relier ce paramètre aux mécanismes de la dynamique sédimentaire locale à micro-régionale (*e.g.* phénomènes érosifs, apports éoliens).

Au données sédimentaires peuvent être associés les traceurs morainiques. Ils fournissent des informations sur la dynamique de la géomorphologie des glaciers d'altitude. Ces dernières années, un certain nombre d'études a permis de reconstruire l'histoire des glaciers alpins durant la dernière période glaciaire, en ciblant leur évolution durant le Dernier Maximum Glaciaire - DMG (Last Glacial Maximum - LGM - en anglais) et la déglaciation (*e.g.* Fontana *et al.*, 2014; Monegato, 2012). Nous retiendrons surtout une expansion maximale des surfaces glaciaires, notamment dans les Alpes, durant le LGM (Ehlers et Gibbard, 2004; Florineth et Schlüchter, 2000).

Quelques résultats d'études sédimentaires et multi-proxies (sans les pollens) sur la dernière période glaciaire pour des sites proches du Bergsee (i.e. Europe de l'Ouest) :

1. La séquence sédimentaire des Echets (France) a permis de révéler que des changements de productivité des lacs (Wohlfarth *et al.*, 2008) et de composition élémentaire des sédiments (Kylander *et al.*, 2011) étaient liés à la succession GIs/GSs et aux HSs au cours des 40 000 dernières années. En détails, les augmentations des apports détritiques associées à des baisses de productivité lacustre sont synchrones avec les GSs. Ce phénomène est par ailleurs accentué pendant des périodes d'aridité intense associées aux HSs 4 à 2.

2. Moine *et al.* (2008) et Antoine *et al.* (2009) ont travaillé sur la lithologie et la malacofaune de séquences loessiques du nord et de l'est de la France mais aussi d'Allemagne. Ces auteurs ont mis en évidence une alternance de sédiments loessiques et de gley associés à de fortes et faibles abondances de malacofaune. La multiplication et une croissance de la diversité inter-spécifique des mollusques pouvant être interprétées comme une réponse à une augmentation des températures et de l'humidité, ces travaux ont démontré que la succession GI/GS était le facteur de forçage principal des variations observées (*i.e.* maxima d'abondance de malacofaune durant les GIs). Un lien a aussi été établi avec le ruissellement et l'érosion, des phénomènes d'échelles locales à micro-régionales. Ces conclusions montrent donc que les paléo-sols ont subi des modifications en réponse à la variabilité climatique de l'Atlantique Nord, mais qu'il est important de prendre l'influence potentielle de facteurs de forçage locaux, en l'occurrence le couvert végétal qui a joué un rôle sur le maintien ou l'exposition des sols aux phénomènes érosifs.

La reconstruction des paléo-environnements doit se faire préférentiellement par des approches multi-proxies, afin de valider les méthodes employées et de caractériser la dynamique de tout l'écosystème. Elles ont démontré leur efficacité pour les périodes d'après la période glaciaire, *i.e.* Tardiglaciaire et Holocène (*e.g.* Birks *et al.*, 2012; Gałka *et al.*, 2013; Hájková *et al.*, 2014; Lotter *et al.*, 2012; Magny *et al.*, 2006; Ponel *et al.*, 2016; Pędziszewska *et al.*, 2015), pour lesquelles les données sont abondantes. Sur la dernière période glaciaire, ces approches sont d'autant plus envisageables désormais que les archives et les proxies sont de plus en plus nombreux et diversifiés. Cette conclusion encourage une fois de plus, et dès que les données le permettent, l'approche multi-proxy pour les études paléo-environnementales sur la dernière période glaciaire, comme le proposent déjà Kołaczek *et al.* (2016); Lézine *et al.* (2010); Starnberger *et al.* (2013).

1.2.3 Proxies environnementaux et quantifications paléo-climatiques

Les études paléo-environnementales utilisent régulièrement les enregistrements isotopiques du Groenland (*i.e.* NGRIP, Rasmussen *et al.*, 2014) quand elles se réfèrent à la chronologie et la structure des changements climatique passés, ce qui pose deux problèmes majeurs :

1. Les archives climatiques issues de carottes glaciaires polaires ou océaniques ne rendent pas compte de toute la complexité des changements passés et des mécanismes qui les régissent à l'échelle mondiale. Des différences notables existent entre les enregistrements, notamment en ce qui concerne les HEs comme nous l'avons vu précédemment.

2. Le Groenland est géographiquement très éloigné de l'Europe dont on cherche à reconstruire les paléo-environnements et les paléo-climats à des échelles locale à continentale. Outre des décalages temporels, on doit s'attendre à des différences notables dans les signatures des changements climatiques entre ces deux régions ne subissant pas les mêmes effets de la dynamique océan-atmosphère.

Ces problèmes montrent donc la nécessité d'avoir à disposition plusieurs enregistrements paléoclimatiques autres que ceux issus des archives marines et polaires. Plusieurs types d'archive doivent être étudiés, de plusieurs régions et notamment continentales (en l'occurence en Europe).

Concernant les données sédimentaires, les archives terrestres fournissent tout un panel de marqueurs permettant de reconstruire les évolutions de l'hydrologie continentale, des différents cycles géochimiques (N, C, CO_2) ou encore glaciaires (continentales et polaires). Ces évolutions étant liées aux conditions climatiques locales à régionales, il est possible de les utiliser pour reconstruire des profils de variabilité climatique propre de chaque région étudiée. Par exemple, les spéléothèmes sont particulièrement utiles pour reconstruire la variabilité climatique moyenne et haute fréquences de la dernière période glaciaire, notamment les précipitations (*e.g.* Baldini *et al.*, 2015; Genty *et al.*, 2010; Luetscher *et al.*, 2015a; Spötl et Mangini, 2002). Les données glaciaires sont aussi exploitées dans cette optique (*e.g.* Florineth et Schlüchter, 2000).

Concernant les données biotiques, elles représentent un avantage de reconstruction de changements climatiques courts, puisque les organismes doivent s'adapter rapidement à des modifications de leurs conditions de vie intégrant des paramètres atmosphériques. Dès lors que l'enregistrement d'un proxy a démontré que la composante biotique associée (*i.e.* communauté d'organismes) a varié principalement sous forçage climatique, le même enregistrement peut servir de base à la reconstruction des conditions climatiques locales à micro-régionale. Plusieurs proxies peuvent être utilisés pour la dernière période glaciaire, provenant d'archives marines et terrestres : les chironomes (*e.g.* Becker *et al.*, 2006; Brooks et Langdon, 2014; Engels

et al., 2008; Millet *et al.*, 2012), les foraminifères (*e.g.* Kuhlmann *et al.*, 2015; Pérez-Folgado *et al.*, 2003, les mollusques (*e.g.* Hájková *et al.*, 2014; Juřičková *et al.*, 2014; Moine, 2014), les diatomées (*e.g.* Ampel *et al.*, 2008; Wilson *et al.*, 2008).

Tous ces proxies et données ont donc une double utilisation en paléo-écologie : la reconstruction des paléo-environnements d'une part et la reconstruction des paléo-climats d'autre part (*e.g.* Engels *et al.*, 2008; Gandouin *et al.*, 2007; Peyron *et al.*, 1998). Les profils paléo-climatiques reconstruits peuvent être comparés et confrontés à la chronologie INTIMATE des enregistrements isotopiques glaciaires et océaniques. Une concordance temporelle et de structure apparait généralement entre certains changements courts et la succession GI/GS. D'un côté, ces correspondances montrent une réponse rapide des environnements européens à la variabilité climatique enregistrée par le NGRIP. D'un autre côté, elles montrent la fiabilité des méthodes de reconstruction paléo-climatique à partir des proxies biotiques et abiotiques européens. Néanmoins, des différences d'amplitude, d'occurrence et des décalages temporels apparaissent pour certains événements climatiques, notamment ceux associés à des GIs et les HSs. Ces différences peuvent être dues à la différence de sensibilité des organismes aux variations climatiques : les proxies issus d'organismes dits "peu ou pas tolérants" reflèteront plus de variations climatiques et de plus grande amplitude que ceux issus d'organismes tolérants.

Dans cette thèse les pollens sont principalement étudiés. Les premiers travaux de reconstitution quantitative des paléo-climats en palynologie sont apparus dans les années 1970 (Sachs *et al.*, 1977; Webb et Bryson, 1972). Différentes méthodes ont été développées par la suite (Bartlein *et al.*, 1986; Guiot *et al.*, 1989; Prentice *et al.*, 1996). Concernant le dernier cycle climatique, les reconstitutions quantitatives polliniques des changements climatiques en Europe ont été initiées sur les séquences de la Grande Pile et des Echets (*e.g.* Guiot, 1990; Guiot *et al.*, 1993) et se sont multipliées à partir des années 2000 (*e.g.* Feurdean *et al.*, 2008, 2014; Ortu *et al.*, 2010, 2008; Peyron *et al.*, 2011). Les principales méthodes de quantification climatique sur données polliniques utilisées aujourd'hui sont exposées dans le Chapitre 2.

1.3 Problématiques et Objectifs

Cette section fait la liste des questions majeures auxquelles cette thèse répondra. Pour chacune d'entre elles, un exposé succinct des objectifs et de la méthodologie appliquée est fait ainsi qu'une mention des chapitres référents. Les questions et objectifs majeurs de la thèse sont donc :

- *Comment la végétation en Europe occidentale a-t-elle répondu à la variabilité climatique moyenne et haute fréquences enregistrée pour la région nord-atlantique sur les 50 000 dernières années ?*

Pour y répondre, des enregistrements polliniques seront construits à partir d'un travail minutieux d'analyses à haute résolution temporelle (séculaire). Ces enregistrements, issus des séquences sédimentaires du Bergsee (Forêt Noire, Allemagne) et de Lapsou (Massif Central, France) permettront de reconstruire l'histoire de la végétation depuis 50 000 ans et d'en faire ressortir les changements, sur une région de l'Europe occidentale couvrant globalement un transect du centre au nord-est de la France.
Cette question sera spécifiquement abordée dans les Chapitres 2, 3 et 5.

- *Comment le climat a-t-il évolué dans cette même région durant la dernière période glaciaire (50 – 14.7 ka cal. BP) ?*

Cette question fait appel à des méthodes spécifiques de quantifications climatiques. Elles seront ici réalisées sur les données de végétation préalablement établies et permettront d'estimer des valeurs de paramètres atmosphériques (températures, précipitations) préalablement sélectionnés sur la base du lien existant entre le développement d'un biome (ou de certains taxons en particulier) et les conditions climatiques locales. Il faut toutefois prendre en compte que de possibles biais liés aux jeux de données et/ou méthodologiques pourront engendrer des erreurs d'estimation (sur/sous-estimations). La reconstruction du climat passé sera donc semi-quantitative, ce qui ne contraindra pas une interprétation des fréquences et amplitudes des changements observés en matière de variabilité climatique.
Cette question sera spécifiquement abordée dans les Chapitres 2, 4 et 5.

- *Comment les enregistrements du Bergsee et de Lapsou se placent-ils par rapport aux enregistrements déjà disponibles ? Comment le Bergsee peut-il contribuer à une meilleure compréhension des changements de la dernière période glaciaire et des mécanismes qui les régissent ?*

Ces deux questions seront abordées grâce à un travail de comparaison entre les enregistrements du Bergsee et de Lapsou et les enregistrements polliniques et/ou climatiques disponibles en Europe pour la période étudiée (50 – 9 ka cal. BP). En premier lieu, les deux enregistrements seront comparés avec des profils continus d'évolution de la végétation et du climat issus de séquences sédimentaires localisées dans un cadre régional autour de la zone d'étude. Ce travail permettra de vérifier la vraisemblance des données présentées et donc des stratégies méthodologiques appliquées. Il permettra aussi de replacer les deux sites étudiés dans un cadre spatial, afin de faire apparaître des gradients latitudinaux, longitudinaux et/ou altitudinaux. La confrontation des données aura aussi pour objectif de pouvoir comparer la résolution temporelle de l'enregistrement du Bergsee avec celle d'autres enregistrements de référence, notamment ceux de la Grande Pile (Vosges, France), les Echets (Rhône, France) ou encore Monticchio (sud de l'Italie). Ainsi, pour la période glaciaire (50 – 14.7 ka cal. BP), la contribution du Bergsee dans la compréhension des variabilités du climat et de végétation (notamment la fréquence des changements) sera mise en avant et clairement exposée.
Ces dernières questions seront abordées tout au long du manuscrit, avec tout de même un intérêt particulier dans les Chapitres 3, 4 et 5.

Par la suite, les résumés des différents chapitres de la thèse sont présentés, afin d'avoir une vue d'ensemble de l'articulation du manuscrit. En outre, puisque trois des six chapitres sont rédigés en anglais, ce dernier exposé permet d'en proposer des résumés en français.

Chapitre 2 : méthodologie

Ce chapitre se présente sous la forme d'un « Matériel & Méthodes ».

- Le site du Bergsee est tout d'abord présenté dans son ensemble avec un exposé des caractéristiques physiques du lac ainsi que des hypothèses sur sa formation. Le contexte environnemental actuel est aussi présenté, incluant les conditions climatiques et la végétation du bassin versant. Ce premier point fait ressortir le potentiel exceptionnel du Bergsee pour la reconstruction de l'histoire climato-environnementale locale à micro-régionale depuis le dernier cycle glaciaire (120 000 ans).

- La stratégie analytique adoptée sur la séquence sédimentaire extraite du Bergsee est ensuite développée étape par étape. Les techniques de carottage et d'acquisition des don-

nées (sédimentaires, polliniques) sont exposées. L'accent est mis sur les particularités de l'enregistrement pollinique construit (échantillonnage en continu, technique de comptage non "traditionnelle", résolution séculaire). Dans un deuxième temps les méthodes de traitements numériques (modèle d'âge, transformation des données polliniques, diagrammes polliniques, ...) et d'analyses statistiques (méthodes de zonations et analyses multivariées) sont décrites. Dans un troisième et dernier temps, les différentes méthodes de quantification climatiques utilisant les données polliniques sont présentées.

Ce chapitre méthodologique justifie le choix d'étudier le Bergsee et d'adopter une stratégie spécifique pour permettre la reconstruction en continu et à haute résolution sur la période 50 - 9 ka cal. BP de :

- L'histoire de l'environnement, en se focalisant principalement sur la végétation ;
- L'histoire du climat, en se focalisant sur l'identification des facteurs de forçage.

L'objectif principal de la thèse est de reconstruire l'évolution climato-environnementale au sud de la Forêt Noire de la dernière période glaciaire jusqu'au début de l'Holocène, ce qui devrait pouvoir constituer un enregistrement de référence pour les études paléo-environnementales et archéologiques en Europe de l'Ouest sur cette période.

Chapitre 3 : réponse de la végétation à la variabilité climatique haute fréquence enregistrée pour l'Atlantique Nord

Ce chapitre correspond à l'article intitulé « **Vegetation response to abrupt climate changes in Western Europe from 45 to 14.7 ka cal BP : the Bergsee lacustrine record (Black Forest, Germany)** », publié en 2017 dans le volume 32 de Journal of Quaternary Science (pp 1008–1021).

Ce chapitre expose les travaux de thèse réalisés lors de la première année de doctorat et dont l'objectif était de reconstruire, sur un pas de temps séculaire, l'histoire de la végétation de la région du Bergsee durant la dernière période glaciaire de 50 à 14.7 ka cal. BP. Plusieurs particularités dans l'évolution de la végétation sont mises en avant : l'amplitude exceptionnelle et la brutalité des changements d'un côté, et de l'autre des analogies de succession végétale entre les changements détectés (notamment les épisodes de développement forestier). La discussion est orientée sur les mécanismes de réponse de la végétation (rapidité, signature floristique) à des facteurs de forçage plus ou moins complexes.

Dans les détails, l'histoire de la végétation est reconstruite en interprétant les données polliniques à haute résolution temporelle en termes de composition floristique et de structure de végétation. Bien que l'enregistrement pollinique utilisé dans ce chapitre soit discontinu, issu d'une première série de comptages effectués un échantillon sur deux, il a permis de présenter rapidement un premier profil de l'histoire de la végétation couvrant la période d'intérêt de 50 à 14.7 ka cal. BP à une résolution séculaire inédite. Des reconstructions de l'histoire de la végétation à l'échelle micro-régionale sur cette période et en Europe de l'Ouest sont disponibles, issues des enregistrements polliniques de *e.g.* La Grande Pile (Vosges) ou encore des Echets (vallée du Rhône). L'enregistrement pollinique du Bergsee, par son caractère continu, sa chronologie et sa précision temporelle séculaire, permet de mieux refléter la variabilité végétale par la détection de changements courts.

Ce chapitre fait apparaître que le couvert végétal s'est profondément transformé durant les 50 000 dernières années par l'alternance de types de végétation opposés (steppe *vs.* forêt boréale). Dans le but de tester si ces changements de végétation sont sous contrôle climatique global, une comparaison est faite entre l'enregistrement pollinique du Bergsee et le NGRIP. Cette comparaison révèle une concordance temporelle entre les changements rapides de végétation au Bergsee et les événements climatiques courts au Groenland (GIs/GSs). De plus, les phases à dominante steppique la plus prononcée coïncident avec les quatre stades de Heinrich (HSs 4 à 1), montrant une signature environnementale aux décharges glaciaires des calottes polaires associées au événements de Heinrich (HEs).

Chapitre 4 : reconstruction des changements paléo-climatiques à partir de l'enregistrement pollinique du Bergsee

Ce chapitre présente les résultats de la reconstruction de la variabilité climatique des derniers 50 000 ans à partir de l'enregistrement pollinique complet et continu du Bergsee. Ce chapitre fait l'objet d'un article intitulé « **Pollen-inferred quantification of the climate variability of the last 50 ka from the Bergsee record (Black Forest, Germany)** », accepté dans Quaternary Science Reviews, et actuellement en révision.

Le NGRIP est considéré comme l'enregistrement référence de la variabilité climatique des derniers 50 000 ans, mais ne reflète pas exactement ce qui a pu se passer en Europe. Il est donc nécessaire d'établir un enregistrement quantitatif de la variabilité climatique en Europe, ce que

propose ce quatrième chapitre.
Le chapitre précédent démontre que la végétation de la région du Bergsee a répondu à la variabilité climatique (enregistrée par le NGRIP) par des changements de composition floristique. De manière secondaire ce chapitre propose donc, en utilisant directement les données polliniques du Bergsee, une reconstruction semi-quantitative du climat depuis la dernière période glaciaire jusqu'au début de l'Holocène (50 - 9 ka cal. BP) à l'échelle de l'Europe de l'Ouest. Les résultats montrent une variabilité climatique haute fréquence pendant la dernière période glaciaire, avec une amplitude des changements particulièrement grande durant le MIS 3. Les oscillations climatiques rapides reconstruites sont les signatures européennes des GIs et des GSs. En outre, quatre phases de l'ordre du millénaire aux conditions climatiques particulièrement froides et arides coïncident avec les stades de Heinrich (HSs 4 à 1).

Une comparaison avec des reconstitutions climatiques sur des enregistrements polliniques et des archives marines européens est proposée. Outre le fait que les quantifications climatiques proposées au Bergsee sont validées par des similitudes de valeurs, la comparaison met en évidence des gradients Ouest-Est et Nord-Sud de l'amplitude des signatures européennes des changements climatiques. De plus, le caractère continu et la résolution séculaire de l'enregistrement climatique du Bergsee nous permet de proposer une chronologie fine des oscillations climatiques en Europe de l'Ouest durant la dernière période glaciaire, et de les caractériser précisément en termes de mécanismes et de facteurs de forçage.
Ce chapitre fait aussi la critique des méthodes de quantification climatique basées sur les données polliniques, montrant que la présence de quelques taxons, soit tenant une place très importante dans les communautés floristiques et/ou soit étant très sensibles aux changements climatiques, peuvent biaiser les quantifications climatiques en sur- ou sous-estimant certains changements. L'enregistrement climatique proposé contribue à la détermination de la variabilité climatique passée en Europe de l'Ouest, mais il est et doit être considéré comme un enregistrement semi-quantitatif.

Chapitre 5 : Environnement et climat au Tardiglaciaire (14.7 – 11.7 ka cal. BP) : étude multi-proxy à Lapsou (Massif Central, France)

Ce chapitre montre les reconstitutions croisées de la végétation et du climat au Tardiglaciaire dans le Massif Central, exposées sous forme d'un article intitulé « **High-frequency vegetation and climate variabilities of the Lateglacial derived from the Lapsou pollen record (Cantal,**

France) ». Cet article sera soumis à la revue BOREAS dans un numéro spécial en décembre 2018.

La finalité est de montrer la nécessité d'appliquer une approche multi-proxy dans la reconstruction des environnements et climats passés.

Dans le cadre de cette thèse principalement centrée sur l'étude du Bergsee, le Tardiglaciaire est abordé de manière marginale puisque la plus grande partie de la séquence correspond à la dernière période glaciaire. Cependant cette période de transition est le sujet de nombreux travaux de reconstruction du climat et des environnements passés, et est essentielle pour la compréhension du lien qui unit ces deux composantes. Par ailleurs la chronologie, les facteurs de forçage et les mécanismes des changements climatiques moyenne et haute fréquences tardiglaciaires à l'échelle de l'Europe de l'Ouest sont attestés grâce aux nombreux travaux de reconstruction quantitative des paléo-climats sur la base d'un ou de plusieurs proxies.
Ce chapitre est donc centré sur le Tardiglaciaire (14.7 – 11.7 ka cal. BP), une période étudiée en Master 2 sur la séquence sédimentaire de Lapsou (Cantal, Massif Central, France). Il présente un enregistrement pollinique à résolution séculaire qui permet, en utilisant des méthodes similaires à celles appliquées au Bergsee, d'établir des profils précis des variabilités de végétation et climatique au Tardiglaciaire dans le Massif Central. En miroir du profil de la végétation, un spectre d'assemblages de chironomes et des données de charbon sont présentés. Concernant la végétation, les pollens reflètent des changements de grande amplitude suivant globalement la biostratigraphie Dryas Ancien-Bölling-Alleröd-Dryas Récent-Préboréal. Le Dryas Récent apparait être caractérisé par deux phases. La première moitié montre peu de changements par rapport à l'Alleröd tandis que la seconde moitié est marquée par un brusque changement vers une végétation steppique. Concernant le climat, les pollens montrent des changements importants des températures et des précipitations aux transitions des phases biostratigraphiques. Un enregistrement climatique établi sur des assemblages chironomes d'un site proche corrobore l'estimation des températures estivales pour les périodes chaudes mais montre une tendance inverse et plus fiable pour les périodes froides, indiquant en outre une plus grande saisonnalité durant le Dryas Récent. De plus, sur cette dernière période, les chironomes corroborent la subdivision en une première phase similaire à l'Alleröd et une seconde phase bien plus froide. Les données de charbon apportent des informations sur certaines anomalies de végétation constatées (*e.g.* décalage entre les premiers arbres et le début du réchauffement tardiglaciaire) et sup-

porte les reconstructions climatiques proposées. Ces résultats valident l'utilisation d'une approche multi-proxy pour reconstruire le contexte climato-environnemental. Ce chapitre permet aussi de mettre en évidence des différences de signatures environnementales et climatiques à l'échelle régionale (Massif Central *vs.* Alpes), notamment sur l'amplitude des changements de végétation durant le Dryas Récent et de ceux en réponse aux oscillations climatiques rapides (*e.g.* oscillation de la Gerzensee).

Chapitre 6 : synthèse des données & discussion transversale

L'objectif premier de ce dernier chapitre est de montrer le potentiel d'analyses possibles sur la séquence sédimentaire du Bergsee et de montrer comment l'enregistrement pollinique établi peut contribuer à la reconstruction et à la compréhension de l'histoire climato-environnementale et de son lien avec l'évolution sociétale en Europe de l'Ouest durant la dernière période glaciaire de - 50 000 à - 14 700 ans.

La première partie fait la synthèse des points de discussion principaux des Chapitres 3 et 4 concernant l'histoire de la végétation durant la dernière période glaciaire et dérivée des données polliniques du Bergsee.
La seconde partie présente les types de données disponibles à l'heure actuelle sur la séquence du Bergsee, afin de les intégrer dans une étude multi-proxy. Ces données sont mises en miroir de l'enregistrement pollinique, afin de conforter et/ou de questionner certaines observations et interprétations polliniques qui pourraient s'apparenter à des anomalies. Cette partie montre le potentiel du Bergsee pour la reconstruction d'un contexte climato-environnemental micro-régional pour les derniers 50 000 ans.
Dans une troisième partie, la question de l'influence des changements environnementaux et climatiques sur la dynamique des sociétés préhistoriques est abordée, pour les derniers 50 000 ans et dans la vallée du Rhin. Cette région est particulièrement étudiée puisqu'elle constitue un corridor naturel qui a pu servir de voie de passage vers l'ouest lors de la colonisation de l'Europe par l'Homme moderne. La séquence du Bergsee ne peut à elle seule confirmer toutes les hypothèses sur l'histoire des sociétés depuis 50 000 ans, mais suggère que la brutalité et l'amplitude de changements environnementaux ont pu contribuer à l'occurrence de certains évènements sociétaux : la disparition rapide de Néandertal et le développement démographique, culturel et technique des sociétés Magdaléniennes avant le réchauffement tardiglaciaire.

Chapitre 2

Méthodologie

Hôtel du Bergsee. source : Fanny Duprat-Oualid 05/2017.

2.1 Le Bergsee, un site stratégique

2.1.1 Localisation et caractéristiques physiques

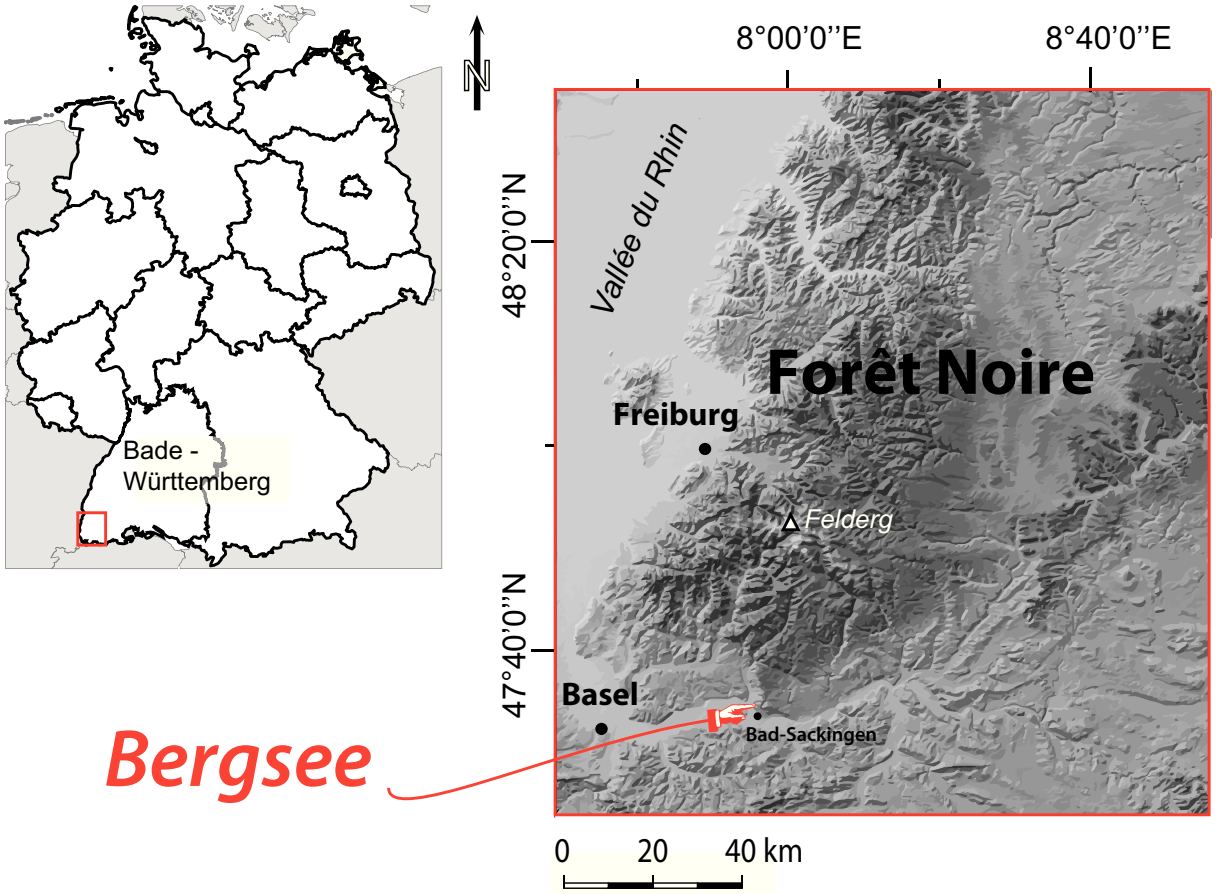


FIGURE 2.1 – *Le Bergsee mis dans son contexte géographique.*

Le Bergsee (de l'allemand « berg – montagne » et « see – lac ») est un lac situé à 47°34'20''N de latitude, 7°56'11''E de longitude et 382 m d'altitude. Il est localisé sur le piémont sud de la Forêt Noire (Fig. 2.1). Ce massif de moyenne montagne, d'une superficie d'environ 6 000 km^2, constitue le relief principal du Bade-Württemberg, province à l'extrême sud-ouest de l'Allemagne et frontalière de la Suisse au sud et de la France à l'ouest. Le Rhin sépare la Forêt Noire des Vosges à l'ouest (fossé rhénan) et du Jura au sud. Les plus hautes cimes se concentrent sur des crêtes dont l'altitude augmente progressivement vers le sud du massif. Le point culminant, le Feldberg, atteint 1 493 m. La roche mère de la zone d'étude est commune au socle géologique de l'ensemble du massif de la Forêt Noire, composée essentiellement de gneiss et de granites injectés de porphyre (Becker, 2003; Becker *et al.*, 2004). Ces roches se sont formées lors du cycle Varisque (ou hercynien), à l'origine des principaux massifs montagneux d'Europe Centrale, et datant entre - 400 à - 250 millions d'années (Littke *et al.*, 2000; Nicolas, 1972). La formation et

le relief de la Forêt Noire et des Vosges sont communs. Ces deux massifs sont nés de l'effondrement du fossé rhénan lors d'une période d'intense dislocation de l'Europe il y a 65 millions d'années. Les reliefs abrupts bordant la vallée du Rhin sont liés à la surélévation des bords du Rhin lors de cet événement.

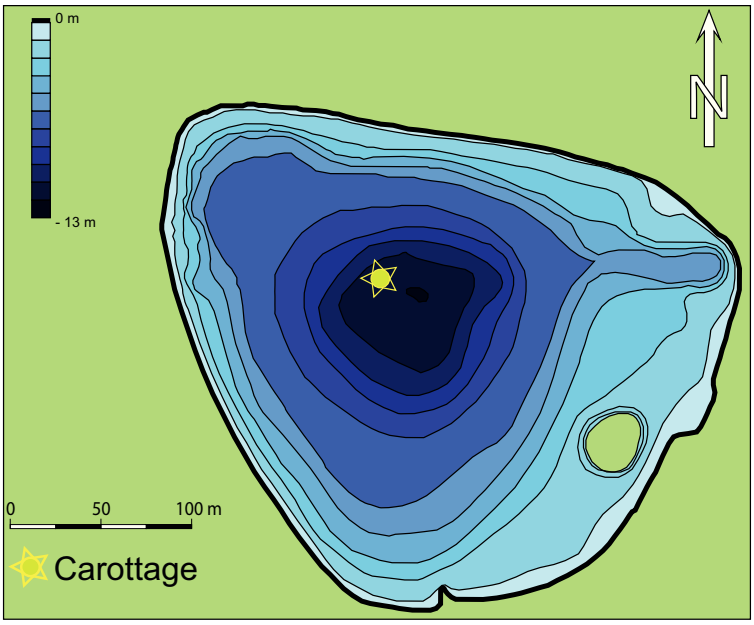


FIGURE 2.2 – *Bathymétrie du Bergsee et position du carottage réalisé en novembre 2013. Modifié d'après Becker* et al. *(2006).*

Le Bergsee est situé sur la commune de Bad-Sackingen qui jouxte le Rhin sur sa partie sud. Le Bergsee fait 335 m de long sur 250 m de large et a une profondeur maximale de 13 m (Fig. 2.2). Le bassin versant naturel est peu étendu (0.162 km^2), essentiellement composé de barres rocheuses verticales ou escarpées bordant directement le lac, et est recouvert d'une forêt bien développée (détails sur la flore en partie suivante) (Fig. 2.3).

FIGURE 2.3 – *Lac du Bergsee et sa végétation environnante. source : Fanny Duprat-Oualid (05/2017).*

Ce relief particulier ne confère aucun affluent naturel au Bergsee, qui n'est alimenté que par les eaux de ruissellement et l'humidité des sols. Le lac occupe une dépression dont la profondeur pourrait atteindre les 60 m. La présence d'un lac sans affluent direct mais caractérisé par un réservoir sédimentaire important s'apparente à une anomalie géologique. Sa formation est donc sujette à questionnements, mais l'hypothèse la plus vraisemblable est que le Bergsee serait un lac de verrou d'origine glaciaire (comme la plupart des lacs des massifs montagneux d'Europe, tels que les lacs d'Ayous (Pyrénées), Tremorgio (Alpes italiennes) ou encore du Lauvitel (Alpes françaises)).

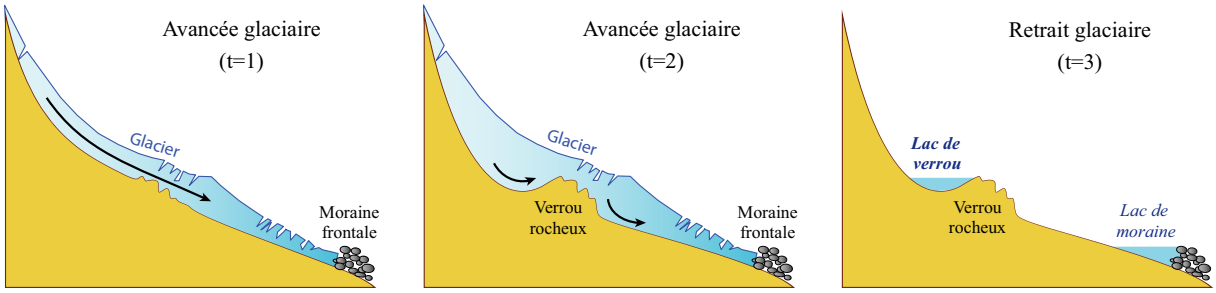


FIGURE 2.4 – *Schéma de la formation d'un lac de verrou après glaciation.*

La Figure 2.4 résume les principales étapes de formation d'un lac de verrou : une langue glaciaire érode d'abord les roches et charrie les débris, produisant une moraine frontale. Puis, lorsque la partie basale du glacier se confronte localement à un socle rocheux plus dur et résistant à l'abrasion, un surcreusement se produit en amont du « verrou », donnant naissance à des dépressions géologiques. Enfin, lors du retrait glaciaire suite à un réchauffement, l'eau comble les cavités, formant ainsi des lacs de verrou (ou de moraine). Supposant qu'il s'agisse d'un lac de verrou, l'âge des premiers dépôts lacustres du Bergsee à 60 m de profondeur environ se seraient déposés il y a 120 ka. Ceci suggère que la dépression géologique daterait de la glaciation du Riss entre - 325 et - 130 ka, quand le glacier du Rhin recouvrait la région (Becker et Angelstein, 2004; Campy, 1992).

Le Bergsee est actuellement à son niveau d'eau le plus haut, 6 mètres au-dessus de son niveau initial, résultat de transformations artificielles successives dont Becker *et al.* (2006) exposent la chronologie depuis l'époque sub-Atlantique : après un comblement long et naturel du bassin lacustre par des sédiments issus des terres alentour, un barrage et un canal ont été construits en 1802 (Becker *et al.*, 2006). Outre une augmentation progressive du niveau du lac (en 1837, 1880 et 1907 ; Müller, 1993), les aménagements se sont accompagnés de pollutions qui ont fait passer l'écosystème lacustre d'un milieu oligotrophe naturel à eutrophe. Afin de

contrebalancer ces dommages, un système d'oxygénation artificiel a été mis en place en 1987.

Les informations relatives à l'histoire du Bergsee indiquaient bien avant ce travail de thèse son fort potentiel pour une étude paléo-environnementale du dernier cycle climatique, jusqu'à l'interglaciaire de l'Eemien (126 – 110 ka BP, Shackleton *et al.*, 2003).

2.1.2 Contexte bioclimatique actuel

La Forêt Noire fait partie de la "région européenne centrale" (Bohn *et al.*, 2000), qui regroupe l'ensemble des plaines et un certain nombre de massifs de moyennes montagnes (*e.g.* Bavière, Vosges, Massif Central, nord des Apenins) localisés autour d'un axe central, les Alpes.

Le climat du massif est continental, avec des tendances subalpines pour les zones sommitales (> 1 200 m a.s.l.). L'effet de régulation des conditions atmosphériques exercé par l'Océan Atlantique y est considérablement réduit, du fait de la grande distance à ce dernier (supérieure à 800 km) et de la présence des Vosges qui stoppent une grande partie des vents provenant de l'ouest. Les données climatiques actuelles de la Forêt Noire et de la zone du Bergsee sont générées par New-LocClim v. 1.10 (Grieser, 2006). Ce logiciel permet de simuler des conditions climatiques en un lieu donné par la compilation de données météorologiques des stations les plus proches. Les paramètres climatiques présentés dans le Tableau 2.1 sont similaires à ceux reconstruits dans le Chapitre 4 : les températures annuelles - TANN (en °C) correspondent à une moyenne des températures mensuelles, les précipitations annuelles - PANN (en mm) correspondent à la hauteur d'eau tombée par précipitations sur une année, les températures du mois le plus froid et du mois le plus chaud - Tmin/Tmax (en °C), et les précipitations du mois le plus sec et du mois le plus humide - Pmin/Pmax (en mm).

D'après le Tableau 2.1, les estimations produites par New-LocClim indiquent un climat continental, avec une saisonnalité marquée pour les températures (écart de 17 $\pm$ 1 °C). Le climat de la Forêt Noire est cependant connu pour être clément, ce qui est ici relayée par une température annuelle avoisinant les 10 °C et des précipitations annuelles estimées autour de 900 mm. La Forêt Noire est aussi réputée pour connaitre des hivers longs et rigoureux sur les hauteurs, ce qui est clairement indiqué par les mesures extrêmes provenant de la station située au sommet du Feldberg (*i.e.* au-delà de 1 400 m d'altitude), avec PANN = 1 921 mm et Tmin = -3.8 °C. L'utilisation de ces dernières données pouvant évidemment engendrer des imprécisions importantes pour décrire quantitativement le climat local d'un site situé à basse ou moyenne altitude, la station du Feldberg ainsi que toutes celles qui semblaient trop éloignées (situées à

Station	Pays	Longitude (°E)	Latitude (°N)	Altitude (m)	T_{ann} (°C)	T_{min} en °C (mois de réf.)	T_{max} en °C (mois de réf.)	P_{ann} (mm)	P_{min} en mm (mois de réf.)
FELDBERG-SCHWARZWALD*	Allemagne	8	47,88	1493	3,1	-3,8 (jv)	10,5 (jl)	1921	124 (s)
FREIBURG	Allemagne	7,85	48	300	10,4	1,5 (jv)	19,5 (jl)	952	53 (f)
BREMGARTEN	Allemagne	7,61	47,9	217	9,8	0,8 (jv)	19 (jl)	667	37 (f)
BASEL-BINNINGEN	Suisse	7,58	47,55	316	9,4	-0,2 (jv)	18,6 (jl)	782	49 (jv, f, ms, dc)
ZURICH-KLOTEN	Suisse	8,53	47,48	432	9,1	-0,2 (jv)	18,2 (jl)	1120	68 (oc)
BALE-MULHOUSE	France	7,51	47,6	271	10,3	1,8 (dc)	19,1 (jl)	719	48 (oc)
DONAUESCHINGEN-VILLINGE*	Allemagne	8,51	47,96	677	6,6	-2,3 (jv)	15,6 (jl)	915	55 (s)
ZURICH-(TOWN-VILLE).	Suisse	8,56	47,38	569	8,4	-0,7 (jv)	17,6 (jl)	1170	69 (jv, oc)
KLIPPENECK*	Allemagne	8,75	48,1	975	6	-2,1 (jv)	14,5 (jl)	507	26 (f, oc)
KONSTANZ*	Allemagne	9,18	47,68	447	9,1	0 (jv)	18,5 (jl)	-	-
COLMAR	France	7,4	47,91	217	-	-	-	870	48 (dc)
Moyenne Forêt Noire	**Allemagne**	**-**	**-**	**-**	**8,2**	**1 (jv)**	**17,1 (jl)**	**973**	**59**
BELFORT	France	6,86	47,63	423	9,4	0,1 (jv)	19 (jl)	1038	69 (av)
PAYERNE	Suisse	6,95	46,81	491	10,4	1,5 (jv)	19,5 (jl)	-	-
NEUCHATEL	Suisse	6,95	47	487	-	-	-	951	58 (av)
LUZERN	Suisse	8,3	47,1	498	-	-	-	1156	57 (oc)
Bergsee	**Allemagne**	**7,94**	**47,57**	**382**	**9,4**	**0,5 (jv)**	18,5 (jl)	**893**	**55 (oc)**

TABLE 2.1 – *Climats actuels en Forêt Noire (micro-régional) et au Bergsee (local) par New-LocClim. Les quatre stations trop éloignées (distance, altitude) du Bergsee sont annotées d'un astérisque et ont donc été remplacées par les quatre stations indiquées spécifiquement pour ce dernier. Les "-" indiquent un manque de données disponibles pour les stations associées. Notes : jv = janvier, f = février, ms = mars, av = avril, jl = juillet, s = septembre, oc = octobre, dc = décembre. Explication des accronymes dans le texte.*

plus de 80 km de distance) ont été exclues des estimations climatiques actuelles de la zone du Bergsee. Cependant, le Tableau 2.1 semble montrer des valeurs sensiblement proches entre la région restreinte au Bergsee et l'ensemble de la Forêt Noire, suggérant une certaine homogénéité des régimes climatiques sur l'ensemble du massif, avec l'altitude pour facteur d'influence principal.

Le relief de la Forêt Noire est profondément faillé et escarpé, conséquence de sa formation brutale par exogenèse. Le massif est donc entaillé de nombreuses vallées courtes et encaissées où la lumière pénètre difficilement. En dehors de la foresterie, les activités humaines et les habitats sont circonscrits aux zones les plus faciles d'accès, *i.e.* les plaines et plateaux. Ces indications supportent le développement naturel et important d'une forêt mixte, qui recouvre aujourd'hui plus de 70 % de la surface totale du massif (*http ://www.unesco.org* 03/05/2018), et dont l'apparence "noire" en est d'ailleurs l'éponyme. La végétation naturelle est essentiellement composée d'arbres caduques, comme la pluplart des massifs de moyenne altitude en Europe, mais comprend aussi une part très importante de conifères. On y retrouve notamment des sapins (*Abies alba*, *Abies nordmanniana*) et des épicéas (*Picea abies*, *Picea omorika*) (Bohn *et al.*, 2000; Ludemann, 1994, 2010).

Bien qu'étant situé sur un domaine communal, le Bergsee reste cependant en retrait des habitations et à proximité directe d'un espace naturel forestier. Cette configuration le préserve

encore des activités et des tranformations urbaines qui pourraient perturber la dynamique lacustre, notamment par des remaniements et des pollutions sédimentaires.

2.2 La carotte sédimentaire du Bergsee

2.2.1 Carottage

Le carottage des lacs est une méthode de prélèvement vertical qui présente l'avantage majeur d'éviter des remaniements de matériel sédimentaire. Dans le cas de sites non ou faiblement perturbés, avec un sédiment peu fluent et/ou non rocailleux, le carottage permet d'obtenir des séquences continues et homogènes (absence de fissure ou encore de pollution par du matériel actuel).

Le carottage du Bergsee a été réalisé conjointement entre le Laboratoire Chrono-Environnement de Besançon et le laboratoire Environnements Dynamiques et TErritoires de Montagne - EDYTEM - de Chambéry. L'équipement a été fourni par le Centre de Carottage et de Forage National - C2FN (*http ://c2fn.dt.insu.cnrs.fr*) et le projet Carottage paléoclimatique : Haute Résolution et Innovations - CLIMCOR (*http ://climcor-equipex.dt.insu.cnrs*). Parmi les équipements de prélèvements sédimentaires disponibles, le carottier UWITEC à gravité a été choisi. Outre une barge légère et une facilité de mise en place et de manipulation, ce type de carrotier fonctionne avec un piston hydraulique qui entraine la fermeture du système de prélèvement en profondeur, assurant ainsi une bonne préservation du sédiment lors de sa remontée. Ce système à piston est par ailleurs particulièrement adapté aux sédiments pauvres en eau, ce qui est le cas du Bergsee. Le carottage s'effectue par prélèvements successifs de sections de 2 m de long. Pour le Bergsee, deux diamètres ont été utilisés : 9 cm pour les sédiments les moins profonds, 6.3 cm pour les sections les plus profondes avec un sédiment très compacté.

Le carottage a eu lieu avant le début de la thèse, en novembre 2013. Il a consisté en l'extraction, l'une à côté de l'autre, de deux carottes jumelles dont les sections sont décalées d'un mètre. Le schéma en Figure 2.5 présente la configuration générale du carottage et l'organisation des sections des carottes jumelles nommées BER-13-01 et BER-13-02. La carotte BER-13-01 a une longueur totale de 28 m et est constituée de 14 sections (A à N). Les sections A à L ont un diamètre de 9 cm, les sections M et N ont un diamètre de 6.3 cm. La carotte BER-13-02 a une longueur totale de 24 m et est constituée de 12 sections de 9 cm de diamètre (A à L). Cette stratégie de prélèvement en deux jumeaux permet de surmonter les problèmes liés à la technique

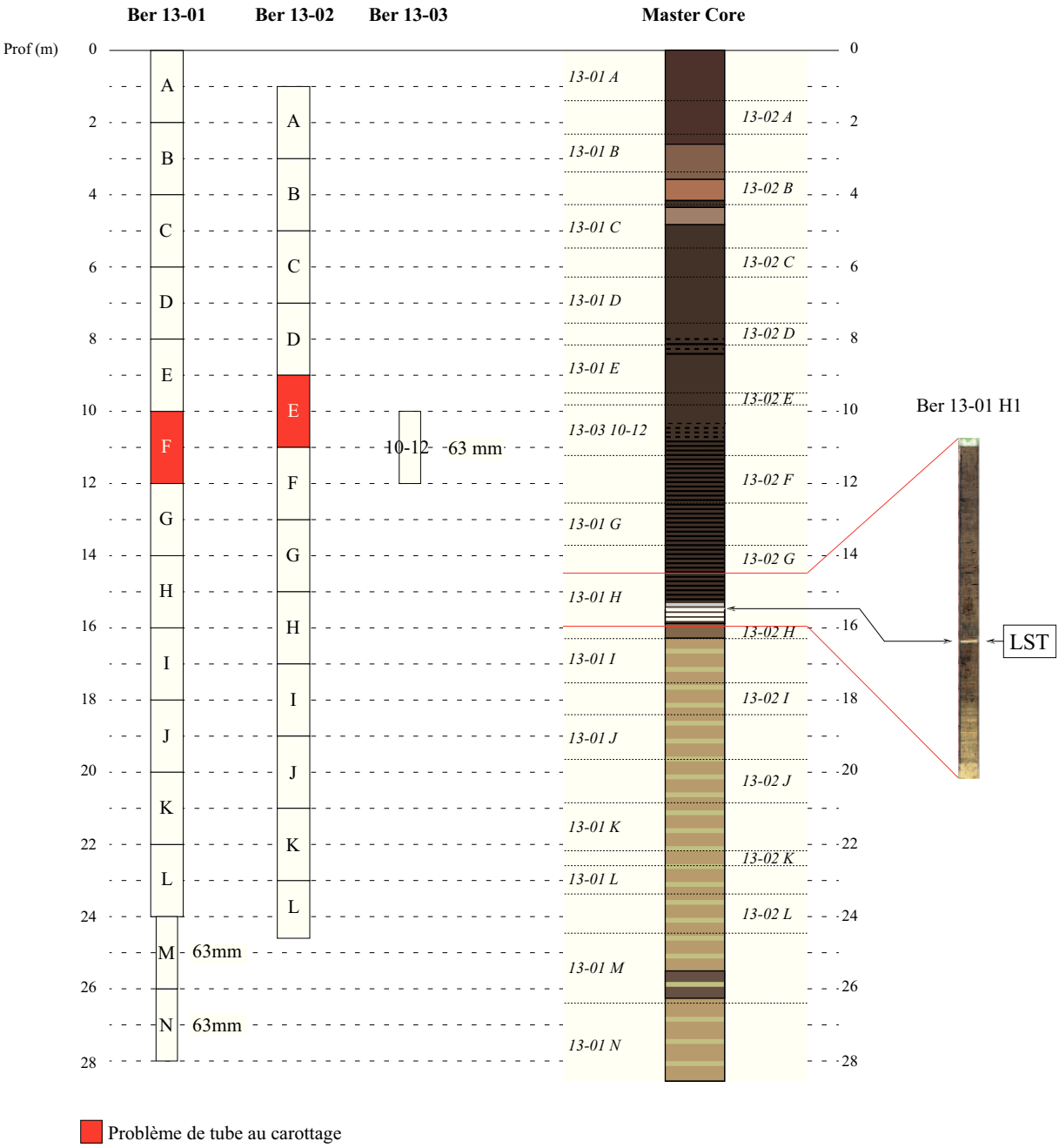


FIGURE 2.5 – *Représentations schématiques du carottage du Bergsee (2013) et de la stratigraphie (explication des dessins en figure suivante) de la séquence composite finale. La section BER 13-01 H1 est ajoutée, le téphra du Laasher See - LST - indiqué.*

de carottage, à savoir la perte ou le prélèvement double (*i.e.* doublon) de matériel sédimentaire. Ce problème peut facilement se produire à chaque extrémité de section, mais aussi en milieu de section (*e.g.* une couche fine et nette remarquable à sa couleur gris-blanc est uniquement présente sur la section H du jumeau BER-13-01, Fig. 2.5). Un problème technique est survenu lors de l'extraction des sections BER-13-01/F et BER-13-02/E, par l'éclatement du tube PVC du carottier. Pour pallier à ce problème, une troisième carotte composée d'une seule section de 6.3 cm de diamètre (BER-13-03/10-12) a été prélevée entre 10 et 12 m de profondeur.

2.2.2 Construction de la Master Core

Les carottes ont d'abord été ouvertes afin d'obtenir des demi-cylindres, nommés par exemple A1 et A2 pour la section A, permettant d'appliquer un travail d'imagerie (avec le Sédilog) et des mesures de la SM via le GEOTEK Multi Sensor Core Logger systems - MSCL (Laboratoire Chrono-Environnement, Besançon). Une série de 24 éléments géochimiques, d'origines détritique (Al, Si, Ti,...) et organique (Br, Pb...), ont été mesurés par X-rf au Laboratoire EDYTEM (Chambéry). Toutes ces analyses géochimiques ont été réalisées continuellement avec un pas de 0.5 cm.

Les mesures de SM ont dévoilé un certain nombre d'artefacts (*i.e.* pics de trop grande amplitude et trop courts), liés à la présence de fissures de dessiccation. Ces artefacts sont particulièrement retrouvés aux extrémités de sections, générant un bruit important. Cette dernière observation justifie le prélèvement de carottes jumelles pour éliminer ce biais.

La Master Core, qui correspond à une séquence sédimentaire unique et continue, a été construite par la compilation des jumeaux BER-13-01 et BER-13-02 sur la base des mesures de SM sur chacun d'eux. Le détail de la méthode de recoupement jumeaux est illustré par la Figure 2.6 : la courbe de susceptibilité magnétique d'une section donnée d'une carotte a été comparée à celle de sa jumelle (*i.e.* section BER-13-01/B et BER-13-02/B). Les sections ont été corrélées sur une base visuelle de correspondance entre pics, après identification et suppression des doublons. La Master Core (Fig. 2.7) a une longueur finale de 28.5 m, et sa construction aura finalement nécessité l'utilisation de la quasi-totalité des sections disponibles sur les deux jumeaux.

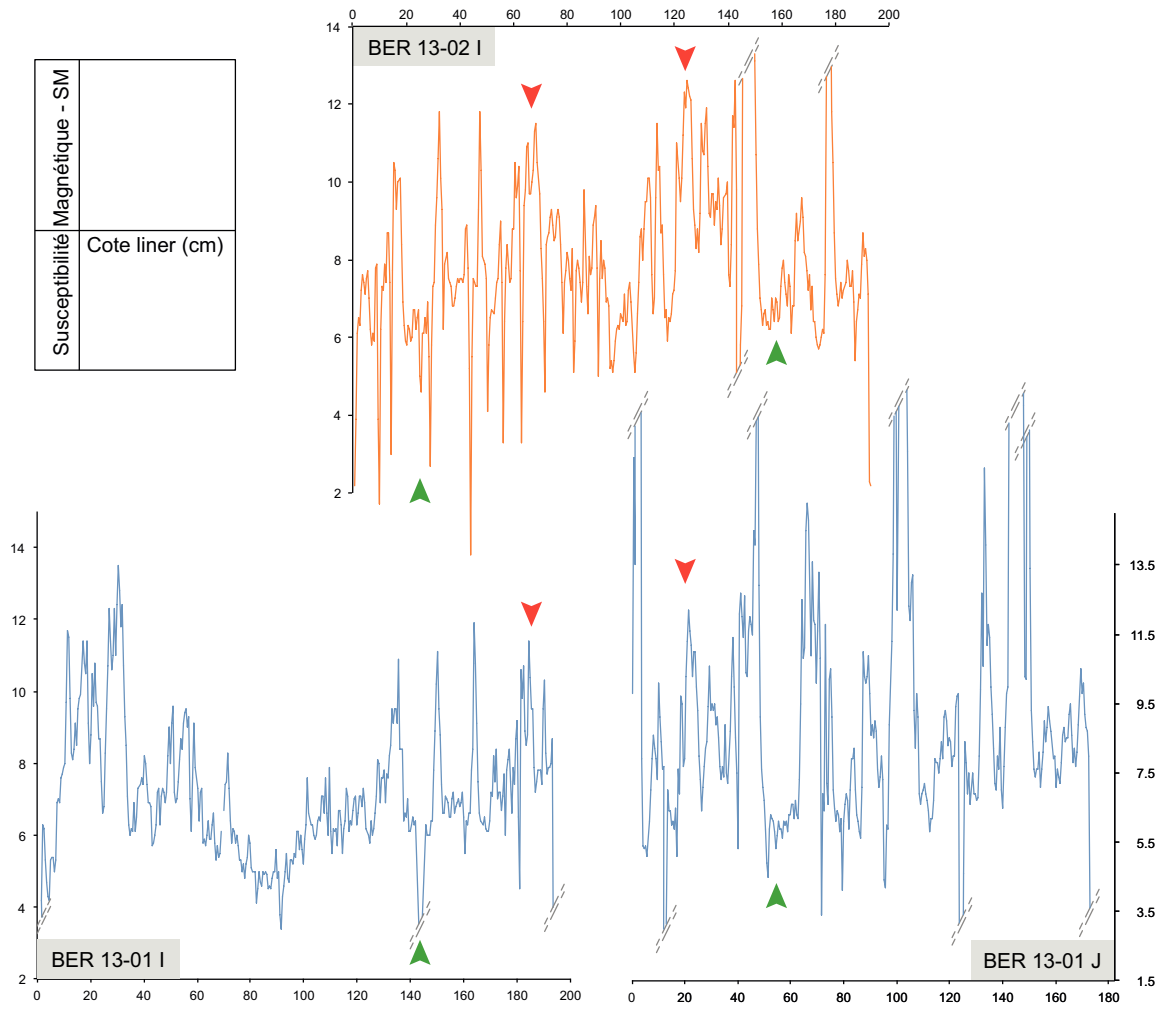


FIGURE 2.6 – *Méthode de corrélation de sections entre les jumeaux BER 13-01 et 13-02 sur la base d'analogie de pics de susceptibilité magnétique - SM : exemple des sections I et J.*

2.2.3 Chronologie

La chronologie de la Master Core du Bergsee est basée sur une série de datations radiocarbones (Tableau 2.2), estimées sur des macro-restes végétaux (majoritairement des morceaux de bois) et un charbon. Le matériel daté a été récolté à distance de la gaine PVC, limitant ainsi le risque d'intégrer des éléments étrangers ou plus jeunes (mobilisation possible lors du carottage). Dans le cas du Bergsee cependant, les macro-restes sont rares et nous avons choisis de dater des macro-restes trouvés hors Master Core et en limite de la gaine PVC (*i.e.* dates n° 10, 13 et 14 ; Tableau 2.2). Les datations ont été réalisées par Spectrométrie de Masse par Accéleration - AMS - au Poznan Radiocarbon Laboratory (Pologne). Les âges estimés ont été ensuite calibrés sous Calib version 7.02 (Stuiver *et al.*, 2014), en se référant à la courbe de calibration IntCal13 (Reimer *et al.*, 2013). Les âges sont exprimés en ka cal. BP (soit en milliers d'années calibrées « Before Present » (avant 1950)), avec un intervalle de confiance à 95 % (2σ).

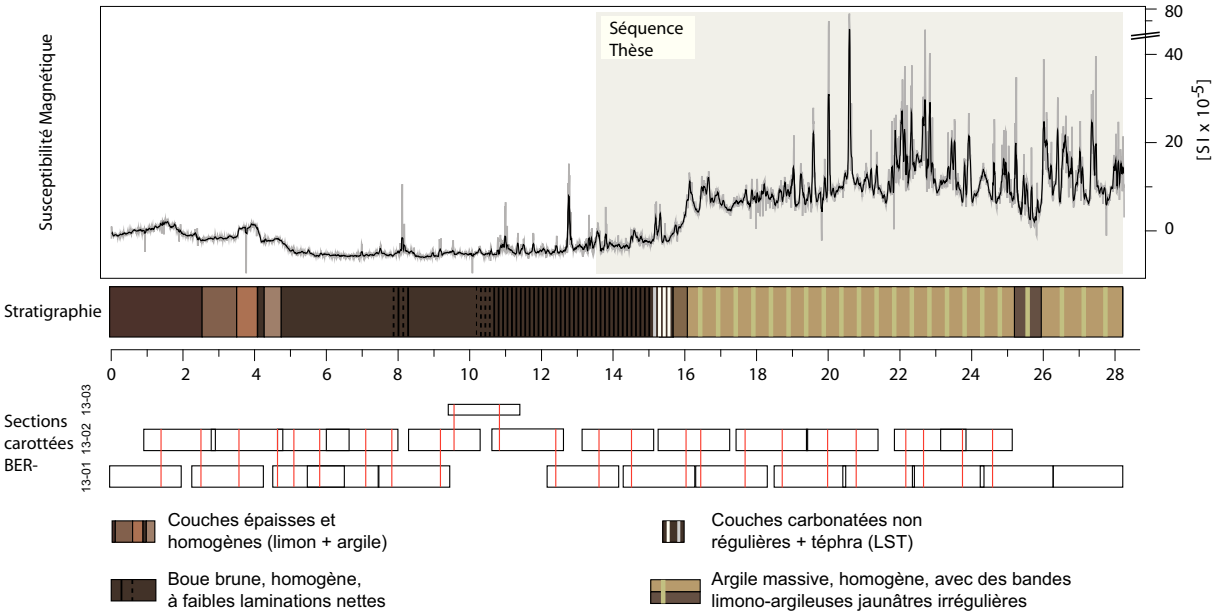


FIGURE 2.7 – *Evolution de la susceptibilité magnétique - SM - et stratigraphie de la séquence composite (i.e. Master Core). Bas : schéma de la compilation des différentes sections pour la construction de la Master Core. La séquence utilisée dans cette thèse est indiquée par un encadré gris.*

N° date	Profondeur (cm)	Code Lab. (Poz-)	Matériel daté	Age (^{14}C a BP)	Intervalle de confiance (cal. BP ; 2σ)	Age médian (cal. BP)
Surf.	0	-	-	-50	5	0
1	1003.5	65078	Bois	3650±35	3879 – 4085	3969
2	1461.7	73081	Bois, aiguille *Picea*	9650±50	10785 – 11198	11011
3	1563	73080	Bois	12460±60	14235 – 15004	14612
4	1805.7	73271	Bois	16680±90	19868 – 20405	20128
5	1839.2	65077	Bois	17050±80	20314 – 20813	20566
6	1865	65075	Bois	17780±90	21227 – 21831	21536
7	1908.5	73270	Bois	18380±110	21933 – 22468	22247
8	2192	73269	Bois	23560±180	27412 – 27975	27695
9	2320	73268	Bois	26460±230	30218 – 31093	30723
10	2375.5	73267	Bois	27900±270	31191 – 32531	31706
11	2457	73266	Charbon	28400±370	31436 – 33344	32343
12	2567.5	73265	Bois	31700±400	34782 – 36355	35586
13	2640	65074	Bois	34000±400	37149 – 39440	38449
14*	2682.9	65073	Bois	21320±340	24690 – 26232	25461
15	2806.2	73263	Bois, fibre	41000±2000	41490 – 48531	44639

TABLE 2.2 – *Ensemble des dates ^{14}C (AMS) de la séquence du Bergsee. Les âges sont calibrés en années "Before Present" - BP (avant 1950) avec la courbe de calibration IntCal13 (Reimer* et al.*, 2013). La date n° 14 a été exclue pour la construction du modèle âge-pronfondeur de la Master Core du Bergsee (explication dans le texte).*

Certaines constatations ont été faites et prises en compte dans la construction du modèle d'âge :

- Après calibration, la date n° 14 (Tableau 2.2) avait un âge trop jeune en comparaison des points datés de part et d'autre, confirmant le risque que les macro-restes en limite de

gaine PVC proviennent de sédiments plus récents. Cette date a donc été exclue pour la construction du modèle âge-profondeur ;

- La méthode de datation radiocarbone a le principal inconvénient la courte demi-vie du ^{14}C, estimée à 5 730 ans. La datation d'échantillons est donc limitée aux âges inférieurs à 50 ka, ce qui équivaut à huit périodes de désintégration du ^{14}C dans du matériel supposé fermé (*i.e.* pas de transfert élémentaire avec l'extérieur). Pour des âges anciens, l'incertitude trop importante induit une imprecision voire un manque de fiabilité des chronologies reconstruites. D'autres méthodes permettent de dater des âges anciens, comme la datation par l'Uranium-Thorium - U/The. Dans le cas du Bergsee, la date la plus ancienne (n° 15 ; Tableau 2.2) est estimée à 44.6 $\pm$ 2 ka cal. BP, donc à la limite des capacités de datation par le ^{14}C. Cette grande incertitude temporelle doit donc être prise en considération dans la détermination et la chronologie des événements environnementaux les plus anciens.

Finalement le modèle âge-profondeur présenté dans cette thèse est construit avec 14 dates et le code CLAM (Blaauw, 2010) sur R v.3.1.1. (R development Core Team, 2016). La méthode utilisée est le « Smooth spline », qui propose une courbe d'ajustement lissée s'accordant au mieux aux points datés. La chronologie finale du Bergsee est présentée sur la Figure 2.8, qui montre que les dates sont positionnées de manière homogène et en ordre temporel cohérent le long de la séquence. Ces éléments démontrent la robustesse du modèle âge-profondeur proposé, montrant en outre que la séquence du Bergsee est chronologiquement bien contrainte.

La couche sédimentaire d'1 cm d'épaisseur, située à 15.65 m de profondeur et présente sur un seul des jumeaux (BER13-01 H1a, Fig.2.5), diffère du reste de la séquence par un sédiment gris clair et granuleux (sable). Ces premières constatations visuelles ont rapidement amené à l'hypothèse qu'il s'agisse d'un dépôt de cendres volcaniques. Après analyses en géochimique par micro-sonde réalisées par l'équipe de S. Wülf (Département de Géographie, Université de Portsmouth, Royaume-Uni), il a été démontré que cette couche renferme essentiellement des cristaux de verre microscopiques effectivement d'origine volcanique.

La composition minéralogique a permis d'attribuer ce dépôt de cendres au Laasher See Tephra – LST. Le LST est régulièrement retrouvé dans les séquences sédimentaires lacustres d'Europe Centrale et de l'Ouest (*e.g.* Blockley *et al.*, 2007; Brauer *et al.*, 1999; Engels *et al.*, 2015). Il résulte de l'éruption de l'Eifel (Ouest de l'Allemagne), datée de 12 880 ans.

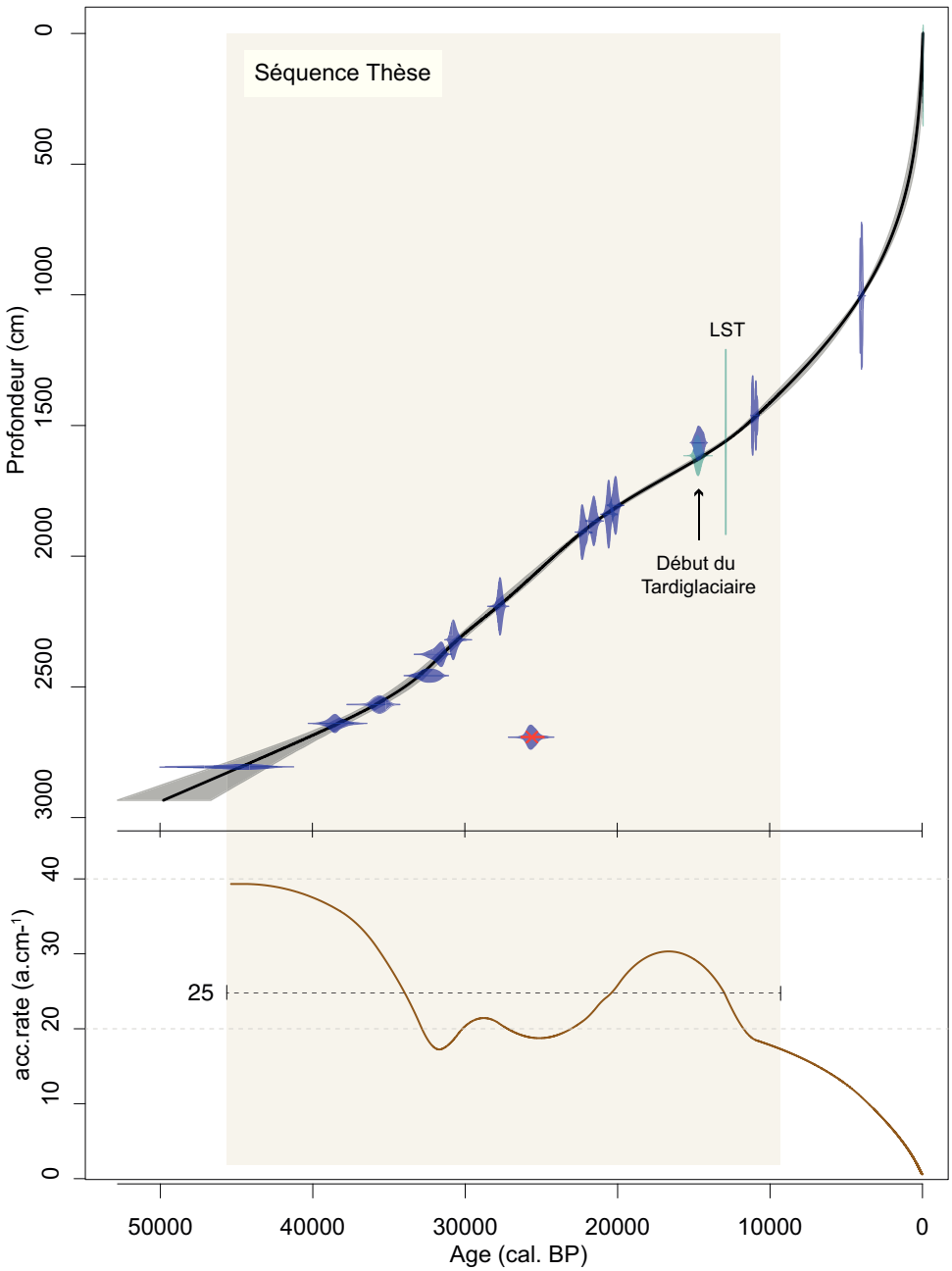


FIGURE 2.8 – *Modèle âge-profondeur sur l'intégralité de la Master Core du Bergsee (28.40 - 0 m) et taux de sédimentation/accumulation. La date rejetée (cf. texte pour explication) est indiquée par une croix rouge. L'âge du début du Tardiglaciaire est ajouté par projection. La séquence étudiée dans cette thèse (i.e. 45 - 9 ka cal. BP) est indiquée par un encadré gris.*

La position du LST (15.65 m, 12.88 ka cal. BP) a été ajoutée pour la construction du modèle âge-profondeur du Bergsee (Fig. 2.8). Le LST s'intercale entre deux points datés, ce qui montre une cohérence des âges estimés (n°3, Tableau 2.2). Par cet ajout, le LST démontre la fiabilité de la chronologie établie.

En plus de la création du modèle âge-profondeur, le code CLAM fournit une estimation du taux d'accumulation - acc.rate, exprimé en a.cm^{-1}. La Figure 2.8 montre que ce taux varie de

40 (à environ 28 m) à 0 a.cm^{-1} (surface). Une forte augmentation du taux d'accumulation est observée pour la partie supérieure de la Master Core (acc.rate < 10 a.cm^{-1} à partir de 10 m), s'expliquant par le fait que les sédiments de surface n'ont pas encore subi de compaction. Pour la période d'intérêt dans cette thèse, *i.e.* de 45 à 9 ka cal. BP environ, le taux d'accumulation moyen est de 25 a.cm^{-1}. Cette valeur a permis de définir la stratégie d'échantillonnage à adopter de façon à avoir un enregistrement pollinique continu tout en ayant une résolution temporelle séculaire.

2.3 Du pollen à la végétation et au climat

2.3.1 Stratégie d'échantillonnage

Dans la littérature, les études paléo-environnementales et paléo-climatiques s'appuyant sur l'investigation pollinique de carottes sédimentaires sont nombreuses. Un échantillonnage par découpage centimétrique maximise la résolution temporelle de chaque niveau. Cependant, pour pouvoir étudier des séquences sédimentaires souvent longues de plusieurs mètres (*e.g.* séquences marines), l'échantillonnage est souvent réalisé de manière discontinue et selon des intervalles variant de 2 à 10 cm (*e.g.* Magyari *et al.*, 2014; Sánchez Goñi *et al.*, 2002). Il y a donc possibilité que des variations dans les assemblages polliniques correspondant à des changements de végétation rapides et/ou courts ne soient pas détectées car situées entre deux niveaux analysés.

Selon les problématiques de cette thèse, l'essentiel était de détecter un maximum de changements végétaux durant la dernière période glaciaire.Il fallait donc privilégier un échantillonnage en continu. Sachant que le NGRIP reflète des oscillations très rapides et courtes durant les derniers 50 000 dernières années, avec une grande partie des événements durant moins de 300 ans, la période temporelle couverte par chaque échantillon devait être inférieure ou au moins équivalente à la durée du plus court interstade, *i.e.* le GI-2.2 : 120 ans (Rasmussen *et al.*, 2014), afin de détecter une réponse (ou à défaut une variation significative des assemblages polliniques) à ces réchauffements. Avec un taux d'accumulation moyen de 25 a.cm^{-1}, le compromis de 4 cm de longueur par échantillon nous a paru le meilleur, car il assurait une résolution quasiment séculaire pour chaque niveau. La séquence de 28.40 à 13.65 m couvre la période de 45 à 9 ka cal. BP. L'échantillonnage a donc fourni 364 niveaux à analyser pour la partie pollinique dans ce travail de thèse. Il faut ajouter que, dans le cadre de reconstructions paléo-climatiques basées

sur une approche multi-proxy pollens-chironomes, il était préférable que les échantillons pour les pollens et les chironomes soient assez équivalents. L'échantillonnage a donc été réalisé en double : Après sous-échantillonnage des sections à l'aide d'un U-channel (2 x 1 cm), les portions incluses dans la Master Core ont été divisées en deux, de sorte à obtenir des séquences « Pollens » et « Chironomes » identiques. Le découpage tous les 4 cm a alors été effectué sur les deux séquences afin d'obtenir des échantillons de volume quasi constant de 4 cm^3.

2.3.2 Analyses polliniques

Les échantillons « Pollens » ont été analysés en deux séries. La première a été réalisée sur des échantillons sélectionnés un sur deux le long de la séquence. Cette série de 184 niveaux a fait l'objet d'un premier article, exposé dans le Chapitre 3. La deuxième série correspondait aux 180 niveaux restants. La compilation des deux séries a permis d'obtenir un enregistrement pollinique final et continu sur la période 45 – 9 ka cal. BP, utilisé dans un second article exposé dans le Chapitre 4.

La préparation de chaque échantillon a été réalisée selon le protocole établi par Faegri et Iversen (1989) et adapté spécifiquement à la nature du sédiment du Bergsee. Généralement, les préparations se faisaient par séries de 24 à 32 échantillons et duraient aux alentours d'une semaine :

1. Après pesée (poids variant entre 4 et 6.5 g par échantillon), 4 tablettes de lycopodes ont été ajoutées à chaque préparation. Les lycopodes sont des plantes voisines des mousses, communément et naturellement retrouvées dans la végétation des tourbières. Dans le cas d'études polliniques, l'utilisation d'un nombre défini de lycopodes (38 664 $\pm$ 1 343 par tablette, Maher Jr, 1981) produits artificiellement sert de constante dans le calcul des concentrations des grains de pollens (Stockmarr, 1971).

2. Une série d'attaques chimiques a ensuite été réalisée : un premier bain d'acide chlorhydrique (HCl, 36 %) a dissous les tablettes de lycopodes ainsi qu'une partie du sédiment calcique. Un second bain d'acide fluorhydrique (HF, 40 %) a permis d'éliminer la silice. Un troisième bain d'HCl à 10 % a dissous la matière calcique restante. Les grains de pollen ont été séparés du sédiment résiduel par la méthode de séparation par liqueur dense en utilisant le Chlorure de Zinc ($ZnCl_2$). La matière organique soluble a été alors éliminée avec un bain de soude (NaOH, 10 %).

3. Les grains de pollen ont été colorés par acétolyse (90 % d'anhydride acétique ($C_4H_6O_3$) et de 10 % d'acide sulfurique (H_2SO_4). Les échantillons ont été finalement fixés dans du glycérol et conservés dans des microtubes (*e.g.* BER-13-01 J1a 26, *i.e.* 26ème échantillon de la section J1a).

Malgré le suivi rigoureux du protocole, tout le matériel autre que les pollens dans un échantillon ne peut pas être éliminé. Dans ce travail de thèse, la matière organique et les minéraux durs étant rares dans les sédiments, le champ visuel sous microscope était dégagé et les pollens bien définis.

Le comptage et l'identification polliniques ont été réalisés sur une base de 20 à 40 μL de matériel disponible, monté entre lame et lamelle et observé au microscope photonique (Leitz, x400). Le comptage a été fait en dénombrant les grains de pollen et les lycopodes présents sur un certain nombre de lignes (*i.e.* longueurs de lame). Un minimum de 300 à 500 grains de pollen est normalement requis, excluant généralement les taxons ultra-dominants et/ou surreprésentés dans l'échantillon (Poaceae ou *Pinus* dans le cas présent). Cette stratégie permettrait d'avoir une bonne représentativité des assemblages de pollens fossiles et donc donnerait une image fidèle de la composition floristique constituant le paysage à reconstruire. Or, ces seuils ne tiennent pas compte des différences de production pollinique entre les taxons mais aussi entre les époques étudiées. Par exemple, une faible productivité pollinique est présupposée définir les périodes glaciaires, en comparaison des épisodes caractérisés par un climat propice au développement d'une végétation forestière. Pour l'étude sur le Bergsee, le comptage a été fait avec Polycounter v.3.1. (Nakagawa *et al.*, 2012). Ce logiciel développé par Nakagawa (2007) permet un comptage en fonction de la raréfaction taxonomique, sur la base d'une courbe de « saturation » produite de manière directe (Fig. 2.9). Le comptage a été stoppé lorsque qu'un plateau a été atteint, autrement dit quand la probabilité de trouver des nouveaux taxons est devenue négligeable.

L'identification pollinique a été faite sur la base des traits morphologiques spécifiques de chaque grain. Les pollens du Bergsee étaient exceptionnellement bien conservés, ce qui est probablement dû aux faibles perturbations que le lac aurait subies depuis sa formation (*cf.* 2.1.1 *"Localisation et caractéristiques physiques"*). Cette étape a nécessité l'utilisation de la collection de référence du Laboratoire Chrono-Environnement ainsi que des atlas polliniques de Reille (1992) et de Beug (2004). Le degré d'identification a pu être avancé jusqu'au genre pour les taxons arbres (avec l'exception de *Fraxinus excelsior*), et à la famille voire l'espèce pour les taxons

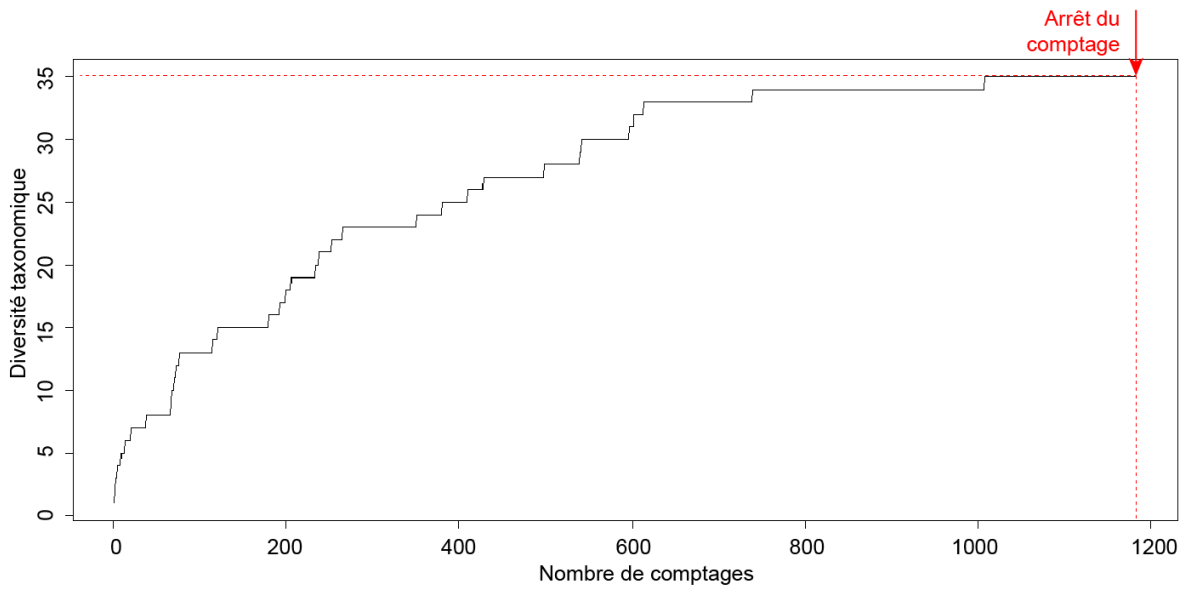


FIGURE 2.9 – *Exemple d'une courbe de saturation produite par Polycounter et servant au comptage pollinique.*

herbacés. Sur la séquence 45 – 9 ka cal. BP de la Master Core, un minimum de 187 (à 24.03 m ; *ca.* 30 ka cal. BP), un maximum de 3 330 (à 16.43 m ; *ca.* 13.5 ka cal. BP) et une moyenne de 670 grains de pollens ont été comptés par lame. Au total, 128 taxons ont été identifiés : 20 arbres, 15 arbustes, 81 herbacées et 12 aquatiques (*cf.* Tableau B2).

2.3.3 Reconstruction de la végétation

La somme pollinique a été d'abord calculée sur les valeurs brutes de comptage. Elle intègre 119 taxons, excluant la catégorie « indéterminés » ainsi que les taxons dépendants de la dynamique hydrique du Bergsee, *i.e.* les aquatiques et les Cyperaceae. Des sous-totaux ont aussi été produits, regroupant les taxons par types fonctionnels, à savoir les arbres, les arbustes et les herbacées. Les arbustes (*e.g. Corylus sp.*) ont été regroupés avec les arbres. Au sein des herbacées, les herbes de type prairial ont été distinguées des herbes de milieu humide (*i.e.* constituant généralement les mégaphorbiaies). Ensuite, les pourcentages relatifs de chaque espèce et des sous-totaux (en %) ont été calculés en se basant sur la somme pollinique totale de chaque échantillon. Les influx polliniques - ou Pollen Accumulation Rate - PAR (en #.cm^{-3}) ont été calculés sur les concentrations polliniques pondérées par les taux d'accumulation estimés par le modèle d'âge (Fig. 2.8).

Les données polliniques sont représentées sous forme de diagrammes en pourcentages relatifs et en PAR. Pour faciliter la lecture des diagrammes, seuls les taxons supérieurs à 2 % pour

au moins un niveau sont présentés. La profondeur ainsi que la position des dates ont parfois été ajoutées. Le diagramme pollinique total, regroupant l'ensemble des taxons identifiés, est présenté en Figure B1.

Une série d'analyses numériques a été appliquée sur le jeu de données polliniques du Bergsee afin de faire ressortir des tendances et des événements particuliers. Ces tendances ont pu être ainsi interprétées et discutées en termes de dynamique de végétation au cours de la période 45 – 9 ka cal. BP. Ce travail a été réalisé avec R v.3.1.1. (R development Core Team, 2016) :

- Un travail de zonation des diagrammes a été effectué en utilisant la classification ascendante hiérarchique CONISS (Birks et Gordon, 1985; Grimm, 1987 appliquée sur les pourcentages relatifs, et contrainte par la chronologie. Le nombre de zones a été déterminé statistiquement via un modèle « broken-stick ».

- Des Analyses en Composantes Principales – ACP (PCA en anglais) ont été appliquées sur les données d'abondances polliniques. Le principe de l'ACP, méthode de traitement numérique factorielle, est de réduire les dimensions d'un jeu de données multivariées (type individus x variables quantitatives) en un nombre restreint de nouvelles variables. Les nouvelles composantes, dites « principales », représentent la variation du jeu de données initial (Rao, 1964). En écologie, l'utilisation de cette analyse pour déterminer la structure des communautés est conseillée notamment par Legendre et Gallagher (2001). Dans le cas du Bergsee, les données polliniques initiales (abondances d'individus), ont été préalablement transformées par la méthode Hellinger pour corriger l'influence des taxons rares (< 0.5 % des assemblages). Le cercle de corrélations produit par les ACPs permet de regrouper les taxons selon leur tendance, faisant ressortir des similarités d'évolution (covariance) en lien très probable avec les traits physiologiques ou encore les conditions climato-environnementales : deux taxons rapprochés auraient donc plus de points communs en termes de physiologie et/ou d'exigences climatiques que des taxons éloignés. La composante principale (représentée par l'axe 1 sur le cercle de corrélation) a permis de distinguer deux groupes de taxons, *i.e.* les herbacées *vs.* les arbres/arbustes. Les taxons les plus significatifs de ces groupes sont *Artemisia* et *Betula* (*cf.* Fig. 3.4 ; Chapitre 3). En connaissant les exigences de ces taxons opposés en termes de conditions de croissances, l'axe 1 peut être alors interprété comme une représentation de gradients climato-environnementaux, *e.g.* milieu ouvert *vs.* milieu fermé, conditions sèches/froides

vs. conditions humides/chaudes.

2.3.4 Quantifications climatiques sur les données polliniques

Principe général : le fonctionnement de la biosphère dépend en grande partie des conditions climatiques, ce qui induit la possibilité de reconstituer quantitativement les changements climatiques passés à partir de la réponse des écosystèmes. Un certain nombre de méthodes basées sur les variations de proxies préservés dans les archives sédimentaires, notamment biologiques, a été développé. Dans cette thèse, ces données sont essentiellement polliniques et constituent un enregistrement continu à haute résolution analytique et temporelle, présupposant un potentiel exceptionnel d'application de méthodes de quantifications paléo-climatiques.

2.3.4.1 Les méthodes

Les méthodes de quantifications climatiques sur base de données biologiques reposent sur différentes approches conceptuelles, *i.e.* les espèces indicatrices, les fonctions de transfert et les assemblages, mais suivent un même principe général illustré en Figure 2.10.

- Le premier groupe de méthodes de reconstitution climatique se base sur **les espèces indicatrices** (*e.g.* Atkinson *et al.*, 1987; Iversen, 1944; Kühl *et al.*, 2002) et utilise par conséquent un nombre limité de variables. Il doit donc y avoir une sélection préalable des espèces à intégrer dans le modèle, qui se fait essentiellement sur le poids écologique et/ou physiologique individuel de chaque espèce. Ainsi, en se basant uniquement sur l'aspect physiologique, l'abondance des espèces n'est généralement pas prise en compte (*e.g.* Fauquette *et al.*, 1998). L'étape de sélection nécessite de connaître avec précision l'écologie de chaque espèce en lien avec les conditions climatiques, ce qui est déterminé généralement sur des contextes climato-environnementaux actuels. Sont notamment utilisées des notions de tolérance, de gradients de réponse ou encore de valeur optimale de croissance végétale pour des paramètres climatiques, qui sont eux-mêmes choisis de manière méthodique en fonction de leur possible influence sur l'écologie et/ou le développement d'un organisme, ici un végétal (Dahl *et al.*, 1998). On considère alors des indices saisonniers de températures (Jackson *et al.*, 2009) et les précipitations. Ces données sont ensuite compilées et intégrées à des travaux de modélisation biogéographiques et climatiques (Birks, 1981; Franklin, 2010; Markgraf *et al.*, 1986; Pross *et al.*, 2000) qui font ressortir

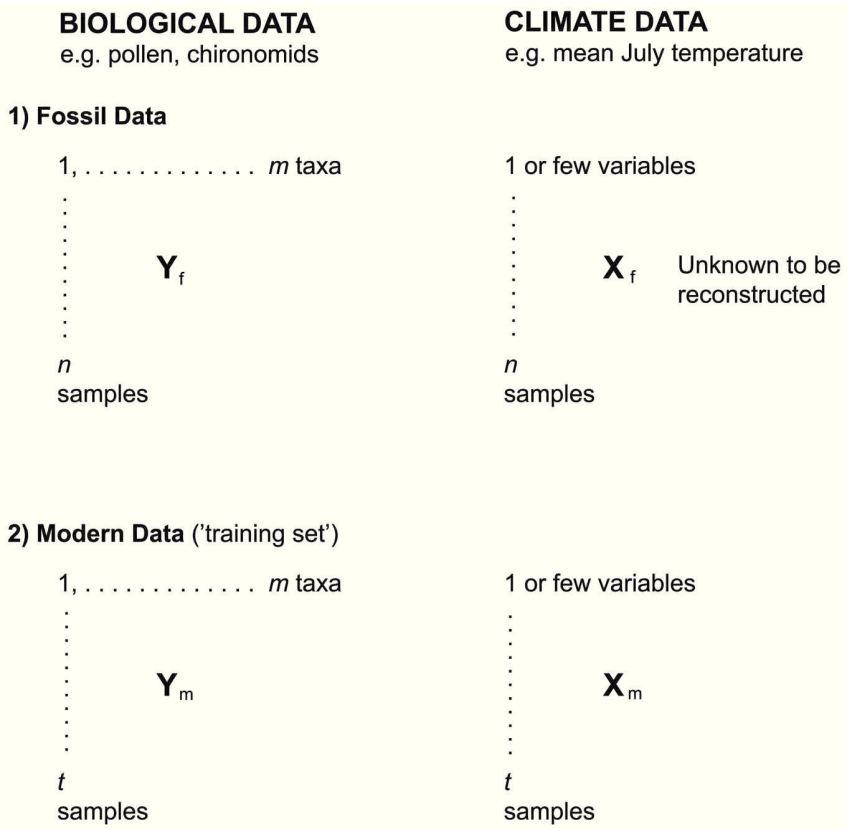


FIGURE 2.10 – *Principe des quantifications paléo-climatiques où X_f représente la variable climatique à reconstruire, Y_f représente les assemblages polliniques fossiles, et X_m et Y_m représentent les paramètres du jeu d'analogues modernes (X pour les données climatiques, Y pour les assemblages polliniques). D'après Birks* et al. *(2011).*

des correspondances évidentes entre la répartition des espèces considérées et les zones climatiques. Cette approche s'apparentant fortement à de la modélisation d'enveloppes bioclimatiques est très utilisée ces dernières années dans la prédiction des distributions végétales futures en réponse au changement global (*e.g.* Hamann et Wang, 2006; Iverson *et al.*, 2008). Pour les reconstructions paléo-climatiques, le certain "conservatisme" temporel des niches (*e.g.* Pearman *et al.*, 2008; Wiens *et al.*, 2010) présupposé pour la sélection préalable n'est pas forcément avéré et peut donc engendrer des écarts importants entre la valeur reconstruite et la réalité. De plus, ce groupe de méthodes n'est réellement adapté qu'à des données de présence/absence, les proportions relatives des taxons qui ont une importance dans l'organisation des communautés végétales ne sont ainsi pas considérées.

- Le deuxième groupe de méthodes utilise **les fonctions de transfert** qui reposent sur une « calibration » numérique du lien unissant les espèces (notamment leur distribution spatiale) aux conditions climatiques d'un milieu donné. Les valeurs « fossiles » des paramètres climatiques sont alors recalculées sur cette base relationnelle. Le modèle mathé-

matique utilisé pour la calibration est élémentaire et son application faite sur l'ensemble des données actuelles (espèces et paramètres climatiques), présupposant donc que la relation à calibrer est simple, uniforme et constante. Plusieurs méthodes de quantification par fonction de transfert ont été développées ces dernières années, chacune se référant à un type de modèle mathématique particulier. Dans les études paléo-environnementales, quatre fonctions de transfert sont régulièrement retrouvées, utilisées seules ou intégrées dans des approches multi-méthodes pour en valider les résultats. Les méthodes des moindres carrés - PLS - et des moyennes pondérées - WA et WA-PLS - considèrent le lien entre les espèces et les paramètres climatiques du jeu de données actuel comme étant linéaire et assimilable à une relation gaussienne (Fig 2.11).

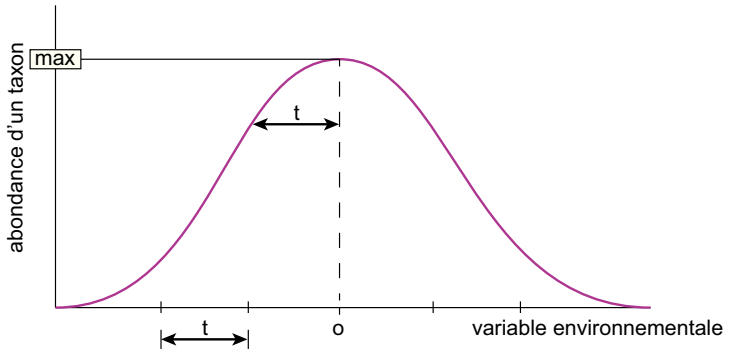


FIGURE 2.11 – *Réponse gaussienne d'un taxon (abondance) à une variable environnementale (o = conditions optimales engendrant le maximum d'abondance, t = gamme de tolérance). Modifié d'après ter Braak et van Dame (1989).*

La PLS a été développée par Wold *et al.* (1984), et vise d'abord à réduire le jeu de données initial en un nombre limité de nouvelles variables explicatives (ou « component »). Pour cela, un modèle de régression linéaire classique est utilisé. Cette manipulation permet de se prémunir de la co-linéarité pouvant exister entre les variables prédictives, ce qui apparait être non négligeable dans le cas de paramètres climatiques. La WA (ter Braak et van Dame, 1989) a été popularisée pour les cas où les variables explicatives sont des indices biotiques (*e.g.* Birks *et al.*, 1990; Line et Birks, 1990; ter Braak et van Dame, 1989). Cette méthode utilise le même principe de base que la PLS, mais les taxons sont en plus pondérés selon leur degré de tolérance à des paramètres environnementaux. Enfin la WA-PLS, développée par ter Braak et Juggins (1993), est une « amélioration » de la WA car elle intègre la notion d'interaction inter-spécifique. La variable explicative première (*i.e.* n_{PLS} = 1) ne considère que la relation taxon-climat. Dans le cas où seul ce « component » est utilisé dans la prédiction des valeurs climatiques, la méthode WA-PLS s'apparente à une

simple WA. Les autres « components » intègrent les relations taxon-taxon, notamment leur colinéarité, ce qui abaisse les erreurs de prédiction - $RMSEP$. Cependant, ter Braak et Juggins (1993) montrent aussi la possibilité que l'ajout de « components » n'ait aucune influence ou ne réduise que trop peu l'erreur de prédiction d'une WA. Le choix de l'utilisation d'une WA-PLS doit donc se faire après vérification qu'elle améliorera réellement les reconstitutions, autrement dit si la baisse de $RMSEP$ entre l'utilisation de 1 et 2 « components » est significative. Récemment, une nouvelle fonction de transfert est apparue. La méthode NMDS/GAM développée par Goring *et al.* (2009) repose sur une ordination Non-Métrique Multidimensionnelle/Modèle Additif Généralisé du jeu actuel. Les quantifications sont ensuite réalisées en appliquant un modèle additif généralisé (Hastie et Tibshirani, 1990). Tout comme la méthode WA-PLS, la NMDS/GAM cherche à intégrer dans la modélisation une composante liée à l'interaction inter-spécifique (*e.g.* colinéarité), et ce afin d'en limiter les effets sur la quantification des paramètres climatiques.

La qualité principale de ces deux premiers groupes de méthodes de reconstitution climatique se trouve dans la logique qu'elles s'appuient sur le lien physiologique qu'entretiennent les taxons avec les variables climatiques. Cependant la « calibration » du lien taxon-climat sur la base d'un seul modèle mathématique élémentaire ne peut pas intégrer et donc tenir compte de toute la complexité de la dynamique des communautés et notamment des interactions inter- et intra-spécifiques.

- Le troisième groupe de méthodes repose sur les jeux de données (actuel et fossile) pris dans leur intégralité, l'accent étant ainsi mis sur la diversité des **assemblages**. Contrairement aux précédentes, ces méthodes ne requièrent au préalable aucune transformation ni sélection de variables initiales, ce qui en fait toute la simplicité d'utilisation. Ce mode de reconstruction climatique via les assemblages a été privilégié dans la présente thèse, avec l'utilisation de la Technique des Analogues Modernes - MAT, qui est l'une des plus répandue dans le cadre des quantifications paléo-climatiques sur des données de végétation. La MAT a été inventée dans les années 1980 par Overpeck *et al.* (1985), et démocratisée dans les années 1990 après les travaux de Guiot (1990) et l'enrichissement progressif du fichier des analogues modernes. Cette méthode se base sur le degré d'analogie entre un assemblage pollinique fossile et l'ensemble des assemblages polliniques du jeu de données actuel. Ce travail repose sur le calcul d'un coefficient de dissimilarité, dont le choix

dépend du domaine d'application. En paléo-écologie, l'indice communément utilisé est la distance d'Hellinger (Legendre et Gallagher, 2001) ou distance de « chord » (Overpeck *et al.*, 1985). La « Squared chord distance » (ou sq-chord) appliquée dans le cadre du Bergsee est souvent retrouvée dans les reconstitutions quantitatives des paléo-climats basées sur les données polliniques (Chen *et al.*, 2017). Par la suite, les prédictions des données climatiques sont calculées sur les analogues actuels les plus proches. Le nombre k d'analogues à sélectionner est déterminé pour des $RMSEP$ minimales. Comme les paramètres climatiques ont leur dynamique propre, k doit être défini pour chacun d'eux grâce à la méthode de Monte Carlo (Guiot, 1990). Une coévolution est attendue pour les différents indices de températures, présupposant un k identique pour ces paramètres. Un nombre similaire d'analogues a été déterminé pour les indices de température, alors qu'il différait pour les autres paramètres (*e.g.* précipitations). Le principal inconvénient des méthodes de reconstruction climatiques sur les assemblages est le fait qu'elles n'intègrent pas l'effet potentiel de paramètres autres que climatiques, à savoir l'altitude ou des facteurs locaux, sur la distribution des espèces. Des études sont développées depuis quelques années pour évaluer ce possible biais (*e.g.* Ortu *et al.*, 2010).

Birks *et al.* (2011) exposent de manière détaillée et objective les différentes méthodes de quantification climatique disponibles, en en présentant les avantages et les inconvénients, le tout appuyé de nombreux exemples. Les auteurs proposent aussi des perspectives et des solutions pour pallier aux différents problèmes rencontrés, sans pour autant que ces derniers soient suffisants. Afin que les reconstructions quantitatives des paléo-climats soient les plus fiables et robustes possible, la meilleure solution proposée sera souvent l'approche multi-méthodes (MAT, WA, WA-PLS, (NMDS/GAM)), une stratégie déjà rencontrée dans un certain nombre d'études (*e.g.* Peyron *et al.*, 1998; Schäbitz *et al.*, 2013).

2.3.4.2 Données polliniques et climatiques modernes

Les méthodes de reconstruction quantitatives des paléo-climats présentées sont basées sur deux jeux de spectres polliniques : un « fossile », établi pour chaque site d'étude pour lequel on souhaite reconstruire l'histoire climatique, et un « actuel » qui servira de référentiel. La constitution de ce dernier fichier, également appelé dans cette thèse "fichier des analogues modernes", rassemble des spectres polliniques issus de nombreux sédiments de surface (*e.g.* sommets de

carottes, échantillons de sols), supposés être représentatifs de la végétation présente sur site, et provenant de différentes régions de l'Eurasie et d'Afrique du Nord. Ainsi, le jeu actuel permet d'établir un profil de la végétation actuellement distribuée sur une zone géographique étendue des terres émergées de l'hémisphère Nord. Il intègre et reflète donc un large spectre de végétations, en relation avec des topographies variées (fonds de vallées, hauts plateaux, sites insulaires...) mais aussi et surtout des climats très différents. Dans le fichier d'analogues modernes, les données polliniques sont établies sur 103 taxons terrestres et exprimées en pourcentages relatifs. Pour chaque analogue, les coordonnées géographiques (longitude, en °E ; latitude, en °N) et l'altitude (en mètres "above sea level" - m a.s.l.) du site sont indiquées. Le climat associé est défini par un certain nombre de variables (ou paramètres) quantitatives :

- Des indices de températures : le degré jour de croissance - GDD (Growing Degree-Day en anglais) (en °C). Il s'agit d'une mesure empirique de l'accumulation de chaleur annuelle, revenant à additionner sur une année toutes les températures quotidiennes supérieures ou égales à une valeur donnée (en °C). Dans le cas présent ce paramètre est évalué avec un seuil fixé à 5 °C - GDD5, et permet d'estimer la durée de la période de croissance d'un végétal. Ce paramètre est très utilisé dans le contexte actuel, dans la mesure où le changement global est majoritairement évoqué en termes de réchauffement. Ensuite, nous avons deux paramètres saisonniers, à savoir les températures moyennes du mois le plus froid - MTCO (en °C) et du mois le plus chaud - MTWA (en °C). Ces paramètres sont estimés sur les températures moyennes mensuelles du mois le plus froid et du mois le plus chaud pour chaque site. Les mois pris pour référence peuvent donc changer selon l'analogue, mais sont en général janvier pour la MTCO et juillet pour la MTWA. La température moyenne annuelle - TANN (en °C) est ajoutée.

- Des indices d'humidité : les précipitations annuelles - PANN (en mm), correspondant à la somme des moyennes de précipitations de chaque mois de l'année. Le ruissellement - RUNOFF (en mm) correspond à la perte en eau par ruissellement sur une année. Ce paramètre est fonction des précipitations, mais peut aussi dépendre du couvert végétal, de la nature ou de la structure du sol. Le paramètre AETPET (en %) est ensuite calculé : il s'agit du rapport entre l'évapotranspiration actuelle mesurée - AET, donc correspondant à la teneur en eau réellement évaporée en un lieu donné, et l'évapotranspiration potentielle - PET, c'est à dire la teneur en eau pouvant être évaporée dans le cas d'une

réserve en eau inépuisable. Le AETPET est un indice du taux d'humidité d'un milieu et dépend donc du couvert végétal. Du reste, Prentice *et al.* (1996) et Peyron *et al.* (1998) estiment des valeurs limites de ce paramètre pour chaque type de végétation : nous retiendrons globalement pour la présente thèse que les formations ouvertes (*e.g.* steppe) ne peuvent se développer au-delà d'un AETPET = 65 % et qu'à l'inverse, les formations arbustives à forestières ne peuvent se développer qu'avec un AETPET minimum à 65 %. Enfin, les précipitations estivales - SUMMERPR (en mm) sont indiquées, résultant de la somme des précipitations des mois de juin, juillet et août. Les valeurs climatiques pour chaque analogue proviennent des bases de New *et al.* (2002) et Gommes *et al.* (2004). Ces dernières rassemblent des valeurs calculées par interpolation linéaire sur des données récoltées aux stations météorologiques les plus proches d'un point géographique donné. Il est à noter que la sélection des stations les plus proches n'est pas contrainte par la distance ni par l'altitude. Ainsi, les stations peuvent être situées à proximité du site considéré dans le cas de zones fortement à moyennement colonisées (*e.g.* continent Européen), alors qu'elles peuvent être extrêmement éloignées (au-delà de 300 km de distance ou une différence d'altitude de plus de 1 000 m a.s.l.) dans des zones très reculées ou la présence humaine est au maximum marginale (*e.g.* Sibérie, hautes chaines montagneuses comme l'Himalaya). Dans ces derniers cas, les valeurs des paramètres climatiques peuvent être faussées (sur- ou sous-estimées) et par conséquent leur emploi dans des reconstructions paléo-climatiques doit être fait avec précaution. Dans le cas du Bergsee, en utilisant New-LocClim, il a été vérifié que pour des reconstructions en l'apparence première sur- ou sous-estimées, la distance minimale des stations météorologiques les plus proches des analogues actuels sélectionnés était bien trop grande.

En supplément des paramètres climatiques, pour chaque analogue moderne a été associé un biome, chacun étant défini sur la base des Types Fonctionnels des Plantes - PFT - selon les travaux successifs de Peyron *et al.* (1998); Prentice *et al.* (1996).

Le fichier des analogues actuels est régulièrement enrichi de nouveaux assemblages polliniques (*e.g.* Bordon, 2008; Bordon *et al.*, 2009; Peyron *et al.*, 2005). Pour ce travail de thèse, le fichier initial contenait 3 058 analogues. Cependant, les premières tentatives de quantifications climatiques ont montré des valeurs aberrantes, des estimations biaisées par certains analogues sélectionnés par la méthode mais qui, dans leur composition spécifique (biome) ou leur contexte climatique, ne peuvent correspondre à aucun des assemblages fossiles. C'est le cas de

toutes les steppes chaudes - WAST (Warm Steppe en anglais) et des analogues provenant du Maroc (les deux types sont marqués par une grande proportion d'*Artemisia*, mais le climat associé, chaud et sec à l'année, n'est pas envisageable pour la région du Bergsee durant la période glaciaire). Ces analogues ont été exclus, réduisant le jeu de données polliniques "actuel" à 2 963 assemblages. De plus, pour une meilleure concordance entre les jeux de données, les Cyperaceae ont été exclues des analogues modernes, ce qui a impliqué de recalculer l'intégralité des pourcentages.

Chapitre 3

Vegetation response to abrupt climate changes in Western Europe from 45 to 14.7 ka cal. BP : the Bergsee lacustrine record (Black Forest, Germany)

Fanny Duprat-Oualid, Damien Rius, Carole Bégeot, Michel Magny, Laurent Millet, Sabine Wulf, Oona Appelt

Le Bergsee vu des airs. source : Erich meyer, https ://www.badische-zeitung.de.

3.1 Introduction

Understanding vegetation response to rapid climate changes of the Last Glacial (119 - 14.7 ka cal. BP ; Rasmussen *et al.*, 2014) is an important topic in the current context of global climate change (IPCC, 2014). This interval is characterized by several abrupt, millennial-scale climate changes, which are recorded in the Greenland oxygen isotope record (*e.g.* NGRIP ; Members, 2004). The period of interest is punctuated by a series of 26 Greenland Interstadials (GI) and Stadials (GS) (Andersen *et al.*, 2006). Theses short-lived changes occurred during Marine Isotope Stages (MIS) 3 and 2 (respectively 59.4 – 27.8 and 27.8 – 14.7 ka BP ; Svensson *et al.*, 2008). Rapid warming periods are expressed as Dansgaard-Oeschger (D-O) events (Dansgaard *et al.*, 1993), and are followed by a gradual return to colder conditions. Some stadials are also linked with iceberg discharges into the North Atlantic, known as Heinrich events (HE) (Heinrich, 1988 ; Bond et Lotti, 1995 ; Sánchez Goñi et Harrison, 2010).

Multi-proxy investigations of sediment archives are powerful tools in probing the impact of past climate changes on landscapes, and involve the quantification of climate variables (*e.g.* temperature and precipitation) combined with vegetation reconstructions. Previous studies have highlighted a worldwide climate impact on terrestrial environments, through concomitant climate and vegetation changes observed between the two hemispheres (Kelley *et al.*, 2014 ; Grauel *et al.*, 2016). For the Northern hemisphere, marine pollen records from the Western margin of Europe underscore a synchronous vegetation response to changes in North-Atlantic sea surface temperature during D-O cycles and HE (Sánchez Goñi *et al.*, 2000). The close link between climate and vegetation is also manifested in continental records from America *e.g.* Abbott *et al.* (2010); Finkenbinder *et al.* (2015); Fischer *et al.* (2015), Asia *e.g.* Park *et al.* (2014) and Europe *e.g.* Birks et Birks (2014); Feurdean *et al.* (2014); Guiter *et al.* (2003); Pickarski *et al.* (2015).For the last few decades, the relationship between climate and terrestrial environments has been used to quantify climate variables from biotic proxies, such as pollen or chironomidae (Gandouin *et al.*, 2007; Millet *et al.*, 2012; Peyron *et al.*, 1998 ; Schäbitz *et al.*, 2013 ; (Brooks et Langdon, 2014; Peyron *et al.*, 2013; Salonen *et al.*, 2014). This research supports the hypothesis that local climates varied at a high frequency (Heiri *et al.*, 2014b), much like North Atlantic climate. At the European scale, they also indicate latitudinal and longitudinal gradients of the vegetation response to climate changes, essentially mediated by the distance from the North Atlantic and ice sheets

(*e.g.* Fletcher *et al.*, 2010; Heiri *et al.*, 2014a; Helmens, 2014; Moreno *et al.*, 2014; Sánchez Goñi *et al.*, 2008).

However, most palaeo-environment reconstructions in central-Northern Europe have mainly focused on the Late-Glacial (Termination I) and Holocene periods, *i.e.* from 14.7 to 0 ka cal. BP (*e.g.*Heiri *et al.*, 2014b). Due to several ice-covered areas during the Last Glacial and particularly the Last Glacial Maximum (LGM) (23 - 19 ka cal. BP ; Clark *et al.*, 2009), complete terrestrial archives for this period are rare, creating a knowledge gap regarding the characterization of vegetation response to past climate changes. A previous multi-proxy dataset for the glacial period of Western-central Europe was published using the lacustrine record of the Bergsee, Southern Germany, by Becker *et al.* (2006), including pollen and chironomidae assemblages combined with Magnetic Susceptibility data. The palaeoecological and chronostratigraphic data, dating back to 30 ka cal. BP, showed that this lake has potentially continuously recorded the Last Glacial period. Here, we present a new longer core and high-resolution pollen data for the period 45 - 14.7 ka cal. BP. This new core spans a part of Marine Isotope Stage (MIS) 3 and the whole of MIS 2 (59.4 – 27.8 and 27.8 – 14.7 ka BP, respectively ; Svensson *et al.*, 2008).

The main objectives of this paper are :

- To establish a high-resolution pollen record of vegetation changes between 45 and 14.7 ka cal. BP in Southern Germany.
- To characterize the high-frequency environmental dynamics, focusing on vegetation response to climate changes at millennial-to-secular timescales.
- To discuss the contribution of the Bergsee record to the reconstruction of vegetation/climate changes between 45 and 14.7 ka cal. BP in Western Europe.

3.2 Site & Methods

3.2.1 Study site

The Bergsee (47°34’20”N, 7°56’11"E, 382 m a.s.l) is located on the Southern piedmont of the Black Forest (Baden-Wurttemberg, Southern Germany) (Fig. 3.1). The lake has a small surface area, with a maximum length of 335 m and a width of 250 m. The maximum water depth is around 13 m. It has no natural inlet and is only fed by precipitation and natural run-off from its watershed (10 km^2). The Bergsee lies in a depression formed during the Riss glaciation (Becker

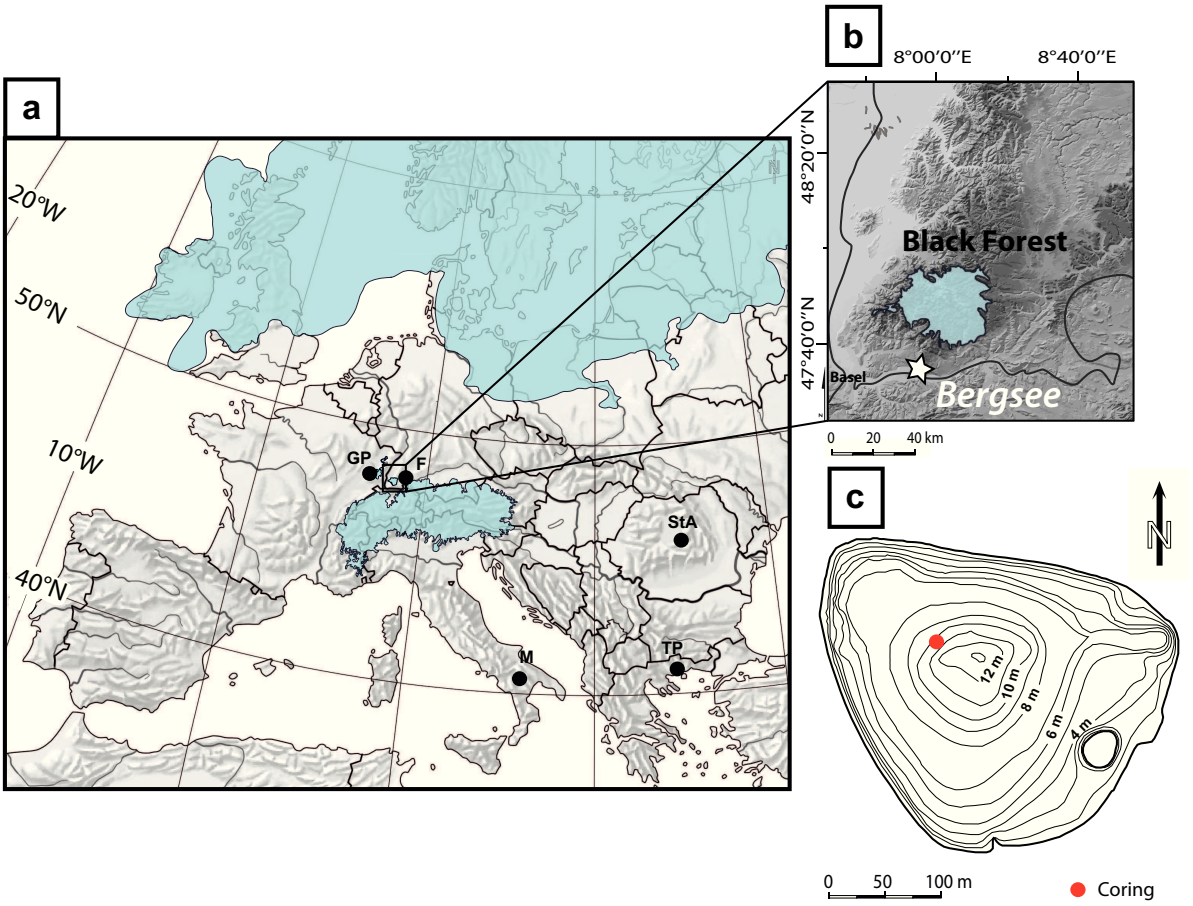


FIGURE 3.1 – *(a) Location map showing the Bergsee site and other sites mentioned in the text : (GP) La Grande Pile ; (F) Füramoos ; (M) Monticchio ; (StA) St Anne ; (TP) Tenaghi Philippon. Blue areas indicate the maximal expansion of the ice sheets ca. 20 ka cal. BP (Fennoscandian, the Alps, the Black Forest and the Vosges). (b) Location map showing the distance of the Bergsee Lake from the Black Forest glacier (blue area) at the LGM. (c) Bathymetric map of the Bergsee Lake showing the position of the core carried out in November 2013 (red dot).*

et al., 2006). Due to its intermediate position south of the Black Forest glacier and north of the Alps/Jura glaciers during the Würm glacial period, the site has probably recorded the entire Last Glacial, which makes it a unique palaeo-environmental archive. The study area is located in an intermediate position between high-latitude areas open to the Atlantic Ocean and the Southern half of Europe dominated by Mediterranean influences. The climate is characterized by a strong semi-continental climate subtype (Temperatures range = - 2 to 25 °C, average monthly precipitations = 90 mm (*www.worldweatheronline.com*)). The Bergsee is currently situated between lowlands with a temperate climate and Fagus forests as potential natural vegetation, and Black Forest highlands with mixed *Abies/Fagus* forests.

3.2.2 Coring, sediment and chronology

In November 2013, twin cores were retrieved close to the center of the lake, at 11 m water depth, using an UWITEC piston corer (2 m long, 90 mm in diameter) from a floating platform. The twin sequences (BER 13-01 & BER 13-02) are respectively 28 and 25 m long. A third additional core (BER 13-03) was retrieved between 10 and 12 m sediment depth because of sediment loss at this depth in cores BER13-01 and BER 13-02. The coring was stopped due to an absence of metal rods to lengthen the drill string. A 28.5 m long Master Core was built using Magnetic Susceptibility measurements and high-resolution core imaging acquired at a resolution of 5mm using a Geotek Multi-Sensor Core Logger (MSCl-Laboratoire Chrono-Environnement). The limit between the Last- and the Late- Glacial is also characterized by a sharp change from a detritic to an organic sediment.

Depth (cm)	Lab.code (Poz-)	Material dated	Conventional age (^{14}C a BP)	Calibrated age range (cal. BP ; 2σ)	Median age (cal. BP)
1003.5	65078	Wood	3650±35	3879 – 4085	3969
1461.7	73081	Wood, needles	9650±50	10785 – 11198	11011
1563	73080	Wood	12460±60	14235 – 15004	14612
1805.7	73271	Wood	16680±90	19868 – 20405	20128
1839.2	65077	Wood	17050±80	20314 – 20813	20566
1865	65075	Wood	17780±90	21227 – 21831	21536
1908.5	73270	Wood	18380±110	21933 – 22468	22247
2192	73269	Wood	23560±180	27412 – 27975	27695
2320	73268	Wood	26460±230	30218 – 31093	30723
2375.5	73267	Wood	27900±270	31191 – 32531	31706
2457	73266	Charcoal	28400±370	31436 – 33344	32343
2567.5	73265	Wood	31700±400	34782 – 36355	35586
2640	65074	Wood	34000±400	37149 – 39440	38449
2806.2	73263	Wood,plant fibres	41000±2000	41490 – 48531	44639

TABLE 3.1 – *AMS ^{14}C dates from the Bergsee core calibrated into calendar ages using the IntCal13 calibration curve (Reimer* et al.*, 2013).*

The chronology of the core is based upon 14 AMS radiocarbon dates (Table 3.1), which were all undertaken on terrestrial macro-remains. Radiocarbon dates were calibrated using the IntCal13 calibration curve (Reimer *et al.*, 2013). The age-depth model was built using CLAM (Blaauw, 2010) with the default smooth spline settings, which best fitted the calibration ranges. In addition to radiocarbon dates, a 1 cm-thick grey tephra layer, mainly composed of high vesicular glass shards, was identified at 15.21 m depth. The major element composition of tephra glass shards was obtained using a JEOL-JXA8230 electron probe at the GFZ Potsdam using a 15 kV voltage, a 10 μA beam current, a 6 μm beam size, and natural mineral and glass standards (Lipari obsidian ; Hunt et Hill, 1996) for instrumental calibration.

3.2.3 Pollen analysis

Pollen analysis was carried out on 183 four cm-thick samples taken at 4 cm interval between 13.5 and 28.5 m. This strategy allowed us (1) to approach a secular temporal resolution and (2) to construct an almost continuous record of past changes in vegetation. All samples were prepared following the standard method developed by Faegri et Iversen (1989). After adding 4 *Lycopodium* tablets to calculate pollen concentrations (Stockmarr, 1971), chemical treatments (HCl, HF) were applied to remove silica and carbonates. The acetolysis coloured pollen grains and glycerol was added for better preservation. Counting was carried out at x400 magnification. Pollen and spores identification was performed using different atlases (Beug, 2004; Reille, 1992), determination keys and the pollen collection of the Chrono-Environnement Laboratory in Besançon. The degree of identification did not exceed the family for herbs and the genus for arboreal taxa, with the exception of some grains for which the species could be determined. The total pollen sum was determined for each sample using the Polycounter software (Nakagawa, 2007). This software plots in real time the number of taxa against the counts. We stopped the sample analysis when a plateau was reached in this curve, *i.e.* when additional counts did not provide new taxa. Consequently, the pollen sum varied between samples according to the degree of homogeneity of the community and/or pollen productivity (min = 244 max = 3330, mean = 800 pollen grains). Aquatic plants and Cyperaceae were excluded from the total pollen sum used to calculate percentages. Only the 33 terrestrial taxa exceeding 1 % in at least one sample were considered in this paper. The good to excellent pollen preservation allows us to reconstruct the vegetation dynamics between 45 - 14.7 ka cal. BP. Analyses were performed using the 33 taxa that reached 1 % at least in one sample for this period. First, the zonation was determined by the CONISS depth-constrained clustering method (Birks et Gordon, 1985). The significant number of biozones was assessed using a broken-stick model. Then, a Principal Component Analysis (PCA) was applied on Hellinger-transformed pollen data with the ade4 package in R v.3.1.1 (R development Core Team, 2016). This multivariate analysis was used to extract the main vegetation patterns by detecting links between taxa within the pollen spectra.

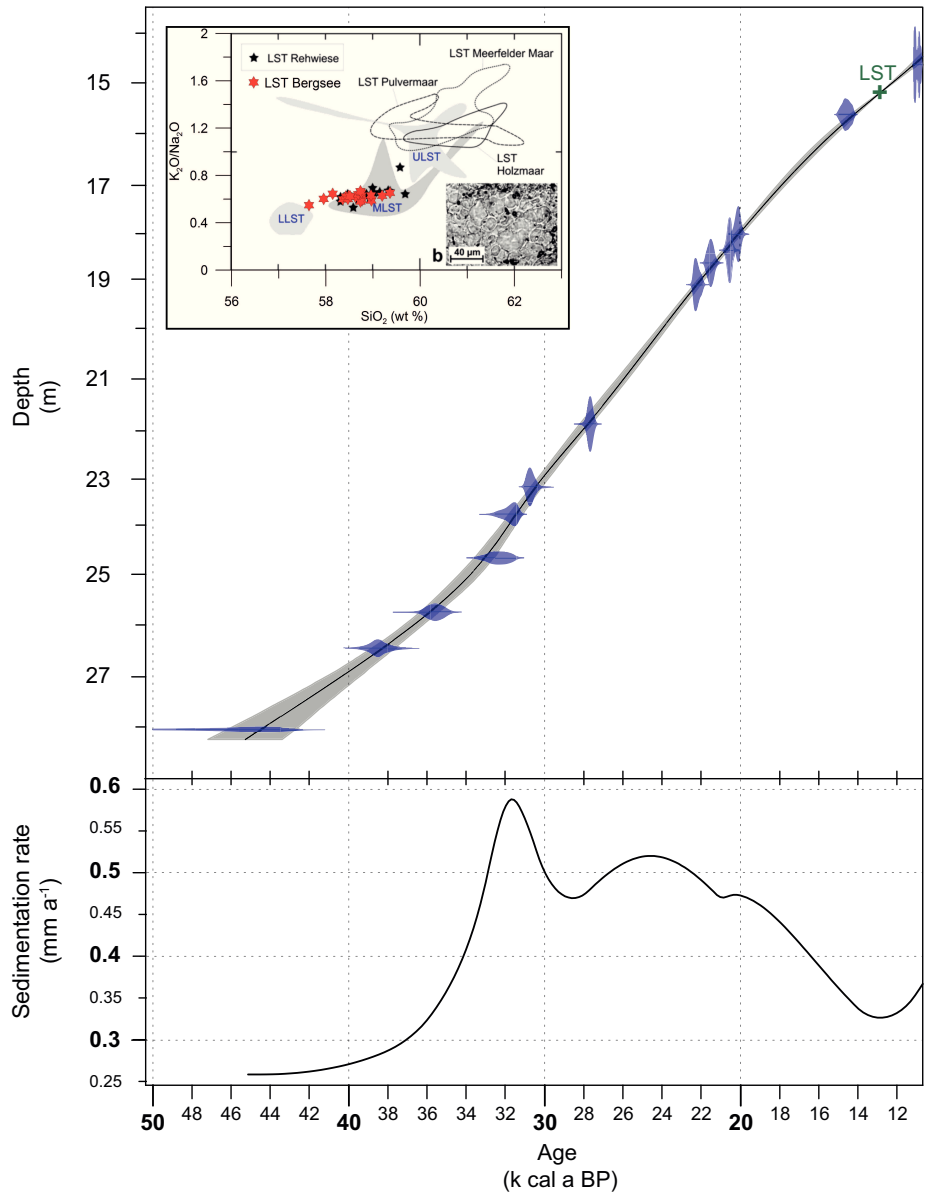


FIGURE 3.2 – *Chronology and sedimentation rates of the Bergsee core between 45 and 11.7 ka cal. BP. Blue dots correspond to the calibration range of AMS ^{14}C dating ; the green cross denotes the position of the Laacher See Tephra layer. All dates were calibrated into calendar ages using CLAM (Blaauw, 2010) with the default smooth spline settings (Table 3.1) ; sedimentation rates are directly derived from the age–depth model. Top left panel : the plot results of the electron probe microanalyses of single point glass analyses of the Laacher See Tephra in the Bergsee record.*

3.3 Results

3.3.1 Chronology

As illustrated by Figure 3.2, all radiometric dates are in a coherent order with no particular evidence of slumps and/or hiatuses. This results in a robust age-depth model, which confirms that the Bergsee core spans at least the last 45 ka, as shown by the deepest date (44.6 ka cal. BP). Consequently, estimating ages older than 40 - 35 ka cal. BP must be taken with caution

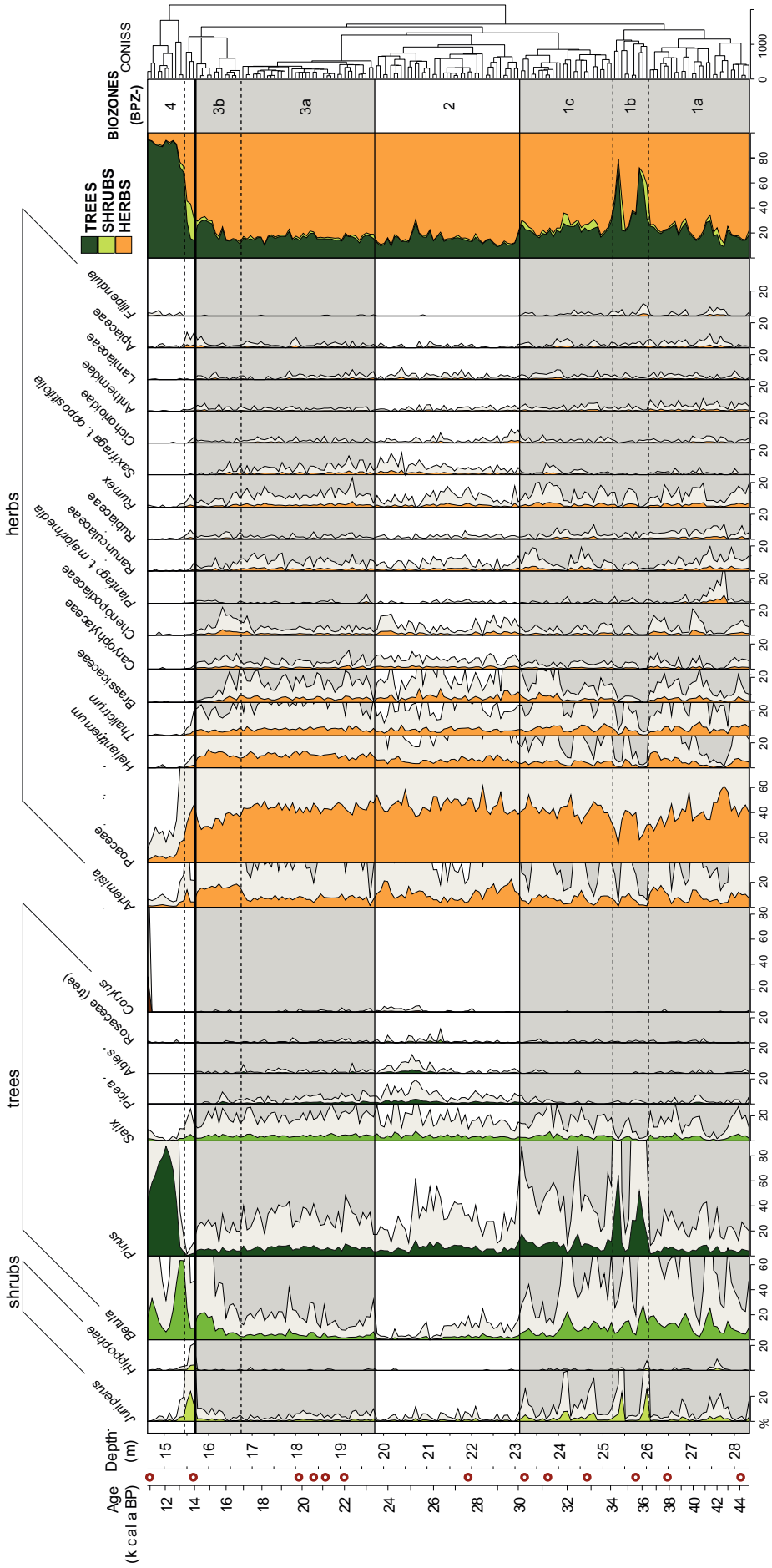
because of multi-millennial dating uncertainties, as shown for the deepest dating ($2\sigma = \pm$ 3 ka cal. BP). Chemical analysis of the tephra layer revealed a phonolitic glass composition (Table C3), which is typical of the MLST unit of the Laacher See Tephra (LST) from the Eifel Volcanic Field in Western Germany (Fig. 3.2). The LST has been precisely dated in the annually laminated Meerfelder Maar record at 12 880 varve years BP (Brauer *et al.*, 1999; Lane *et al.*, 2015). The position of the Laacher See Tephra in Bergsee is in good agreement with the age-depth model and confirms the strength of the radiocarbon chronology. The robustness of the depth-age model enabled us to estimate lacustrine sedimentation rates. A strong increase is observed between 32 and 20 ka cal. BP (around 0.5 $mm.a^{-1}$). Conversely, lower rates (< 0.35 $mm.a^{-1}$) are observed for the Late-Glacial (14.7 - 11.7 ka cal. BP) and for the period before 32 ka cal. BP.

3.3.2 Vegetation history

During the 45 - 14.7 ka cal. BP interval, the Bergsee record shows pollen assemblages mostly dominated by steppe taxa (average of 80 %, Figures 3.3 & 3.5) and pollen accumulation rates ranging from 120 to 5200 $\#.cm^{-2}.a^{-1}$ (Fig. C2). Non-arboreal pollen is mainly represented by Poaceae (40 % on average), *Artemisia*, *Helianthemum* and *Thalictrum* (above 10 %). Brassicaceae, Caryophylaceae, Chenopodiaceae or *Plantago* complete this non-arboreal group. Shrubs are mainly represented by *Juniperus* as well as *Hippophae* to a lesser extent. The main tree taxa are represented by *Betula* and *Pinus*. The PCA (Fig. 3.4) axis 1 explains 23.11 % of the total variance in the pollen assemblages. Two distinct groups contribute to axis 1 : steppe taxa contribute to the negative scores (*Helianthemum*, Chenopodiaceae and *Artemisia* are the most abundant, Poaceae seem to have less influence), while trees and shrubs contribute to positive scores, mostly *Betula* and *Juniperus*. *Pinus* has less influence and *Filipendula* is located close to *Betula*values.

On the basis of the PCA, the pollen diagram was reduced to include just those taxa contri-

FIGURE 3.3 *(following page) – Vegetation dynamics between 45 and 11.7 ka cal. BP as documented in the pollen record from the Bergsee. From left to right : time scale, AMS ^{14}C date positions (red dots), depth scale, pollen percentages of the taxa > 1 % for at least one sample (*Alnus, Quercus, Ulmus, Betula nana, *Caprifoliaceae t.* Sambucus, Centaurea scabiosa, Plantago *t.* lanceolata, *Primulaceae t.* Primula, Sedum, *Apiaceae t.* Heracleum *and Apiaceae t.* Pimpinella *were removed because of their low occurrence along the core) : shrubs in light green, deciduous trees in green, conifers in dark green, mesophilic trees in brown, herbs in orange, percentage curves of taxa grouped by vegetation type (trees from left to right, herbs from right to left, shrubs in the middle), biozones, and CONISS results. The average temporal resolution of each sample is 100 years ; grey curves denote x5 expansion.*


Age (k cal a BP)
Depth (m)
%
shrubs
trees
herbs
Juniperus
Hippophae
Betula
Pinus
Salix
Picea
Abies
Rosaceae (tree)
Corylus
Artemisia
Poaceae
Helianthemum
Thalictrum
Brassicaceae
Caryophyllaceae
Chenopodiaceae
Plantago t. major/media
Ranunculaceae
Rubiaceae
Rumex
Saxifraga t. oppositifolia
Cichorioideae
Anthemidae
Lamiaceae
Apiaceae
Filipendula
TREES
SHRUBS
HERBS
BIOZONES (BPZ-)
4
3b
3a
2
1c
1b
1a
CONISS

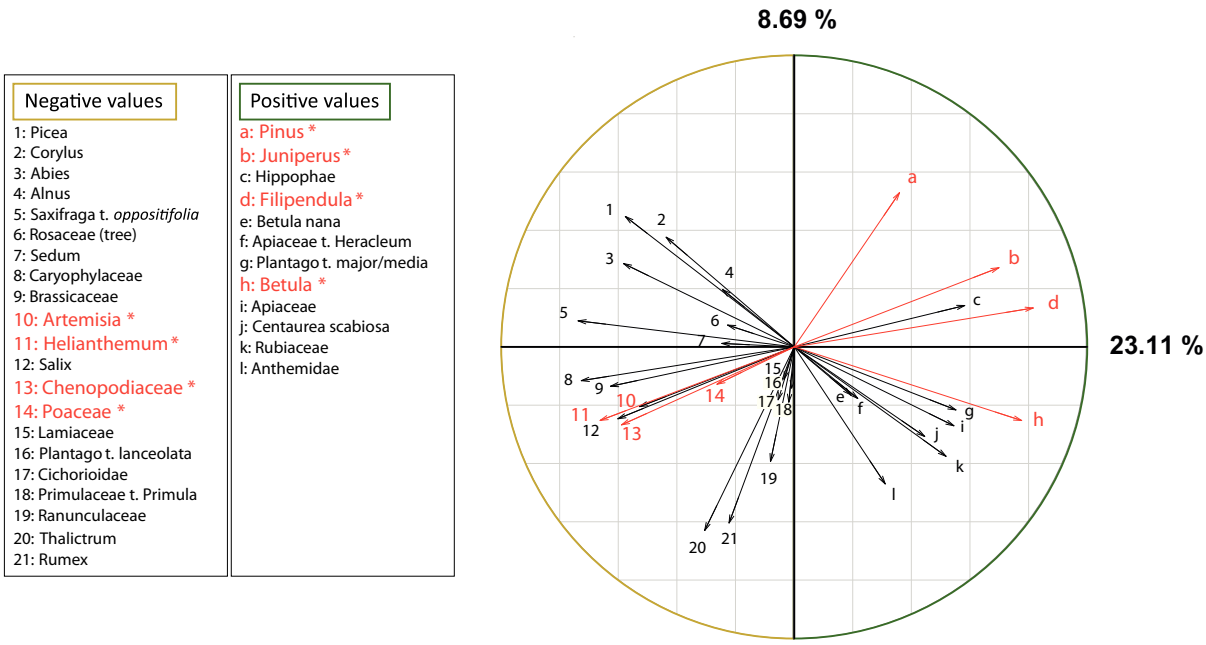


FIGURE 3.4 – *Results of the principal component analysis (PCA) on Hellinger-transformed pollen data for the period 45 – 14.7 ka cal. BP (157 samples). We only included the taxa > 1 % for at least one sample (n = 33). Scores of the PCA axis 1 reveal a separation between two opposite vegetation groups : the negative values are correlated with herbaceous taxa while positive values correspond to shrubs/trees. The most significant and abundant taxa, which appear on Fig. 3.5, are annotated in bold and red.*

buting most significantly to axis 1 (Fig. 3.5). Three main biozones (Bergsee Pollen Zones : BPZ 1 to 3) were detected by CONISS, revealing a multi-millennial variability in pollen assemblages.

3.3.2.1 BPZ-1 : 45 - 30 ka cal. BP (late MIS 3)

This biozone is characterized by high tree pollen percentages, which rarely decrease below 20 % and by mostly positive PCA-axis-1 scores (Fig. 3.5). These scores also highlight significant variability in the pollen assemblages with eight episodes of abrupt increases in *Betula* (between 10 and 25 %) and *Pinus* (between 5 and 65 %) following or concomitant with a first *Juniperus* peak (Fig. C3). These episodes of forest development begin *ca.* 44, 40.2, 38.8, 36.9, 35.1, 33.7, 32.4, 30.9 ka cal. BP respectively and are of variable duration ; 3, 1.1, 0.8, 1.1, 1.1, 0.8, 0.6 and 0.9 ka, respectively. Within BPZ-1, a sub-biozone (BPZ-1b) is identified. It is marked by two events at 36.9 and 35.1 ka cal. BP, for which the development of *Pinus* is particulary important (51 and 65 % respectively) and ends the forest development process. Furthermore, all of these episodes are associated with an increase in *Filipendula* percentages (Fig. 3.5). In between, percentages of non-arboreal taxa increase, mostly *Artemisia* that reaches its maximum (17.5 %) at 37.7 ka cal. BP with *Helianthemum* (up to 13 %) and Chenopodiaceae (up to 2.5 %). All these taxa reach their minimum values during the most important *Pinus* developments at 36.4 and 34.7 ka cal. BP.

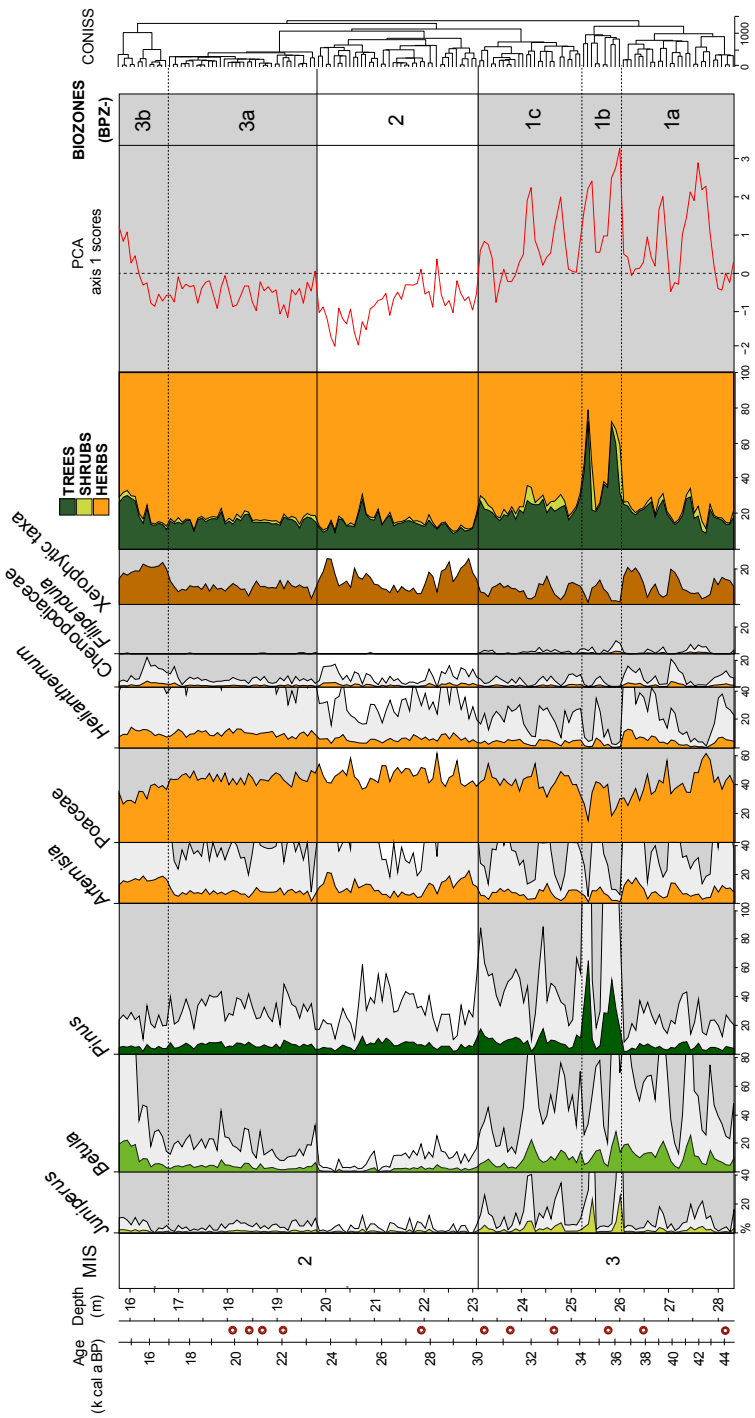


FIGURE 3.5 – *Vegetation dynamics of the 45–14.7 ka cal. BP period as documented in the pollen record from the Bergsee. Principal component analysis (PCA) reveals pluri-millennial biozones with transitions at 30 and 23.5ka cal. BP. From left to right : time scale, AMS ^{14}C dating positions (red dots), depth scale, Marine Isotope Stages (MIS), pollen diagram of the significant taxa in terms of ecology and abundance (based on the PCA results) (shrubs in light green, deciduous trees in green, coniferous in dark green, herbs in orange), percentages of xerophytic taxa (*Artemisia*, Caryophylaceae, Chenopodiaceae), percentages of taxa grouped by vegetation type (trees from left to right, herbs from right to left, shrubs in the middle), scores of PCA axis 1, biozones, and CONISS results. The average temporal resolution of each sample is 100 years ; grey curves denote x5 expansion.*

3.3.2.2 BPZ-2 : 30 - 23.5 ka cal. BP (early MIS 2)

This biozone is characterized by higher non-arboreal pollen percentages (above 80 %) than during the late MIS 3, globally negative PCA scores (minimum values between 25 and 23 ka cal. BP) and the lower amplitude of change in pollen assemblages (Figs. 3.3 & 3.5). Xerophytic steppe elements such as *Artemisia* and Chenopodiaceae reach their maximum values between 30 to 28.3 and 25.2 to 23.5 ka cal. BP. *Artemisia*, in particular, dominates the pollen spectra with two maxima of 22.5 and 21 % *ca.* 29.9 and 24 ka cal. BP. *Helianthemum* percentages also increase compared to BPZ-1 (late MIS 3) but its dynamics lag or lead xerophytic steppe elements. Conversely, *Betula* decreases to reach 2 % baseline values between 30 and 26.5 ka cal. BP, and almost disappears between 26.5 and 24 ka cal. BP. The two slightly positive excursions in PCA-axis-1 scores *ca.* 28.5 and 27.8 ka cal. BP feature the highest percentage values of *Betula*. *Filipendula* is absent throughout the biozone. *Pinus* maintains relatively high percentages (5 to 12 %) between 28.3 and 25.2 ka cal. BP, but shows two drops below 5 % between 30 and 28.3 and 25.2 to 23.5 ka cal. BP. Minor abundances of mesophilic taxa (*Corylus*) are observed occasionally (up to 1 %) between 26 and 23.5 ka cal. BP (Fig. 3.3).

3.3.2.3 BPZ-3 : 23.5 - 14.7 ka cal. BP (late MIS 2)

This biozone is characterized by a greater stability in arboreal pollen percentages (Fig. 3.5), and higher PCA scores than during BPZ-2 (early MIS 2). The beginning of this period is marked by an increase in *Betula* percentages (that were almost 0 at the end of the previous phase), with a first short peak (6 %) at 23.5 ka cal. BP. Its percentages vary between 1.5 and 8 % until 16 ka cal. BP and then increase to reach 22 % *ca.* 14.5 ka cal. BP. *Pinus* also develops at the beginning of the biozone ; its percentages oscillate between 5 and 10 % and then drop below 5 % from 17.2 ka cal. BP onwards. *Artemisia* and Chenopodiaceae decrease and show relative stability (around 8 % on average for *Artemisia*) until 17.4 ka cal. BP. At this date, *Artemisia* percentages abruptly increase to reach 19 % at 16.9 ka cal. BP and maintain high values (above 15 %) until the end of the biozone. This pattern is also highlighted by negative PCA-axis-1 scores (Fig. 3.5). Conversely, *Helianthemum* develops during this biozone and reaches its highest percentages of the whole record (13 %). It remains relatively stable until 14.5 ka cal. BP with the exception of two marked drops *ca.* 17 and 14.7 ka cal. BP respectively, synchronous with *Artemisia* and *Betula* expansion. Both pollen diagrams (Figs. 3.3 & 3.5) underscore the transition between the Last Glacial and the Late-Glacial at 14.7 ka cal. BP. Pollen dynamics of the Late- Glacial and early

Holocene (14.7 - 11.7 ka cal. BP) are already well documented for the region (Eusterhues *et al.*, 2002 ; Rösch, 1992) : dwarf shrubs are first established, rapidly replaced by *Betula* (*i.e.* Bölling - 14.7 - 14 ka cal. BP) and followed by *Pinus* (Alleröd - 14 - 12.7 ka cal. BP). According to the pollen data and the chronology, the period corresponding to the GI-1 is clearly manifest in the Bergsee sequence (Fig. 3.3, BPZ-4).

3.4 Discussion

3.4.1 Vegetation response to climate changes between 45 and 14.7 ka cal. BP

The Bergsee pollen record shows that a steppe dominates the landscape between 45 and 14.7 ka cal. BP. This observation is explained by the dry-cold climate conditions of the MIS 3 compared to the warmer MIS 5 climate at both the North Atlantic (Capron *et al.*, 2010) and European scales (Helmens, 2014). However, the results also show variability in vegetation dynamics at different timescales : three multi-millennial phases with major transitions at 30 and 23.5 ka cal. BP are characterized by abrupt and shorter-lived vegetation changes at millennial-to-centennial timescales. The PCA-axis-1 scores clearly highlight these patterns. Axis 1 may reflect both vegetation structure (openness) and a cold/dry to mild/humid gradient in terms of the ecological preferences of taxa (*e.g. Artemisia vs. Betula*). Below we discuss this hypothesis with respect to the main taxa dynamics.

During the late MIS 3 (45 – 30 ka cal. BP, BPZ-1), pollen assemblages show that vegetation alternates between eight forest development and seven steppic vegetation phases. The cyclic pattern of forest development corresponds to the highest PCA scores, and involves *Juniperus*, *Betula* and *Pinus* in varying proportions. In detail, this classic ecological succession from pioneer heliophilic shrubs to pine does not always appear clearly, as emphasized in Figures 3.5 & C3. The attribution of *Betula* pollen to tree or shrub type (*e.g. Betula nana*) remains an open question on the basis of our present data. However, tree birch seeds found in the Oberwinkler Maar (Eifel region, Germany) during the early MIS 3 (Engels *et al.*, 2008) highlight the local development of tree birch north of the Bergsee. This suggests that tree birch could be the main source for *Betula* pollen in our record during MIS 3. In the Bergsee record, *Pinus* only dominates the pollen spectra between 36.9 to 35.8, 35.1 to 34, and 30.9 to 30 ka cal. BP. The eight forest development phases correspond to landscapes dominated by "open boreal forests" (AP < 40 % ; Fletcher *et al.*, 2010) to "boreal forests" (AP > 60 %, at 36.9 - 35.8 and 35.1 - 34 ka cal.

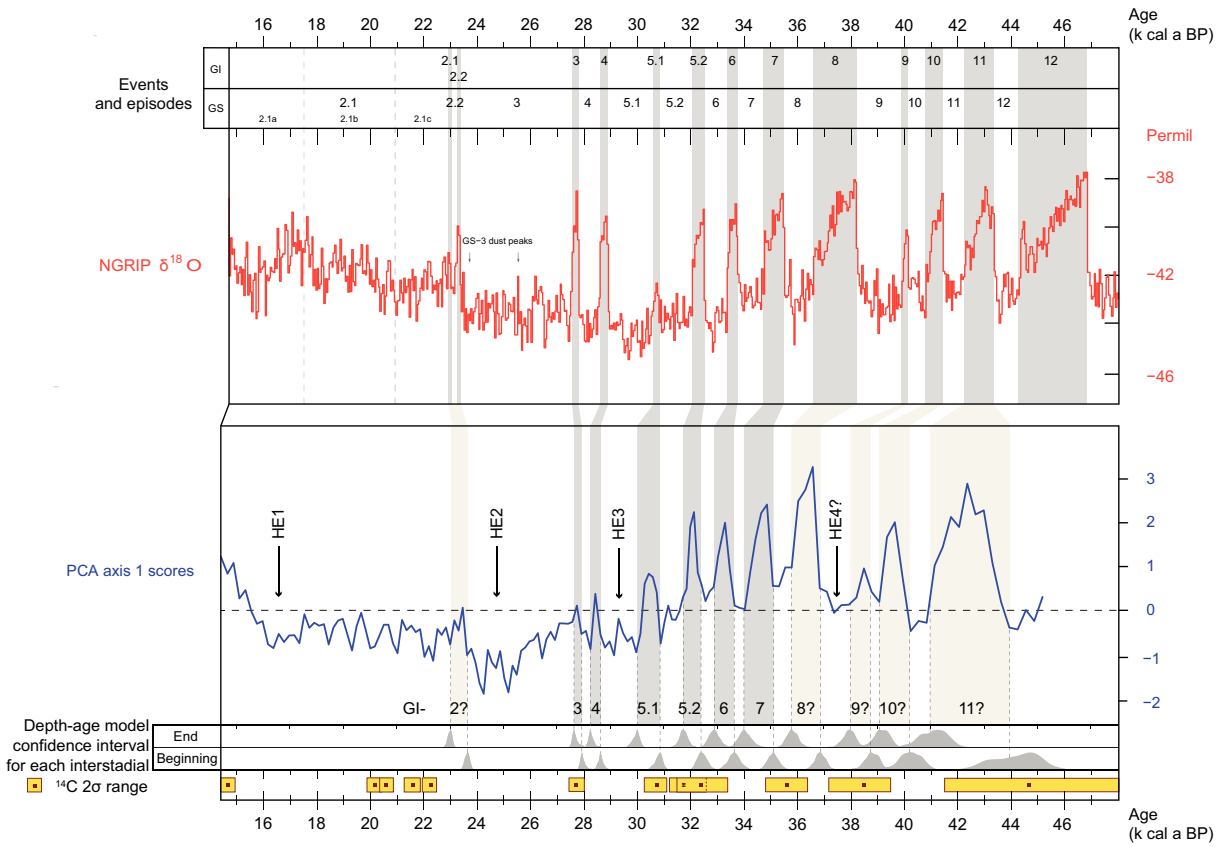


FIGURE 3.6 – *Comparison of the Bergsee Lake principal component analysis (PCA) axis-1 scores with the NGRIP $\delta^{18}O$ record, for the period 45 – 14.7 ka cal BP. From bottom to top : time scale of the Bergsee pollen record, AMS ^{14}C date positions with 2σ ranges, age–depth model confidence interval for the onsets and terminations of each interstadial, PCA axis 1 scores, NGRIP record between 48 and 14.7 ka cal BP and North Atlantic 'events' and 'episodes' (Rasmussen* et al.*, 2014) ; grey layers indicate the correlation between Greenland Interstadials and afforestation (mostly reflected by positive PCA scores) ; the Heinrich events (HE) are denoted (Hemming, 2004).*

BP). Such vegetation may reflect D-O warm events/GIs conditions, *i.e.* warmer and more humid climate, as also underlined by the main taxa contributing to positive PCA axis 1 scores, *Betula* and *Filipendula*, which are relatively moist-demanding (David et Barbero, 1995 ; Birks et Birks, 2014). The differences between "open boreal forest" and "boreal forest" interstadials are only partially correlated to interstadial duration as defined from the oxygen-isotope Greenland record (Fig. 3.6). Therefore, the disparities in *Betula*/*Pinus* dynamics may also suggest different amplitudes of climate change between interstadials and/or probably specific trends towards aridity. By constrast, steppic phases, corresponding to the lowest PCA scores, are dominated by xerophytic/heliophilous elements with similar dynamics (*Artemisia*, Chenopodiaceae, *Helianthemum*). *Betula* and *Pinus* are also quite abundant (mostly > 20 %). This corresponds to a dry steppe dominated landscape with some elements of boreal forest, *i.e.* a "boreal forest steppe". Such vegetation reflects stadial conditions, *i.e.* a colder and drier climate, with nonetheless suf-

ficient moisture availability to maintain birch populations. Remarkably, the seven stadials have similar amplitudes, with the exception of the *Artemisia* maximum around 37.7 ka cal. BP. These results are in accordance with many terrestrial and marine pollen records (Tonkov *et al.*, 2014 ; see also reviews by Helmens (2014), Sánchez Goñi *et al.* (2008) and Fletcher *et al.* (2010)), indicating that interstadials in Western-central Europe around 45 °N were generally characterized by the development of boreal forests composed of *Betula* and *Pinus*, while steppe dominated by *Artemisia* developed during stadials. The differential response in terms of forest developments between interstadials remains to be investigated, but could be linked to differences in seasonality, as suggested by van Meerbeeck *et al.* (2011) for early MIS 3 interstadials.

During early MIS 2 (30 to 23.5 ka cal. BP, BPZ-2), the Bergsee pollen assemblages feature rapid vegetation changes, with the lowest PCA scores of the record, less millennial-scale variability, and much lower tree cover. The dominance of *Artemisia* combined with the declining trend of *Betula* indicates a strong shift towards "dry grassland" vegetation type, in particular between 30 - 28 and 25 - 23.5 ka cal. BP where stadial conditions seem to be the most arid and/or coldest of the whole record. The quasi-absence of *Betula* during the latter of these two stadials might indicate particularly arid conditions. In between (28 - 25 ka cal. BP), the pollen record provides evidence for a "boreal forest steppe" where *Pinus* is the dominant tree, indicating a multi-millennial shift to slightly milder climate conditions. Finally, the significant occurrences of mesophilic taxa (*Corylus*) observed between 26 and 23.5 ka cal. BP (Figs. 3.3 & 3.4) do not match with the steppe environment, and scores of the PCA confirm that they must not be considered as episodes of forest development (most negative values between 26 and 23.5 ka cal. BP). The presence of warm-climate adapted trees probably results from long-distance inputs, wind-transport being favoured by open landscapes. During late MIS 2 (23.5 to 14.7 ka cal. BP, BPZ-1), vegetation changes appear minor compared to early MIS 2, with similar proportions of tree/steppic taxa. However, PCA scores are globally higher, underlining an increased contribution of *Betula* while *Pinus* remains rather constant. The decrease in *Artemisia* in favour of *Helianthemum* suggests a change in grassland composition. The presence of this long-lived taxa (Erschbamer et Retter, 2004) agrees with the maintenance of relatively local cold climate conditions. Vegetation patterns here point to a "boreal forest steppe"-dominated landscape at least until 17 ka cal. BP. Climate conditions during this phase known as the global Last Glacial Maximum (23.5 – 19 ka cal. BP ; Clark *et al.*, 2009), though remaining stadial, seem more favourable than before with a possible increase in moisture availability, as underlined by the change

in grassland composition and *Betula* dynamics. Finally, the increase in *Artemisia* from 17 to 14.7 ka cal. BP marks a strong steppe development explained by colder conditions. This phase is consistent with the Oldest Dryas (17.5 – 14.7 ka cal. BP, Rasmussen *et al.*, 2014) in terms of ages and climate conditions. Therefore, it appears difficult to consider the *Betula* pollen observed from 16 ka cal. BP as a tree-type pollen. Hence, it could be attributed to the shrub *Betula nana* that is a more cold-tolerant species than *Betula* tree (*i.e. Betula pendula* ; Birks et Birks, 2014). This hypothesis is further supported by the presence of *Betula nana* during the Oldest Dryas on the neighbouring Swiss Plateau (Ammann et Tosolski, 1983).

3.4.2 The expression of North-Atlantic climate variability within the Bergsee pollen record

The Bergsee pollen record attests to vegetation changes at multi-millennial (such as the contrast between MIS 3/MIS 2) to centennial timescales, with a succession of vegetation types that is related to interstadial/stadial climate variability. The PCA scores of the Bergsee pollen assemblages clearly mirror these changes, as discussed above. The analytical resolution (around 100 a/sample) and the chronology (see Results section) allow a tentative correlation with the Greenland ice cores record of D-O cycles. In this section, we compare and contrast our results with the most recent synchronized chronology (between GISP, GRIP and NGRIP) as defined by the INTIMATE project (Blockley *et al.*, 2012 ; Rasmussen *et al.*, 2014). Figure 3.6 shows a comparison of the Bergsee PCA scores against the NGRIP δ^{18}O record for the last 48 ka. The eight positive-score peaks between 45 and 30 ka cal. BP may be broadly correlated to GIs 11 to 5.1. For the four youngest ones, *i.e.* 5.1, 5.2, 6 and 7 GIs, correlations are based on four ^{14}C dates in the Bergsee record (Table 3.1). For the time-window older than 36 ka cal. BP, the correlation is more challenging due to the reduced number of ^{14}C dates and their increasing age uncertainties. The interstadials 8, 9, 10 and 11 from the Bergsee record lag the NGRIP interstadials by around 1 ka. Nonetheless, the correlation remains robust, because these time lags lie within the bounds of the chronological uncertainties for the corresponding interstadials in both records ($\pm$ 500, 600, 900 & 1 400 a BP in the Bergsee record, Maximum Counting Error > 1 500 yrs in the NGRIP ; Rasmussen *et al.*, 2014). The deepest date (41.5 - 48.5 ka cal. BP) could shed doubt on the identification of GI-11 as the last interstadial in the Bergsee record, which could either be GI-12 or the GIs 10 and 11 combined. There are some lines of evidence that positive/near-positive excursions in PCA scores (Figs. 3.5 & 3.6), *ca.* 28.5, 27.8 and 23.5 ka

cal. BP, which are all characterized by *Betula* increases, may correspond to GIs 4, 3 and 2. This working hypothesis is supported by two observations : i) that the peak *ca.* 27.8 ka cal. BP is radiocarbon-dated (Table 1) and synchronous with the NGRIP GI-3, and ii) that the position of *Betula* increases just before and after GS-3 which is particularly marked in the PCA scores. To probe this question in greater detail, we obviously need more ^{14}C dates and tephra layers, and also higher resolution pollen data and the integration of multi-proxies. Another striking feature in the Bergsee pollen record is the four maxima of xerophytic steppe development (negative excursion in PCA scores, Figs. 3.5 & 3.6) with *Artemisia* being the dominant taxon of the whole pollen spectra at 37.7, 30, 24 and 17 ka cal. BP. These four stadials (GSs 8, 5.1, 3 and 2.1a) contrast with the vegetation response during other stadials, where steppic vegetation shows remarkably constant lower response (Fig. 3.5). In addition, this is in close chronological agreement with dates of Heinrich events (HE) and/or Heinrich Stadials 4 to 1 : 38, 31, 24, 16.8 ka cal. BP (Hemming, 2004) and 40.2 - 38.3, 32.7 - 31.3, 26.5 - 24.3, 18 - 15.6 ka cal. BP (Sánchez Goñi et Harrison, 2010). Finally, the vegetation dynamics in the Bergsee record at 37.7, 30, 24 and 17 ka cal. BP are similar to the vegetation response to HE at Southern latitudes in Europe (Fletcher *et al.*, 2010). With this observation, the Bergsee record shows that the vegetation had to adapt rapidly to all climate changes affecting Europe, including those related to weak variations in the Atlantic Meridional Overturning Circulation AMOC (Kageyama *et al.*, 2010). This reinforces the conclusion of a main and global North Atlantic climate control on vegetation, highlighted previously by the Bergsee/NGRIP comparison. From this point of view, it is noteworthy that vegetation response to GS-3/HE2 and GS-2.1a/HE1 (Fig. 3.6) may indicate more arid conditions than during the LGM, as already recorded in Southern Europe marine cores (Fletcher et Sánchez Goñi, 2008 ; Turon *et al.*, 2003 ; Naughton *et al.*, 2007). This suggests that the influence of local factors on vegetation response, such as the proximity of the Black Forest glacier (Ehlers et Gibbard, 2004), were largely overridden by global pacemakers. Vegetation response to HE have already been recorded at the regional scale in Les Echets (Veres *et al.*, 2009) and La Grande Pile records (Seret *et al.*, 1992 ; Guiot *et al.*, 1992) using multi-proxy analysis and/or climate quantifications from pollen. The Bergsee sequence gives new insights on the impact of HE 4 to 1 on continental environments. Furthermore, to our knowledge, the Bergsee record attests to the strongest contrasted response to HE 3 and 2 at the regional scale. However, in detailed, vegetation response to climate changes in the Bergsee record is not uniform between each stadial (*e.g.* changes in steppic composition) and each interstadial (*e.g.* role of *Pinus* in boreal forest

ecosystems). To better understand these differences, we need to set the Bergsee pollen record in the context of longitudinal and latitudinal gradients of European vegetation changes during the last 50 ka.

3.4.3 Longitudinal and latitudinal gradients in vegetation response

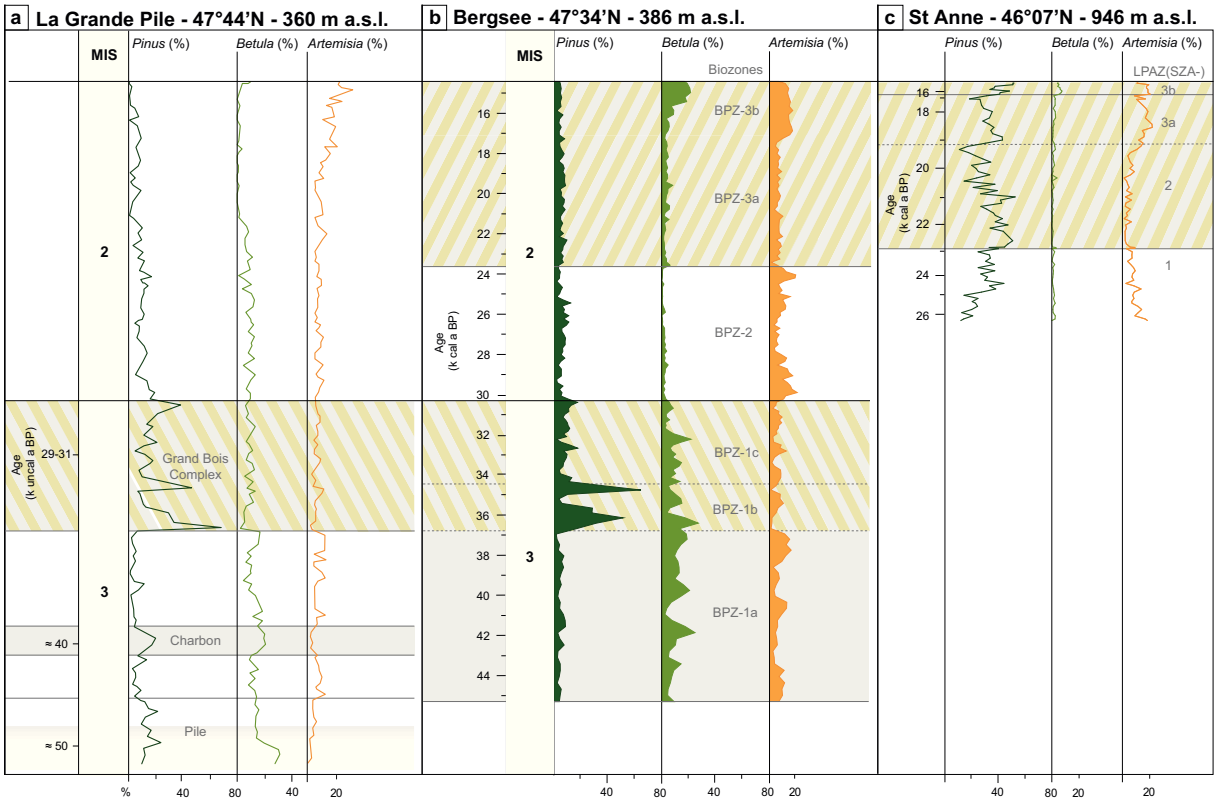


FIGURE 3.7 – *Vegetation changes during the end of the Last Glacial period from selected continuous terrestrial cores at similar latitudes (around 47 °N). Pinus, Betula, Artemisia pollen percentages, zonations (grey) and Marine Isotope Stages (MIS) are plotted for each individual site, based on independent age models ; pollen records from left to right : La Grande Pile (de Beaulieu et Reille, 1992a; Woillard, 1978), Bergsee, St Anne (Magyari* et al.*, 2014) ; yellow hatched zones represent analogous vegetation phases between the Bergsee and the other records.*

At the latitude of the Bergsee (47°34'N), terrestrial pollen records of D-O events over the last climatic cycle are rare. Pollen records published by de Beaulieu et Reille (1992a); Woillard (1978) from La Grande Pile (110 km to the west) are known to continuously span the whole Last Glacial. Although comparisons should be made with caution, because of the differences in chronological precision, the two records are "twin sites", located at similar elevations and biogeographical contexts, and underscore strong similarities (Fig. 3.7). First, at multi-millennial timescales, the Bergsee pollen record presents the same contrast between a warmer/moister MIS 3 compared to MIS 2 as in La Grande Pile (Guiter *et al.*, 2003; Seret *et al.*, 1992). The internal

variability of MIS 2 (see above) is however not recorded in La Grande Pile. The second common feature between the two records is the dynamics of *Pinus*, which reaches its maximum values during the Grand Bois complex attributed to the late MIS 3 (Fig. 3.7) on the basis of a radiocarbon date at 29 - 31 ka uncal. BP, *i.e. ca.* 34 ka cal. BP. The same vegetation dynamics, especially in terms of the amplitude of *Pinus* peaks (between 40 and 70 % in the two records), is also observed in the Bergsee record, between 37 and 30 ka cal. BP ; Fig. 3.7b). These striking similarities, in addition to the possible correlations between the Bergsee/NGRIP, suggest that the three marked *Pinus* peaks from the Grand Bois complex may correspond to the vegetation response to GIs 8, 7 and 5. It is noticeable that this phase, known as the Denekamp Interstadial (Ran, 1990), was also recorded in other sequences from the Rhine valley (Guiter *et al.*, 2003). Finally, Woillard (1978) and de Beaulieu et Reille (1992a) interpreted the vegetation response to interstadials during MIS 3 "as representing increased expansion or blossoming of woodstands or shrubs in a still open vegetal environment". The comparison between the La Grande Pile and the Bergsee records broadly supports this interpretation of boreal forest steppe expansion during interstadials, except for GIs 8 and 7 during which boreal forest was able to establish, suggesting that the amplitude of climate changes was more important for this two interstadials, at least at a sub-regional scale. The strong vegetation response to GI-7 in les Echets (Wohlfarth *et al.*, 2008) also supports this interpretation.

Towards the east, the record from Füramoos in Southern Germany lies in a similar bioclimatic context (Müller *et al.*, 2003) and spans the time window 140 - 40 ka cal. BP *i.e.* from the Eemian to GI-11. This is the most challenging event in the Bergsee record, rendering any direct comparison difficult. Nevertheless, Müller *et al.* (2003)) demonstrated the sensitivity of local vegetation to interstadials (*i.e.* GIs 14, 12 and 11). Vegetation response to these events is characterized by the development of *Betula*, *Pinus* and *Juniperus*. At the Bergsee, similar response to younger interstadials is recorded. We also compared and contrasted our data with the most recent published work from Eastern Europe, *i.e.* the Ste Anne Lake (Carpathian Mountains in Romania, Magyari *et al.*, 2014 ; Feurdean *et al.*, 2014), that spans 26 ka, which enables to test the relationships for MIS 2. The two time series record several differences. First, Magyari *et al.* (2014) conclude that the *Pinus* percentages "cannot be strictly connected to stadial/interstadial fluctuation within the GS-2 and GS-3 section of Lake St Anne". This is obviously not the case in the Bergsee (which manifests strong responses to GSs-2/HE1 and 3/HE2). Second, the vegetation dynamics during the LGM (23 - 19 ka cal. BP) are completely different : the Ste Anne

record is dominated by *Pinus* and *Juniperus* with an unexpected increase in fire activity. The authors conclude that this trend is the result of increased continentality, with warmer and drier summers. Although our data does not allow us to discuss seasonality, the vegetation in the Bergsee during the LGM points to milder/more humid conditions than during GSs 3 and 2. The Ste Anne record shows post-LGM dynamics characterized by the immediate expansion of xerophytic steppe at 19 ka cal. BP, and forest development from 17 ka cal. BP onwards, leading the onset of GI-1. In the Bergsee record, these patterns are delayed by 2 ka (Fig. 3.7), as in La Grande Pile (Helmens, 2014). These differences are most probably due to : i) the distance to refugia ; ii) the altitudinal gradient between the two sites (380 m a.s.l. for Bergsee *vs.* 950 m a.s.l. for Ste Anne) ; and iii) a longitudinal gradient in the vegetation response to North Atlantic climate variability (Fletcher *et al.*, 2010 ; Magyari *et al.*, 2014). Moreover, this comparison suggests that the pattern of early afforestation before GI-1 is restricted to zones where the amplitude of the previous cold phase (here the HE1) is attenuated. Combined with a more important pine population during the LGM, this leads to earlier and more rapid forest development. Finally, the Bergsee pollen record fits well with the north-to-south and west-to-east climate gradients, which causes disparities in vegetation responses, particularly during interstadials (Fletcher *et al.*, 2010; Moreno *et al.*, 2014; Sánchez Goñi *et al.*, 2008; Willis et van Andel, 2004). In fact, the influence of the North Atlantic on climate decreases to the east and to the south, with distance from the ocean. This probably results in more rapid forest developments for the Southern and Eastern regions than latitudes above 40 ° N (Fletcher *et al.*, 2010) and Western European areas. Forest conquests are also more rapid on peninsulas, where several refuge areas are concentrated. Moreover, Fletcher *et al.* (2010) point out a limit at 45 °N separating two patterns of vegetation response during interstadials : forests composed of mesophilic-to-thermophilic deciduous trees (*Corylus*, *Quercus*, *Tilia*) characterize Southern Europe, while an open boreal forest composed of *Betula* and *Pinus* develops in mid latitudes, up to 50 °N (Jankovská et Pokorný, 2008). For the Bergsee, which is located at 47 °N in Western Europe, the reconstructed vegetation dynamics broadly agree with these last conclusions. The Bergsee record also suggests that the contrasted response to interstadials between MIS 3 and MIS 2 is more marked in Western-central Europe than at southerly latitudes (*e.g.* in Müller *et al.* (2011)), although a longer record, covering the whole MIS 3, is required to strengthen this interpretation.

3.5 Conclusion & perspectives

In this paper we have demonstrated that the Bergsee in Western-central Europe has archived vegetation changes for the last 45 ka. Pollen investigations carried out at centennial-scale resolution provide evidence for vegetation changes characterized by three multi-millennial phases. The local vegetation cover evolved with a succession of marked steppe dominations and shorter episodes of forest development. The main results of this paper are :

1. From 45 to 30 ka cal. BP (late MIS 3), a high-frequency succession of steppe and boreal forest/boreal forest steppe phases is consistent with stadials (GS-12 to GS-5.2) and interstadials (from GI-11 to GI-5). The vegetation response to GIs 8 and 7 differs from the previous and the following interstadials, with an important development of *Pinus*. Comparisons with La Grande Pile (Eastern France) and St Anne (Romania) pollen records confirm this pattern at the sub-regional scale.

2. Between 30 and 23.5 ka cal. BP (early MIS 2), the vegetation shows a strong response to Heinrich events 3 and 2 with the development of a steppe environment dominated by *Artemisia*, indicating colder and/or drier climate conditions, in particular for the GS-3/HE2.

3. There are indications of vegetation response to short-lived interstadials during MIS 2 but this working hypothesis needs to be confirmed by additional data using pollen and other abiotic/biotic proxies. Contrasting responses to interstadials between MIS 3 and MIS 2 have already been described in other European records, but this difference appears to be particularly marked in Western-central Europe.

4. The 23.5 to 14.7 ka cal. BP (late MIS 2) period is marked by a steppe environment with low occurrences of *Betula*. The development of this cold-deciduous tree suggests wetter conditions during the Last Glacial Maximum, as previously recorded at Southern latitudes in Europe. At the end of this phase, the increase in species adapted to cold climate conditions is consistent with HE1.

The Bergsee pollen record provides evidence for rapid vegetation response to changes in North Atlantic climate at sub-millennial time scales. This lacustrine sequence also contributes to understanding of west-to-east and north-to-south gradients in terms of spatio-temporal patterns of vegetation changes, particularly in response to the North Atlantic. In this respect, local

factors may have influenced the magnitude of the vegetation signal. Further investigations, such as supplementary pollen analysis and a multi-proxy approach, are needed to fill this knowledge gap. Finally, the results presented in this paper highlight the strong potential of the Bergsee lacustrine record to probe past changes in environmental and climate conditions during the Last Glacial in Western-central Europe.

Chapitre 4

Pollen-inferred quantification of the climate variability of the last 50 ka from the Bergsee record (Black Forest, Germany)

Fanny Duprat-Oualid, Odile Peyron, Carole Bégeot, Michel Magny, Laurent Millet, Damien Rius

Ce Chapitre est un article soumis dans la revue *Quaternary Science Reviews* le 13 juillet 2018. Il a été accepté le 13 août 2018 et est actuellement en révision.

4.1 Introduction

The Last Glacial period (119 – 14.7 ka cal. BP ; Rasmussen *et al.*, 2014) is a key period for paleoenvironmental studies : it is characterized in the Northern Hemisphere by low-to-high frequency climate changes that significantly influenced terrestrial environment dynamics.

Rapid climate transitions and abrupt events have been elucidated in North Atlantic archives during this period. Dansgaard-Oeschger - D/O - cycles (Dansgaard *et al.*, 1993) are represented by a series of millennial-to-secular oscillations in the Greenland oxygen isotope records (*e.g.* NGRIP, Members, 2004). These variations define the Greenland Interstadials – GI - and the Greenland Stadials - GS (Andersen *et al.*, 2006). Some Greenland Stadials were associated with massive iceberg discharges in the North Atlantic, the so-called Heinrich Events - HE, and marked by cold sea surface temperatures - SST (Bond et Lotti, 1995) and a cold and dry climate phases in Europe defined as Heinrich stadials - HS (Fletcher *et al.*, 2010). Climate variability mainly depends on changes in the Atlantic Meridional Overturning Circulation - AMOC (Kageyama *et al.*, 2010) and/or global ice sheets (Bond et Lotti, 1995; Hemming, 2004; Sánchez Goñi et Harrison, 2010), themselves controlled by external forcing (Fletcher et Sánchez Goñi, 2008; Heinrich, 1988; Šeirienė *et al.*, 2014). However, the mechanisms are complex and remain an open question. For instance, the magnitude of a climate change associated with a HE depends on the ice-melt rate and source : the discharges from Canadian ice-sheets have an important impact on the AMOC, while the Fennoscandian's ones have a more limited impact at the European scale. For instance, the Heinrich stadial 4 (onset at 40.2 ka cal. BP ; Sánchez Goñi et Harrison, 2010) is associated with a massive iceberg discharge mainly from the Laurentide ice-sheet (Guillevic *et al.*, 2014), causing marked glacial conditions in one-phase (Luetscher *et al.*, 2015b; Sánchez Goñi *et al.*, 2000). The increasing part of the Fennoscandian ice-sheet melt for the Heinrich events 3 to 1 (Guillevic *et al.*, 2014) is supposed to have influenced the associated cooling in Western Europe, which hence may show different amplitude of climatic changes associated to HEs (*e.g.* Ampel *et al.*, 2010).

Terrestrial records, such as lake sediments and speleothems, provide data of great importance for understanding past environmental changes. Hence, they could be used to quantitatively reconstruct climatic conditions of different time periods. Terrestrial proxies used in climate reconstructions include pollen (*e.g.* Guiot *et al.*, 1993; Peyron *et al.*, 1998), mollusk and coleoptera (*e.g.*Ponel *et al.*, 2016), chironomids (*e.g.* Heiri *et al.*, 2015; Millet *et al.*, 2012), speleothems (*e.g.*

Genty *et al.*, 2010) or sediment structure (*e.g.* Starnberger *et al.*, 2013). All these proxies are independent and respond differently to climate changes (Samartin *et al.*, 2016). They are more or less sensitive to a given parameter, such as the temperature of the coldest or warmest month, involving a partial reconstruction of climate variability. Vegetation has the advantage to respond rapidly to climate changes. Hence, quantitative palaeoclimate reconstructions inferred from pollen data provide good insights into climate changes (*e.g.* Peyron *et al.*, 2013). For Europe, the pollen records providing a continuous reconstruction of the vegetation/climate context for the last Glacial mainly come from marine archives of the West margin (*e.g.* Sánchez Goñi *et al.*, 2008). These records were the first to demonstrate that the past environmental changes on the continent should be linked with the high-frequency variability of the polar ice-sheet/ocean couple dynamics. However on the continent, well-dated, high-resolution and continuous terrestrial pollen records for the Last Glacial period are still rare, due to the presence of several local ice-sheets and permafrost, particularly during the Last Glacial Maximum. The few long and continuous terrestrial sequences recording millennial-scale variability during the Last Glacial are located in regions preserved from ice expansion, so at southern latitudes (*e.g.* Fletcher et Sánchez Goñi, 2008; Panagiotopoulos *et al.*, 2014; Sadori *et al.*, 2016; Sánchez Goñi *et al.*, 2002). The mid-to-high latitude regions are poorly or partially documented, often by discontinuous and/or low-resolution records (*e.g.* Helmens, 2014; Moreno *et al.*, 2014).

Here, we present a pollen-inferred reconstruction of the Last Glacial climate from the Bergsee record (Black Forest, Germany). Becker *et al.* (2006, 2004) demonstrated the high potential of the Bergsee, with respect to its location between Western/Central Europe and the high preservation of its sediments. This suggested that the Bergsee could continuously archive at least 50 ka of environment history (Duprat-Oualid *et al.*, 2017). This study allowed us to reconstruct vegetation changes during the period 45 – 9 ka cal. BP, at a centennial resolution and correlated them to rapid climate events in the NGRIP, demonstrating a vegetation adaptation to the high-frequency climate variability of the North Atlantic. The results revealed : i) a succession of steppe phases and boreal-forest episodes with abrupt and rapid transitions, related to the GI/GSs 11 to 2 ; and ii) phases of marked *Artemisia* dominance, associated with HSs 4 to 1.

In this study, we improve the Bergsee pollen counts published in Duprat-Oualid *et al.* (2017), thus providing a continuous pollen record for the period 45 - 9 ka cal. BP. The objectives of the paper are :

- To investigate climate changes between 45 - 9 ka cal. BP in Southern Germany at a cen-

tennial scale ; more precisely, we aim to reconstruct the climate changes inferred from the Bergee pollen data, using a multi-method approach to improve the reliability of the reconstruction and to better understand the general trends and the abrupt events (GIs/GSs and HSs) ;

- To determine low-to-high frequency variability and its links with climate changes in the North Atlantic region ;
- To discuss the contribution of the Bergsee to understanding European climate between 45 - 9 ka cal. BP.

4.2 Data & Methods

4.2.1 Study site and environmental setting

The Bergsee (47°34′20″N, 7°56′11"E, 382 m a.s.l) is a small lake located on the Southern piedmont of the Black Forest (Fig. 4.1) just above the Rhine Valley (Baden-Wurttemberg, Southern Germany). Its maximum length is 335 m, its width is 250 m and the maximum water depth is around 13 m. This peculiarity also means that the lake has no natural inlet and is only fed by precipitation and natural run-off from its watershed (10 km^2).

The Bergsee is located in an intermediate position between high-latitude areas open to the Atlantic Ocean and the Southern half of Europe dominated by Mediterranean influences. The climate is characterized by a semi-continental climate subtype. Temperatures of the coldest and the warmest month are 0.45 °C and 18.5 °C respectively and annual precipitation reaches 875 mm, estimated from meteorological stations with the New LocClim software (version 1.10). The Bergsee surroundings are currently covered by thick Fagus forests, similarly to the vegetation of the nearby lowlands, characterized by a temperate climate. The presence of Abies is consistent with the nearby Black Forest highlands covered by mixed Abies/Fagus forests.

4.2.2 Materials

4.2.2.1 Core and chronology

The lacustrine core was retrieved from the center of the Bergsee (water depth = 11 m), and a 28.5 m long Master Core was built using magnetic susceptibility measurements.

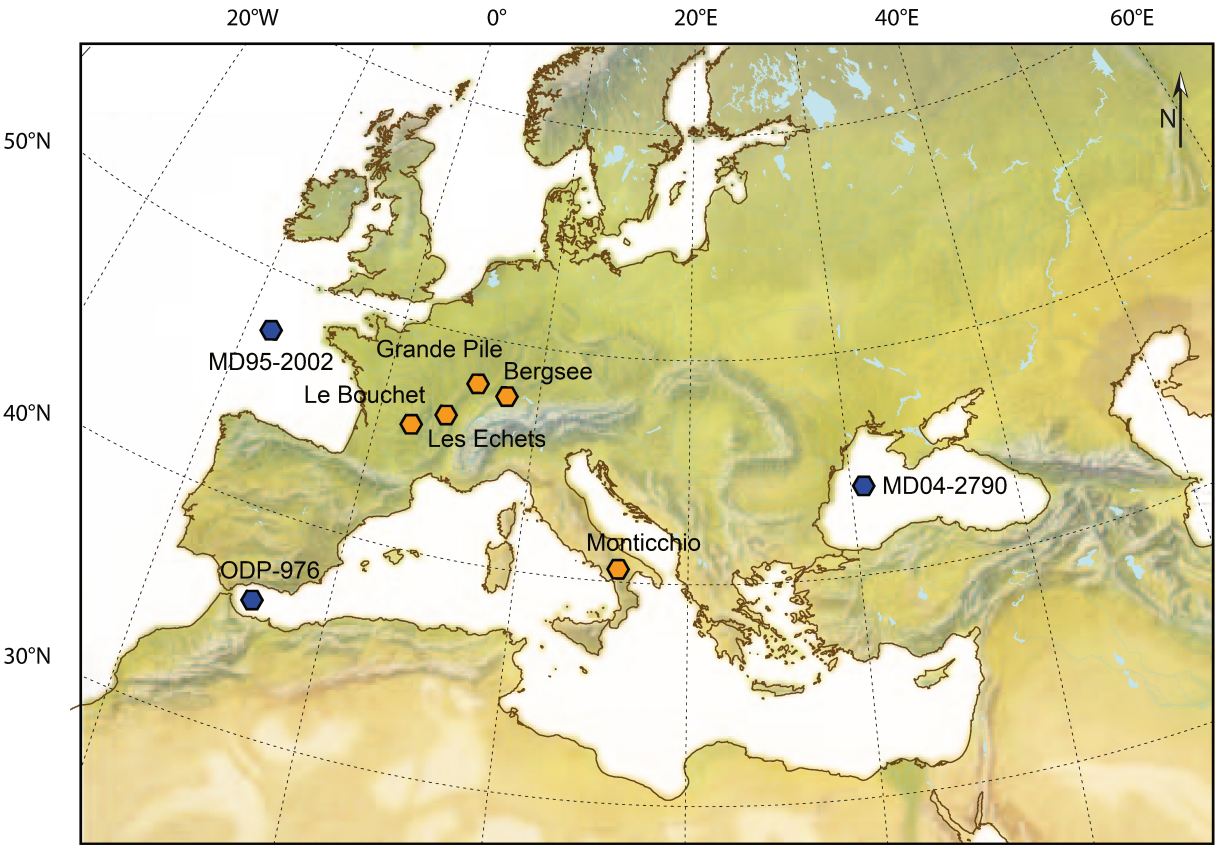


FIGURE 4.1 – *Location of the Bergsee and other European key sites mentioned in the text. Orange spots indicate terrestrial cores : Bergsee (Germany ; this paper ; Duprat-Oualid* et al.*, 2017), Le Bouchet (France ; Guiot* et al.*, 1993), Les Echets (France ; Guiot, 1990) and Monticchio (Italy ; Allen* et al.*, 1999; Brauer* et al.*, 2007), and from the La Grande Pile peatland (France ; pollen record from de Beaulieu et Reille (1992a); Woillard (1978)). Blue spots indicate marine cores : MD95-2002 (Celtic margin ; Auffret* et al.*, 2002), ODP-976 (Alboran Sea ; Combourieu Nebout* et al.*, 2009; Genty* et al.*, 2010), and MD04-2790 (Black Sea ; Ménot et Bard, 2012).*

The chronology of the 45 - 9 ka cal. BP temporal window was constructed using 14 AMS radiocarbon dates calibrated using the IntCal13 calibration curve (Reimer *et al.*, 2013) and refined by the identification of the LST at 12,880 varve years BP (Brauer *et al.*, 1999; Lane *et al.*, 2015). The depth-age model was built with CLAM (Blaauw, 2010) and shows that the Bergsee core spans continuously the last 50 ka. Further details about the core and the age-depth model are available in Duprat-Oualid *et al.* (2017) (Fig. 3.2).

4.2.2.2 Pollen data

Pollen investigations were carried out on a total of 366 samples, each 4 cm in thickness, retrieved continuously between 28.4 and 13.7 m (corresponding to the time period 45 - 9 ka cal. BP). The present pollen record includes the first 183 pollen samples already available in Duprat-Oualid *et al.* (2017) plus 183 new pollen counts (corresponding to the intermediary samples).

The mean temporal resolution is *ca.* 100 yr/sample.

All samples were analyzed following the same procedures of pollen extraction and counting. We applied the standard method developed by Faegri et Iversen (1989) with a prior addition of 4 Lycopodium tablets to calculate pollen concentrations (Stockmarr, 1971). Counting was carried out at x400 magnification. Pollen and spore identification was performed using different atlases (Beug, 2004; Reille, 1992), determination keys and the pollen collection of the Chrono-Environnement Laboratory in Besançon (France). The degree of identification did not exceed the family for herbs and the genus for arboreal taxa, with the exception of some grains for which the species could be determined. The total pollen sum was determined for each sample using the Polycounter software (Nakagawa, 2007). This software plots in real time the number of taxa against the counts. We stopped the sample analysis when a plateau was reached in this curve, *i.e.* when additional counts did not provide new taxa. Consequently, a wide range of counts (from 183 to 3330 pollen grains/sample (mean=650)) was obtained, indicating the diversity of pollen assemblages. The Bergsee pollen record thus contained 132 taxa (120 terrestrials and 12 aquatics). Aquatic plants and Cyperaceae were excluded from the pollen sum used to calculate percentages because of their strong relationship with the hydrological dynamics. Furthermore, only the 27 terrestrial taxa exceeding 2 % in at least one sample were shown in this study. Pollen zones were determined using the CONISS depth-constrained clustering method (Birks et Gordon, 1985), and a broken-stick model was used to assess the significant number of pollen biozones. This fossil pollen dataset was investigated using a Principal Component Analysis – PCA - applied on Hellinger-transformed pollen data with the ade4 package in R v.3.1.1 (R development Core Team, 2016).

4.2.3 Pollen-based climate reconstruction

4.2.3.1 Climate parameters

The winter cold and drought tolerance are key climatic factors in explaining the distribution of plant functional types (Woodward *et al.*, 2004). Several climatic and bioclimatic parameters can be reconstructed from pollen : the mean temperature of the coldest month - MTCO (in °C) and the ratio of actual over potential evapotranspiration - AETPET (in %) considered as an index of moisture availability (Peyron *et al.*, 1998; Prentice *et al.*, 1996). We have also added the mean annual temperature – TANN (in °C) and the annual amount of precipitation – PANN

(in mm) in order to compare and contrast our data with climate reconstructions from other European sites. All of these climate parameters have been calculated at each site of the modern dataset (New *et al.*, 2002).

4.2.3.2 Reconstruction methods

Climate reconstructions were performed using the Modern Analogue Technique – MAT – and the Weighted Average Partial Least-Squares regression - WA-PLS.

MAT (Guiot, 1990) is an assemblage approach largely used to reconstruct past climates in Europe (*e.g.* Mauri *et al.*, 2014, 2015; Peyron *et al.*, 2011). This method uses a squared-chord - sq-chord - distance to calculate the degree of similarity between a fossil pollen spectra and climate parameters to estimate and modern pollen assemblages for which climate parameters are known. The smaller the distance is, the greater the degree of analogy between the two samples. MAT is easy to use by requiring no calibration or transformation of the datasets. The optimal number of analogues – k - for each climate parameter is previously determined with the bootstrap cross-validation method on the basis of obtaining the lower Root Mean Squared of the Errors of Predictions - $RMSEP$. Finally, past climate parameters are calculated as the weighted mean of the present-day climate of the closest modern pollen analogues selected.

In the present study, MAT was carried out with the Rioja package (Juggins, 2017). We retained five analogues for estimating MTCO and TANN, 4 analogues for PANN and 7 analogues for AETPET.

WA-PLS (ter Braak et Juggins, 1993) is an improvement of the Weighted Averaging method (ter Braak et van Dame, 1989). These transfer functions are based on the fact that species occupy spatial niches with an optima and tolerances regarding environment parameters. WA-PLS reduces the modern pollen dataset into a smaller number of components – n_{pls} - based on both linear predictors of the parameter of interest and the residual structure of the data when those predictors are removed. The first component (n_{pls} = 1) is a two-way weighted average for the original environmental variable (*i.e.* WA). Further components (n_{pls} > 1) are two-way weighted averages for the residual of this variable, resulting from interaction between taxa (ter Braak et Juggins, 1993). In other words, WA-PLS takes into account the link between taxa and climate, but also the inter-species relationships. The number of components (n_{pls}) for each climate parameter was determined using the same cross-validation method as the MAT and following the method of selection suggested by ter Braak et Juggins (1993) and van der Voet, 1994. Here the

lowest prediction error was obtained with n_{pls} = 3 for MTCO and TANN, and with n_{pls} = 2 for PANN and AETPET.

4.2.3.3 Modern pollen dataset

The dataset includes modern pollen samples from 2693 sites located in a large zone of the northern hemisphere, from Europe to the Eastern Siberia (Peyron *et al.*, 2017). Sites located in the Mediterranean and high-elevated areas (*i.e.* Tibet) are included. Pollen percentages of all modern samples were calculated on the total sum of 103 terrestrial taxa including trees, shrubs and herbs (except aquatics) and anthropogenic taxa. For each site, geographical coordinates, the elevation and the biome are available. The biome was attributed using the plant functional type method developed by Prentice *et al.* (1996) and Peyron *et al.* (1998). We excluded samples from Morocco and those attributed to the Warm Steppe biome, since they presuppose hot climatic conditions, which was not the case for the period of interest in the Bergsee region.

4.3 Results

4.3.1 Vegetation history

The Bergsee pollen record (Fig. 4.2) shows that the vegetation dynamics evolved in three pluri-millennial phases corresponding to BPZ-1 (45 - 30 ka cal. BP), BPZ-2/3 (30 - 14.5 ka cal. BP) and BPZ-4/5 (14.5 - 9 ka cal. BP). The attribution of these biozones to MIS 3, 2 and 1 are detailed in Duprat-Oualid *et al.* (2017), whose chronology refers to Lisiecki et Raymo (2005). Vegetation changes are summarized as follows :

- From 45 to 30 ka cal. BP (late MIS 3), pollen assemblages are dominated by herbaceous taxa (80 %), mainly Poaceae and steppe taxa (*Artemisia*). A rather high arboreal baseline ($\approx$ 20 %) is observed for the whole period. Several short-lived vegetation changes reflect a succession of steppe and boreal forest/steppe at high frequency. Episodes of forest development are particularly marked at 36.9 and 35.1 ka cal. BP (BPZ-1b), corresponding to the GIs 8 and 7 (Fig. 4.2). For these two interstadials, and probably the following GIs 6 to 5.1, an ecological succession characterized by *Juniperus-Betula-Pinus* is attested.

- Between 30 and 14.5 ka cal. BP (MIS 2), herbaceous taxa also dominate the pollen assemblages with an average of 85 %. The vegetation shows minor changes compared to MIS 3.

However, phases with high arboreal percentages are not elucidated, in contrast to MIS 3. A decrease in *Betula* is evidenced from 30 to 23.5 ka cal. BP (from 6 to 0 % ; BPZ-2), while three phases characterized by high *Artemisia* percentages (up to 20 %) are detected at 30 - 28, 25 - 23.5 and 17 - 14.5 ka cal. BP.

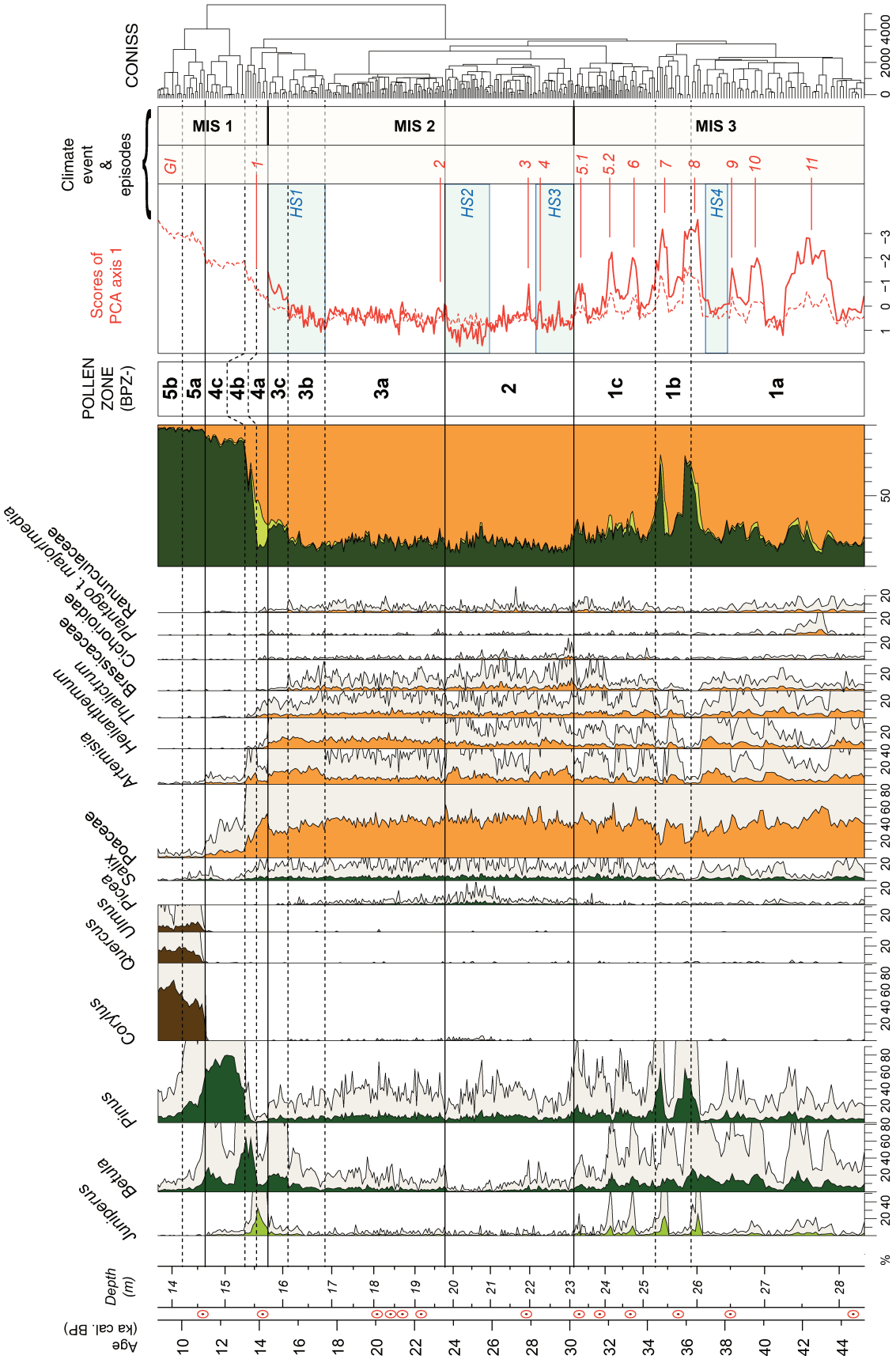
- From 14.5 to 9 ka cal. BP (MIS 1), the pollen record reflects a drastic change in the landscape, characterized by a transition from steppe to forests. Pollen assemblages are successively marked by high percentages in Poaceae (> 40 % between 14.5 – 14 ka cal. BP ; BPZ-4a), *Juniperus* (> 12 % between 14.3 – 13.6 ka cal. BP, max of 32.9 % at 14 ka cal. BP), *Betula* (> 40 % between 13.6 – 13.2 ka cal. BP ; BPZ-4b), *Pinus* (> 35 % between 13.2 – 11 ka cal. BP ; BPZ-4c) and meso-to-thermophilous tree taxa mostly *Corylus* (> 40 % between 11 – 9 ka cal. BP ; BPZ-5), *Quercus* and *Ulmus* (Fig. 4.2).

The samples analyzed in this study corroborate the results of Duprat-Oualid *et al.* (2017) and provided 1) indications of short-lived tree development characterized by two *Betula* peaks at 28.5 and 27.7 ka cal. BP, which could tentatively be linked to GIs 4 and 3 ; and 2) a better constrain for the timing of pronounced episodes of *Artemisia* (up to *ca.* 20 %) at 37.9 - 36.9, 30 – 28, 24.3 – 23.7 and 17 – 14.8 ka cal. BP that are most probably a response to HEs 4 to 1 (as discussed in Duprat-Oualid *et al.* (2017).

4.3.2 Temperature and precipitation changes

Figure 4.3 shows the results of the multi-method approach including the WA-PLS and MAT climate reconstructions. It appears that amplitudes and uncertainties of the short-lived changes associated with the D/O oscillations and HEs are larger with MAT than with WA-PLS. Oppo-

FIGURE 4.2 *(following page) – Vegetation dynamics of the 45 - 9 ka cal. BP period as documented by the pollen record from the Bergsee. Note that the high-frequency vegetation dynamics revealed by the CONISS cluster analysis is correlated to climate episodes and events recorded for the North Atlantic (Marine Isotope Stages - MIS, Greenland interstadials - GIs - and Heinrich Stadials - HSs). From left to right : time scale, AMS ^{14}C dating positions (red dots), depth scale, pollen diagram of the taxa > 5 % for at least one sample (shrubs in light green, deciduous trees in green, coniferous in dark green, meso/thermophilous trees in brown, herbs in orange, grey curves denote x5 expansion), percentages of taxa grouped by vegetation type (trees from left to right, herbs from right to left, shrubs in the middle), Pollen biozones (BPZ-), scores of PCA axis 1 (dotted line : on the 45 - 9 ka cal. BP sequence ; solid line : on the 45 - 14.5 ka cal. BP sequence), climate chronology from the North Atlantic (HSs, GIs and MISs), and CONISS results.* Plantago major/media *was added because of its noticeable presence during GI-11. The average temporal resolution of each sample is 100 years.*


Age (ka cal. BP)
Depth (m)
Juniperus
Betula
Pinus
Corylus
Quercus
Ulmus
Picea
Salix
Poaceae
Artemisia
Helianthemum
Thalictrum
Brassicaceae
Cichoriodae
Plantago t. major/media
Ranunculaceae
POLLEN ZONE (BPZ-)
Scores of PCA axis 1
Climate event & episodes
GI
HS1
HS2
HS3
HS4
MIS 1
MIS 2
MIS 3
CONISS

site climate estimations are also found for the Younger Dryas (Fig. 4.3). For these reasons, we present MAT results alone.

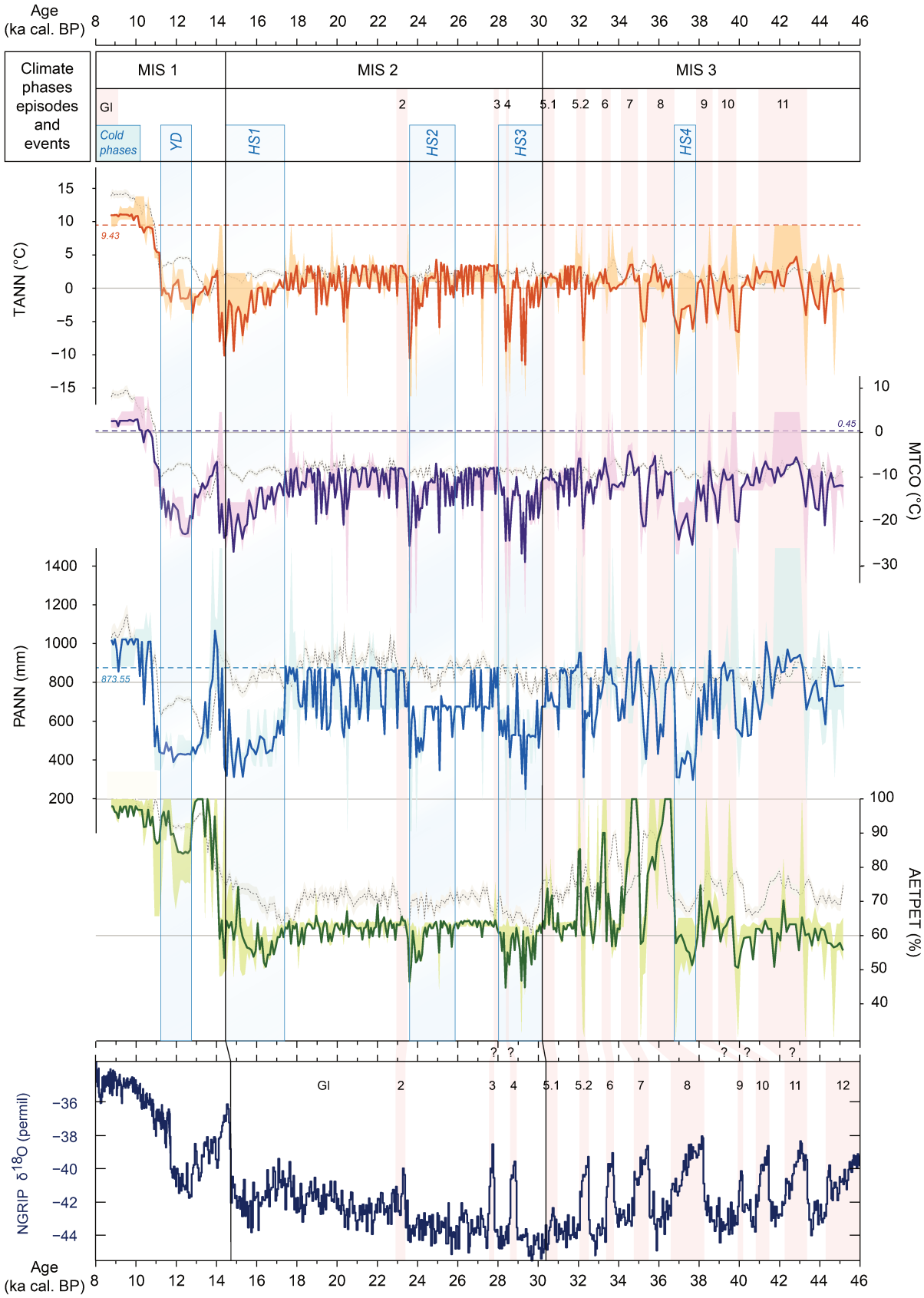
4.3.2.1 Climate variability during MISs

The climate reconstructions allow the identification of three main climate phases, with transitions at 30 and 14.5 ka cal. BP (Fig. 4.3). These periods correspond to MISs 3 to 1. They differ with respect to the frequency and amplitude of the temperature and precipitation changes associated with the GIs. The main results are summarized in Table 4.1.

Late MIS 3 (45 – 30 ka cal. BP) : This period is characterized by cold and dry climate conditions compared to the present day. The climate parameters show pronounced oscillations : TANN vary between - 8 and 5 °C, MTCO between - 25 and - 4 °C, PANN between 300 and 1000 mm, and AETPET between 50 and 100 %. Short climate oscillations are associated with GIs 11 to 5.1 with similar temperature and precipitation increases (Fig. 4.3). Reconstructed precipita-

FIGURE 4.3 *(following page) – Pollen-based reconstruction of four climate parameters during the 45-9 ka cal. BP period from the Bergsee record, using the Modern Analogue Technique – MAT (colored) and the Weighted Average Partial Least-Squares regression – WA-PLS (grey) : estimated values are plotted with their respective error bars (i.e. standard error of the bootstrap). From top to bottom : the mean annual temperature - TANN, the coldest month temperatures - MTCO, the annual precipitation - PANN and the actual over potential evapotranspiration - AETPET ; for TANN, MTCO and PANN, Modern values are indicated with colored horizontal lines ; NGRIP (Blockley* et al.*, 2012). Are also added the climate phases and episodes of the North Atlantic (Marine Isotope Stages - MIS, Dansgaard-Oeschger - D/O - interstadials and Heinrich Stadials - HSs).*

TABLE 4.1 *(following page) – Amplitude of climate changes, minimal and maximal values reached at respective HSs/GIs detected at the Bergsee : from left to right :*
- Marine Isotope Stage - MIS ;
- Climate episodes and events of the North Atlantic region : the nomenclature of GIs is from Rasmussen et al. *(2014) ;*
- Age of the start of climate events at the Bergsee :
[a] *Estimated from climate quantifications, as the onset of abrupt climate changes ;*
[b] *Estimated from the vegetation dynamics, as the high amplitude changes in the scores of PCA axis 1) ; Date uncertainties are given by the depth-age model (Duprat-Oualid* et al.*, 2017) :*
- Age and date uncertainties of the start of climate events at Greenland (Rasmussen et al.*, 2014) ;*
- Climate change values estimated at the Bergsee, for annual precipitation - PANN, temperatures of the coldest month - MTCO, mean annual temperatures - TANN, ratio of actual over potential evapotranspiration - AETPET :
[c] *Amplitude of change at the onset of a n event- DELTA onset, calculated between the last value of the n-1 event and the value reached during the first abrupt climate change phase associated to the n event ;*
[d] *Minimal/maximal values (min/max) reached at each cold/warm event.*


Age (ka cal. BP)
Climate phases episodes and events
MIS 1
MIS 2
MIS 3
GI
Cold phases
YD
HS1
HS2
HS3
HS4
TANN (°C)
9.43
MTCO (°C)
0.45
PANN (mm)
873.55
AETPET (%)
NGRIP δ18O (permil)

MIS	Episodes and Events	Start of climate[a] *(vegetation [b])* change (ka cal. BP)	Start of event[c] (ka b2k) Rasmussen *et al.* 2014	PANN (°C)			MTCO (°C)			TANN (°C)			AETPET (%)		
				$\Delta PANN_{onset}$[d]	min	max[e]	$\Delta MTCO_{onset}$[d]	min	max[e]	$\Delta TANN_{onset}$[d]	min	max[e]	$\Delta AETPET_{onset}$[d]	min	max[e]
1	Preboreal	10.8 *(11.2)*	11.7 ± 0.1	+540		**1023.5**	+6.5		3	+3		11			**98.5**
	YD	12.7 *(?)*	12.9 ± 0.1	-37.5	389		-5	-23		-2.5	-2		-8.5	**83**	
	GI-1	14.5 *(14.4)* ± 0.1	14.7 ± 0.2	+508 (+416)		**1066**	+7.5 (+16)		-6.5	+6.5 (+10.5)		2.5	+1 (24.5)		**100**
2	**HS1**	17.3 *(17.3)* ± 0.2	17.5 ± 0.3	-355.5	**312**		-5.5	**-27**		-2.5	-10		-2	52.5	
	GI-2 (?)	23.5 *(23.6)* ± 0.2	23.3 ± 0.6	+443		863.5	+15		-8	+12.5		3.5	+14.5		66
	HS2	25.8 *(24.3/26)* ± 0.2		-157	**347**		-6.5	**-25.5**		-4	-10.5		-9	47.5	
	—	—			—			—			—			—	
	HS3	30 *(30)* ± 0.3	30.6 ± 1	-212.5	**250.5**		-8	**-29**		-4	-11.5		-3	**44.5**	
3	GI-5.1	30.9 *(30.7)* ± 0.3	30.8 ± 1	+118		**865.5**	+6		-8.5	+3		2	+10		**73**
	GI-5.2	32.2 *(32.3)* ± 0.3	32.5 ± 1.1	+641		**953**	+16		-6	+11		3	**+31**		**88.5**
	GI-6	33.5 *(33.5)* ± 0.4	33.7 ± 1.2	+120		**975.5**	+3		-6	+2		3	**+25.5**		**92**
	GI-7	35 *(35)* ± 0.4	35.5 ± 1.3	+185		**955**	+10		-4	+5		3.5	**+36**		**100**
	GI-8	36.8 *(36.7)* ± 0.4	38.2 ± 1.4	+565.5		**876**	+12		-8.5	+6.5		2.5	**+45**		**100**
	HS4	37.8 *(37.9)* ± 0.5	39.9 ± 1.6	-421	**297.5**		-14.5	**-25**		-7	-7		-10.5	50.5	
	GI-9 (?)	38.8 *(38.7)* ± 0.7	40.2 ± 1.6	+307.5		**961.5**	+8		-6.5	+5		3.5	+7		**71**
	GI-10 (?)	39.7 *(40.1)* ± 0.8	41.5 ± 1.6	+298		**903**	+10		-8.5	+7		2.5	+13.5		**68.5**
	GI-11 (?)	43.2 *(43.9)* ± 1.5	43.3 ± 1.7	+272		**1008.5**	+9.5		-5.5	+6		4.5	-6		**69**

tion for all interstadials are close to or above the present-day values, potentially indicating as wet conditions as today (details in Table 4.1).

Nonetheless, the AETPET curve evidences two phases associated with GIs through late MIS 3 (Fig. 4.3). For GIs 11 to 9 (45 - 38 ka cal. BP), the pattern of AETPET is similar to the other climate parameters with values oscillating around 60 %. In contrast, high AETPET values are reconstructed for the GIs 8 to 5.1 (38 - 30 ka cal. BP). The GIs 8 and 7 are characterized by a particular pattern : a short, high-amplitude and abrupt increase is followed by a longer decreasing phase to low values. This AETPET pattern is not reproduced by the other climate parameters, although maximum temperature and precipitation values are also reached during the GIs 11, 8 and 7. The structure of GI-11 (43.2 – 41 ka cal. BP) is also particular : it appears to have been characterized by a phase of high precipitation ($>$ 850 mm) that lasted more than 2000 years and a maximal confidence interval for all parameters.

MIS 2 (30 - 14.5 ka cal. BP) : This period indicates colder and drier conditions than during MIS 3. Climate parameter trends are comparable, with respective values that oscillate around 3.3 °C, - 8 °C and 65 % (Fig. 4.3). Two phases of low precipitation are reconstructed : between 30 and 23.5 ka cal. BP, PANN values were low (in average 740 mm), while from 23.5 to 18 ka cal. BP, precipitation oscillates around present-day values.

The amplitude of climate oscillations during MIS 2 are lower compared to late MIS 3, making it difficult to correlate between these events and the Greenland interstadials that have punctuated MIS 2 (GIs 4, 3 and 2). However, some tentative correlations are proposed in Table 4.1, in respect to the precipitation variations only. However, a decrease in all temperature parameters is evidenced for GI-4 (Fig. 4.3). Only the climate change associated with the onset of GI-2 at 23.5 ka cal. BP is clearly identifiable in all parameters, with increases comparable to the GIs of the late MIS 3 (+ 14 °C for TANN, + 17.5 °C for MTCO, + 515 mm for PANN and + 18 % for AETPET).

Early MIS 1 (14.5 – 9 ka cal. BP) : This period, corresponding to the Lateglacial and the early Holocene, is characterized by high amplitude and abrupt climate oscillations. Climate values during MIS 1 are globally higher than during both MISs 3 and 2. The AETPET pattern is comparable to GIs 8 to 5.1, showing high values (Table 4.1 and Fig. 4.3). Figure 4.3 evidences two strong warmings at 14.5 and around 11.5 ka cal. BP, corresponding to the onset of the Lateglacial interstadial (GI-1) and the Holocene :

- At 14.5 ka cal. BP, warm and wet conditions are reconstructed with an increase of + 10 °C in TANN and MTCO, + 600 mm in PANN, + 40 % in AETPET, followed by a gradual decrease until 12.8 ka cal. BP. From this point, MTCO abruptly drops down to - 23 °C, PANN to 427 mm at 12.3 ka cal. BP.

- At 11.5 ka cal. BP, warm and wet conditions are also reconstructed. Holocene temperatures are close to present-day values, and are 2 °C (TANN) and 6 °C (MTCO) higher than those estimated for the Lateglacial onset. High AETPET values are reconstructed from 14.5 ka cal. BP to the Holocene (> 85 %).

4.3.2.2 Climate associated to *Artemisia* phases

In parallel with the GI/GS dynamics, four very "dry and cold" phases are also evidenced in the Bergsee record at 37.8 – 36.8, 30 – 28.5, 25.8 – 23.5 and 17.3 – 14.5 ka cal. BP (Table 4.1, Fig. 4.3). According to the Bergsee chronology and its uncertainties, they highlight a particular response of vegetation with a strong shift towards xerophitic taxa, and are synchronous with HSs 4 to 1, as already discussed in Duprat-Oualid *et al.* (2017). Very low temperature and precipitation values are reconstructed during these phases, with TANN < - 10 °C, MTCO < - 25 °C, PANN < 350 mm and AETPET < 55 %. Compared to other climate parameters, the decrease in AETPET is less marked. Figure 4.3 shows that these four phase exhibit comparable temperature and precipitation values but different patterns and durations :

- The first one lasted 1 kyr (37.8 - 36.8 ka cal. BP) and is characterized by low values from the onset to the end of the stadial (precisely 37.8 and 37 ka cal. BP), defining a HS 4 with rather homogeneous glacial conditions, notably marked by very low precipitation (< 300 mm).

- The second one lasted 1.5 kyr (30 - 28.5 ka cal. BP), and is characterized by a series of high-frequency and high-amplitude oscillations, between - 10 / - 29 °C and 250 / 840 mm for MTCO and PANN, while an increase in all parameters occurred at *ca.* 28.9 ka cal. BP.

- The third and fourth ones lasted 2.3 and 3 kyr (respectively 25.8 - 23.5 and 17.3 - 14.5 ka cal. BP) and are both characterized by a two-phase climate pattern, with a second phase colder and drier than the first one. They show a progressive decrease in temperature of

around 0.3 °C per century. In contrast, the lowest precipitation is reached at the onsets, marked by a decrease of 250 mm. It is noteworthy that a second precipitation decrease of 250 mm is evidenced at 25.8 ka cal. BP.

4.4 Discussion

4.4.1 Reliability of the pollen-based climate reconstruction

MAT

Climate parameter	*k*	RMSEP	R^2
TANN	5	2.59	0.87
MTCO	5	4.09	0.88
PANN	4	167.75	0.72
AETPET	7	9.01	0.82

WA-PLS

Climate parameter	*npls*	RMSEP	R^2
TANN	3	3.75	0.73
MTCO	3	6.21	0.72
PANN	2	236.91	0.45
AETPET	2	11.50	0.70

k : number of modern analogues to select
npls : number of components to select
RMSEP: Root Mean Squared of the Errors of Predictions
R^2: Squared correlation between observed and predicted values

TABLE 4.2 – *Performances of the Modern Analogue Technique - MAT - and the Weighted Average Partial Least-Squares regression - WA-PLS - in the reconstruction of four climate parameters (mean annual temperatures - TANN, temperatures of the coldest month - MTCO, annual precipitation - PANN, ratio of actual over potential evapotranspiration - AETPET) from the Bergsee pollen record, in relation to the number of modern analogues to select – k (MAT) or the number of components – n_{pls} (WA-PLS), the Root Mean Squared of the Errors of Predictions – RMSEP - and the squared correlation between observed and predicted values - R^2.*

Table 4.2 presents the performances of MAT and WA-PLS in the climate reconstructions from the Bergsee pollen record. *RMSEP* and R^2 evaluate the fit between observed and predicted values, allowing to examine and to compare the robustness of the two climate reconstruction methods :

- All R^2 are particularly low for WA-PLS estimations (up to 0.45 for PANN), while they are

high for MAT (> 0.72). This reveals a weakness of WA-PLS compared to MAT in reconstructing climate conditions of the Last Glacial from pollen assemblages ;

- All $RMSEP$ are lower using MAT than using WA-PLS, indicating that a better confidence can be given to the MAT estimations. In fact for WA-PLS reconstructions, the $RMSEP$ appear to be higher than the amplitude of variations, possibly hampering the detection of oscillations, so climate changes. In contrast, for MAT reconstructions, $RMSEP$ are of 2.59 °C for TANN, 4.09 °C for MTCO, 167.75 mm for PANN and 9.01 % for AETPET (Table 4.2), lower than amplitudes of variations (Fig. 4.3).

These elements support that a global confidence could be given for MAT, more than for WA-PLS, in the reconstruction of the climate variability of the period 45 – 9 ka cal. BP in the case of the Bergsee pollen record.

Moreover, the robustness of climate reconstructions using MAT should be examined with a particular attention to :

- The use of large pollen datasets : the more pollen datasets reflect contrasted landscapes and diverse climates, the more effective climate reconstructions : MAT is sensitive to high taxa diversity and to the various proportions of key species relatively to climate conditions (Guiot, 1990) ;

- The distance between selected modern pollen assemblages and fossil pollen spectra that should be the shortest possible to be considered as good modern analogues (Telford et Birks, 2009).

First, the use of more than 2500 modern pollen spectra from diverse regions (*e.g.* Iberian Peninsula, Scandinavia, Eastern Europe, Siberia) ensure that the variability the temperature and air-moisture-sensitive taxa, *e.g. Betula* and *Artemisia* (Birks et Birks, 2014; David et Barbero, 1995) within the fossil pollen record is well taken into account. Hence, short-lived episodes of opposite warm-humid and cold-dry conditions are well distinguished, reflecting high-frequency climate variability as similar as that recorded for the North Atlantic region (Fig. 4.3).

Second, the robustness of the climate variability reconstructed using MAT is all the more verified that the mean square-chord distance of the closest analogues is rather constant during the last glacial period (45 – 14.5 ka cal. BP, *ca.* 200 ; Fig. 4.4).

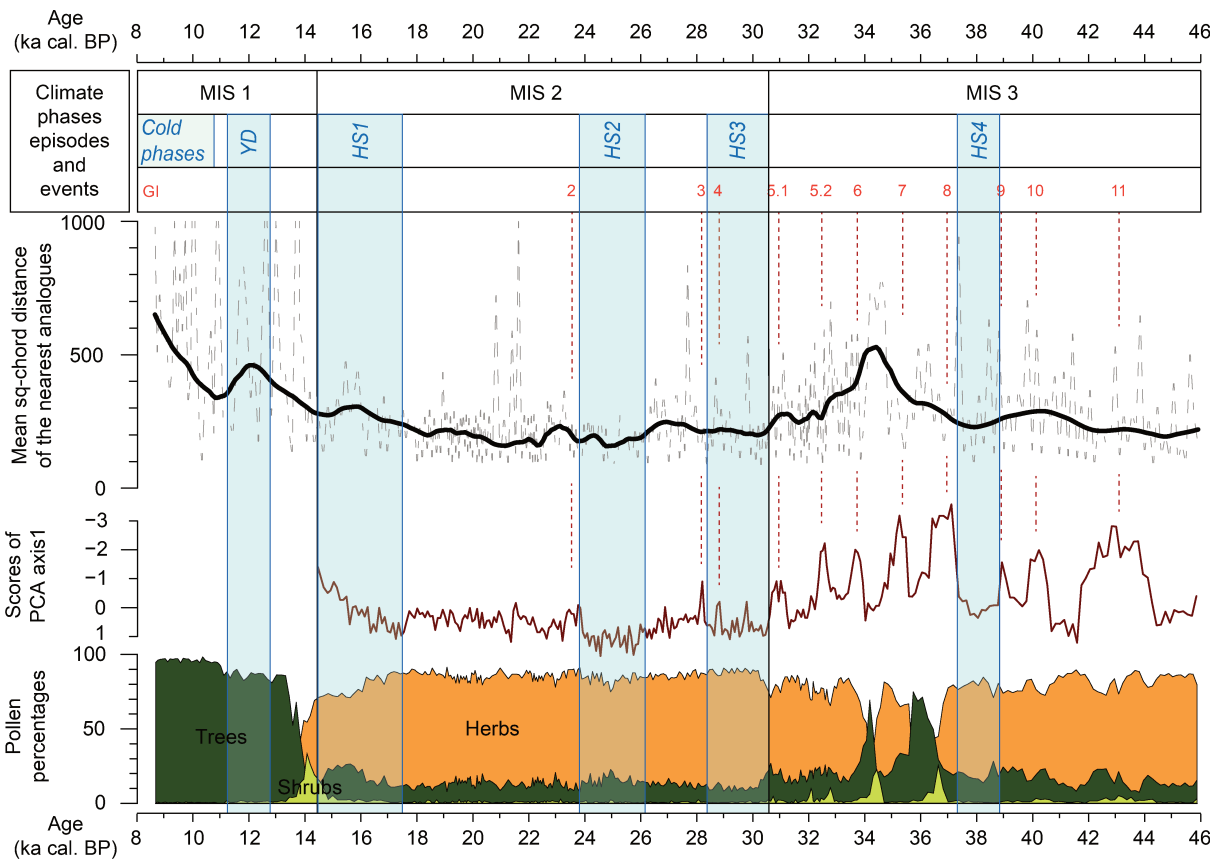


FIGURE 4.4 – *Pollen-inferred reconstructions of the vegetation at the Bergsee from 45 to 9 ka cal. BP through plant type percentages and scores of the PCA axis 1, compared with the mean squared-chord distance between the nearest modern analogues and the fossil pollen samples : no-transformed values are in grey-dotted line, and a loess smooth curve is plotted in black. Stratigraphic boundaries of the main climate phases and events of the 45 – 9 ka cal. BP period are indicated (Marine Isotope Stages - MIS, Dansgaard-Oeschger - D/O - interstadials and Heinrich Stadials – HSs, YD : Younger Dryas).*

However, some incoherencies should punctually appear in climate reconstructions, pointed by the Figure 4.3 :

- High distances (> 650) are found for the Lateglacial/early Holocene (14.5 – 9 ka cal. BP) and for the late MIS 3 (38 – 30 ka cal. BP), corresponding to the warmest phases. In these cases, none or too few modern analogues are found, a bias possibly due to the coexistence of taxa with opposite growth conditions (10 % for both *Artemisia* and *Betula* at 43.5 ka cal. BP) or high proportions of unusual taxa (7 % of *Plantago* t. *major/media* at 43 ka cal. BP) in fossil pollen assemblages.

- HS climate reconstructions seem to be overestimated (*e.g.* MTCO = - 30 °C). HSs correspond to phases with high *Artemisia* and Poaceae percentages (Fig. 4.2), for which modern analogues "sensus stricto" do not exist in Europe (Guiot *et al.*, 1993) but could be found

in Eurasian steppe regions (Peyron *et al.*, 1998). HS climate estimations are driven by analogues mainly located in Tibet and Siberia. Despite a square-chord distance < 400 (Fig. 4.4), the present-day climate values available for these analogues may be biased because of the long spatial distance of the closest climate stations (minimum 300 km for Tibet, 600 km for Siberia).

4.4.2 High-frequency Last Glacial climate changes

Figure 4.3 indicates dry and cold conditions for the Last Glacial (45 - 14.5 ka cal. BP), with annual precipitation and temperatures on average 200 mm and 10 °C less than the present-day values. This period contrasts with the warm conditions established at the onset of the Lateglacial (early MIS 1 : 14.5 - 11.5 ka cal. BP) and early Holocene (late MIS 1 : 11.5 - 9 ka cal. BP). This study seems to be consistent with the global climate dynamics recorded for the end of the last climatic cycle and the deglaciation pattern (*e.g.* Fletcher *et al.*, 2010).

The late MIS 3 (45 - 30 ka cal. BP) was warmer and wetter than MIS 2 (30 - 14.5 ka cal. BP), with an average of 2 °C more for winter temperatures and 100 mm more for annual precipitation (Fig. 4.3). European climate was under the influence of the North Atlantic directly linked to changes of the AMOC (Kageyama *et al.*, 2006) induced by variations in the Northern Hemisphere ice-sheets (Peck *et al.*, 2007; Pons-Branchu *et al.*, 2010; Šeirienė *et al.*, 2014). MISs 4 to 2 are hence inferred to intervals of more or less ice cover (Sánchez Goñi et Harrison, 2010). The contrasted climate pattern between MISs corresponds to periods of higher and lower global ice volume : the late MIS 3 climate is "temperate" when the global ice volume was moderate, as indicated by an ice-free part of Scandinavia (Kleman *et al.*, 1997) or the absence of continuous shallow permafrost in Northeastern France (Pons-Branchu *et al.*, 2010). Inversely, an intense cold/dry MIS 2 climate is consistent with a maximum expansion of the Fennoscandian ice-sheet during the Würm and the Last Glacial Maximum (Donner, 2005; Kleman *et al.*, 1997; Siegert et Dowdeswell, 2002). Particularly, the driest conditions reconstructed between 30 and 23.5 ka cal. BP are consistent with the phase of maximum ice buildup and ice-sheet spreading in the Alps (Florineth et Schlüchter, 2000; Luetscher *et al.*, 2015b). However, this general picture of a colder/drier MIS 2 in the Bergsee should be balanced by the reconstructed MTCO and PANN values for the Last Glacial Maximum (23 - 19 ka BP) that are comparable with MIS 3 mean values (- 11 °C and 760 mm, respectively). This is in line with previous results from marine cores in the Iberian margin (*e.g.* Naughton *et al.*, 2007; Turon *et al.*, 2003). Increasing precipitations

at this time are also suggested in explanation of ice accumulations in Southern Alps (Florineth et Schlüchter, 2000), and depicted by the shell δ^{18}O of land snails (Kehrwald *et al.*, 2010) and speleothems (Luetscher *et al.*, 2015b). These data agree on a preferential advection of moisture into western and southern Europe during the Last Glacial Maximum, surely provided by the southward displacement of the polar front due to the ice-sheet expansion.

Ice cores from the North Atlantic region show high-frequency climate variability during the Last Glacial for the North Hemisphere (Capron *et al.*, 2010; Huber *et al.*, 2006; Rasmussen *et al.*, 2014). The Bergsee record allows us to better understand the high-frequency climate variability of the Last Glacial at the Western European scale. The good correspondance of rapid climate events between the Bergsee and the NGRIP records in Figure 4.3 indicates that the Bergsee climate record has well recorded the D/O interstadials (Rasmussen *et al.*, 2014) and stadials associated with Heinrich events.

4.4.2.1 Dynamics of the Greenland interstadials

At the Bergsee, the dry/cold conditions dominating the Last Glacial are punctuated by eleven short episodes of warm/wet conditions corresponding to the GIs 11 to 2. These episodes are characterized by comparable climate oscillations with high annual precipitation, which indicates increasing humidity due to an atmospheric circulation similar to today (Florineth et Schlüchter, 2000).

Warming associated with GIs appear more intense and abrupt for the late MIS 3 than during MIS 2. This pattern is consistent with the variability of each MIS interstadial dynamics recorded in the North Atlantic region : 8 long/strong GIs for MIS 3 *vs.*3 short/weak GIs for MIS 2 (Rasmussen *et al.*, 2014). This corroborates that the late MIS 3 was warmer and wetter than MIS 2.

However, our study suggests two distinct climate phases during the late MIS 3 with a transition at 38 ka cal. BP particularly evidenced in the AETPET curve (Fig. 4.3).

- *45 – 38 ka cal. BP :* the GIs 11, 10 and 9 are characterized at the Bergsee by a series of moderate AETPET oscillations that do not exceed 70 %. This indicates a limited moisture availability for these interstadials at the limit of forest transition (threshold of 65 % ; Peyron *et al.*, 1998; Prentice *et al.*, 1996).

- *38 – 30 ka cal. BP :* the high-frequency GIs 8 to 5.1 imply that "temperate" conditions

characterized the late MIS 3 sub-phase at the Bergsee. Particularly, AETPET values always exceed the threshold of 65 % for a forest development (Prentice *et al.*, 1996), indicating that at the Bergsee, the climate of interstadials 8 to 5.1 was enough humid for the developments of a "taiga/boreal forest" through *Juniperus-Betula-Pinus* successions (Duprat-Oualid *et al.*, 2017). These results demonstrate that boreal forest types developed at mid-European latitudes during interstadials (Fletcher *et al.*, 2010; Sánchez Goñi *et al.*, 2008; van Meerbeeck *et al.*, 2011). GIs 8 and 7 exhibit a similar two-phase climate feature expressed in AETPET pattern (with a short peak in interstadial conditions, followed by a gradual decrease towards stadial conditions). This supports a trend of increasing aridity during interstadials suggested by Fletcher *et al.* (2010), as also evidenced stalactite records in the Balkans (Spötl et Mangini, 2002) and consistent with the climate pattern of GI/GS succession defined in Sánchez Goñi et Harrison (2010).

The MIS 2 (30 – 14.5 ka cal. BP) climate at the Bergsee was dry and cold, inferred by the dominance of steppic taxa in pollen assemblages. The low magnitude of the warm/humid episodes at the Bergsee associated with interstadials 4 to 2 evidenced in the NGRIP (Fig. 4.3) suggests that these short-lived events should have a limited impact on the European continent. Pronounced aridity is reconstructed for MIS 2, indicated by low AETPET values that never exceed the threshold of 65 % (see above), favoring cold steppe taxa only.

Some studies suggest that the magnitude of the continental signature of an interstadial (*e.g.* the extent of forest development) depends partly on its duration above 44 °N (Fletcher *et al.*, 2010). The moderate/absence of climate and vegetation changes associated with GIs 9, 5.1, 4, 3 and 2 at the Bergsee site (Fig. 4.2 and 4.3) could support this hypothesis of a causal relationship duration-magnitude of these short interstadials (< 200 years ; Rasmussen *et al.*, 2014). Inversely, high temperatures seem to occur for the longer interstadials, *i.e.* GIs 11, 8 and 7. The decreasing duration of GIs 8 to 5.1 should also play a crucial role in the declining magnitude of the associated AETPET changes.

However, the 2 kyr-long GI-11 presents similarities with the short GIs 10 and 9 with respect to AETPET variations, while GI-8 shows the most drastic changes. These results corroborate that beyond its duration, the magnitude of an interstadial is also correlated with the severity of the preceding cold event (Fletcher *et al.*, 2010), which is closely linked to the degree of southward displacement of the polar front (Roucoux *et al.*, 2005). These factors determined the extent of glaciation and the rate of deglaciation as well as the migration of plants from glacial plant

refugia (Helmens, 2014). The well pronounced GI-8 signature at the Bergsee may be due to the fact that this interstadial was preceded by HS 4, during which the polar front migrates south of 44°N (Florineth et Schlüchter, 2000).

The increasing magnitude of cooling events during late MIS 3 is related to a significant growth in ice volume (Fletcher et Sánchez Goñi, 2008; Luetscher *et al.*, 2015b; Siegert et Dowdeswell, 2002), which forced trees to find suitable living areas. Their migration from refuges became longer and longer, supporting the declines in the extent of forest development (Fig. 4.2). These results support the decreasing strength of warming associated with GIs (Fletcher *et al.*, 2010; Ménot et Bard, 2012; Tzedakis *et al.*, 2004). We also suggest that the buildup of the Vosges glaciers prior to 30 ka (Florineth et Schlüchter, 2000; Seret *et al.*, 1990) trapped an increasing portion of the local humidity, hampering plant growth and hence corroborating the declining magnitude of warmings.

4.4.2.2 Climate of Heinrich stadials (HSs 4 to 1)

The stadials associated with the Heinrich events 4 to 1 (*ca.* 37.8 - 36.8, 30 - 28.5, 25.8 - 23.5 and 17.5 - 14.5 ka cal. BP ; Fig. 4.3 and Table 4.1) are characterized by particularly dry and cold conditions. These phases exhibit similar precipitation and temperatures of the coldest month, below 300 mm and - 25 / - 30 °C (Table 4.1), respectively 500 mm and 20 °C less than present-day values. This pattern corroborates a common mechanism, i.e. a slowdown of the thermohaline circulation associated with Heinrich events (Hemming, 2004; Stouffer *et al.*, 2006). A severe drought reconstructed for HSs is driven by the high percentages of Artemisia in pollen assemblages, which is an emblematic taxon of arid-tolerant biomes (Peyron *et al.*, 1998; Prentice *et al.*, 1996). Low precipitation during HSs were also recorded by variations in mountain glaciers (Florineth et Schlüchter, 2000), and could support a limited plant water-use efficiency associated with reduced global atmospheric concentrations of CO_2 (Petit *et al.*, 1999). The drought was associated with increasing seasonality and stronger continental conditions (Combourieu Nebout *et al.*, 2002; Helmens, 2014) related to a dominant southerly circulation. It resulted from a southward displacement of the polar front (Eynaud *et al.*, 2009; Guillevic *et al.*, 2014; Heinrich, 1988; Roucoux *et al.*, 2005) and limited moisture transfer to the tropics (Sánchez Goñi et Harrison, 2010). Compared to Sánchez Goñi *et al.* (2008) that show an almost immediate response of vegetation to HE, the development steppe vegetation in the Bergsee record develop with some delay (median onset age *ca.* 37.8, 30, 25.8 and 17.5 ka cal. BP, Fig.4.3 and Table 4.1), that could

not be more precisely assessed and discussed without improvement of the current chronology. The Bergsee reconstruction suggests an increasing duration of glacial climate phases associated to HEs (from 1 ka for HS 4 to 3 ka for HS 1). Besides, the internal pattern of changes to cold and dry conditions differs between these particular phases, with a single-step HS 4 and a progressive climate degradation reconstructed for HSs 3 to 1-associated phase (Fig. 4.3). The fact that climate/vegetation response to HEs could occur in different steps has already been evidenced in marine and terrestrial palaeo-environmental markers in Europe (*e.g.* isotopes ; Grousset *et al.*, 2000; Guillevic *et al.*, 2014, chemical elements ; Auffret *et al.*, 2002, pollen ; Naughton *et al.*, 2007; Sánchez Goñi *et al.*, 2000). They were related to multiple IRD inputs from different sources, i.e. the Laurentide, the Fennoscandian and the British ice-sheets (Peck *et al.*, 2007) . - For HS 4 (37.8 – 36.8 ka cal. BP), temperature and precipitation minima are reached from the stadial onset and remain very low to its end, reflecting a climate response to a massive discharge of icebergs from the Canadian ice-sheet (Guillevic *et al.*, 2014; Peck *et al.*, 2007). The three-phase climate pattern for HS 4 proposed by Naughton *et al.* (2009) and Sánchez Goñi *et al.* (2000), with the first and last phases associated with European IRD and a middle phase associated to Canadian IRD (Grousset *et al.*, 2000), seems to not be corroborated here. Instead, the Bergsee reconstructions agree with two successive IRD inputs from Canadian ice-sheets only (Auffret *et al.*, 2002; Cortijo *et al.*, 2005; Guillevic *et al.*, 2014; Peck *et al.*, 2007). - A European-source IRD is associated to the Heinrich stadials after HS 4 (Peck *et al.*, 2007), due to the Fennoscandian and British ice-sheet expansion (Siegert et Dowdeswell, 2002). These European "precursors" precede the Canadian ice discharges by 1.2 ka (Auffret *et al.*, 2002), and potentially initiate the climate degradation (Guillevic *et al.*, 2014). The Bergsee climate record reflects these dynamics : i) onsets of HSs 3 to 1 dated at 30, 25.8 and 17.3 ka cal. BP (Table 4.1) are close to European precursors (31.5, 26.5 and 18.4 ka cal. BP ; Peck *et al.*, 2007), and ii) the evidence of a two-phase climate pattern, particularly for HSs 2 and 1, agrees with successive IRD on both sides of the North Atlantic. The first cooling phase results from European ice-sheet melting, while the second results from Canadian ice-sheet melting (Auffret *et al.*, 2002). These authors also indicate four IRD inputs for HS 3, which could explain the high-frequency climate oscillations recorded for HS 3 at the Bergsee (Fig. 4.3).

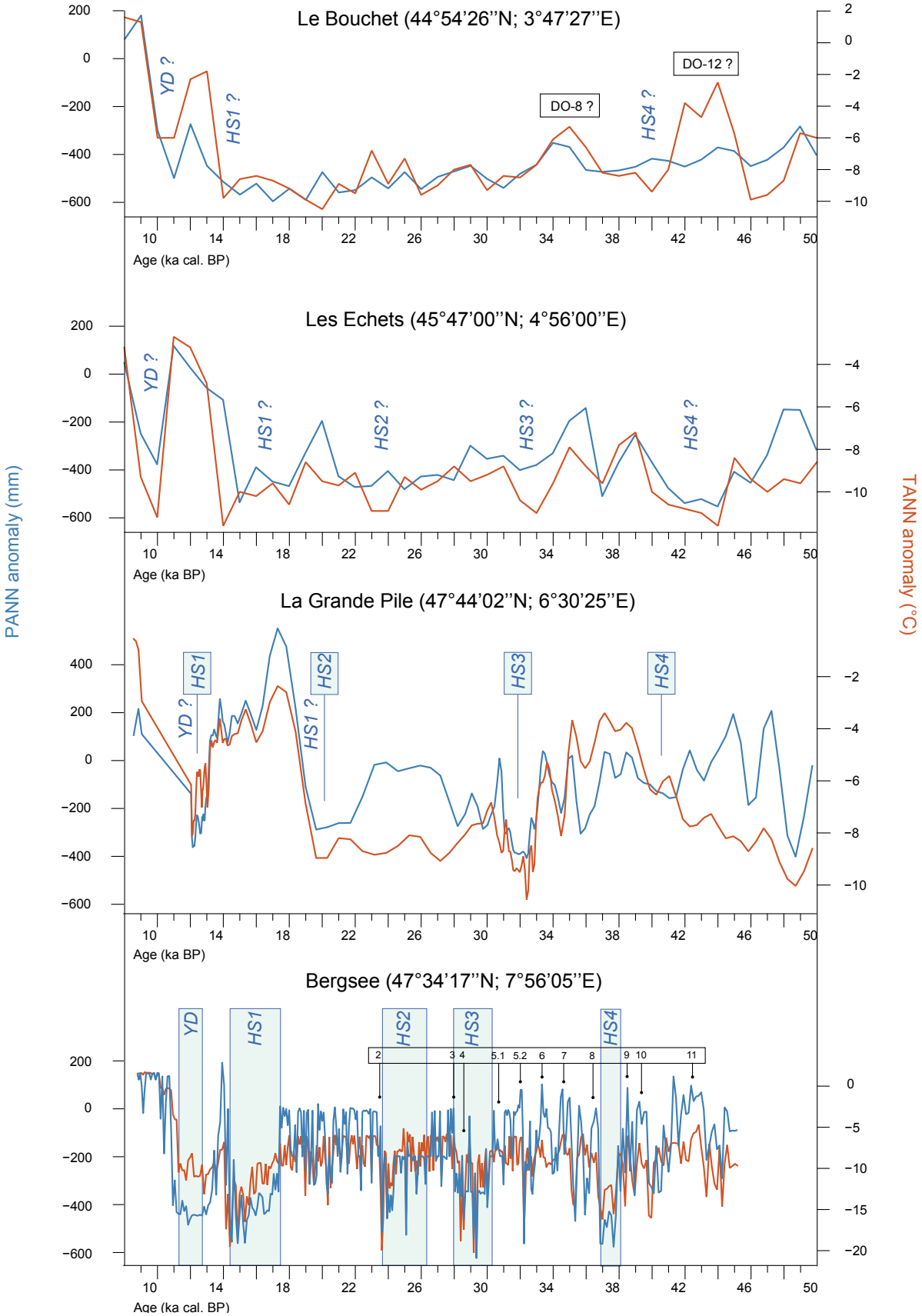
4.4.3 Comparison with European climate records

4.4.3.1 Climate variability at the regional scale

Figure 4.5 illustrates a comparison of the Bergsee climate reconstructions with comparable reconstructions in Eastern and Central France, *i.e.* La Grande Pile (Vosges, 100 km west ; de Beaulieu et Reille, 1992a), Les Echets (Rhône valley, 300 km southwest ; Guiot, 1990) and Le Bouchet (Massif Central, 400km southwest ; Guiot *et al.*, 1993). The climate reconstruction methods used in these studies are similar. Despite different chronologies, temporal resolution of analysis or counting methods, and differences in the modern pollen dataset used, Figure 4.5 shows strong similarities between records. Climate anomalies remain in the same order of range and magnitude for Eastern France sites and the Bergsee, in link with some similarities between pollen spectra. These analogies are in line with a regional and homogeneous bioclimatic zone covering at least the Eastern France-Southwest Germany area.

The age model and the centennial-scale resolution of the Bergsee record allow us to propose a more precise chronology of the high-frequency climate changes in Western Europe. Some well evidenced climate events in the Bergsee record, particularly GI-8, GI-1 and the Holocene warming (respective onsets at 37, 14.7, 11 ka cal. BP) and all HSs (4 to 1, at 38, 30, 25.7, 17.5 ka cal. BP) seem to be detected at all sites (Fig. 4.5). The ages and the amplitudes of changes are comparable, only the La Grande Pile record seems to show a difference of 4 ka for the onset of GI-1. Precipitation and temperature change amplitudes at the La Grande Pile at 18 ka BP (respectively + 800 mm and + 6 °C) are similar as those characterizing the GI-1 onset at 14 ka cal. PB in the Bergsee record. This suggest the potentiality that stadials recorded at 19 and 12 ka uncal. BP in the La Grande Pile obviously correspond to the HS 1 and YD identified for the Bergsee. This reassessed chronology of climate changes is supported by the robustness of the depth-age model presented in the present record. It is noteworthy that, with respect to vegetation changes, good similarities exist between the Grandbois complex around 30 ka uncal.

FIGURE 4.5 *(following page) – Pollen-based climate quantifications of the 45 – 9 ka cal. BP period from the Bergsee and from close sites from Central-Eastern France (location map in Figure 4.1). Climate quantifications of annual precipitation - PANN - and mean annual temperatures - TANN - are presented in anomalies from the current value. From top to bottom, climate reconstructions from : Le Bouchet (Guiot* et al.*, 1993) ; Les Echets (Guiot, 1990) ; La Grande Pile (de Beaulieu et Reille, 1992a) and Bergsee (this study). Are added North Atlantic climate events and Heinrich stadials detected in these climate reconstructions (in frames those proposed in original studies, without frame those we propose by comparison with the Bergsee record).*


Le Bouchet (44°54'26''N; 3°47'27''E)
YD ?
HS1 ?
DO-8 ?
HS4 ?
DO-12 ?
Age (ka cal. BP)
Les Echets (45°47'00''N; 4°56'00''E)
YD ?
HS1 ?
HS2 ?
HS3 ?
HS4 ?
Age (ka BP)
La Grande Pile (47°44'02''N; 6°30'25''E)
YD ?
HS1
HS1 ?
HS2
HS3
HS4
Age (ka BP)
Bergsee (47°34'17''N; 7°56'05''E)
YD
HS1
HS2
HS3
HS4
Age (ka cal. BP)
PANN anomaly (mm)
TANN anomaly (°C)

BP at the La Grande Pile (de Beaulieu et Reille, 1992a; Helmens, 2014; Woillard, 1978) and the vegetation changes associated with GIs 8 to 5.1 in the Bergsee record (Duprat-Oualid *et al.*, 2017 ; Fig. 4.2). Hence, we can also attribute *Pinus* peaks in the Grandbois complex to GIs 8 to 5, which are clearly distinguished by the Bergsee record.

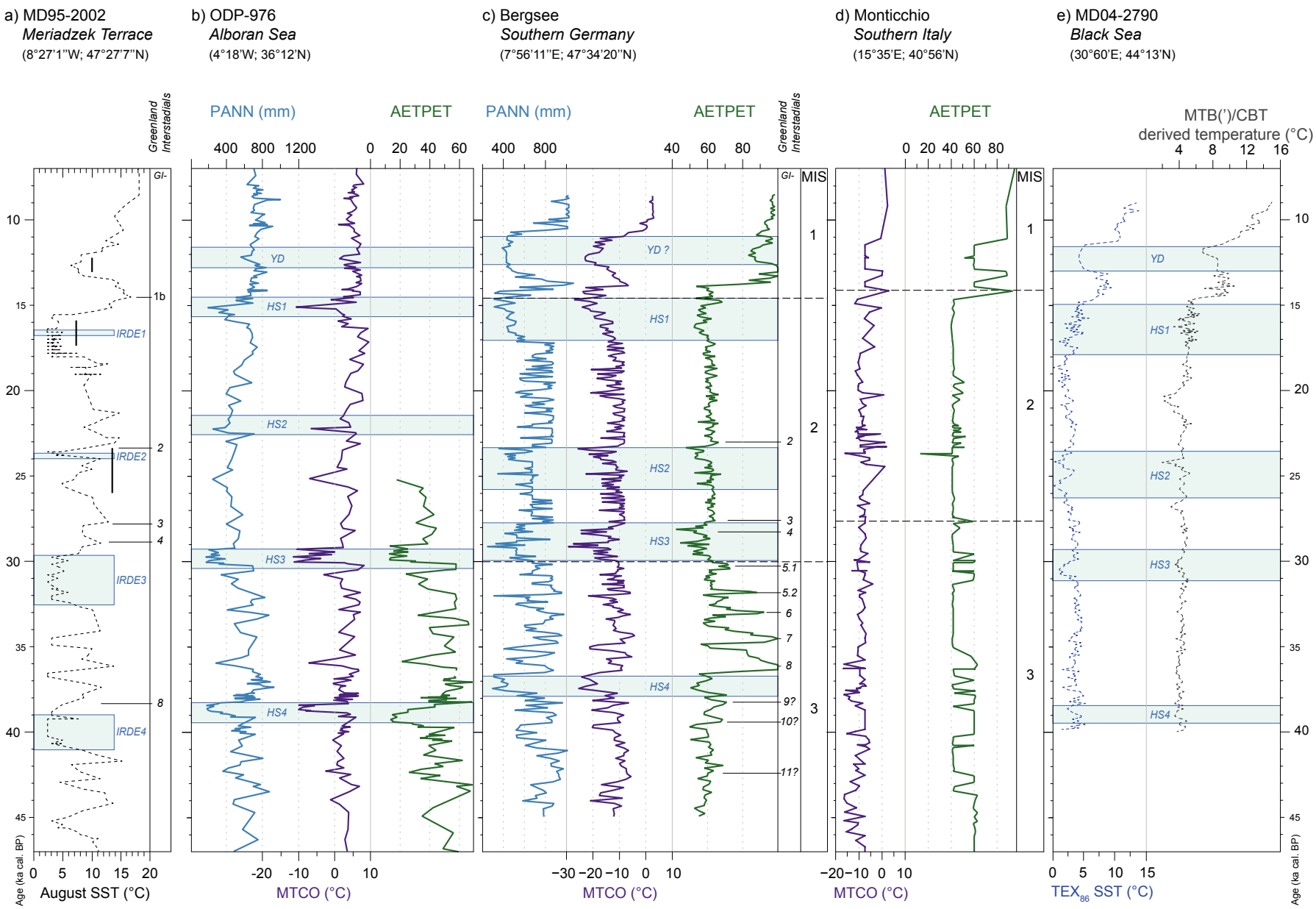
4.4.3.2 European gradients of climate changes

Available climate reconstructions of the Last Glacial inferred from pollen and speleothems show similar drops in temperatures in Western (Genty *et al.*, 2010; Guiot *et al.*, 1993; Moreno *et al.*, 2014; Seret *et al.*, 1992) and Central/Southern Europe (Allen *et al.*, 1999; Sánchez Goñi *et al.*, 2002).

Figure 4.6 displays the climate reconstructions from the Bergsee and other records from terrestrial and marine European sites covering the 50 - 9 ka cal. BP period in order to better understand the climate signal at a continental scale and to have an overview of how the climate of continental Europe was affected by the GI/GS succession.

At the Meriadzek Terrace (Celtic margin), the SST changes (Fig. 4.6a) can be correlated to GIs 8, 4, 3 and 2 (Auffret *et al.*, 2002). Pollen-inferred climate reconstructions from the ODP 976 marine record (Alboran Sea) demonstrated that the GI/GS succssion also impacted the Mediterranean region (Fig. 4.6b) : GSs are associated with drought, while wet conditions characterize GIs (Bout-Roumazeilles *et al.*, 2007; Combourieu Nebout *et al.*, 2002; Genty *et al.*, 2010; Sánchez Goñi *et al.*, 2002, 2009), which agrees with the Bergsee results. For interstadials, more intense warming is recorded at the Bergsee than in the Alboran Sea. Inversely, a slight increase in humidity is suggested by the Bergsee record (less than + 400 mm for precipitation and + 10 % for AETPET) compared to the ODP-976 (more than + 400 mm for precipitation and + 25 %

FIGURE 4.6 *(following page) – Climate quantifications of the end of Last Glacial in Europe (site locations in Fig. 4.1). From marine sites are presented the Sea Surface Temperature - SST ; from terrestrial sites are presented annual precipitation - PANN, mean temperature of the coldest month - MTCO and the ratio of actual over potential evapotranspiration - AETPET. From left to right : August SST evaluated on $\delta^{18}O$ of foraminifers from MD95-2002 (North Atlantic ; Auffret* et al.*, 2002) ; PANN, MTCO and AETPET inferred from pollen records of ODP-976 (Alboran Sea ; Combourieu Nebout* et al.*, 2002; Genty* et al.*, 2010), Bergsee (Southern Germany ; this study) and Monticchio (Southern Italy ; Allen* et al.*, 1999) ; SSTs evaluated on chemical properties of sedimentary Tetraethers from MD04-2970 (Black Sea ; Ménot et Bard, 2012). Available correlations of climate changes to North Atlantic climate phases and events (Marine Isotope Stages - MIS ; Lisiecki et Raymo, 2005, Greenland interstadials - GI ; Rasmussen* et al.*, 2014 and Heinrich Stadials - HSs) are represented. For the MD95-2002 record, Ice Rafting Events – IRDE – corresponding to HEs are plotted.*


a) MD95-2002
Meriadzek Terrace
(8°27'1''W; 47°27'7''N)
b) ODP-976
Alboran Sea
(4°18'W; 36°12'N)
c) Bergsee
Southern Germany
(7°56'11''E; 47°34'20''N)
d) Monticchio
Southern Italy
(15°35'E; 40°56'N)
e) MD04-2790
Black Sea
(30°60'E; 44°13'N)
Greenland Interstadials
PANN (mm)
AETPET
MTB(')/CBT derived temperature (°C)
MIS
YD
HS1
HS2
HS3
HS4
YD ?
IRDE1
IRDE2
IRDE3
IRDE4
Age (ka cal. BP)
August SST (°C)
MTCO (°C)
TEX86 SST (°C)

for AETPET). These contrasted interstadial climate signatures could be due to the sensitivity of western Mediterranean vegetation to humidity changes. For the Central Mediterranean and the Black Sea, the pollen record from Lake Monticchio (Italy) and Lake Prespa (Balkans) clearly reveals short forest developments corroborating a signature of the GIs in the central Mediterranean region (Allen *et al.*, 1999; Panagiotopoulos *et al.*, 2014), while these warm episodes do not seem to be recorded in the Black Sea by molecular biomarkers (Fig. 4.6e) such as TEX 86 (Ménot et Bard, 2012; Sanchi *et al.*, 2014).

With respect to Heinrich stadials, Liu *et al.* (2009) and Stouffer *et al.* (2006) suggest pronounced climate changes at high latitudes close to polar ice-sheets and an attenuation of their magnitude with the distance from the North Atlantic. At the Meriadzek Terrace (Fig. 4.6a), Auffret *et al.* (2002) detected ice rafting events - IRDE - *ca.* 41 - 39, 32.5 - 29.6, 23.8 - 23.6 and 16.7 - 16.4 ka cal. BP corresponding to HEs. Assuming that a difference of 4 °C in SSTs may occur between GIs and GSs associated to HEs (Cortijo *et al.*, 1997; Pérez-Folgado *et al.*, 2003; Sima *et al.*, 2009), we could attempt to correlate the phases of low SST (2 °C, *i.e.* IRDEs 4 and 3 and extended phases including IRDEs 2 and 1) with phases of increasing aridity and cooling associated to HEs in the Bergsee record (Fig. 4.6a,c).

In the Alboran Sea, HSs 4 to 1 are also associated with abundant cold-water dinocysts (Combourieu Nebout *et al.*, 2002). They reflect low SST, confirming an enhanced aridity reflected by steppic vegetation. In the Alboran Sea, Figure 4.6b,c show that HSs appear shorter at the ODP-976 site than at Bergsee, suggesting that ODP-976 only records the first phase of climate degradation in response to European iceberg discharges (*i.e.* European precursor). The second phase, corresponding to an amplified drought at mid-to-high latitudes (Fletcher et Sánchez Goñi, 2008; Naughton *et al.*, 2009), does not appear in the Alboran Sea, possibly masked by the drought of the Mediterranean climate (Walter *et al.*, 1975). In the Eastern Mediterranean, Ménot et Bard (2012) identify HEs 4 to 1 as low SST phases (Fig. 4.6e), suggesting that the impact of the North Atlantic changes towards the East. However, SST changes in the Black Sea are less pronounced than in Western Europe (Fig. 4.6a), and increases through HEs. This could suggest that the climate of the Last Glacial in the Eastern Mediterranean was only influenced by increasing Fennoscandian ice melt (Guillevic *et al.*, 2014). This hypothesis is corroborated by the good synchronicity between HEs in the MD04-2790 and first phases of HEs in the Bergsee record.

In the Central Mediterranean region, climate changes associated with Heinrich events are

not evidenced in the climate reconstructions inferred from the Monticchio pollen record (Fig. 4.6d). However, marine pollen records from the Western European margin, *e.g.* MD95-2043/2042, MD04-2845 (Sánchez Goñi *et al.*, 2002, 2000, 2008), indicate that Heinrich stadial signatures are marked by humid plants (*e.g.* Ericaceae) and higher values of xerophytic steppe taxa and Calluna, indicating a particular aridity. Terrestrial pollen sequences, *e.g.* from lakes Xinias, Ioannina, Tenaghi Philippon and Megali Limni recorded similar vegetation changes (Bottema, 2016; Margari *et al.*, 2009; Müller *et al.*, 2011; Tzedakis *et al.*, 2004).

Figure 4.6 supports the hypothesis that interstadial and Heinrich stadial signatures are recorded over the European continent. Different magnitudes of interstadial signal appear, with particularly marked climate and vegetation changes recorded by Western European sites. The high-resolution climate reconstruction from the Bergsee confirms the synchronicity and the similarity of GI patterns between Greenland and the North Atlantic margin eastwards (Fletcher *et al.*, 2010), and that HEs directly impacted climate and vegetation on the continent as documented in marine pollen records (*e.g.* Combourieu Nebout *et al.*, 2002; Naughton *et al.*, 2007; Roucoux *et al.*, 2005; Sánchez Goñi *et al.*, 2002, 2008). The decreased interstadial signatures towards Southeastern Europe is related to the low changes in the AMOC of these episodes (Ménot et Bard, 2012) and the proximity of the tree refuges. Figure 4.6 also shows that around and under 40 °N, the stadials associated to HEs seem to occur with a rather homogeneous 1 kyr duration, while they seem to be of various durations (from 1 to 2.5 kyrs) above 40 °N. This contrast could be related to the distance from the European polar ice-sheets, suggesting a North-South gradient of their impact on continental climate conditions.

4.5 Conclusion

This study focused on high frequency climate variability between 45 and 9 ka cal. BP in Western Europe, reconstructed at a centennial scale from the Bergsee pollen record (Black Forest, Germany). Our results, based on a multi-method approach, evidenced oscillations of different magnitude and duration during the Last Glacial (45 – 14.5 ka cal. BP), which agree with the climate changes of the North Atlantic (MISs, GI/GS succession and Heinrich stadials). A good synchronicity and similarity of climate patterns between the Bergsee record and other records from Europe and North Atlantic area is evidenced. This supports the hypothesis that the climate over mid-latitude Western Europe was controlled by the dynamics of the North

Hemisphere ice-sheets :

A cold but rather humid climate characterized late MIS 3 (45 – 30 ka cal. BP), while a pronounced aridity prevailed during MIS 2 (30 – 14.5 ka cal. BP) over Europe. These climate changes were driven by variations in the polar ice-sheets, MISs 3 and 2 respectively corresponding to phases of important regression and expansion. These fluctuations induced high-magnitude changes of the thermohaline circulation of the North Atlantic, which involved atmospheric perturbations at the North Hemisphere scale ; We have reconstructed a series of short-lived warm/wet episodes unambiguously corresponding to GIs. They are more frequent and pronounced during the "temperate" late MIS 3 than during the "glacial" MIS 2. An accentuated moisture availability specifically recorded for GIs 8 to 5.1 (38 – 30 ka cal. BP) is related to a retreat of the polar ice-sheet ;

Four dry/cold episodes are attributed to the Heinrich stadials 4 to 1. Despite similar low climate values, these phases differ with respect to their climate patterns and durations, related to IRD input sources. The single-phase HS 4 matches with a massive Canadian ice-sheet melting alone. Multi-phase climate patterns revealed for HSs 3, 2 and 1 are due to an increasing melting of the European ice-sheets.

A comparison with available European climate reconstructions shows that terrestrial and marine archives differently recorded climate changes associated with GIs, particularly in terms of magnitude. The Bergsee climate record supports that these short-lived climate episodes impacted at least Western Europe, due to the proximity of the Atlantic Ocean. Different climate signatures for HSs are also evidenced across Europe, probably related to the distance from the Atlantic Ocean and polar ice-sheets.

Chapitre 5

High-frequency vegetation and climate variabilities of the Lateglacial derived from the Lapsou pollen record (Cantal, France)

Fanny Duprat-Oualid, Carole Bégeot, Damien Rius, Laurent Millet, Odile Peyron, Michel Magny

Cet article sera soumis à un numéro spécial de la revue *Quaternary International*.

Tourbière de Lapsou. source : Damien Rius 13/04/2013.

5.1 Introduction

The high-frequency climate variability during the Lateglacial (14.7 - 11.7 ka cal. BP ; Lowe *et al.*, 2008) for the Northern Hemisphere is most precisely recorded by the variations of the oxygen isotope in Greenland ice cores (NGRIP, Walker *et al.*, 1999). Determining and understanding impacts of past climate changes on terrestrial environments is important in a current context of global change. In Europe, the reconstruction of environmental and atmospheric condition changes in response to the climate variability of the deglaciation is mainly performed through analyses of biotic proxies present in lake and peatland sediments. Pollen are used to reconstruct vegetation history (*e.g.* Björkman *et al.*, 2002; Duprat-Oualid *et al.*, 2017) and climate changes (*i.e.* precipitation and temperature parameters, *e.g.* Peyron *et al.*, 2011, 1998), chironomids summer temperatures (*e.g.* Heiri *et al.*, 2015; Millet *et al.*, 2012) and charcoals fire regimes (*e.g.* Kaltenrieder *et al.*, 2010; Peters et Higuera, 2007; Rius *et al.*, 2014). Terrestrial records have a local-to-regional character that allows to determine forcing factors at the local scale. Since biotic proxies have different sensibilities to climate parameters (*e.g.* vegetation mostly depends on precipitations and winter temperatures ; Dahl *et al.*, 1998, chironomids communities are mainly controlled by july temperatures ; Brooks, 2006; Walker *et al.*, 1991), they differentially respond to climate changes. This encourages to adopt a multi-proxy approach to reconstruct the past dynamics of ecosystems. The Massif Central is an interesting place in palaeo-environment research, due to its location in the Western margin of Europe and its many exploitable sedimentary archives. Strategically, this region takes an important place between the Pyrenees and the Alps/Jura, two regions studied to characterize Lateglcial climate and environment variabilities in Western Europe (Heiri et Millet, 2005; Magny *et al.*, 2006; Millet *et al.*, 2012) . Here we investigate a core from the Lapsou paleolake (Cantal, southern Massif Central), which continuously archived the environment dynamics between 14.7 and 9 ka cal. BP. Objectives of the present paper are :

- To present a high-temporal resolution pollen record from the Lapsou core, in order to characterize all the vegetation changes in response to the high-frequency climate variability recorded for the North Atlantic during the Lateglacial period ;
- To quantify the climate changes of the 14.7 - 9 ka cal. BP period from the Lapsou record ; more precisely, we reconstruct variations of humidity and temperature indexes, using a pollen-inferred climate reconstruction method ;

- To discuss the reliability of the pollen data in reconstructing past climate changes ; in detail, we identify what climate parameters might be quantified from vegetation, and which must be quantified from other proxies.

5.2 Material and Methods

5.2.1 Study site

Lapsou peatbog (45°08′36.15"N, 2°51′11.58"E, 1 207 m a.s.l.) is located in the Eastern Massif Central, on the Eastern piedmont of the Puy Mary (Fig. 5.1).

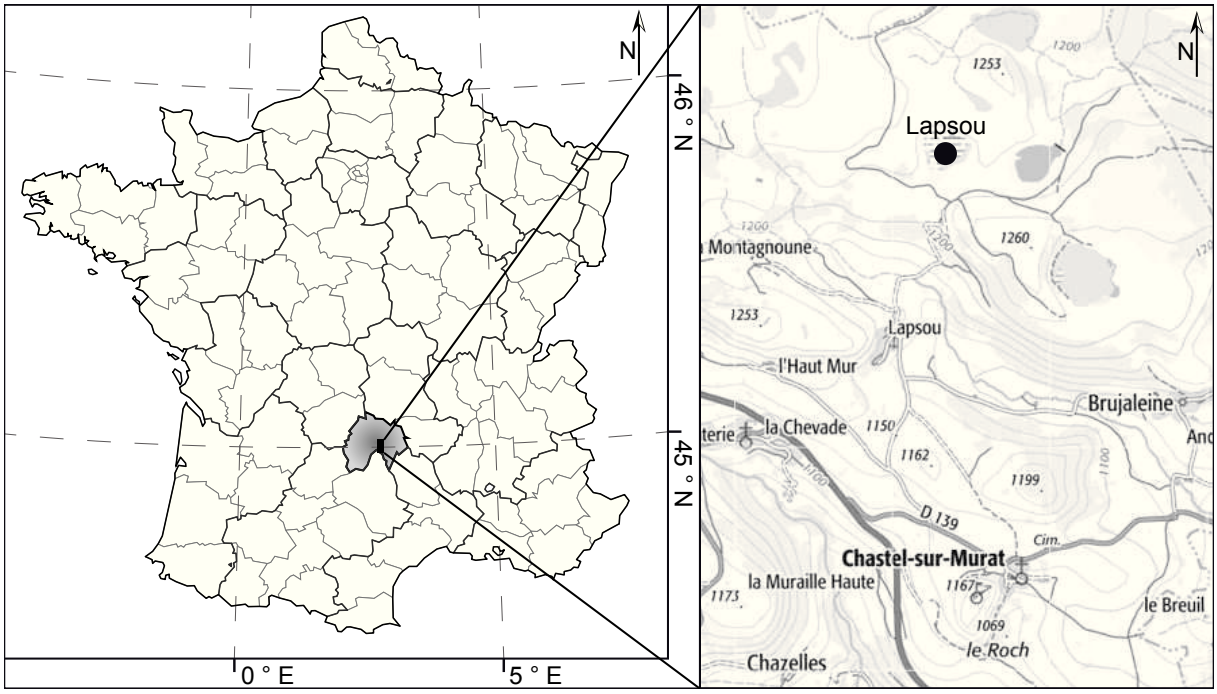


FIGURE 5.1 – *Location map of the Cantal, and the Lapsou paleolake (dot).*

The bedrock is essentially composed of metamorphic and granitic rocks covered by a basaltic layer, which corresponds to a "planèze". This particular bedrock results from an active volcanic history of the region during the Tertiary period (Colin, 1966; de Beaulieu *et al.*, 1982). Lapsou peatbog is located on the Chastel-sur-Murat plateau covering around 240 ha and punctuated by several lakes and peat bogs that today occupy shallow depressions formed during the Quaternary glaciations. The study area is at the convergence of three air masses : from the South (Mediterranean), the West (Atlantic) and the North-East. This configuration involves a particular climate characterized by frequent temperature inversion episodes (Gandouin *et al.*, 2016). Annual temperatures are of 10.2 °C, summer temperatures are of 15 °C, winter tem-

peratures are of 5 °C, and annual precipitations reach 1 200 mm (average data of the 1981 - 2010 period from the Aurillac station ; *www.meteofrance.com* last consulted 09/02/2018). High-elevated plateaus are also exposed to strong winds that involve the development of a resistant vegetation. Hence a subalpine-to-mountain type covers terrestrial lands, composed of grasses (Poaceae and *Carex sp.*) and punctual birches (*Betula pendula*), while a specific peatland flora (*Drosera sp.*) characterizes the direct surrounding of humid areas.

5.2.2 Coring, chronology, lithology

The coring was performed close to the center of the Lapsou peatbog in April 2013 with a Russian corer (length : 100 cm, diameter : 6.3 cm). Twin cores of 10 and 11 sections were retrieved with a 0.5 m overlap. A 9 m-long composite sequence was built using Magnetic Susceptibility - MS - measurements and high-resolution core imaging, both acquired at a resolution of 5 mm using a Geotek Multi-Sensor Core Logger (MSCl-Laboratoire Chrono-Environnement, Besançon). X-ray fluorescence measurements - X-rf (Edytem lab, Chambéry) were also performed every 0.5 cm. These data allow to identify the Last/Lateglacial transition around 820 cm, characterized by an abrupt change from a detrital to an organic sediment.

Depth (cm)	Material	Radiocarbon age (BP)	Calibrated age (2σ) (cal. BP)	Median probability (cal. BP)
619.5	Seed	9900±70	11199-11612	11228
719.5	Undetermined macroremain	10850±50	12685-12807	12725
773.5*	Flower	420±30*	333-523*	500*
783.5*	Undetermined macroremain	9770±170*	10603-11765*	11210*
819.5	Wood	12510±140	14151-15192	14746

TABLE 5.1 – *AMS radiocarbon dates of the Lapsou core.*

The chronology of the core is based on a total of 5 AMS radiocarbon dates (Table 5.1), which were all undertaken on terrestrial macro-remains. Radiocarbon dates were calibrated using the IntCal13 calibration curve (Reimer *et al.*, 2013). The age-depth model was built using CLAM (Blaauw, 2010) with the linear interpolation between the dated points. In addition, two short peaks in the MS and in the Potassium, at 749.5 and 742 cm depth, confirm tephra layers visually identified. In this study, we focused on the Lateglacial period (14.7 to 11.7 ka cal. BP), which represents the deepest 2.65 m section of the Lapsou core.

5.2.3 Pollen analysis

Pollen analysis was carried out on 48 samples of 2 cm^3 and taken at 5 cm interval, each sample having around a secular temporal resolution. All samples were prepared following the standard method developed by Faegri et Iversen, 1989. After adding 4 *Lycopodium* tablets to calculate pollen concentrations (Stockmarr, 1971), chemical treatments (HCl, HF) were applied to remove silica and carbonates. The acetolysis coloured pollen grains and glycerol was added for better preservation. Counting was carried out at x400 magnification. Pollen and spores identification was performed using different atlases (Beug, 2004; Reille, 1992), determination keys and the pollen collection of the Chrono-Environnement Laboratory in Besançon. The degree of identification did not exceed the family for herbs and the genus for arboreal taxa, with the exception of some grains for which the species could be determined. A minimum of 300 grains/sample was counted per sample. Because of the sur-representation of some taxa, up to 700 grains should be counted. Hence, an average of 500 grains/sample was counted along the Lateglacial sequence.

For pollen diagrams and numerical analyses, herbs were grouped into Non-Arboreal Pollen - NAP, while trees and shrubs were grouped into Arboreal-Pollen - AP. Aquatic taxa were excluded from the total pollen sum used to calculate percentages and Pollen Accumulation Rate - PAR. Finally, we used the 24 terrestrial taxa exceeding 1 % in at least two samples. All numerical analyses were performed with the R software v.3.1.1 (R development Core Team, 2016), using the "rioja" package (Juggins, 2017). The pollen zonation was performed with the CONISS (CONstrained Incremental Sums of Squares cluster analysis) depth-constrained clustering method (Grimm, 1987) from the "vegan" package. The significant number of biozones was assessed using a broken-stick model.

In parallel of pollen analysis, the macro-charcoals (> 150 μm) were counted on a series of 2 cm^3 samples continuously retrieved along the Lateglacial sequence. Charcoal data are here presented in Charcoal Accumulation Rate - PAR. A Spearman test was calculated between charcoal and pollen data to determine the relationship between the fire and vegetation dynamics at the Lapsou site.

5.2.4 Climate reconstruction method

The pollen-based reconstructions were performed with the Modern Analogue Technique (MAT). This method, developed by Guiot (1990), uses a squared-chord distance to calculate the degree of similarity between a fossil pollen spectra with climate to quantify and modern pollen assemblages for which climate parameters are given. The smaller the distance is, the greater the degree of analogy between the two samples. Climates are characterized by many parameters that have more or less influence on the vegetation. Particularly, the winter cold and the drought tolerance are ones of the most determining climatic factor in the distribution of Plant Functional Types – PFT (Prentice *et al.*, 1996; Woodward, 1987). They are assimilated here to the mean temperature of the coldest month (MTCO, in °C) and the annual amount of precipitation (PANN, in mm). We added the pollen-inferred reconstructions of the mean temperature of the warmest month (MTWA, in °C), in order to compare them to a chironomid-inferred reconstruction of the July temperatures performed from the close La Roustière peat bog (Fig. 5.1 ; Gandouin *et al.*, 2016). We also reconstructed the ratio of actual over potential evapotranspiration (AETPET, in %), which is considered as an index of the moisture availability.

The modern pollen dataset is composed of 2 692 pollen assemblages of surficial lake sediments, top-cores or moss polsters retrieved in a large zone of the Northern hemisphere, from Europe to the Eastern Siberia (Peyron *et al.*, 2017). Some analogues from Mediterranean and high-elevated sites (*e.g.* Tibet) are characterized by particularly limited and extreme plant growth conditions. The modern dataset includes pollen percentages (of 103 terrestrial taxa), geographical coordinates, the elevation and climate parameter values for each analogue (New *et al.*, 2002). A biome is also attributed using the PFT method developed by Prentice *et al.* (1996) and Peyron *et al.* (1998). We first excluded modern analogues with too hot climate conditions than expected for Massif Central during the Lateglacial period, *i.e.* analogues from Morocco and those attributed to the "Warm Steppe" biome. For climate quantifications, Ranunculaceae were excluded from the fossil pollen dataset, since their abundance mostly depends of the hydric dynamics as discuss below.

In this study, the MAT reconstructions were carried out with the "rioja" package (Juggins, 2017). The optimal number of analogues (k) for each climate parameter was determined with the bootstrap cross-validation method on the basis of obtaining the lower Root Mean Squared of the Errors of predictions - $RMSEP$. Were retained k = 5 analogues for estimating MTCO, k = 4 analogues for MTWA and PANN, and k = 7 analogues for AETPET. Finally, past climate

parameters were calculated as the weighted mean of the present-day climate of the closest modern pollen analogues selected.

5.3 Results

5.3.1 Lithology and depth-age model

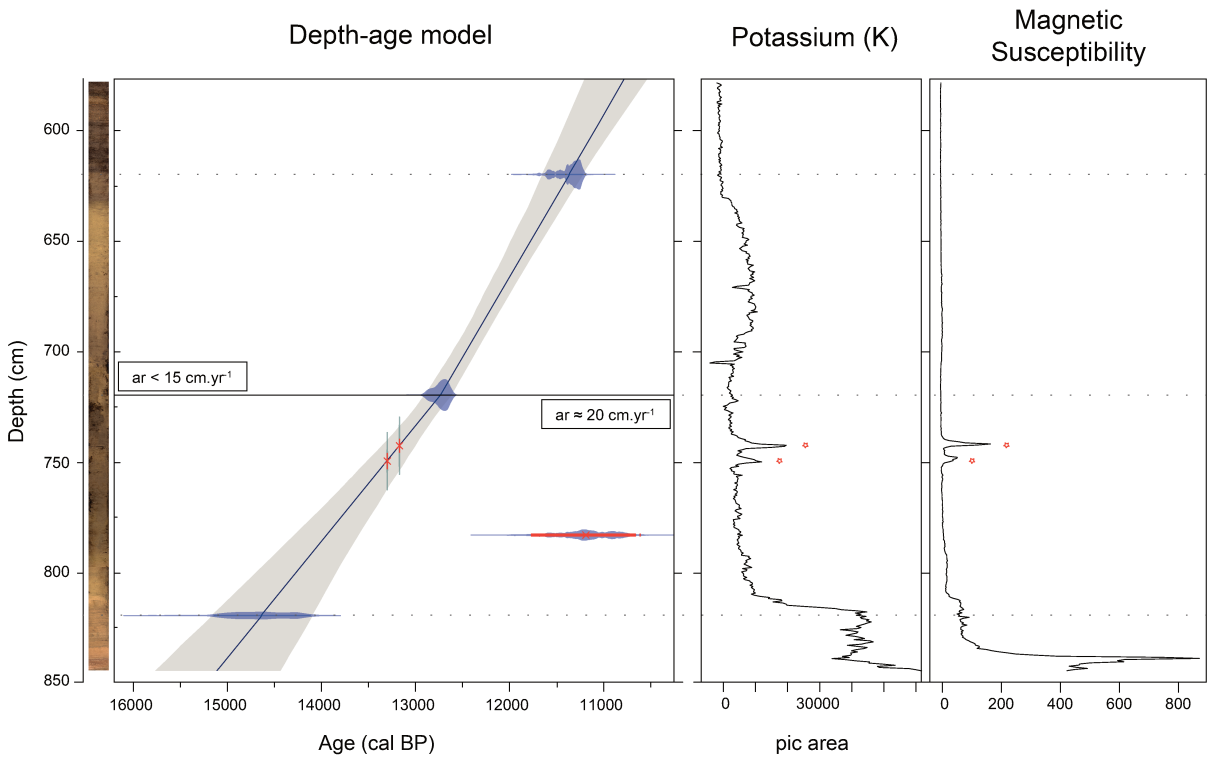


FIGURE 5.2 – *Depth-age model of the Lapsou record, spanning the Lateglacial interstadial and the Early Holocene. From left to right : sedimentary sequence (photo from the MSCl ; see the text for details), depth-age model with the rejected date (red), accumulation rate - ar- (in cm.yr^{-1}), Potassium (pic area), Magnetic Susceptibility - MS. the position of the two tephras is added (red cross).*

The radiocarbon dates n° 3 and 4 in Table 5.1 appeaed too young compared to their stratigraphic position (surely biased by small materials (roots) that may underestimate ages), they were excluded for the construction of the Lapsou chronology. The depth-age model presented in Fig. 5.2 shows that the Lapsou sequence spans continuously the period from 15 to 11 ka cal. BP, corresponding in time with the Lateglacial Interstadial. The three retained radiocarbon dates correspond to the Last/Lateglacial, Lateglacial/YD and YD/Holocene transitions at 14.5 $\pm$ 0.5, 12.6 $\pm$ 0.1 and 11.5 $\pm$ 0.3 ka cal. BP, and are associated with lithological transitions (Fig. 5.2) : Last glacial and YD periods are characterized by a rather light clay, while the Lateglacial Interstadial and the Holocene are associated with a dark and organic sediment. These sediment

changes are also indicated by the fluctuations in potassium, reflecting more or less detrital sections : two phases with high pic areas (> 1000 ; detrital sediment) characterize the sections from 15 to 14.7 and from 12.5 to 11.5 ka cal. BP(*e.g.* Last glacial and YD), while potassium is rather absent (0 ; no detrital sediment) from 14.7 to 12.7 and from 11 ka cal. BP (*e.g.* Lateglacial interstadial and Holocene). Figure 5.2 also shows an important change in the accumulation rate at 12.8 ka cal. BP, from 20 to 14 yr.cm^{-1}. The depth-age model also dates the two peaks in the MS and potassium (749.5 and 742 cm) at around 13.5 and 13 ka cal. BP. These detrital events are consistent with a couple of tephras dated at 13.4–13.0 and 13.3–12.9 ka cal. BP in the Jura (Walter-Simonnet *et al.*, 2008) and attributed to the eruption of the Puy de la Nugère at 13.3 ka cal. BP (Juvigné *et al.*, 1996; Vernet, 2011).

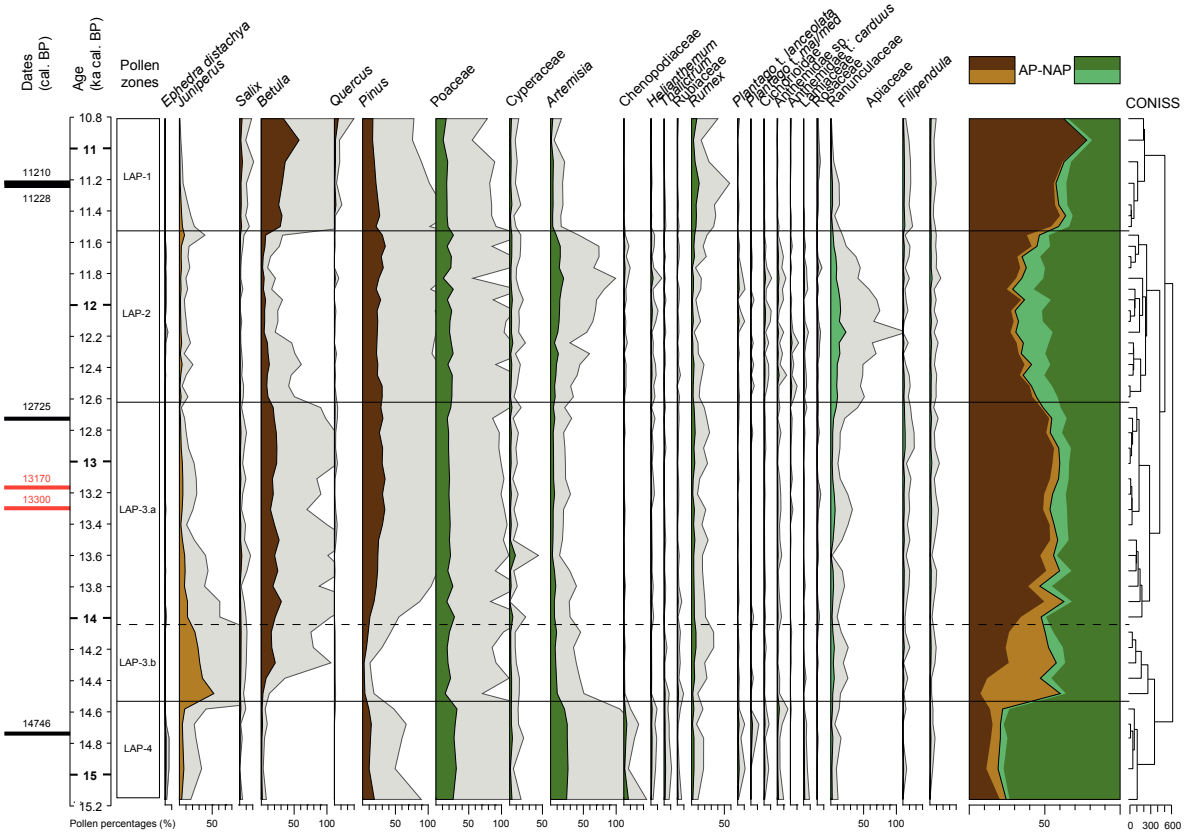
5.3.2 Pollen stratigraphy

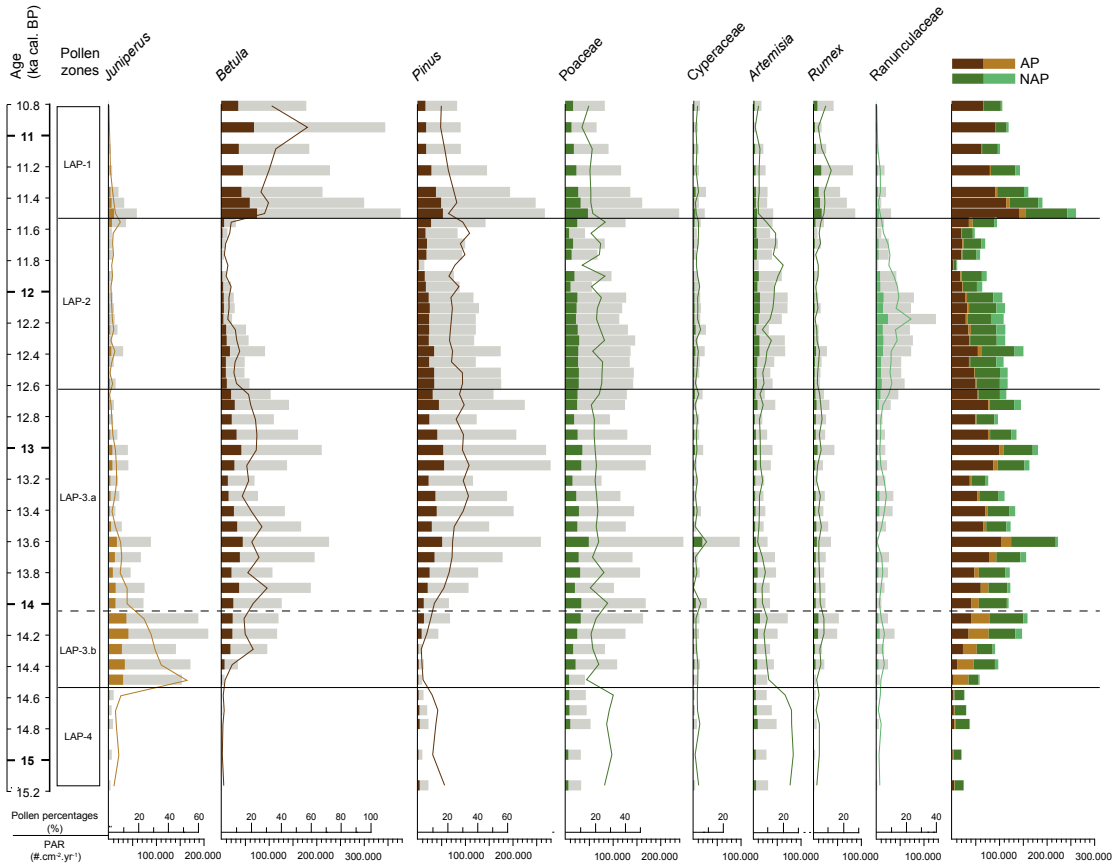
Four main Lapsou pollen Zones (LAP-Z 4 to 1 ; Fig. 5.3) were detected by CONISS, revealing a multi-millennial variability in pollen assemblages during the Lateglacial period :

LAP-4 (15.2 – 14.7 ka cal. BP) : this period is characterized by 80 % of NAP, mainly represented by the grassland-type *Artemisia* and Poaceae that respectively reach 21 % and 32 % of the pollen assemblages. Chenopodiaceae, Cichorioidae and *Helianthemum* are present but in lesser extent (< 7 %). AP are essentially dominated by *Pinus* and *Juniperus* with significant percentages (respectively 10 - 18 % and 3 - 8 %). *Ephedra dystachia* is also present (< 5 %). PAR are low for all the taxa (1 500 #.cm^{-2}.yr^{-1} in average).

LAP-3 (14.7 - 12.6 ka cal. BP) : this period is divided in two subsections : An abrupt increase in *Juniperus* from 8 to 52 % characterizes LAP-3.b (14.7 to 14.1 ka cal. BP). This shrub development occurs in 100 years and is followed by a progressive decrease to 23.5 % at 14.1 ka cal. BP. Shrubby pollen assemblages are associated with an accentuated Pollen Accumulation Rates - PAR (from 100 to 1 550 #.cm^{-2}.yr^{-1} for *Juniperus*). An important peak is also observed in *Be-*

FIGURE 5.3 *(following page) – Vegetation dynamics of the Lateglacial-early Holocene period as documented in the pollen record from Lapsou. The pollen diagrams in percentages (curves, top) and in Pollen Accumulation Rates - PAR (bar, bottom) are built on the main taxa (> 1 % for at least one sample : AP are in brown (dark = trees ; light = shrubs), NAP are in green (turquoise = hydrophilous herbs ; dark = other herbs). Are also plotted the dates, pollen zones, proportions of the vegetation types NAP and AP, and the CONISS zonation ; grey curves and bars denote x5 expansion.*


Dates (cal. BP)
Age (ka cal. BP)
Pollen zones
Ephedra distachya
Juniperus
Salix
Betula
Quercus
Pinus
Poaceae
Cyperaceae
Artemisia
Chenopodiaceae
Helianthemum
Thalictrum
Rubiaceae
Rumex
Plantago t. lanceolata
Plantago t. major/med
Cichorioideae
Anthemidae sp.
Anthemidae
Liguliflorae
Asteraceae t. carduus
Ranunculaceae
Apiaceae
Filipendula
AP-NAP
CONISS
11210
11228
12725
13170
13300
14746
LAP-1
LAP-2
LAP-3.a
LAP-3.b
LAP-4
Pollen percentages (%)


Age (ka cal. BP)
Pollen zones
Juniperus
Betula
Pinus
Poaceae
Cyperaceae
Artemisia
Rumex
Ranunculaceae
AP
NAP
LAP-1
LAP-2
LAP-3.a
LAP-3.b
LAP-4
Pollen percentages (%)
PAR (#.cm-2.yr-1)

tula (up to 21 % at mid-phase), succeeding the shrub after 200 years. In parallel, *Rumex* and the Ranunculaceae increase during this phase (from 1 to 6 %). Inversely, drastic decreases are observed in many NAP (mainly *Artemisia* (7 %), Poaceae (14 %)), and *Pinus* (to 2 % at 14.3 ka cal. BP).

For LAP-3.a (14.1 – 12.6 ka cal. BP), an important increase in AP proportions is observed, to 56 % at 12.9 ka cal. BP. In detail, *Betula* progressively increases to 30 %. From around 13.9 ka cal. BP, this taxon fluctuates between 15 and 20 %, with a marked minimum at 13.2 ka cal. BP (14 %). *Pinus* also increases up to 13.4 ka cal. BP to remain close to 30 %. Percentages of NAP remain around 40 - 45 %, but their composition changes from the previous biozone with more Apiaceae, *Rumex*, Ranunculaceae and Anthemidae (around 2 %) and less *Artemisia*. To complete, *Juniperus* abruptly decreases to represent less than 5 % of pollen assemblages from 13.4 ka cal. BP. PAR are high, but fluctuate between 4 000 and 11 000 #.cm^{-2}.a^{-1}, with 3 minima at 13.8, 13.2 and 12.7 ka cal. BP that are more or less marked according the taxon (Fig. 5.3).

LAP-2 (12.6 à 11.5 ka cal. BP) : This phase is marked by an important increase in all NAP (> 60 %), and shrubs in a lesser extent (up to 4.5 %). In detail, a two-phase NAP pattern characterize LAP-2 : Ranunculaceae dominate assemblages with 10-14 % up to 11.9 ka cal. BP, while a second phase is dominated by *Artemisia* that reaches 20 % at 11.8 ka cal. BP. Inversely, an abrupt and drastic drop characterizes AP, particularly *Betula* that decreases from 18 to 2 % in 800 years. This important drop in AP proportion is associated with low PAR (with a minimum of 850 #.cm^{-2}.yr^{-1} at 11.8 ka cal. BP). It is noteworthy that *Juniperus* briefly increases at the end of the phase (8 %), while *Ephedra dystachia* is regularly observed in low proportions (< 5 %) during the whole biozone.

LAP-1 (11.5 – 10.8 ka cal. BP) : This pollen zone starts with an abrupt increase in AP (to 77 %). *Betula* evolves from 6 to 32 % in 100 years. A slight drop is observed in this taxon at 11.4 ka cal. BP (26 %), before a second increase to 57.5 %. In the upper part of the sequence, *Betula* decreases again with the rapid increase in *Quercus* (6 %). An important decrease characterizes NAP, with the quasi disappearance of *Artemisia* (3.5 %) and the Ranunculaceae (< 1 %). Only *Rumex* increases to 11.5 % at 11.2 ka cal. BP. Globally, this phase is also characterized by an abrupt accentuation of the PAR at 11.5 ka cal. BP (18 600 #.cm^{-2}.yr^{-1}), mainly attributed to *Betula* (5 400 #.cm^{-2}.yr^{-1}).

5.3.3 Temperature and precipitation changes

The Figure 5.4 globally shows that the lowest values of AETPET are observed for the LAP-4 and 2, concomitant with pollen assemblages dominated by NAP (see above). Inversely, the highest AETPET values are recorded for the pollen zones with high proportions of AP, *i.e.* LAP-3 and 1.

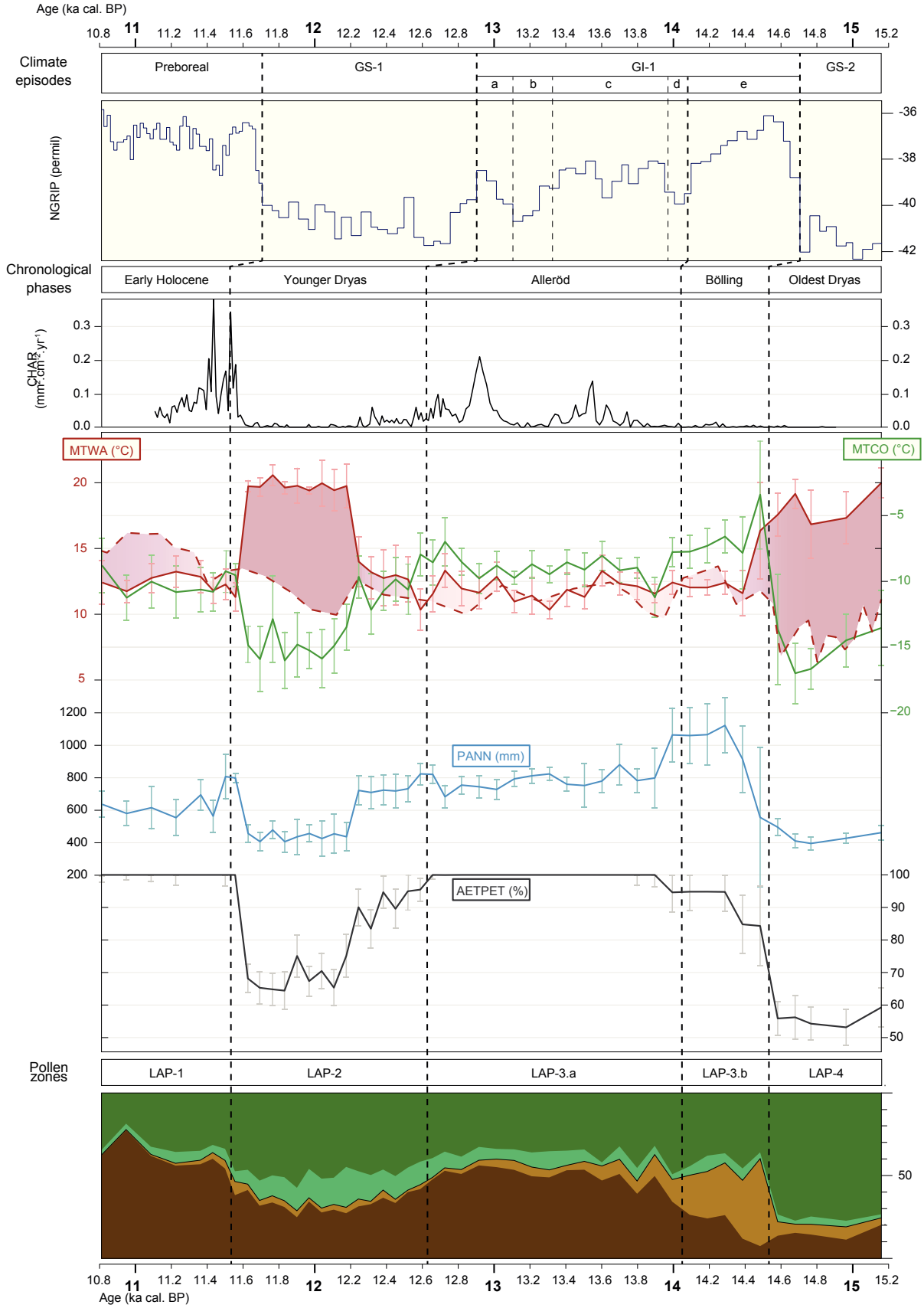
- Before 14.7 ka cal. BP (LAP-4), the lowest estimations of the sequence are reconstructed for all climate parameters, except for MTWA. MTCO reach - 15 °C, PANN reach 450 mm and AETPET reach 55 %, while MTWA exceed 18 °C.

- The LAP-3b onset (14.7 ka cal. BP) is marked by an abrupt and short peak in MTCO (+ 10 °C in 100 years), followed by a slight decrease to - 8 °C. An increase is also observed in precipitations (up to 1100 mm at 14.3 ka cal. BP), which occurs with a time delay of 100 years compared to temperatures. AETPET evolve from 70 to 95 % during LAP-3.b. Inversely, MTWA decrease from 19 to 12 °C.

- During LAP-3a, low amplitude variations are depicted for all parameters : MTCO are of - 8 $\pm$ 1°C, PANN are of 800 $\pm$ 150 mm, AETPET remain at the maximal value (100 %) during all the phase and MTWA are of 12 $\pm$ 1 °C. It is noteworthy that a minimum of - 11 °C for MTCO is estimated at 13.7 ka cal. BP.

- LAP-2 presents a two-phase climate pattern (Fig. 5.4). The first phase (12.6 – 12.2 ka cal. BP) is characterized by similar climate values during LAP-3a. Only slight decreases are observed in MTCO (from - 8.5 to - 12 °C) and AETPET (from 100 to 90 %). In contrast, from 12.2 ka cal. BP, an important drop is observed for MTCO, PANN and AETPET (respectively of 5.5 °C, 300 mm and 25 %), while pollen-inferred MTWA abruptly increase of 6 °C. Climate values remain rather constant (MTCO = - 15 °C, pollen-inferred MTWA =

FIGURE 5.4 *(following page) – Pollen-based reconstruction of four climate parameters during the Lateglacial-Early Holocene period from the Lapsou record, using the Modern Analogue Technique – MAT : estimated values are plotted with their respective error bars (i.e. standard error of the bootstrap) : the warmest month temperatures - MTWA, the coldest month temperatures - MTCO, the annual precipitation - PANN and the actual over potential evapotranspiration - AETPET. Are added : the climate phases and episodes of the North Atlantic, the NGRIP record (Blockley* et al.*, 2012), chronological phases, chironomid-inferred MTWA from Gandouin* et al. *(2016) in dashed red line, pollen zones (this study), Charcoal Accumulation Rate - CHAR - and vegetation-type pollen percentages (trees in dark brown, shrubs in light brown, hydrophilous herbs in turquoise and other herbs in green).*


Age (ka cal. BP)
Climate episodes
Preboreal
GS-1
GI-1
a
b
c
d
e
GS-2
NGRIP (permil)
Chronological phases
Early Holocene
Younger Dryas
Alleröd
Bölling
Oldest Dryas
CHAR (mm².cm⁻².yr⁻¹)
MTWA (°C)
MTCO (°C)
PANN (mm)
AETPET (%)
Pollen zones
LAP-1
LAP-2
LAP-3.a
LAP-3.b
LAP-4
Age (ka cal. BP)

20 °C, PANN = 450 mm, AETPET = 65 %) up to 11.6 ka cal. BP. From this date to 11.5 ka cal. BP, a high-amplitude increase is observed in MTCO, PANN and AETPET (of respectively 5 °C, 350 mm and 30 %), while pollen-inferred MTWA are marked by a decrease of 8.5 °C.

- LAP-1 is characterized by high climate values in all parameters, with MTCO = - 10 °C, pollen-inferred MTWA = 12.5 °C, PANN = 630 mm, and AETPET = 100 %. These values are close to those estimated for LAP-3a.

5.4 Discussion

5.4.1 Vegetation history

During the 15.2 - 10.8 ka cal. BP period (Fig. 5.3), pollen assemblages alternatively dominated by herbs (*Artemisia*) and trees (*Betula* and *Pinus*) reflects the successive development of two opposite vegetation types,*i.e.* "cold steppe" and "cool/temperate forests" (Prentice *et al.*, 1996) at the local scale.

Before 14.5 ka cal. BP (Oldest Dryas), an *Artemisia* dominated steppe is reconstructed. This open landscape type is supported by the presence of many heliophilous taxa in pollen assemblages and by the low PAR (Fig. 5.3), which suggests that the few *Pinus* pollen may result from long-distance inputs, as also observed in the close Jura (Magny *et al.*, 2006). This vegetation type dominated by herbs may represent a low biomass availability, which could limit fire occurrences at this time as indicated by the absence of charcoals (Fig. 5.4). An open vegetation also implies an accentuated erosion in the region (Gandouin *et al.*, 2016). This hypothesis is here corroborated by important detrital inputs and a high magnetic susceptibility (Fig. 5.2). A steppic vegetation during the Oldest Dryas is recorded for other European areas (*e.g.* Combourieu Nebout *et al.*, 2009; Duprat-Oualid *et al.*, 2017), in response to the particularly dry and cold conditions associated to the Heinrich Stadial 1, as reconstructed for instance at the Bergsee site (Black Forest ; Duprat-Oualid *et al.*, in prep).

At 14.5 ka cal. BP, the high but short peak of *Juniperus* (Fig. 5.3) marks a transition in the vegetation between the steppe-type dominating the Last glacial period and forest phases that develop up to 12.5 ka cal. BP. *Juniperus* is a pioneer taxon in ecological successions, hence it has the capacity to grow in unshaded habitats (Birks et Birks, 2014; Thomas *et al.*, 2007). However, because it is light-dependant, *Juniperus* rapidly disappears in presence of close trees (van der

TABLE 5.2 – *Comparison between the Lapsou pollen results (presented in terms of chronologies, pollen zones and percentages of the vegetation types) and the two closest modern analogues selected for each pollen zones, presented in terms of vegetation (percentages of emblematic taxa and biomes) and climate (parameters presented in this study and altitude)*

Chronological period	Pollen zones	Onset age (cal. BP)	Lapsou pollen percentages (%) per vegetation type			Site code	Country	Pollen percentages (%) in modern analogues							Biome	Climate values					Altitude (m a.s.l.)
			Trees	Shrubs	Herbs			*Betula*	*Juniperus*	*Pinus*	*Quercus*	*Artemisia*	Cyperaceae	Poaceae		MTCO (°C)	MTWA (°C)	Temperature amplitude (°C)	PANN (mm)	AETPET (%)	
Early Holocene	LAP-1	11500	**62.1**	2.2	35.7	HJB18 *	Norway	**54.5**	7	12.5	0.2	0.2	1	13	PION	-14.3	11.8	26.1	418	100	346
						SC09	Sweden	**30.5**	3	38.5	0.2	0.7	2	14	PION	-9.7	10.1	19.9	821	100	805
Younger Dryas (2nd phase)	LAP-2	12200	35.8	4.5	**59.7**	C257 *	Kazakhstan	9	0	41	0	**32**	1.5	5.5	COST	-17.3	19.4	36.7	309	46.5	871
						SU_265	Kazakhstan	27.5	0	12.5	0	**13**	2.3	**32.5**	COST	-15.7	19.7	35.5	438	65	178
Younger Dryas (1st phase)		12600	37.9	3.9	**58.3**	SU_265 *	Kazakhstan	27.5	0	12.5	0	**13**	2.3	**32.5**	COST	-15.7	19.7	35.5	438	65	178
						SC36	Sweden	16.5	0.9	21.5	0.3	0.3	1	**51.5**	TUND	-9.4	10.4	19.8	826	100	752
Alleröd	LAP-3.a	14100	**51.7**	4.8	43.5	SC09 *	Sweden	**30.5**	3	**38.5**	0.2	0.7	2	14	PION	-9.7	10.1	19.9	821	100	805
						HJB83	Norway	**34**	5	**28.**	0	0	7	14.5	COCO	-4.5	15.8	20.3	810	100	969
Bölling	LAP-3.b	14400	26.6	29.6	43.8	HJB70 *	Norway	**28.5**	19	20.5	0.4	0.2	2.5	19	PION	-8.8	13.4	22.2	757	100	1283
						HJB27	Norway	**39.5**	8	4.5	0	1	1.5	22	COST	-3.4	12.2	15.6	1490	65	232
		14500	7.6	**54.5**	37.8	LX16	Spain	0	**55**	4.5	0.3	6	0.3	2	XERO	12.2	26.1	13.9	280	25.5	70
Oldest Dryas	LAP-4	-	15.3	6.7	**78**	SU_92 *	Mongolia	2.5	0	1.5	0	**31.5**	5	**39.5**	COST	-20.8	17.1	37.8	382	55	1316
						SU_225	Kazakhstan	2.5	0	2.5	0	**29**	0.9	**43.5**	COST	-15.1	20.7	34.7	509	30	300

* Best analogue per pollen zone, based on the shorter distance from the fossil pollen assemblages

Knaap et van Leeuwen, 1997). Hence, a short episode of a shrubby-vegetation at the beginning of the Lateglacial interstadial and the following forest development, also evidenced for a large part of Western Europe (Bos, 2001; Leroux *et al.*, 2008; Lischke *et al.*, 2013; van der Knaap et van Leeuwen, 1997; Wick, 2000), reflect a rapid and thorough change of the vegetation at the regional scale in response to the abrupt climate warming of the *i.e.* GI-1 onset (Rasmussen *et al.*, 2014) that results from a massive water release from polar ice-sheet. The change of dominant tree taxon at 14.1 ka cal. BP, from *Betula* to *Pinus* (Fig. 5.3) allows to distinguish the Bölling - BØ - and Alleröd - AL - vegetation periods in the Lapsou record : the BØ (14.5 to 14.1 ka cal. BP) includes the first pioneer shrub vegetation and the following primary birch forest, while the "secondary" birch-to-pine forest develops during the AL (14.1 to 12.6 ka cal. BP) as also evidenced in Magny *et al.* (2006). This vegetation succession with the progressive development of cool/boreal forests is typically found for mid-latitudes areas (Ammann et Tosolski, 1983; Amon *et al.*, 2012; Björkman *et al.*, 2002; Bos, 2001; Eusterhues *et al.*, 2002) and is caused by differences in both times of tree migration and competition, in agreement with the conclusions of Lischke *et al.* (2013) : *Pinus* is delayed by migration and competition, since it needs cool and stable climate conditions (Di Rita *et al.*, 2013) compared to birch species and it comes from refugees located in the Balkans more than from Southern refugees (Iberian peninsula) as genetically evidenced by Cheddadi *et al.* (2006). The steppe-to-forest change through the Lateglacial interstadial implies a soil enrichment and a reduction of erosional processes (Magny *et al.*, 2006), here evidenced by important drops in the magnetic susceptibility and detrital elements (Fig. 5.2). A change and particularly an increase in fire occurrence and intensity is also expected, since fire regimes participate and partly depend on the vegetation dynamics (Higuera *et al.*, 2009). However, the appearance of birch from the BØ onset (Fig. 5.3) is not directly associated with increasing fires. In fact, CHAR remained as low as for the Oldest Dryas, only increasing and becoming important during the AL. This suggests that the vegetation developing during the BØ does not represent a sufficient fuel load. A first hypothesis is that, although it is difficult to precise up to the genius of birch pollen (Birks et Birks, 2014), *Betula* pollen present during the BØ may be mainly attributed to the shrub *Betula nana*. This hypothesis is supported by the presence of macroremains of shrub-type birches at the onset of Lateglacial in the close Jura (Magny *et al.*, 2006). Then, during the first part of the AL (from 14.1 to 13.4 ka cal. BP), although 30 % of *Betula* in pollen assemblages cannot attest with reasonable certainty the presence of a local birch forest (Birks et Birks, 2014; Mortensen *et al.*, 2011), possible tree-type *Betula pendula/pubescens*

high proportions in pollen assemblages (so in the local vegetation), would support the increase in charcoals (so in fire occurrences). Besides, these taxa developed as pioneer species in zero competition context (David et Barbero, 1995). The second part of the AL (13.4 – 12.6 ka cal. BP) characterized by the development of a cool evergreen needle-leaved woodland is associated with an intensification of fire activity at the local scale (Fig. 5.3).

Concerning the short-lived cold/dry events that interrupted the Lateglacial Interstadial, *i.e.* the Older Dryas and Gerzensee-Killarney recorded in european palaeoenvironmental archives (*e.g.* Birks et Ammann, 2000; Lotter *et al.*, 2012; Magny *et al.*, 2006) and identified in the NGRIP as GI-1d and GI-1b (Lowe *et al.*, 2008; Schwander *et al.*, 2000) seem to be few depicted in the Lapsou record. However, two short decreases in PAR and global low CHAR values are detected around 13.8 and 13.2 ka cal. BP (Fig. 5.3). These observations suggest that GI-1d and GI-1b may affect the Massif Central, but their detection in the vegetation could be hampered by the fact that the Lapsou pollen record is discontinuous.

The Younger Dryas (12.6 and 11.5 ka cal. BP) is characterized by the a steppe vegetation associated with less pollen productivity (Fig. 5.3). This vegetation logically develops in response to dry/cold conditions attributed to the GS-1 (NGRIP, Rasmussen *et al.*, 2014). The grassland-type vegetation is associated to a drastic change in the lithological elements (magnetic susceptibility and Potassium ; Fig. 5.2), reflecting rather mineral soils and an increasing erosion as also indicating at the micro-regional scale by Beaudouin *et al.* (2005). Origins of the cold conditions at the Younger Dryas remain to clearly establish, but they could be related to a flushing event (Steinthorsdottir *et al.*, 2014) and continual build-up of polar-ice (Birks *et al.*, 2012; Bradley et England, 2008). The Lapsou pollen record indicates a Younger Dryas vegetation dynamics in two phases :

- From 12.6 to 12.2 ka cal. BP, the progressive and slow decrease in *Betula* (10 %) and in other arboreal taxa suggests that trees established during the Lateglacial Interstadial have persisted during a first part of the Younger Dryas, maybe through scattered copses. Contrary to the dry/cold climate characterizing the Oldest Dryas, this results suggests that rather warm and humid conditions continued at the start of the Younger Dryas. Humid conditions are corroborated by abondant pollen of Ranunculaceae, which could be attributed to the aquatic-type *Ranunculus batrachium* (*e.g.* de Beaulieu *et al.*, 1982; de Beaulieu et Reille, 1992b; Ponel *et al.*, 2016). The presence of this hydrophilous taxon higher than in steppe-xerophytic taxa (*Artemisia*) suggests i) that the vegetation around the Lapsou pa-

leolake was largely influenced by as soil moisture, so local conditions and ii) a decrease in the water level and possible sediment reworking (de Beaulieu et Reille, 1992b) due to an increasing erosion (Beaudouin *et al.*, 2005). The persistence of an open-forest vegetation during the Younger Dryas was also evidenced in alpine regions (Lotter *et al.*, 2000; Wick, 2000).

- From 12.2 ka cal. BP, a marked increase in steppe taxa coupled with a quasi-disappearance of trees in less than 100 years indicate that a xerophilous-type vegetation rapidly takes place at the Lapsou site. This open landscape type is expected to favor erosion and long-distance inputs (van Asch, 2012), which is confirmed by a slight increase in terrigenous elements (Fig. 5.2). A division of Younger Dryas in multi-phases is also depicted at the close site of Brugeroux (de Beaulieu *et al.*, 1985, 1982), and at other latitudes in Europe (Bakke *et al.*, 2009; Birks et Birks, 2014; Birks *et al.*, 2012). In all cases, a transition is identified around 12.2 ka cal. BP, marking abrupt changes attributed to a shift to glacial conditions. However in some studies, a last climate phase characterized by a short increase in climate conditions is evidenced before the Holocene onset (*e.g.* Baldini *et al.*, 2015). More humid and climate conditions associated with increasing CHAR is also depicted before the Holocene onset (*ca.* 11.6 ka cal. BP, as in the Valle di Castiglione record ; Di Rita *et al.*, 2013). However, taking into account the rapidity of these changes (100 years) and the dating uncertainties, this last point cannot allow us to identify a "third phase" within the Younger Dryas.

Start of the Holocene at 11.5 ka cal. BP is associated to a rapid development of a "cold deciduous forest" dominated by birches. This vegetation developed also at the close Taphanel and Brugeroux sites (de Beaulieu *et al.*, 1982) and is commonly recorded for temperate European areas (*e.g.* Peyron *et al.*, 1998). A previous shrub peak at 11.55 ka cal. BP (however lower than the BØ onset) indicates that an ecological succession *Juniperus-Betula* (Elenga *et al.*, 2000; Williams *et al.*, 1998) characterizes both the early Holocene and the Lateglacial interstadial. The few occurrences of *Corylus* and *Quercus* observed at the top of the Lapsou sequence agrees with the appearance of a mesophilous vegetation in the Massif Central between 10 and 9.5 ka (Brewer *et al.*, 2002). High-magnitude increases in tree percentages and PAR indicate a thorough change in the vegetation in response to a high-amplitude warming resulting from a massive water discharge in the Atlantic and reduced sea-ice extent (*e.g.* Bakke *et al.*, 2009; Hald *et al.*,

2007). This forest development is associated with a massive production of woody biomass, corroborated by an intensification of fires, confirmed by important CHAR (Fig. 5.4).

5.4.2 Lateglacial climate variability and control factors on the vegetation.

Through the sequence, the similar pattern between MTCO/PANN and the independant NGRIP record observed in Figure 5.4 i) indicates that the vegetation dynamics at Lapsou site is globally controlled by the climate variability recorded for the North-Atlantic region and ii) gives the confidence to the pollen-inferred climate reconstruction method for the Lateglacial, evidencing the internal climate phasing. Concretely, all climate episodes and events called GS-2, GI-1, GS-1 and Holocene that punctuate the 15.2 – 10.8 ka cal. BP period at the Greenland region (Rasmussen *et al.*, 2014) are evidenced, quantified and respectively associated to pollen zones LAP-4, LAP-3, LAP-2 and LAP-1 :

Before 14.5 ka cal. BP, the pollen-inferred climate reconstructions indicate particular cold winters (- 15 °C) and an important deficit in annual precipitations (400 mm) during the Oldest Dryas for the Massif Central. This agrees with extreme dry and cold conditions reconstructed for the end of the Last Glacial in the Iberian peninsula (Naughton *et al.*, 2007; Turon *et al.*, 2003), in the Jura (Magny *et al.*, 2006) and on the Swiss plateau (Lischke *et al.*, 2013), which corresponds to the glacial conditions of the Heinrich stadial 1 (Bordon *et al.*, 2009; Combourieu Nebout *et al.*, 2009; Fletcher et Sánchez Goñi, 2008; Grauel *et al.*, 2016) associated with the GS-2 (Rasmussen *et al.*, 2014). All these elements confirm the direct impact of the ice and thermohaline circulation variation over the North Atlantic region (Thiagarajan *et al.*, 2014), and associated with the important warming depicted in δ^{18}O (Fig. 5.4), on climates of Western Europe at the end of the Last glacial. These particular cold and dry conditions result from a southward displacement of the polar front linked to the massive iceberg discharges following important polar sea-ice formation (Birks *et al.*, 2012; Lehman et Keigwin, 1992). Hence, humidity and warm air masses are blocked to lower tropical latitudes (Sánchez Goñi et Harrison, 2010). It is noteworthy that Figure 5.4 shows that pollen-inferred reconstructions seem to indicate warm summers during the Oldest Dryas (around - 5 °C). These results appear to be contrary to the known glacial conditions of this period.

During the Lateglacial Interstadial (14.5 to 12.6 ka cal. BP), the AP-dominant pollen assemblages lead to the reconstruction of increasing winter temperatures and precipitations, mainly at the BØ onset (respectively + 10 °C and + 500 mm). Accentuated humidity would be also dri-

ven by the possible presence of *Betula nana* in pollen assemblages, supporting the hypothesis of a dwarf-birch vegetation at this time. In fact *Betula nana* is an arctic-alpine shrub that requires a high moisture index (Peyron *et al.*, 1998). Although this shrubby-vegetation type could represent a sufficient fuel load in optimal climate conditions for fire occurence, the strong humidity (PANN = 1100 mm at 14.3 ka cal. BP ; Fig. 5.4) could explain the quasi-absence of fire during the BØ (14.5 - 14.1 ka cal. BP). It is noteworthy that pollen-inferred climate reconstructions would indicate a decrease in summer temperatures (- 5 °C) compared to the previous glacial period. The development of a cool-deciduous forest during the BØ and the early AL (14.1 - 13.4 ka cal. BP) lead to 10 - 11 °C estimations for summers (Fig. 5.4). These values, similar as vegetation-independant climate reconstructions (Gandouin *et al.*, 2016), are in agreement with the sufficient warm conditions defined for tree growth (Birks et Birks, 2014; Odland, 1996) and migrations from refugees (Brewer *et al.*, 2002; Hewitt, 1999; Willis et van Andel, 2004). The establishment of a pine-forest during the AL is possible, as indicated before, with cool and stable climate conditions. That is why colder winter temperatures (drop of – 3 °C, from - 6 (BØ) to - 9 °C (AL)) and less annual precipitations (drop of 20 %, from 1000 (BØ) to 800 mm (AL)) are reconstructed from the vegetation data. In contrast, pollen-inferred summer temperatures seem to be unchanged from the BØ. These elements suggest an accentuated seasonality throughout the Lateglacial interstadial in the Massif Central.

The pollen record allows to reconstruct a two-phase climate pattern for the Younger Dryas (12.6 - 11.5 ka cal. BP). From 12.6 to 12.2 ka cal. BP, humid conditions seem to be unchanged from the AL (Fig. 5.4), because of rather similar pollen assemblages between these periods. For this first phase, the slight increase in steppe pollen proportions drives the reconstruction of a very few cooling (*cf.* MTCO : from - 10 to - 12 °C). In contrast, from 12.2 to 11.5 ka cal. BP, the important proportions of *Artemisia* (> 20 %) and the decrease in trees drive dry and cold condition reconstructions (Table 5.2), indicating a high-magnitude degradation of the local climate for the second part of the Younger Dryas (particular dry and cold winters). In parallel, as during the Oldest Dryas, pollen-inferred summer temperatures are higher than during the Lateglacial interstadial (around - 2.5 °C).

From 11.5 ka cal. BP, the early Holocene period is associated MTWA warming of 5 °C reflecting temperate summers, while low precipitations (around 600 mm) may indicate a limited humidity. This climate conditions appear to be as similar as for the Lateglacial Interstadial. This could be due to both the high proportions of *Betula* during these two periods (20 - 30 %), which

is one of the main taxon drivers of the pollen-inferred climate estimations, and the fact that the closest modern analogues are mainly found in Scandinavia (Table 5.2).

The Figure 5.4 mirrors pollen-inferred temperature reconstructions from the Lapsou record and chironomid-inferred estimations of July temperatures at the close La Roustière site (Gandouin *et al.*, 2016). Pollen- and chironomid-inferred reconstructions indicate similar summer temperature for the warm periods (*i.e.* Lateglacial interstadial and Holocene), while opposite reconstructions of summer temperatures are evidenced for cold periods with very high values estimated with pollen data. Regional conditions during Oldest and Younger Dryas were cold and dry (Baldini *et al.*, 2015; Kageyama *et al.*, 2005; Magny *et al.*, 2001; van Asch, 2012) associated to an expansion of polar and continental ice-sheets and a reorganization of the oceanic circulation (Bakke *et al.*, 2009; Bradley et England, 2008). The reconstruction of warm-to-hot summers from pollen assemblages is hence contradictory. Two reasons are advance : 1) summer temperatures are not limitant for plant growth plant and distribution (Birks et Birks, 2014) compared to winter temperatures (Dahl *et al.*, 1998), so pollen cannot be used for summer temperature reconstructions ; 2) the closest modern analogues are found in central Asia (Table 5.2), a region characterized by continental climates with high temperature seasonality. Moreover, New *et al.* (2002)) associate these last analogues to low annual precipitations, which explains the very arid conditions reconstructed for the Oldest and Younger Dryas. Although a seasonality in precipitations cannot be reconstructed using modern analogue dataset, we can suggest that contrasted precipitations could have characterized the Oldest and Younger Dryas climate at the Lapsou site (with dry winters and relatively wet summers). This last idea is supported by an accentuated seasonality during cold periods recorded for other European areas (Jura, Cupillard *et al.*, 2014 ; Greece, Bordon *et al.*, 2009). Besides, chironomid-inferred climate reconstructions indicate rather warm summers during the Younger Dryas. Contrasted temperatures between summer and winter reflect and corroborate an accentuated seasonality throughout the Younger Dryas (Bordon *et al.*, 2009; Bromley *et al.*, 2014; Lotter *et al.*, 2000).

5.5 Conclusion

This paper shows that Lapsou pollen record well archived vegetation and climate changes of the Lateglacial in the Massif Central (France, Western Europe). The depth-age model based on radiocarbon dates and supported by the identification of a couple of tephras, indicates that

the Lapsou core spans the 15.2 – 10.8 ka cal. BP period. Pollen investigations (biostratigraphy and climate reconstruction with the MAT) were performed at centennial resolution. Results evidence important vegetation changes associated with high-magnitude climate changes, which are consistent with the Oldest Dryas, Bölling, Alleröd, Younger Dryas and early Holocene periods :

- The pollen record corresponding to the Lateglacial Interstadial (14.5 – 12.6 ka cal. BP) evidences vegetation phases associated to the Bölling (*Juniperus-Betula* succession) and the Alleröd (development of *Pinus* forests). These vegetation types allow to reconstruct 1) a winter warming of 10 °C and particular high precipitations (> 1 000 mm) for the Bölling - associated to limited fire activity linked to a shrubby vegetation, and 2) rather constant warm conditions and lower precipitations (drop of 200 mm) for the Alleröd - associated to increasing fire activity linked to pine vegetation.

- The Younger Dryas (12.6 – 11.5 ka cal. BP) is characterized by a two-phase pattern : the forest vegetation developed during the Alleröd first persists up to 12.2 ka cal. BP, indicating a low climate change for a first part of the Younger Dryas compared to the Lateglacial Interstadial. Only a slow winter cooling of around 2°C is recontructed. In contrast, a xerophitic-steppe vegetation dominated by *Artemisia* characterized the second part of the Younger Dryas (12.2 - 12.5 ka cal. BP), inducing the reconstruction of a marked cooling and a pronounced aridity (precipitations around 400 mm).

- The Early Holocene (11.5 – 10.8 ka cal. BP) is marked by a cool deciduous forest dominated by *Betula*, which drived the reconstruction of temperate climate conditions. This climate-vegetation context supports an intense fire activity.

This study reveals an accentuated seasonality for cold periods (Oldest and Younger Dryas) induced by the continental pattern of the selected modern analogues, and supported by chironomid-inferred reconstructions of July temperatures. However, contrasted summer temperatures estimated from pollen and chironomids during the cold periods suggest differential responses of these proxies to climate changes and/or parameters. Hence, a multi-proxy approach appears necessary for reconstructing and understanding past climate changes.

Chapitre 6

Synthèse des données

&

Discussion transversale

L'homme-lion du Hohlenstein-Stadel (Jura Souabe, Allemagne) datée de l'Aurignacien.

source : Thomas Stephan ©Ulmer Museum.

6.1 Histoire climato-environnementale au Bergsee : validation croisée par une approche multi-proxy

Le Chapitre 2 a montré le caractère exceptionnel et l'originalité de la séquence sédimentaire du Bergsee. Il a aussi permis d'exposer une stratégie analytique que nous voulions adaptée aux problématiques. Cette démonstration se résume en trois points et orientations méthodologiques déterminants :

La fenêtre temporelle : 50 - 9 ka cal. BP

Elle couvre la dernière période glaciaire (50 - 14.7 ka), une période pour laquelle les conséquences sur les environnements terrestres européens des changements climatiques moyenne et haute fréquence sont encore mal connus. La séquence du Bergsee permet de pallier au manque d'archives terrestres sédimentaires continues (sans hiatus) sur cette période en Europe de l'Ouest (45 °N).

L'échantillonnage : continu et à résolution séculaire

Il a permis la construction d'un enregistrement pollinique représentatif de l'histoire de la végétation sans perte d'information. Les niveaux reflétaient environ un siècle d'histoire paléo-environnementale, permettant de détecter l'ensemble des changements de végétation courts (séculaires) ou longs (millénaires) sur la période d'intérêt.

L'approche multi-proxy : pollens, chironomes, données sédimentaires, alkanes

Initiée dans cette thèse, elle permettra de reconstruire un contexte climato-environnemental de manière holistique (climat + sol + végétation) sur la dernière période glaciaire en Europe de l'Ouest.

6.1.1 Synthèse de l'histoire du couple végétation-climat par les pollens

La variabilité haute fréquence de la végétation et du climat sur la période 50 - 9 ka cal. BP à partir de l'enregistrement pollinique du Bergsee sont respectivement exposées et discutées dans les Chapitres 3 et 4. Ils ont par ailleurs permis d'aborder les questions des mécanismes et facteurs de forçage mis en jeu dans les changements reconstruits.

6.1.1.1 Bilan des changements sous forçage global et influence de facteurs locaux

Les changements de végétation reconstruits au Bergsee sont ici synthétisés et séparés en fonction du forçage global *vs.* local.

Changements sous forçage global

Les changements d'assemblages polliniques reflètent principalement une alternance entre une végétation de type prairial (steppe) et une végétation forestière (steppe forestière/forêt boréale).

Ces modifications de végétation se sont produites selon des épisodes séculaires à millénaires entre 45 et 30 ka cal. BP. La haute fréquence des changements et la distinction qu'une végétation pionnière à genévrier ou qu'une forêt boréale à dominance de pin a pu se développer ponctuellement suggèrent que durant ces 15 000 premières années, les conditions climatiques étaient particulièrement instables mais offraient toutefois des conditions climatiques assez tempérées pour des développements forestiers. Par la suite, des végétations steppiques ont caractérisé l'ensemble de la période de 30 à 14.7 ka cal. BP, reflétant un refroidissement important et constant jusqu'à la déglaciation du Tardiglaciaire.

Des dynamiques analogues ont été reconstruites à partir d'autres enregistrements polliniques (*e.g.* Fletcher *et al.*, 2010) et d'autres proxies provenant de toute l'Europe (Auffret *et al.*, 2002; Ménot et Bard, 2012). L'ensemble de ces études incluant cette thèse s'accorde sur un lien entre les changements environnementaux et climatiques européens détectés et les MIS 3 et 2, les stades et interstades glaciaires (*i.e.* GIs/GSs/HSs) identifiés pour la région nord-atlantique. Ces correspondances démontrent que les dynamiques climatiques et environnementales en Europe sont sous contrôle de facteurs de forçage globaux, à savoir les variations de volume et de surface des calottes polaires (en l'occurrence arctiques). Le caractère global de ce forçage est par ailleurs supporté par des études sur d'autres continents de l'hémisphère Nord (phases associées au MISs 3 et 2 en Alaska ; Abbott *et al.*, 2010 ; changements courts associés aux GIs/GSs et aux HSs en Chine ; Zhou *et al.*, 2014) et dans l'hémisphère Sud (phases associées aux MISs 3 et 2 ainsi que des changements courts anti-corrélés aux GIs en Nouvelle-Zélande ; Kelley *et al.*, 2014).

Influence de phénomènes locaux et/ou régionaux

La précision séculaire de l'enregistrement pollinique du Bergsee a permis de mettre en évidence des différences dans les signatures végétales en réponse à des changements climatiques pourtant d'origines communes. Dans les sections suivantes sont exposés les cas des interstades de la fin du MIS 3 et des stades de Heinrich.

Interstades de la fin du MIS 3

Développements forestiers de moins en moins marqués en réponse aux **GIs 8, 7, 6, 5.2 et 5.1**

***

Données polliniques (*cf.* Fig. 4.2, Chapitre 4) & AETPET (*cf.* Fig.4.3, Chapitre 4)

Cette dynamique suggère un forçage supplémentaire à celui exercé par la dynamique des calottes polaires et de l'Océan Atlantique sur les conditions environnementales de la région du Bergsee. Nous avons émis l'hypothèse d'un facteur de forçage local lié à la croissance des glaciers de montagne, en l'occurrence ceux des Alpes et des massifs voisins (Florineth et Schlüchter, 2000; Preusser *et al.*, 2011). En effet, l'extension de ces glaciers aurait débuté durant le MIS 3 (*e.g.* Kelley *et al.*, 2014), et une intensification du phénomène au cours des derniers stades du MIS 3 (*i.e.* GSs 7, 6, 5.2 et 5.1) aurait pu être associée à un assèchement continuel de l'atmosphère sur une aire circonscrite autour des massifs montagneux. L'humidité étant un facteur limitant pour la croissance des végétaux, l'établissement d'arbres aurait été ainsi de plus en plus difficile, expliquant ainsi la diminution de l'amplitude des conquêtes forestières pour les insterstades précédant le MIS 2.

Stades de Heinrich - HSs Des modèles différents de refroidissement

Le **HS 4/GS-9** : une **phase unique**, avec des températures et des précipitations minimales atteintes dès le début du stade, et maintenues jusqu'au début du GI-8. Les **HSs 3, 2 et 1/GSs 5.1, 3 et 2.1a** : refroidissement par **étapes successives**, avec une diminution des températures et des précipitations progressive et des minima atteints en fin de stade. La différenciation en étapes est associée à une augmentation de la durée des stades (de 1 000 ans pour le HS 4/GS-9 à 3 000 ans pour le HS 1/GS-2.1a).

***

Quantifications climatiques (*cf.* Fig. 4.3, Chapitre 4)

L'hypothèse de HSs pluri-phasés a été quelques fois émise (*e.g.* Guillevic *et al.*, 2014; Sánchez Goñi *et al.*, 2000). L'explication avancée serait que les décharges glaciaires associées (Heinrich, 1988) auraient affecté de manière différentielle et différée les calottes polaires des Laurentides et Fennoscandienne (Grousset *et al.*, 2001; Leigh, 2007; Peck *et al.*, 2007). La concordance temporelle entre les développements steppiques du début des HSs et les IRDs européens (Robinson *et al.*, 1995; Scourse *et al.*, 2000) parait conforter le caractère régional mais non moins important (par rapport aux décharges glaciaires nord-américaines) de l'impact de ces décharges glaciaires Fennoscandiennes sur les environnements d'Europe de l'Ouest.

En définitive, la séquence du Bergsee a permis de reconstruire avec précision les dynamiques environnementale et climatique de l'Europe de l'Ouest, et a permis de distinguer les mécanismes en lien avec des facteurs de forçage globaux (*i.e.* circulation océanique, variation des calottes glaciaires nord-américaines) et plus régionaux voire locaux (*i.e.* variations des glaciers d'altitude, décharges glaciaire des calottes européennes).

6.1.1.2 Contribution du Bergsee à la détermination des climats à l'échelle européenne

Argument (1) : localisation

Le fort potentiel d'utilisation du Bergsee dans un cadre européen est d'abord lié à sa position géographique particulière. En effet, la vallée du Rhin représente un corridor topographique de moyenne latitude entre Europe de l'Ouest et Europe centrale. Cette région est ainsi à un point de rencontre entre différentes masses d'air (sous influence atlantique à l'ouest, continentale à l'est et au nord et méditerranéenne au sud), ce qui se traduit par la confrontation de deux zones climatiques générales, *i.e.* Tempérée océanique et Continentale (Peel *et al.*, 2007). Le Bergsee est donc idéalement situé pour permettre la caractérisation des changements climato-environnementaux d'une partie de l'Europe occidentale et pour des latitudes moyennes (40 - 45 °N).

La carte présentée en Fig. n°8 dans Peel *et al.* (2007) (*cf.* Fig. D4) permet aussi d'envisager que la frontière entre les deux zones climatiques citées puisse se décaler en conséquence d'une variation de l'influence nord-atlantique sur les masses d'air. En ce sens, les changements du contexte climato-environnemental reconstruits au Bergsee pourraient donner des informations sur les mouvements des masses d'airs (*e.g.* en lien avec les déplacements du front polaire) qui affectent l'ensemble du continent. Par exemple, la reconstruction de conditions glaciaires sont

en faveur d'un déplacement du front polaire vers le sud, et inversement pour des conditions tempérées.

Argument (2) : qualité de l'enregistrement

L'utilisation du Bergsee dans des études comparatives européennes se justifie par le fait qu'il s'agisse d'un des seuls enregistrements terrestres, bien datés, continus et séculaires de l'histoire de la végétion et climatique en Europe de l'Ouest durant la période glaciaire. L'hypothèse est faite que les gradients Ouest-Est et Nord-Sud définissant les zones biogéographiques et climatiques actuelles en Europe puissent aussi caractériser les changements environnementaux et climatiques passés. Par comparaison avec des enregistrements au centre et à l'est du continent et pouvant présenter des caractéristiques similaires (*e.g.* Tenaghi Philippon ; Müller *et al.*, 2011, Ohrid ; Sadori *et al.*, 2016), le Bergsee peut contribuer à la détection et la compréhension de ces gradients de réponse des environnements à la variabilité climatique nord-atlantique.

Dans les Chapitres 3 et 4 sont proposés quelques comparaisons avec des enregistrements européens. Les résultats sont concluants sur la contribution du Bergsee pour la caractérisation de la dynamique climato-environnementale européenne, incitant à d'autres confrontations de données ainsi qu'à la construction d'enregistrements de même qualité.

6.1.2 Approche multi-proxy au Bergsee

Etudier les écosystèmes dans leur ensemble passe par l'investigation d'autres marqueurs et leur intégration dans une approche multi-proxy. Dans le projet CIRCE, les acteurs scientifiques sont rattachés à des laboratoires pluridisciplinaires sur les questions des reconstructions paléo-environnementales. L'investigation sur une séquence sédimentaire de plusieurs marqueurs peut donc être mise en œuvre.

Cette partie fait l'état des lieux actuel de l'approche multi-proxy souhaitée pour le Bergsee. Cette dernière est réalisée conjointement entre différents laboratoires, à savoir le Laboratoire Chrono-Environnement de Besançon en France et l'institut de Géographie de Dresden en Allemagne. Seront présentés ici les différents marqueurs utilisés et testés à l'heure actuelle sur le Bergsee. Les résultats seront présentés en miroir des données polliniques, de façon à valider ou au contraire questionner les interprétations sur l'histoire de la végétation et/ou du climat

durant la dernière période glaciaire.

6.1.2.1 Les proxies utilisés et applications

Les premières investigations sédimentaires sur le Bergsee ont mis en évidence un fort potentiel, une qualité et une préservation exceptionnelles de marqueurs environnementaux, en termes de données géochimiques (granulométrie, densité ; Becker *et al.*, 2004) puis biologiques (chironomes, pollens ; Becker *et al.*, 2006). La longueur de la séquence et la qualité du matériel sédimentaire offertes par la carotte prélevée en 2013 permettent d'envisager de nouvelles investigations, avec un intérêt particulier porté à la résolution temporelle et la continuité des enregistrements.

Pollens

Les analyses et l'enregistrement polliniques de la période 50 - 9 ka cal. BP du Bergsee sont amplement décrits, interprétés et discutés en termes dynamiques de végétation dans le Chapitre 3 principalement, tandis qu'un profil semi-quantitatif du climat reconstruit avec les méthodes MAT et WA-PLS est présenté dans le Chapitre 4. Les investigations polliniques sur l'Holocène (*i.e.* 0.5 - 13.6 m) sont faites par L. Wick (Laboratoire d'Archéobotanique de Hemmenhofen, Allemagne). L'acquisition de ces données polliniques de l'Holocène est en cours, mais les résultats d'une première série de comptages ont été publiés en 2015 dans un article national allemand dont la version originale est présentée en Annexe D.

Chironomes

Les Chironomidae (diptères) ont plusieurs phases larvaires lacustres. Les restes chitineux (capsules céphaliques) produits au cours du développement larvaire sous forme d'exuvie sont bien conservés dans les sédiments. Après extraction et identification de ces capsules le long d'une carotte sédimentaire, on reconstruit les changements dans la composition des communautés de chironomes au fil du temps.

Les assemblages de chironomes sont considérés comme l'un des indicateurs climatiques les plus prometteurs (Battarbee, 2000). En effet, les températures atmosphériques sont identifiées comme un des facteurs clés régissant les communautés de chironomes à l'échelle mondiale (Brooks, 2006; Walker *et al.*, 1991). La caractérisation de cette relation entre la composition des assemblages de chironomes et le climat établi pour des environnements actuels a conduit

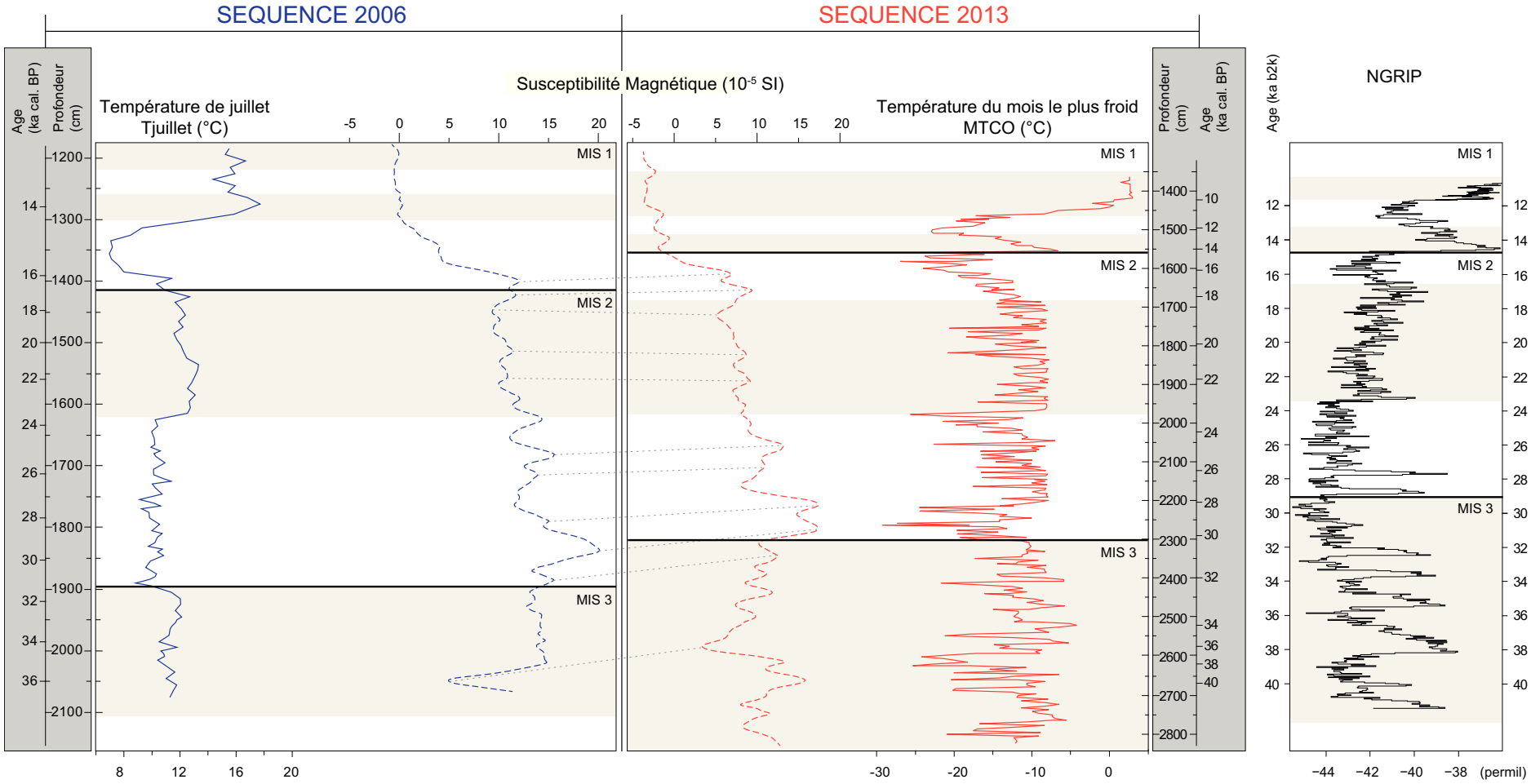
au développement de fonctions de transfert, qui permettent la reconstruction quantitative des températures estivales passées à partir d'assemblages fossiles de chironomes (*e.g.* Heiri *et al.*, 2011). Ces fonctions de transfert sont calibrées sur la température moyenne de juillet, mois le plus chaud dans la plupart des régions tempérées d'Europe.

Les chironomes dans la séquence sédimentaire du Bergsee de 2013 seront analysés par L. Millet (Laboratoire Chrono-Environnement). L'analyse sera faite en continue sur la période 50 – 9 ka cal. BP en suivant la même procédure d'échantillonnage (niveaux de 4 cm^3) et donc la même résolution que les analyses polliniques, afin d'avoir des enregistrements concordants. Les résultats paléo-climatiques présentés ici sont issus de l'enregistrement de chironomes de 2006 (Fig. 6.1), dont une partie est disponible dans Becker *et al.* (2006).

Biomarqueurs : sucres et alkanes

Les bio-marqueurs rassemblent les molécules complexes, *i.e.* sucres et lipides, produites par les organismes autotrophes (végétaux et micro-organismes (*e.g.* diatomées)), par transformation des nutriments qu'ils assimilent au cours de leur vie. Après la mort de ces organismes, les molécules complexes sont libérées, s'accumulent et se retrouvent séquestrées dans les sédiments terrestres (Zech *et al.*, 2011) ou les milieux marins (Ménot et Bard, 2012). Parmi les biomarqueurs, on trouve les *n*-akanes et dérivés, qui sont produits au niveau des feuilles de certains végétaux vasculaires (Galy *et al.*, 2011). Ces biomarqueurs d'origine terrestre sont retrouvés dans les sédiments lacustres et peuvent donc être investigués dans le but de reconstruire la végétation passée (Tarasov *et al.*, 2013; Zech *et al.*, 2009), en particulier confirmer la présence d'arbres caducifoliés à l'échelle locale. Concernant le milieu marin, les tétra éthers de diacylglycérol de glycérol ramifiés (ou branched glycerol dialkyl glycerol tetraethers – BGDGTs ou TEX86 – en anglais) sont produits par les micro-organismes de type diatomées, dont les mécanismes physiologiques dépendent des conditions de surface. Malgré des méthodes d'in-

FIGURE 6.1 *(following page) – Evolution des températures atmosphériques dans la région du Bergsee. Les reconstructions sur les enregistrements chironomes (séquence 2006) et pollens (séquence 2013) sont présentées. Pour les chironomes, les températures estivales - Tjuillet - entre 35 et 11 ka cal. BP ont été reconstruites par fonction de transfert. Pour les pollens, les températures hivernales - MTCO - ont été reconstruites avec la Méthode des Analogues Modernes - MAT (Chapitre 4). Les susceptibilités magnétiques - SM - propres à chaque séquence sont ajoutées afin de faire ressortir des correspondances chronologiques entre les deux enregistrements. La courbe isotopique du NGRIP (Blockley* et al.*, 2012) est ajoutée, ainsi que les limites entre les Stades Isotopiques Marins - MIS.*


SEQUENCE 2006
SEQUENCE 2013
Age (ka cal. BP)
Profondeur (cm)
Température de juillet
Tjuillet (°C)
Susceptibilité Magnétique (10-5 SI)
Température du mois le plus froid
MTCO (°C)
Profondeur (cm)
Age (ka cal. BP)
Age (ka b2k)
NGRIP
MIS 1
MIS 2
MIS 3
(permil)

vestigation encore en voie de développement et une utilisation très récente dans les études paléo-environnementales, les *n*-akanes et dérivés ainsi que les BGDGTs peuvent servir à la reconstruction quantitative des climats, notamment la température (*e.g.* Blaga *et al.*, 2010; Ménot et Bard, 2012; Watson *et al.*, 2018; Zech *et al.*, 2012).

Données sédimentaires

Les différentes mesures sédimentaires réalisées entre les laboratoires de Besançon (Chrono-Environnement, GEOTEK) et Chambéry (EDYTEM, microsonde X-rf) offrent un grand nombre de données géophysiques (SM, densité) et géochimiques (élémentaires X-rf). Les données sédimentaires apportent des informations sur les phénomènes régissants la nature et la structure des sédiments, *e.g.* l'érosion et les dépôts (*e.g.* Jäger *et al.*, 2015). Elles sont aussi liées à la dynamique lacustre, au couvert végétal et aux conditions climatiques. L'utilisation de marqueurs sédimentaires abiotiques dans le cadre d'études paléo-environnementales doit tenir compte du fait que chaque chaque élément évolue selon une dynamique qui lui est propre, dépendante d'un ensemble de facteurs de forçage et de mécanismes spécifiques. Il doit donc y avoir une sélection préalable des éléments les plus pertinents et indicateurs des dynamiques que l'on cherche à retracer.

Les données X-rf non transformées ont été traitées numériquement par des ACPs, réalisées sur des séquences couvrant le Pléniglaciaire/Tardiglaciaire d'une part et uniquement la période glaciaire d'autre part. Les cercles de corrélations sont présentés sur la Figure 6.2. Ils font apparaître des groupes d'éléments disposés le long de l'axe 1 de manière analogue sur les deux analyses effectuées, distingant les éléments détritiques/terrigènes (Si, Ti, Ca) des éléments d'origine organique (Br, Pb) et/ou associés à des réactions d'oxydo-réduction (Mn, Fe). L'axe 1 illustre donc des gradients d'érosion ou encore d'apports éoliens. Les ACPs permettent la sélection d'éléments géochimiques selon deux critères :

- Sélection des éléments indicateurs de conditions environnementales et sédimentaires susceptibles d'avoir une influence sur ou d'être influencés par la végétation à un niveau local à micro-régional ;
- Sélection des éléments les plus représentatifs des groupes mis en évidence par les ACP.

Ainsi, les éléments sélectionnés peuvent être mis en miroir des données polliniques afin d'apporter des informations sur les phénomènes et les changements affectant l'environnement

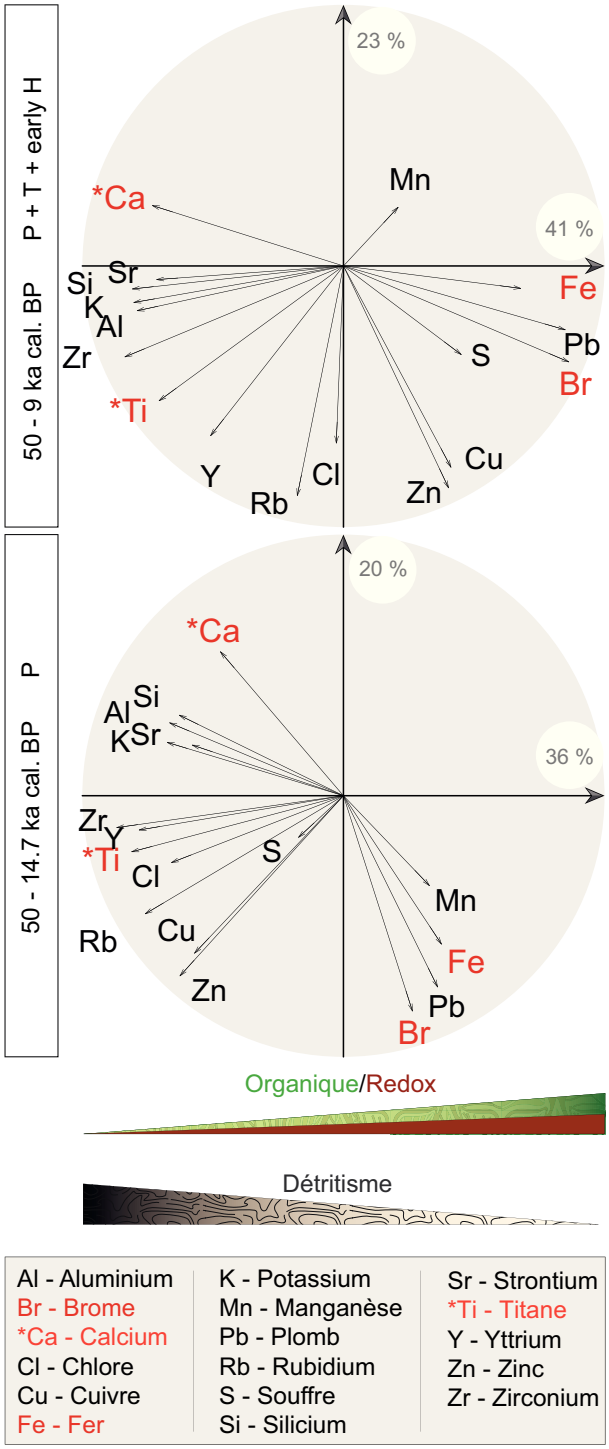


FIGURE 6.2 – *Relations et classification des données géochimiques mesurées par la technique de Fluorescence à rayon X - X-rf (EDYTEM, Chambéry), selon les cercles de corrélation issus des ACP appliquées sur les séquences 50 - 9 (haut) et 50 - 14.7 ka cal. BP (bas).*

(*e.g.* humification, érosion, ruissellement, vents, ...) en lien avec les dynamiques végétales et climatiques locales à micro-régionales.

Quatre éléments ont été retenus : le calcium – Ca, le titane – Ti, le brome - Br - et le fer - Fe.

Le titane et le calcium sont localisés vers le même pôle détritique (Fig. 6.2). Ils présentent cependant des caractéristiques physico-chimiques différentes et leurs concentrations dans les sédiments ne dépendent pas des mêmes facteurs. En effet, le calcium est souvent retrouvé sous sa forme complexée carbonatée ($CaCO_3$). De fortes concentrations en calcium seraient dues à des apports allochtones (Stabel, 1986), le calcium étant ainsi un excellent indicateur d'apports éoliens (*e.g.* Mayewski *et al.*, 1997; Yan *et al.*, 2005). Le titane a une origine exclusivement terrigène et sa présence dans les sédiments est liée à des apports détritiques majoritairement locaux (érosion). Ces deux éléments sont donc des indices de phénomènes environnementaux qui dépendent en partie du couvert végétal local à micro-régional (stabilisation, restructuration des sols et mobilisation d'éléments chimiques par les systèmes racinaires). L'investigation de ces éléments chimiques peuvent aussi être complétée par la SM qui est étroitement liée aux apports ferromagnétiques (Thompson *et al.*, 1975) et à l'érosion (de Jong *et al.*, 1998; Vannière *et al.*, 2003). Le brome et le fer sont respectivement liés à la matière organique et aux réactions d'oxydo-réduction. Ils sont donc liés à la végétation.

La Figure 6.3 illustre les évolutions conjointes des quatre éléments chimiques et de la végétation sur la période 45 – 11.7 ka cal. BP. Durant la dernière période glaciaire (50 - 14.7 ka cal. BP), on observe que :

- Les valeurs de calcium sont relativement élevées durant le MIS 2 (moyenne > 3 entre 30 et 14.5 ka cal. BP) en comparaison du MIS 3 (moyenne < 3 entre 45 et 30 ka cal. BP). Les valeurs les plus basses (environ 2.5 et inférieures) sont ponctuelles et associées à une partie des interstades (*e.g.* GIs 11, 10, 9, 8, 7, 6, 5.1 et 3, *ca.* 43, 40, 39, 37, 36, 34, 31 et 27 ka cal. BP), à une partie des stades de Heinrich (HSs 4 et 1, *ca.* 37.5 et 15.5 ka cal. BP) et au Dryas Récent (*ca.* 12 ka cal. BP). Les valeurs maximales (> 3.5) sont ponctuelles, *ca.* 32.5, 27 et 18 ka cal. BP en association avec le GS 6 et juste avant les HS 2/GS-3 et HS 1/GS-2.1a.

- Les valeurs de titane semblent aussi, mais dans une moindre mesure, montrer une différence entre le MIS 3 (moyenne = 0.5) et le MIS 2 (moyenne = 0.7). Deux points sont toutefois remarquables : i) les valeurs minimales (entre 0 et 0.2) sont trouvées entre 38.2 et 37 ka cal. BP et à partir de 12.7 ka cal. BP, correspondant respectivement au HS 4/GS-

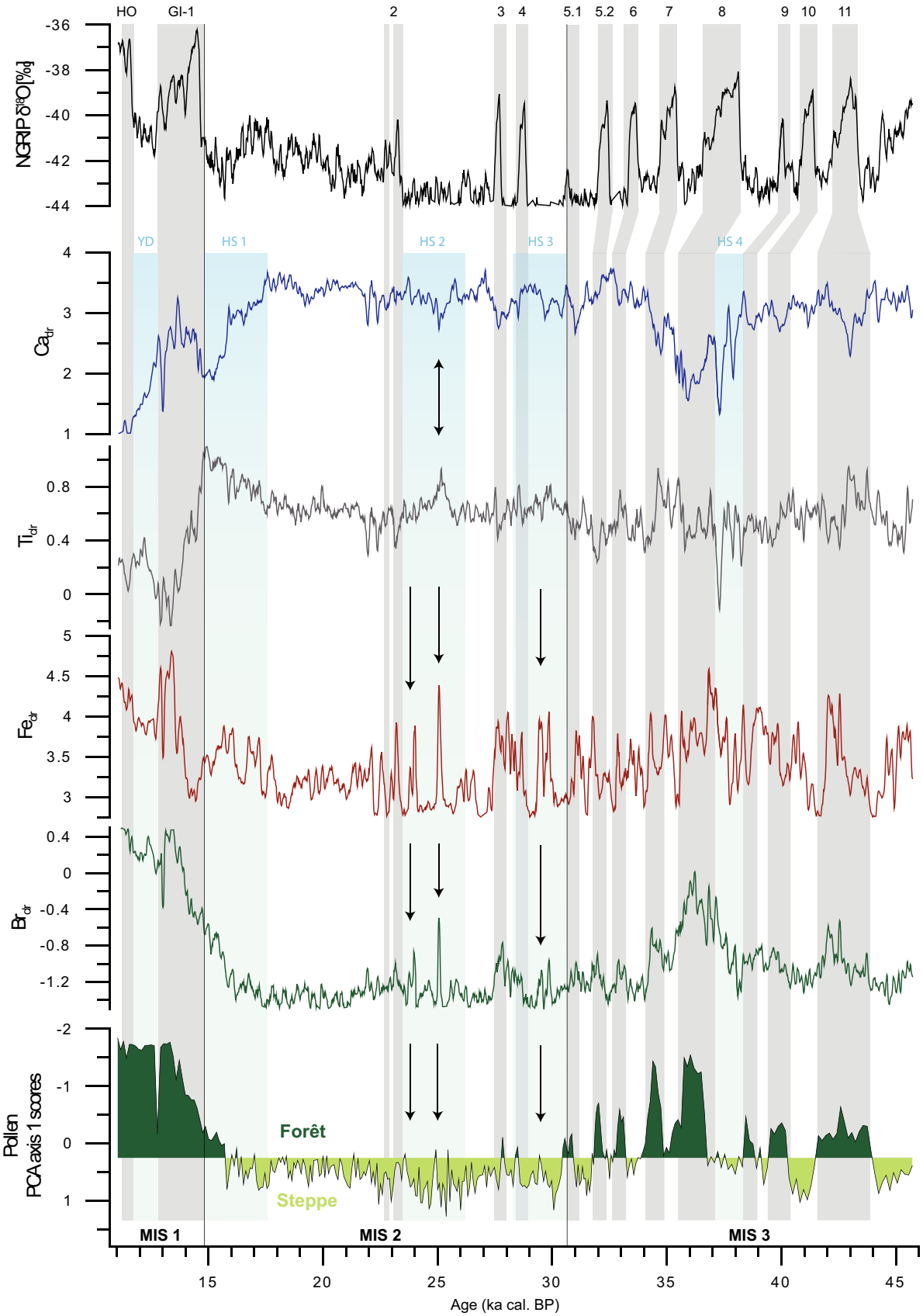


FIGURE 6.3 – *Comparaison entre les variations du titane – Ti, du calcium – Ca, du brome - Br, du fer - Fe - et les données polliniques (en pourcentages des types végétaux, faisant apparaitre une opposition de végétations, steppe vs. forêt) sur la période 45 – 11.7 ka cal. BP au Bergsee. Le NGRIP (Blockley* et al.*, 2012) ainsi que la chronologie des interstades - GIs et des stades de Heinrich - HSs - (YD pour "Younger Dryas" ou "Dryas Récent") sont ajoutés. Modifié d'après Kampf et al., in prep.*

9 et au Dryas Récent/GS-1, et ii) les valeurs maximales (> 0.8) définissent cinq phases détritiques, *ca.* 44 – 42, 36 – 34.5, 30 – 28, 25.5 – 24.5 et 17.5 – 14.5 ka cal. BP. Ces phases correspondent globalement aux GIs 11, 8/7(+ GS-8) et aux HSs 3, 2 et 1/GSs 5.1, 3 et 2.1a.

- La dynamique du fer est caractérisée par des oscillations de forte amplitude (± 1 unité) sur toute la période, à l'exception de la période entre 22.5 et 14.5 ka cal. BP (variations ≤ 0.5) correspondant à la seconde moitié du MIS 2 et donc au LGM. Les pics de valeurs maximales (> 4) correspondent globalement aux GIs du MIS 3 (surtout les GIs 11 et 8) et au Dryas Récent/GS-1, tandis que les pics de valeurs minimales (< 3) correspondent aux GSs du MIS 3 et sont trouvés ponctuellement (*ca.* 29, 27, 25.5 et 24 ka cal. BP) durant la première moitié du MIS 2 incluant les HSs 3 et 2/GSs 5.1 et 2.1a.

- Les valeurs de brome sont relativement élevées durant le MIS 3 (moyenne = -1) en comparaison du MIS 2 (moyenne = -1.3). Les valeurs maximales (> -0.4) définissent deux phases, *ca.* 37 - 35.5 et 14.5 - 9 ka cal. BP, correspondant aux GI-8 et au GI-1/GS-1/Holocene.

- Trois changements très courts et de forte amplitude, particulièrement remarquables dans les évolutions du titane, du fer et du brome par des pics aux environs de 29.5, 25 et 24 ka cal. BP (flèches). Le calcium semble avoir enregistré le pic à 25 ka cal. BP seulement. Ces variations abruptes semblent se produire de manière conjointe avec de légères modifications dans les assemblages polliniques (diminution des taxons steppiques en faveur d'arbres) mais ne paraissent pas correspondre à des oscillations particulières dans le NGRIP.

L'ensemble des données X-rf présentées dans ce chapitre est actuellement en cours d'investigation et sera plus amplement traité et discuté dans le cadre de la reconstruction de la dynamique sédimentaire dans la région du Bergsee depuis 50 000 ans.

6.1.2.2 Particularités dans les reconstructions polliniques : apport des autres proxies

L'enregistrement pollinique a montré que la végétation du sud de la Forêt Noire a répondu aux changements climatiques moyenne et haute fréquences entre 50 à 9 ka cal. BP. Toutefois, certains niveaux glaciaires (entre 50 et 14.7 ka cal. BP) présentent des assemblages polliniques singuliers qui pour certains :

- Paraissent être en désaccord avec les conditions climatiques générales (*e.g.* présence d'arbres mésophiles durant le HS 2/GS-3), ce qui peut biaiser l'interprétation en termes de

type de végétation ;

- Tendent à la surestimations des quantifications paléo-climatiques, surtout en phase steppique prononcée.

L'approche multi-proxy intégrant parait ici essentielle, car elle permettrait de confirmer les profils de végétation et climatiques établis sur les données polliniques et/ou de les questionner, notamment sur les mécanismes des changements détectés.

6.1.2.3 Développement forestier à la fin du MIS 3 ?

Les GIs 8 et 7 (36.9 et 35.1 ka cal. BP, Fig. 4.2, Chapitre 4) sont associés à des assemblages polliniques semblant refléter des successions Juniperus-Betula-Pinus *analogues à celle observée pour la recolonisation forestière de l'Interstade Tardiglaciaire (GI-1) au Bergsee (cf. Chapitre 3), mais aussi à Lapsou (cf. Chapitre 5) et à d'autres sites européens de moyennes latitudes (cf. La réponse des paléo-environnements en Europe, Chapitre 1). Pour ces GIs, une forêt boréale se serait donc établie localement. Cependant, des pourcentages de 25 et 65 % atteints respectivement pour* Betula *et* Pinus *(Fig. 3.5 ; Chapitre 3) n'attestent pas de manière certaine de peuplements forestiers autour du lac, puisque ces deux taxons ont une forte production pollinique (Broström* et al.*, 2008) et que* Pinus *et très anémophile (Sjögren* et al.*, 2008).*

✠ La faible proportion en calcium durant les GIs 8 et 7 (Fig. 6.3) traduirait une forte diminution des apports lointains, appuyant ainsi que les pollens d'arbres retrouvés dans ces niveaux proviennent d'individus présents localement. L'augmentation des concentrations en titane indique une érosion accentuée, ce qui est possible sous couvert forestier si ce dernier est composé essentiellement de conifères. En effet, le développement de forêts caducifoliées entraine une diminution de l'érosion reflétée par une décroissance des taux de titane, comme en attestent les travaux de Arnaud *et al.* (2016); Brisset *et al.* (2017)) sur l'Holocène. Dans le cas du Bergsee, les augmentations en titane sont en accord avec le développement d'une végétation boréale à conifères dominants. Cependant les valeurs de cet élément sont particulèrement élevées, ce qui pourrait s'expliquer par deux phénomènes successifs :

- Une forte accumulation d'éléments d'origine terrigène (*e.g.* titane) dans les sols autour du Bergsee avant les GIs 8 et 7, à savoir durant le HS 4/GS-9 (39 – 37.6 ka cal. BP). Il est à noter que les niveaux sédimentaires lacustres correspondant à ce dernier stade glaciaire paraissent appauvris en titane (autour de 0.32 $g.kg^{-1}$), ce qui s'expliquerait par un climat

particulièrement froid et sec (*cf.* Fig. 4.3, Chapitre 4) limitant l'érosion et immobilisant ainsi le titane dans les sols gelés autour du Bergsee.

- Des remaniements importants des sols durant les GIs 8 et 7, sous l'action de systèmes racinaires croissants en lien avec une colonisation forestière rapide et importante suggérée par des changements polliniques abrupts et de très forte amplitude. Cette déstabilisation des sols, combinée à une augmentation des températures et des précipitations durant cette période (*cf.* Chapitre 4), aurait pu amener à une intensification de phénomènes érosifs (Renard *et al.*, 1997).

L'établissement d'une forêt boréale est aussi reflétée pour l'Interstade Tardiglaciaire (GI-1) à Lapsou (*cf.* Chapitre 5). Les macro-charbons ont d'ailleurs mis en évidence une augmentation des occurrences de feux quand la végétation était dominée par *Pinus*. Dans le cas du Bergsee, les échantillons polliniques de la fin du MIS 3 étaient organiques et contenaient beaucoup de micro-charbons.

6.1.2.4 Des stades de Heinrich particulièrement froids et secs ?

Les stades de Heinrich des derniers 50 000 ans sont charactérisés par des assemblages polliniques qui n'existent actuellement qu'en Sibérie et au Tibet (cf. Chapitre 4 4). Ils correspondent à des steppes composées presque exclusivement de taxons xérophytes, évoluant donc dans des milieux extrêmement froids et secs. Une végétation steppique et des conditions climatiques particulièrement froides et sèches ont été ainsi reconstruites au Bergsee, atteignant les - 30 °C en hiver (cf. Chapitre 4).

✠ La Figure 6.3 montre que les phases associées aux stades de Heinrich sont surtout caractérisées par de fortes proportions de titane (sauf durant le HS 4/GS-9). Le HS 1/GS-2.1a se distingue aussi par des variations dans les autres éléments, notamment une diminution importante du calcium. Ces observations traduisent une intensification des apports détritiques, ce qui va dans le sens d'une lande rase et peu développée. Par ailleurs, les échantillons polliniques pour ces périodes étaient pauvres en matière organique. Les reconstructions climatiques sur les assemblages de chironomes permettent de distinguer deux phases pluri-millénaires très froides (Tjuillet < 10 °C, *ca.* 31 - 24 et 17 - 14.5 ka cal. BP ; Fig. 6.1). Ces phases incluent respectivement les HSs 3/2/GSs 5.1/3 et HS 1/GS-2.1a déterminés à partir des pollens. La concordance temporelle entre les deux enregistrements et des tendances climatiques convergentes confirment

que les événements de Heinrich - HEs - ont profondément transformé les climats en Europe de l'Ouest, engendrant un refroidissement intense. Il est supposé ici qu'une augmentation de la résolution temporelle des analyses de chironomes permettra de distinguer le HS 3/GS-5.1 du HS 2/GS-3. Toutes les données présentées confirment de profonds changements climatiques et environnementaux en réponse aux HEs, et s'accordent sur le fait que le HS 1/GS-2.1a est caractérisé par un contexte climatique extrême.

6.1.2.5 Présence de taxons méso-thermophiles et HS 2/GS-2.1a ?

L'enregistrement pollinique du Bergsee (Chapitres 3 et 4) est caractérisé entre 27 et 24.5 ka cal. BP par des assemblages dominés par des taxons steppiques mais comprenant des pollens d'arbres méso-thermophiles (i.e. Abies, Picea *et* Corylus*) en proportions non négligeables. Cette période correspond globalement au HS 2/GS-2.1a et est donc caractérisée par un climat froid et sec (cf. Chapitre 4), ce qui suggère que les pollens d'arbres ne puissent pas provenir d'individus présents localement mais seraient plutôt issus d'apports lointains.*

✠ Les données sédimentaires (Fig. 6.3) montrent pour cette période de plus grandes proportions de calcium (maximum à *ca.* 27 ka cal. BP), ne diminuant qu'à partir de 25 ka cal. BP. Cette observation reflète une intensification des apports éoliens, corroborant ainsi que les pollens d'arbres retrouvés pour cette période proviennent d'arbres vivant dans des zones éloignées du Bergsee, en particulier des refuges mis en évidence par *e.g.* Juřičková *et al.* (2014); Magyari *et al.* (2014); Monegato *et al.* (2015); Wagner *et al.* (2015).

6.1.2.6 Variabilité climatique interne au LGM ?

Le LGM (30 - 19 ka cal. BP ; Clark et al.*, 2009) définit globalement la dernière phase d'expansion glaciaire, notamment en Europe (calotte Fennoscandienne et glaciers d'altitude ; Allen* et al.*, 2008; Clark* et al.*, 2009; Fiebig* et al.*, 2014; Hughes* et al.*, 2013). Les conditions atmosphériques associées sont supposées extrêmement froides et arides. Cependant, différentes études paléo-climatiques ont plutôt démontré une augmentation des précipitations sur une partie sud et ouest de l'Europe (e.g. Florineth et Schlüchter, 2000; Jost* et al.*, 2005). Ce phénomène serait lié au déplacement du front polaire vers le sud, qui aurait ainsi redirigé les masses d'air chargées d'humidité vers les basses et moyennes latitudes et accentué l'aridité autour du cercle polaire arctique. Ces conditions plus "tempérées" permettent le développement d'environnements légèrement plus humides, avec notamment des steppes forestières tem-*

poraires (Banks et al.*, 2008; Sümegi* et al.*, 2013). L'enregistrement pollinique du Bergsee (Chapitres 3 et 4) montre également la possibilité que quelques arbres aient pu s'établir temporairement dans la végétation durant le LGM pour des latitudes d'environ 45 °N. Cette suggestion se base sur des pics de pollens de Betula(> 5 %), qui sont aussi reflétés par des variations courtes mais significatives des scores de l'axe 1 des ACP aux environs de 25 et 24 ka cal. BP (Fig. 4.2, Chapitre 4).*

✠ Ces réapparitions d'arbres correspondent à des modifications géochimiques rapides (Fig. 6.3). D'une part, les pics conjoints de brome et de fer reflèteraient une intensification des réactions d'oxydo-réduction, corroborant davantage de matière organique et/ou des conditions plus humides. D'autre part, une élévation du titane (*ca.* 25 ka cal. BP) suggère sa remobilisation. Celle-ci pourrait résulter d'un remaniement des sols à l'échelle locale sous action racinaire et d'une intensification du ruissellement, comme pour des GIs 8 et 7 (*cf. "Développement forestier à la fin du MIS 3 ?"*). En parallèle, la baisse du calcium reflètant une diminution des apports éoliens, les pollens d'arbres retrouvés dans les sédiments pourraient donc provenir d'individus présents localement. Moine *et al.* (2017) ont mis en évidence dans la séquence loessique de Nussloch (Allemagne) une série de couches sédimentaires dont la composition est typique d'un sol se développant sous des conditions plus humides. Dénommées "IG" (pour "Incipient Gley"), ces couches majoritairement datées du MIS 2 n'ont pas de correspondance avec le NGRIP. Elles traduiraient des augmentations des précipitations à l'échelle régionale (incluant la zone du Bergsee) qui seraient dues à des micro-déplacements du front polaire. Une correspondance temporelle apparaît entre les IGs 6a et 6b (*cf.* Fig. n°3, Moine *et al.*, 2017) et les courts changements d'assemblages polliniques et sédimentaires au Bergsee abordés dans cette section. L'ensemble de ces données montrerait donc une instabilité climatique en Europe de l'Ouest durant le LGM.

6.1.2.7 *Betula nana* durant le HS 1/GS-2.1a ?

Les données polliniques semblent montrer une recolonisation importante de la zone du Bergsee par le bouleau à partir de 16 ka cal. BP, soit environ 1 500 ans avant le début de l'Interstade Tardiglaciaire (GI-1, ca. 14.7 ka cal. BP). Cette recolonisation précoce durant la seconde moitié du HS 1/GS-2.1a est reflétée par un pic de Betula *concomitant d'un pic d'*Artemisia*. On suggère pour cette période très froide que les pollens de bouleau appartiennent au genre arbustif, i.e.* Betula nana*, plus tolérant au froid que les arbres, i.e.* Betula pendula *(Birks et Birks, 2014).*

✠ Engels *et al.* (2008) a découvert dans des sédiments lacustres du cratère Oberwinkler (Eifel, Allemagne) des graines attribuées à *Betula pendula* durant le MIS 3, attestant la présence de bosquets d'arbres à l'échelle locale. La présence de macro-restes végétaux provenant d'arbustes pourrait être attendue au Bergsee pour cette période de transition entre le dernier Glaciaire et l'Interstade Tardiglaciaire (GI-1).

Pour le Bergsee, la Figure 6.4 présente les résultats, sur la période d'intérêt 16 - 10.5 ka cal. BP, des premières investigations sur les *n*-alkanes. Ce proxy a une grande sensibilité à la présence de certains taxons dans la végétation locale, en l'occurrence *Betula*. En comparaison de l'évolution de végétation issue des données polliniques ainsi que de celle du titane, les variations des *n*-alkanes permettent ainsi d'améliorer la reconstruction de la dynamique végétale locale durant cette transition climato-environnementale majeure sur le site du Bergsee.

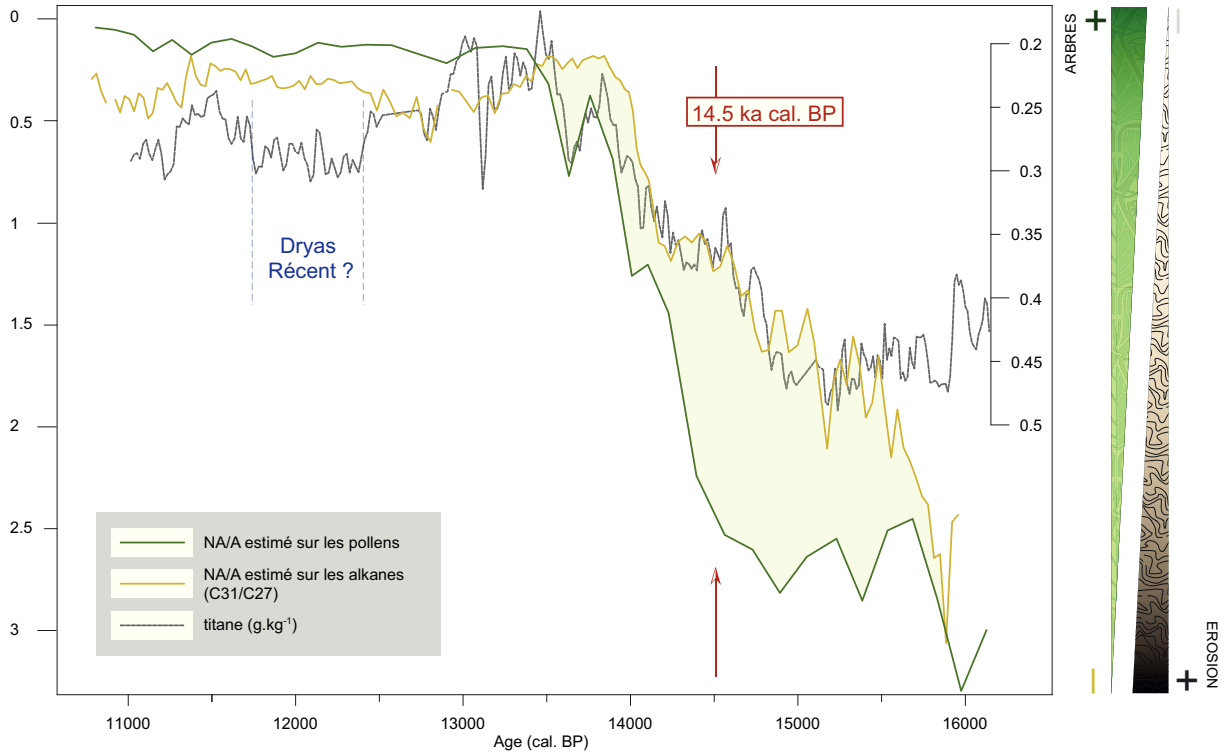


FIGURE 6.4 – *Evolution du ratio entre les herbacées ("Non-Arbres" - NA) et les arbres/arbustes ("Arbres" - A) de 16 à 10.5 ka cal. BP au Bergsee, calculé sur les données polliniques et les alkanes. Les concentrations en titane (en g.kg^{-1}) sont ajoutées.*

Tout d'abord, la croissance constante des alkanes de 16 à 13.8 ka cal. BP corrobore l'établissement d'individus du genre *Betula* autour du Bergsee dès le milieu du HS 1/GS-2.1a et jusqu'au début de l'Alleröd. Autrement dit, bien que données pollens semblent indiquer qu'une végétation forestière a pu seulement s'établir à partir de 14.5 ka cal. BP, les alkanes montrent que les

pollens de bouleau retrouvé dans les niveaux glaciaires sont issus d'individus présents localement. Cette idée est supportée par une similarité de tendance entre les alkanes et l'évolution des concentrations en titane, ces dernières dénotant une diminution de l'érosion progressive mais précoce au début de l'Interstade Tardiglaciaire (GI-1).

La courbe des pollens rejoint celles des alkanes et du titane à 14.5 ka cal. BP. Cette constatation indiquerait qu'un changement rapide s'est opéré dans le type de végétation autour du Bergsee au début de l'Interstade Tardiglaciaire (GI-1), à savoir le passage d'une végétation à bouleaux arbustifs (*i.e. Betula nana*) à une végétation dominée par des bouleaux de type arbre (*i.e. Betula pendula*). Ces conclusions incitent à analyser les alkanes sur la séquence de Lapsou afin de déterminer si les pollens de bouleau du Bölling proviennent du type arbustif ou arbre, ce qui lèverait le doute sur le décalage entre la première phase d'augmentation de *Betula* et les premiers feux.

6.1.2.8 Dryas Récent : quelle(s) signature(s) continentale(s) en Europe de l'Ouest ?

- *Tout d'abord, entre la Forêt Noire et le Massif Central, les enregistrements polliniques du Bergsee (382 m a.s.l.) et de Lapsou (1207 m a.s.l.) reflètent des signatures végétales différentes pour le Dryas Récent (12.7 – 11.7 ka cal. BP). En effet, alors que cette phase de refroidissement est corrélée avec un développement steppique marqué en deux phases à Lapsou, le Bergsee ne semble pas montrer de recolonisation steppique mais plutôt une chute des taxons forestiers (sauf Pinus).*

- *Ensuite, malgré des assemblages polliniques différents, des climats similaires sont reconstruits : des hivers froids (- 15/- 20 °C) mais des étés tempérés (10/12 °C) et des précipitations très faibles (400 mm) (cf. Fig. 4.3, Chapitre4, Fig. 5.4, Chapitre 5).*

✠ La Figure 6.4 montre une certaine constance dans l'évolution des proxies biotiques (pollens et alkanes) pour le Bergsee sur la période entre 14 et 10 ka cal. BP, confortant très peu de changements dans la végétation locale. Cette hypothèse est aussi reflétée par les faibles changements du brome (Fig. 6.3). Cependant, les concentrations en titane légèrement plus élevées entre 12.7 et 11.5 ka cal. BP (0.30 $g.kg^{-1}$) et une diminution du fer refléteraient respectivement une augmentation de l'érosion et une diminution des réactions d'oxydo-réduction, ce qui corrobore les faibles précipitations reconstruites. Cependant, les changements de composition sédimentaire étant moindres que durant la période glaciaire, le développement d'une steppe aussi prononcée que pour les stades glaciaires ne parait pas envisageable. Il faut noter que les enregistrements

polliniques du plateau suisse répertoriés dans *e.g.* Magny *et al.* (2006); Wick (2000) montrent également des changements de végétation plus ou moins marqués pour le Dryas Récent : au Gerzensee (603 m a.s.l.), on observe peu de changements, alors que des différences d'assemblages polliniques importants apparaissent pour les sites du Lautrey (788 m a.s.l), Leysin (1 230 m a.s.l) et Zeneggen (1 510 m. a.s.l.). Dans la zone du lac de Constance (Allemagne), l'enregistrement lacustre du Steisslingen à 446 m a.s.l. (Eusterhues *et al.*, 2002) ne montre pas de développement steppique significatif. Ces données multi-sites semblent montrer des amplitudes de changements climatiques au Dryas Récent similaires entre les différentes régions de l'Europe de l'Ouest. En revanche, l'amplitude des changements de végétation semblent dépendre de l'altitude ainsi que la topographie de chaque région. Ainsi, un refroiddissement modéré combiné à une forte diminution des précipitations affecterait davantage les compositions floristiques de montagne que celles des basses vallées.

6.2 Contexte climato-environnemental et sociétés en Europe de l'Ouest depuis 50 000 ans

6.2.1 Introduction

Les enregistrements climatiques provenant d'archives glaciaires, océaniques et continentales reflètent une variabilité complexe avec des changements de fréquences et d'amplitudes différentes (*i.e.* MISs, GSs/GIs, HSs). Ces changements climatiques ont largement influencé les environnements en Europe et notamment la végétation pendant le dernier cycle glaciaire, comme en témoignent les nombreux enregistrements polliniques issus de carottes marines et terrestres (*e.g.* Fletcher *et al.*, 2010; Helmens, 2014) et les travaux sur les séquences du Bergsee et de Lapsou présentés dans cette thèse.

En parallèle à cette dynamique climato-environnementale, l'évolution des sociétés est marquée par des changements importants selon deux types :

- Des déplacements ou migrations : ils sont souvent associés à des conquêtes de nouveaux territoires et/ou des désertions de territoires devenus inhospitaliers ;
- Des modifications de mode de vie : elles affectent plusieurs domaines, comme le régime alimentaire, les techniques ou encore l'outillage (acquisition ou amélioration pour une meilleure performance).

Le rôle du climat a été avancé dans la détermination et la compréhension des phénomènes migratoires des premiers hommes (colonisation de nouveaux continents). Cette relation de cause à effet se serait faite par étapes :

1. Les variations climatiques, qu'elles soient longues (pluri-millénaires) ou courtes (inter-annuelles), auraient d'abord impactés les environnements ; on citera l'exemple de l'alternance ouverture/fermeture de milieux en réponse à de longues périodes de sécheresse/réchauffement (Dennell, 2004; Leroy *et al.*, 2011) ;

2. Les changements environnementaux auraient alors impacté les populations qui dépendaient alors directement de la nature alentour, sur deux points majeurs :

   - Les trajectoires migratoires, en lien avec la topographie (*cf.* Fig. 6.5).

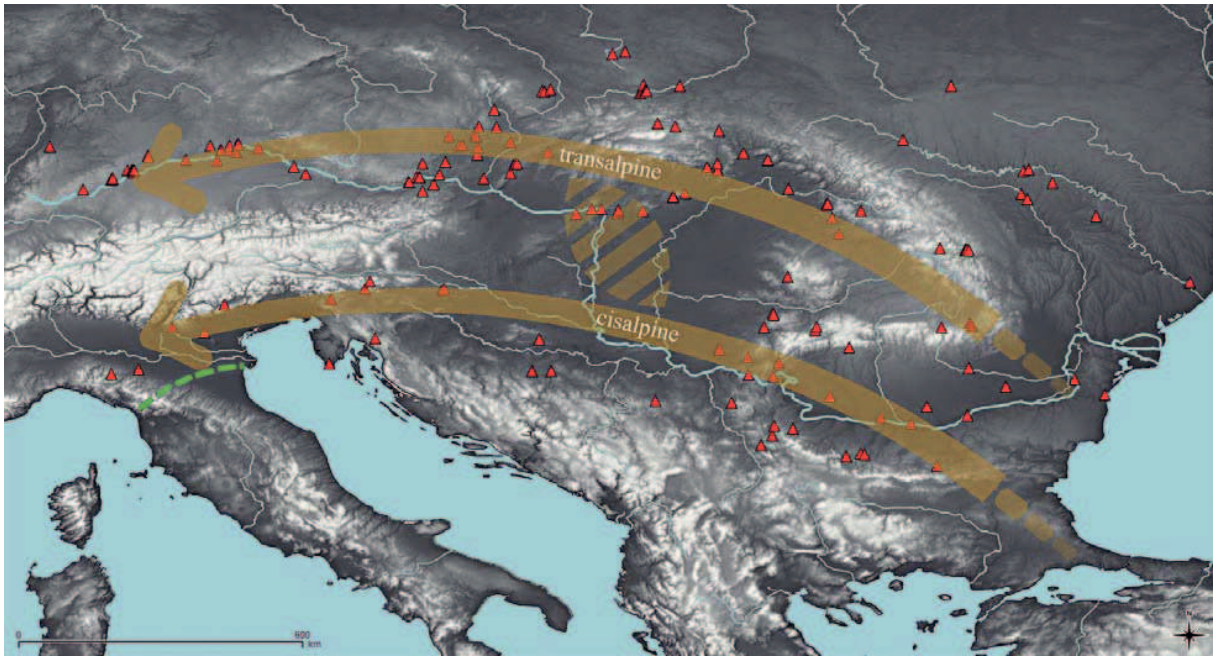


FIGURE 6.5 – *Scénarios possibles du chemin emprunté par l'Homme Moderne (*Homo sapiens*) pour coloniser l'Europe de l'Ouest. D'après Krauss et Floss (2016).*

   - Les ressources, en termes de disponibilité, de diversité, de qualité et de quantité.

Au conditions climato-environnementales s'ajouterait un forçage intrinsèque aux sociétés, une composante liée à la compétition (rivalités), aux maladies (épidémies) et à la génétique (mutations).

En résumé, la Figure 6.6 montre que :

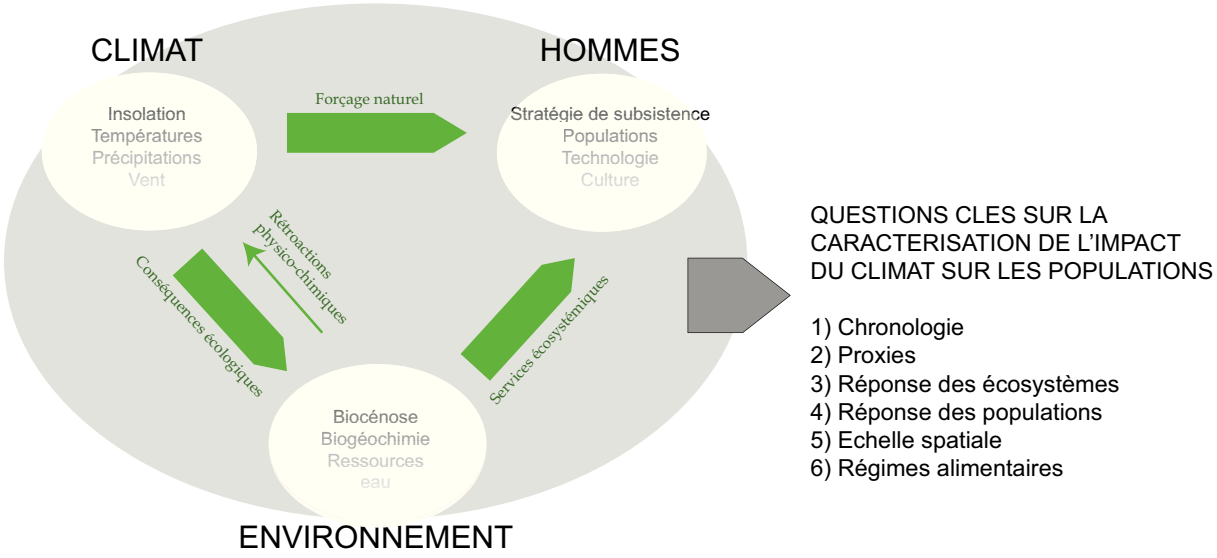


FIGURE 6.6 – *Schéma des interactions climat-homme-environnement sous condition d'un impact anthropique limité. Ce schéma illustre que la caractérisation de l'impact du climat sur les populations en un lieu donné requiert des connaissances pluri-disciplinaires et des données multi-proxies. Modifié d'après Birks* et al., *2014.*

- Les changements sociétaux seraient le fruit de l'action simultanée de plusieurs facteurs de forçages "externes" (*i.e.* contexte climato-environnemental) et "internes" (*i.e.* rivalités, maladies).

- Les changements sociétaux résulteraient en partie de l'adaptation à des variations des conditions de vies, notamment lors de glaciations ou de réchauffements brutaux. Les facultés d'adaptation n'étant pas égales, les populations les moins bien préparées finiraient par disparaître.

6.2.1.1 Contexte archéologique régional depuis 50 000 ans

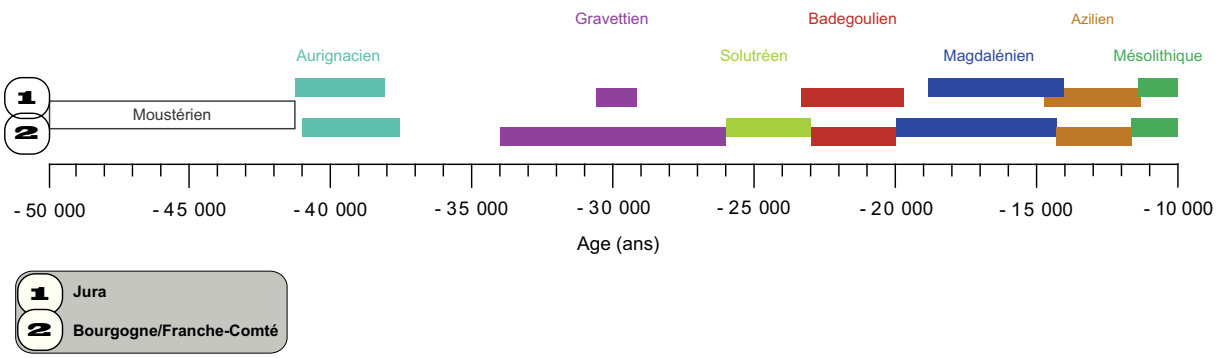


FIGURE 6.7 – *Chronologie des périodes culturelles dans le Jura et en Bourgogne Franche-Comté (France) sur la période 50 000 - 10 000 ans BP, avec ajout du Moustérien qui est la dernière période d'occupation Néandertalienne. D'après Cupillard* et al. *(2014).*

Les sociétés préhistoriques ont évolué par périodes culturelles dont la chronologie pour les derniers 50 000 ans en Europe est illustrée en Figure 6.7.

Pour le Paléolithique Supérieur, les données archéologiques sont abondantes en Europe, surtout dans les parties centrale et occidentale (*cf.* Fig. n°1, Fu *et al.* (2016)) où les vestiges préhistoriques sont nombreux et les politiques patrimoniales soutenues. Par ailleurs, l'Europe de l'Ouest regroupe un ensemble de sites références pour la chronologie des événements préhistoriques, certains étant éponymes de périodes culturelles (*e.g.* "Moustérien" défini au gisement du Moustier (Dordogne, France), "Solutréen" décrit par la Grotte du Solutré (Saône-et-Loire, France)).

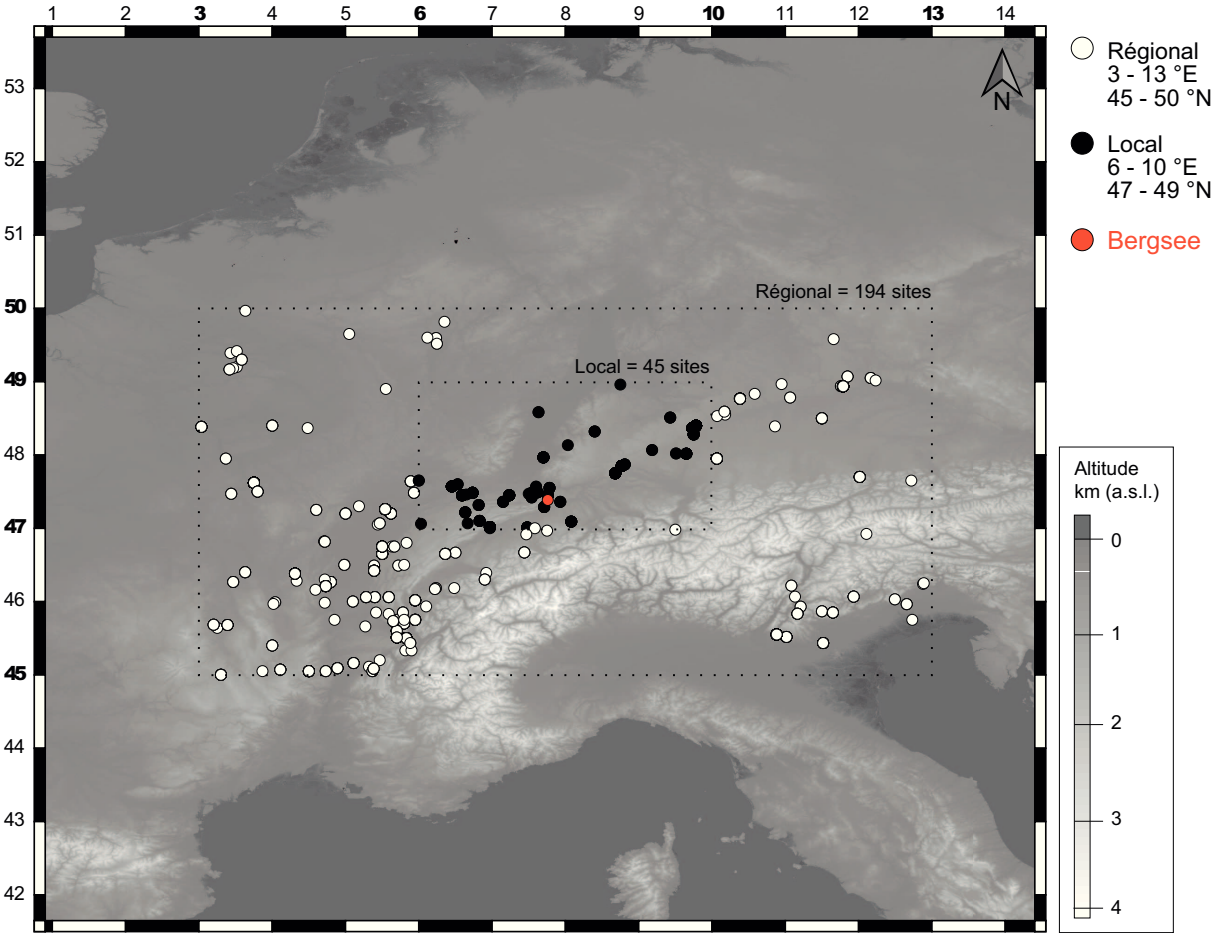


FIGURE 6.8 – *Localisation des sites préhistoriques autour du site du Bergsee et répartis selon une échelle régionale (3 - 13 °E, 45 - 50 °N) et une échelle micro-régionale/locale (6 - 10 °E, 47 - 49 °N). Détails des dates, des périodes culturelles associées et références dans le Tableau D4. Fond de carte d'après https ://dwtkns.com/srtm/.*

La Figure 6.8 expose la richesse des sites archéologiques couvrant la période du Paléolithique Supérieur au Mésolithique Moyen (*ca.* 50 000 – 10 000 ans) dans la région du Bergsee.

La base de données issue de d'Errico *et al.* (2011) et enrichie ici d'environ 200 nouvelles dates. Par leur localisation entre Europe centrale et occidentale et le fait qu'elles n'aient pas été englacées durant les 50 000 dernières années (Heyman *et al.*, 2013), les vallées du Danube et du Rhin ont possiblement été des voies majeures de passage des populations pour coloniser l'Europe de l'Ouest (Fig. 6.5), s'apparentant à des "corridors" (Conard et Bolus, 2003). La Forêt Noire est pauvre en sites préhistoriques, à cause d'un relief abrupt hostile à l'implantation des populations. En revanche, de nombreuses données préhistoriques ont été recueillies dans le Jura Souabe (*e.g.* Conard et Bolus, 2003; Conard *et al.*, 2012; Münzel *et al.*, 2011), une région proche du Bergsee et présentant des caractéristiques climato-environnementales similaires.

6.2.1.2 Problématique : dans quel contexte climato-environnemental évoluaient les sociétés préhistoriques à la frontière entre Europe de l'Ouest et Centrale ?

L'histoire des sociétés préhistoriques nécessite de les replacer dans leur contexte climato-environnemental, qui doit être reconstruit le plus fidèlement possible à ce qu'il devait être pour une région donnée. Ce travail peut être fait par une approche pluridisciplinaire intégrant données archéologiques, environnementales et climatiques. Une telle approche a été notamment appliquée par Cupillard *et al.* (2014) pour le Jura : en confrontant un ensemble de données climatiques, glaciaires (locale à micro-régionale) et de macrofaune à l'histoire humaine régionale, les auteurs ont ainsi pu établir des liens entre des changements climato-environnementaux et les transitions sociétales à l'échelle du Jura.

Dans cette partie nous suivrons la même stratégie et la même approche pluridisciplinaire, en compilant des données issues de plusieurs types d'archives et en y intégrant les reconstructions climato-environnementales du Bergsee.

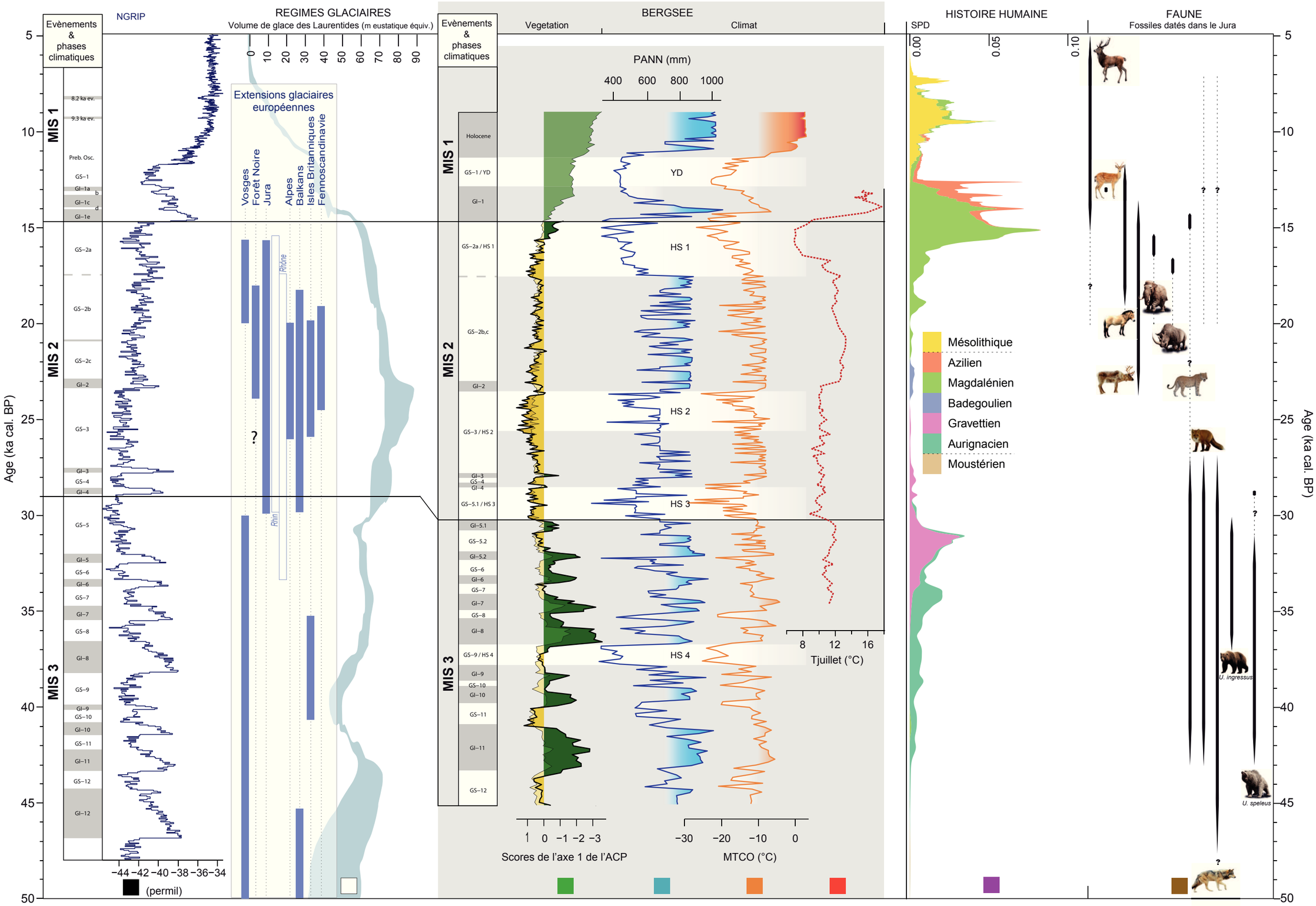
6.2.2 Interaction climat-environnement-Homme depuis 50 000 ans

note : l'ensemble de cette section se réfère à la Figure 6.9. Pour faciliter la liaison entre les interprétations manuscrites et l'illustration, des figurés de couleur sont utilisés : ■□■■■■■■.

6.2.2.1 Présentation des données utilisées

La Figure 6.9 remet l'évolution des sociétés dans la région du Bergsee durant la période de - 50 000 à - 10 000 ans dans un cadre climato-environnemental micro-régional (végétation, faune) à régional (dynamique glaciaire).

FIGURE 6.9 *(page intérieure) – Contexte climato-environnemental et évolution des sociétés dans la région du Bergsee sur la période de - 50 000 à - 10 000 ans. De gauche à droite : courbe isotopique de l'oxygène issue du NGRIP (Blockley* et al.*, 2012), périodes d'extension des glaciers locaux (Région alpine : Preusser* et al.*, 2011; Triganon* et al.*, 2005, Forêt Noire : Heyman* et al.*, 2013, Jura : Cupillard* et al.*, 2014) et des calottes polaires de l'hémisphère nord (Laurentides et Fennoscandinavie, références et explications des unités dans Hughes* et al. *(2013)), évolutions de la végétation (forêt vs. steppe) et du climat (Précipitations annuelles - PANN - et Températures hivernales - MTCO - reconstruites au Bergsee via les données polliniques (Chapitres 3 et 4) et températures estivales (Températures de juillet) - Tjuillet - reconstruites sur les chironomes de la séquence de 2006, évolution démographique locale reconstruite avec la distribution des probabilités cumulées (Summed Probability Distribution - SPD) des dates archéologiques des sites préhistoriques de la région du Bergsee à l'échelle "locale" (explication dans dans le texte) (références et détails dans le Tableau C3), périodes couvertes par les dates issues de la macrofaune dans le Jura (références dans Conard* et al. *(2012); Cupillard* et al. *(2014)), Sont ajoutés les événements et phases climatiques enregistrés pour la région nord-atlantique (Stades Isotopiques Marins - MIS (Lisiecki et Raymo, 2005), interstades et stades glaciaires - GI/GS (Blockley* et al.*, 2012)) ainsi que leur correspondances chronologiques avec le Bergsee. Les carrés de couleur servent pour une bonne correspondance entre les éléments de la figure et les interprétations dans le texte.*


Evènements & phases climatiques
NGRIP
REGIMES GLACIAIRES
Volume de glace des Laurentides (m eustatique équiv.)
Extensions glaciaires européennes
Vosges
Forêt Noire
Jura
Alpes
Balkans
Isles Britanniques
Fennoscandinavie
Rhône
Rhin
BERGSEE
Vegetation
Climat
PANN (mm)
YD
HS 1
HS 2
HS 3
HS 4
Tjuillet (°C)
Scores de l'axe 1 de l'ACP
MTCO (°C)
HISTOIRE HUMAINE
SPD
Mésolithique
Azilien
Magdalénien
Badegoulien
Gravettien
Aurignacien
Moustérien
FAUNE
Fossiles datés dans le Jura
U. ingressus
U. speleus
Age (ka cal. BP)
MIS 1
MIS 2
MIS 3
(permil)

L'évolution des sociétés préhistoriques est synthétisée par la courbe de la Distribution des Probabilités Cumulées (Summed Probability Distributions - SPD - en anglais, ■) des datations ^{14}C calibrées issues des différents sites préhistoriques répertoriés dans le Tableau D4. L'utilisation de la SPD est encore novatrice en archéologie (années 2010). Dans le principe et connaissant les biais encore possibles (détails et solutions possibles dans Steele (2010); Torfing (2015); Williams (2012)), la SPD permettra ici de définir des phases de croissances et de ralentissements démographiques et de les corréler avec la variabilité climatique (Crema *et al.*, 2017, 2016; Williams, 2012), mais ne permettra pas d'en expliquer les variations. En miroir des données démographiques, le cadre climato-environnemental local à micro-régional est représenté par :

- La dynamique glaciaire □ : reconstruite via des données morainiques reflétant les phases d'expansion et de régression des glaciers d'altitude. Cette dynamique apporte des indices sur le paysage et sur les conditions atmosphériques locales. En ce sens, elles pourraient être une contrainte à l'installation des populations et à leur mobilité (*e.g.* voies migratoires).

- L'histoire de la faune ■ : reconstruite à partir des fossiles de macrofaune sauvage ou domestiquée. Ce proxy donne des informations sur le régime alimentaire des populations (*e.g.* Münzel *et al.*, 2017; Romandini *et al.*, 2012) et sur les conditions climato-environnementales (*e.g.* Bocherens *et al.*, 2011; Drucker *et al.*, 2015; Hernández Fernández, 2006; Ukkonen *et al.*, 2011). L'inconvénient de ce proxy est son caractère ponctuel qui ne permet pas de produire un enregistrement continu.

- L'histoire de la végétation et la variabilité climatique ■■■■ : synthèse des données issues de la séquence sédimentaire du Bergsee (détails dans les Chapitres 3 et 4).

6.2.2.2 Bilan général

Au-delà du découpage en périodes culturelles, l'évolution de la SPD indique que la démographie dans la région du Bergsee aurait fluctué durant la période glaciaire (*i.e.* - 50 000 à - 14 700 ans). Trois phases se distinguent, avec des transitions à *ca.* - 30 000 et - 20 000 ans :

- Avant - 30 000 ans, la SPD reflète une croissance démographique progressive, d'abord associée aux sociétés Aurignaciennes puis Gravettiennes (■). Ces deux périodes semblent toutefois se chevaucher à partir de - 34 000 ans, ce qui corroborerait le premier des scénarios sur la transition entre l'Aurignacien et le Gravettien dans le Jura Souabe (*cf.* Fig. n°12, Conard et Moreau, 2004). Il faut prendre en compte qu'une telle croissance démographique pourrait être corrélée à l'augmentation du nombre de dates et donc de vestiges préhistoriques (Tableau D4), eux-mêmes liés aux innovations techniques d'outillage et culturelles de l'époque (Conard et Bolus, 2003).

  La Figure 6.9 montre que le développement des sociétés Aurignaciennes et Gravettiennes serait associé à des glaciers limités en taille (□) et à la présence d'une macrofaune abondante (■, grands prédateurs). Ces correspondances suggèrent un établissement des populations préhistoriques en lien avec des conditions climato-environnementales relativement tempérées et favorables, des conditions illustrées par les quantifications climatiques et une végétation oscillant entre une steppe forestière et une forêt boréale (■■■■).

- A - 30 000 ans, la SPD diminue brutalement, définissant la fin du Gravettien (■). Le Solutréen n'est par ailleurs représenté dans la région que par le seul site éponyme (Tableau D4). Ensuite, les vestiges et sites Badegouliens et Magdaléniens sont présents mais restent rares jusqu'à environ - 20 000 ans. Cette période à faible démographie correspond temporellement au MIS 2 qui, en termes de dynamique glaciaire, est associée au LGM (□). La calotte Fennoscandienne ainsi que les glaciers des proches massifs montagneux progressent jusqu'à leur apogée vers - 23 500 ans. Diedrich (2013) montre qu'au centre-nord de l'Allemagne, cette période d'expansion glaciaire est associée à une disparition de la mégafaune (■). La même tendance se produisant dans le Jura, ces observations suggèrent de bien moindres ressources alimentaires pour les populations humaines dans toute la région qui se seraient par conséquent cantonnées vers les basses altitudes, comme semble le suggérer aussi Cupillard *et al.* (2014)). Dans la vallée du Rhin, l'enregistrement du Bergsee montre que cette période est associée au développement d'une steppe à armoise (■) et à des conditions particulièrement froides (■) et sèches (■). C'est surtout le cas de la première moitié du MIS 2 (jusqu'à - 23 500 ans), qui inclue les stades de Heinrich HSs 3/GS-5.1 et 2/GS-3. L'ensemble de ces données suggère que les quelques rares populations humaines (définies par la quasi absence de vestiges préhistoriques) devaient

évoluer dans des conditions climato-environnementales glaciaires intenses entre - 30 et - 20 000 ans.

- A partir de - 20 000 ans, la démographie Magdalénienne semble croître de manière exponentielle (■) : après une première phase avec quelques sites répertoriés, la SPD indiquerait une forte croissance démographique à partir de - 16 500 ans. Cette période est caractérisée par un retrait des glaciers de tous les massifs proches (□). La macrofaune semble s'établir de nouveau et se diversifier (■). Toutefois, durant cette période correspondant au HS 1/GS-2.1a, les conditions glaciaires tendent à s'accentuer en réponse à une décharge massive d'icebergs européens. En effet, les données du Bergsee reflètent le développement d'une steppe à armoise (■) associé à une aridité croissante (■) et des températures très froides, étés (■) comme hivers (■).

La Figure 6.9 montre que l'évolution des sociétés est synchrone avec des modifications des conditions climato-environnementales durant la dernière période glaciaire au sud-ouest de l'Allemagne. Grâce à la chronologie proposée et l'enregistrement pollinique à haute résolution temporelle, le Bergsee peut ainsi apporter des précisions sur les conditions de vies des populations préhistoriques, notamment aux transitions culturelles.

6.2.3 Questions en suspens sur l'histoire des sociétés : l'apport du Bergsee

Sur la période de - 50 000 à - 14 700 ans, on retiendra ici que (1) la disparition de l'Homme de Néandertal et (2) le fort développement culturel et technique à la fin du LGM sont toujours sujets à questionnements et débats :

Pourquoi l'Homme de Néandertal a-t-il disparu ? L'élément déclencheur est-il climatique, environnemental, génétique ?
Quel environnement durant le LGM ? Etait-il particulièrement inhospitalier ? Comment expliquer alors les fortes croissances démographiques et les innovations techniques et culturelles qui sont associées ?

Les sections suivantes viseront à montrer en quoi la séquence du Bergsee peut aider à une meilleure détermination du milieu de vie dans lequel évoluaient ces populations en Europe centrale/occidentale, ainsi qu'à une meilleure compréhension des changements sociétaux passés sur la base des faits et hypothèses qui y sont associés.

6.2.3.1 Disparition de l'Homme de Néandertal

Faits et hypothèses

Durant le dernier cycle climatique (*i.e.* depuis l'Interglaciaire Riss-Würm ; - 130/ - 120 000 ans), l'Homme de Néandertal (*Homo neandertalensis*) occupait une grande partie de l'Europe occidentale (Depaepe, 2009), où il s'est retrouvé plusieurs fois isolé par des expansions de glaciers d'altitude du centre européen (*e.g.* Alpes). Cependant, malgré une robustesse phénotypique et un mode de vie particulièrement adaptés au froid, l'Homme de Néandertal a subitement disparu aux environs de - 35 000 ans, un âge concomitant de l'apparition de l'Homme Moderne (*Homo sapiens*) en Europe de l'Ouest (*ca.* - 41 000 ans). Certaines études avancent que cette arrivée aurait été favorisée par un climat tempéré (*e.g.* Helmens, 2014; Margari *et al.*, 2009), potentiellement associé au GI-9 (Rasmussen *et al.*, 2014).
La cause de la disparition de l'Homme de Néandertal reste toutefois une énigme qui donne lieu à différentes hypothèses :

Cause climatique n°1

Pendant l'interstade GI-9, la colonisation progressive de l'Homme Moderne par le sud aurait repoussé les populations Néandertaliennes vers le nord du continent. Ces dernières n'auraient pas survécu aux conditions glaciaires extrêmes et brutales associées au stade de Heinrich 4 (HS 4/GS-9).
Cette hypothèse est contredite par les vestiges des derniers Néandertaliens découverts à Gibraltar et datant du LGM (Finlayson *et al.*, 2008).

Cause climatique n°2

A la différence de la cause n°1, l'Homme de Néandertal serait resté dans les moyennes et basses latitudes. Il aurait disparu progressivement sous la pression graduelle d'un long refroidissement entre - 30 000 et - 20 000 ans (*i.e.* LGM).
Cette hypothèse est supportée par les vestiges Néandertaliens de Gibraltar (Finlayson *et al.*, 2008).

L'hypothèse d'une cause climatique repose sur des difficultés d'adaptation au froid, ce qui semble ne pas qualifier l'Homme de Néandertal puisqu'il a pu survivre à des stades de Heinrich précédents et plus intenses (en particulier les HSs 6 et 5).

Compétition

L'Homme de Néandertal et l'Homme Moderne ont la même niche écologique (Flores, 1998) et leurs niches éco-culturelles se chevauchent (Banks *et al.*, 2008). Cette configuration engendre une compétition inter-spécifique. Dans le cas présent, l'Homme Moderne aurait pris rapidement l'avantage grâce à des techniques de chasse novatrices et plus adaptées (*e.g.* procurant une plus grande sécurité) ainsi qu'un mode d'alimentation facilement adaptable à des conditions environnementales changeantes (Gilpin *et al.* (2016)). Une confrontation pourrait supposer un mélange inter-spécifique culturel et/ou génétique, à l'origine des quelques traits phénotypiques Néandertaliens encore présents actuellement (*e.g.* yeux clairs . . .).
Cette hypothèse est aussi supportée par les vestiges Néandertaliens de Gibraltar (Finlayson *et al.*, 2008), suggérant une coexistence temporaire entre populations Néandertaliennes et Gravettiennes. Cette coexistence est aussi avancée par Hublin *et al.* (1996).

Cause génétique

L'Homme de Néandertal vivait en populations restreintes et isolées. Les échanges et mélanges inter-communautaires étaient donc très limités. Un déclin progressif de l'espèce en aurait résulté par appauvrissement génétique (Fu *et al.*, 2016; Sánchez-Quinto et Lalueza-Fox, 2015, qui aurait été accentué par l'absence de mélange génétique avec l'Homme Moderne dû à une trop grande différence culturelle (Currat et Excoffier, 2004).

Les hypothèse se contredisent et évoluent en fonction des nouvelles découvertes préhistoriques. Cependant, elles s'accordent sur le fait que la transition entre le HS 4/GS-9 et le GI-8 ait été déterminante, soulignant ainsi l'importance du contexte climato-environnemental dans la disparition de l'Homme de Néandertal. Il aurait ainsi contribué à son déclin, tout en permettant son maintien pendant plus de 10 000 ans, notamment dans la Péninsule Ibérique (d'Errico et Sánchez Goñi, 2003; Finlayson *et al.*, 2008).

La vallée du Rhin étant une voie majeure de colonisation de l'Europe de l'Ouest par l'Homme Moderne, on suppose que des confrontations avec l'Homme de Néandertal s'y soient aussi produites. Il y a donc nécessité de connaître le contexte climato-environnemental et les possibles changements qui l'ont affecté à cette période, des informations pouvant être apportées par l'enregistrement du Bergsee.

L'apport du Bergsee

note : chaque enregistrement de la Figure 6.9 a une résolution temporelle et des incertitudes chronologiques propres. Les correspondances d'événements présentées dans cette partie prennent en compte un possible décalage temporel, notamment pour des événements datant d'avant - 40 000 ans (e.g. incertitude chronologique au Bergsee = ± 2 000 ans).

1. *Apparition des premiers Aurignaciens :* les premières occupations Aurignaciennes régionales semblent dater de - 43 000 ans (■) et sont associées à une macrofaune abondante (■). En parallèle, l'enregistrement du Bergsee associerait à cette apparition un climat plutôt tempéré (■■) et une végétation de type "steppe arborée" (■), correspondant aux GIs 10 et 9 (■).

   Les données du Bergsee vont en soutien de l'hypothèse selon laquelle l'Homme Moderne aurait bénéficié de conditions climatiques et environnementales favorables, *i.e.* interstades GIs 10 et 9, pour migrer vers l'Europe de l'Ouest.

2. *Stade de Heinrich 4 :* l'occupation Aurignacienne reste faible entre - 43 000 et - 37 500 ans (■). En parallèle, l'enregistrement du Bergsee indique que cette période inclue la phase de fort développement steppique xérophyte (*Artemisia*) attribuée au HS 4/GS-9 (■), et associée à un refroidissement important (■) et une chute très brutale des précipitations (■), reflétant un changement très rapide des conditions environnementales de la vallée du Rhin vers un régime glaciaire prononcé.

   Les données du Bergsee supportent l'hypothèse que le contexte environnemental inhospitalier (froid, sec, biomasse très faible) du HS 4 ait pu constituer un obstacle dans la colonisation par les populations Aurignaciennes (d'Errico et Sánchez Goñi, 2003). En ce sens, il les aurait empêchées temporairement de conquérir de nouveaux territoires (illustré par une constance démographique, ■) et de se confronter aux dernières populations Néandertaliennes (Conard et Bolus, 2003; Sepulchre *et al.*, 2007).

3. *Confrontation et extinction :* la croissance démographique s'accentue à partir de - 35 000 et jusqu'à - 30 000 ans avec les périodes Aurignacienne et Gravettienne (■), ce qui semble être associé à une diversification de la macrofaune (■). En parallèle, l'enregistrement du Bergsee reflète une alternance rapide d'épisodes à steppe forestière et à développement

d'une forêt boréale (■), associée à un climat très instable mais assez favorable (■■■) durant les GIs 8 à 5.1 (■).

Les données du Bergsee appuient l'hypothèse que l'Homme Moderne aurait conquis de nouveaux territoires vers l'ouest et le sud du continent lors d'un réchauffement et donc de conditions climato-environnementales de nouveau tempérées.

En substance, les données du Bergsee supporteraient l'hypothèse d'une confrontation tardive (*i.e.* durant le GI-8) entre les populations Aurignaciennes/Gravettiennes et les Néandertaliennes, et indirectement l'idée d'une disparition de ces dernières du fait d'une moindre faculté d'adaptation (notamment sur le point alimentaire ; Bocherens *et al.*, 1991).

L'enregistrement du Bergsee soutiendrait que les conditions climato-environnementales extrêmement changeantes à la fin du MIS 3 (de - 45 000 à - 30 000 ans) aient pu contribuer de près ou de loin à la disparition de l'Homme de Néandertal et au développement de l'Homme Moderne. Pour autant elles ne devraient pas être considérées comme l'unique cause mais plutôt comme l'un des facteurs de forçage de la disparition de l'Homme de Néandertal, combiné avec la diminution de ses ressources alimentaires, les phénomènes de compétition ou encore l'appauvrissement continuel de son génôme.

6.2.3.2 Croissance démographique et développement culturel au LGM

Faits et hypothèses

La période de - 30 000 à - 14 700 ans correspond au MIS 2, période au climat globalement froid et sec reflété par les enregistrements isotopiques marins (Lisiecki et Raymo, 2005). Au niveau de la dynamique glaciaire, le MIS 2 inclut le LGM (Clark *et al.*, 2009). Cette dernière glaciation a affecté les calottes polaires (Laurentides et Fennoscandienne essentiellement) et continentales (*e.g.* Alpes). Pour l'Europe, en plus des surfaces englacées, un permafrost s'étendait sur les terres au-delà de 45 °N (Vandenberghe *et al.*, 2014) comme sur une grande partie de la France (Bertran *et al.*, 2014). Ainsi, la quasi totalité de l'Europe semblait présenter des conditions climato-environnementales inhospitalières.

Cependant au niveau régional, le nombre de vestiges préhistoriques durant le MIS 2 diffère fortement selon la période culturelle (Tableau D4), un contraste illustré par la SPD (■) : le Gravettien, très développé avant - 30 000 ans, n'est plus présent qu'à quelques sites. Le Solutréen

n'est pas représenté localement (aucun site dans le Jura ; Cupillard *et al.* (2014)), tandis que le Badegoulien ne l'est que très rarement. Enfin, une augmentation exponentielle du nombre de vestiges caractérise le Magdalénien.

Par ailleurs, les vestiges préhistoriques reflètent un fort développement des techniques d'outillage (*e.g.* silex en feuille de Laurier attribué au Solutréen, Gisement de Volgu, Saône-et-Loire, France) et artistiques (*e.g.* peintures rupestres de Lascaux attribuées au Magdalénien, Grotte de Lascaux, Dordogne, France).

Comment alors expliquer les croissances démographiques contrastées et le développement culturel durant le MIS 2 en Europe de l'Ouest ?

L'apport du Bergsee

D'un point de vue général, le MIS 2 est divisé en trois phases :

1. De - 30 000 à - 26 500 ans : expansion glaciaire, *i.e.* première phase du LGM (Clark *et al.*, 2009).
2. De - 26 500 à environ - 19 000 ans : maintien des surfaces glacières à leur apogée, *i.e.* seconde phase du LGM (Clark *et al.*, 2009).
3. D'environ - 19 000 à - 14 700 ans : début de la déglaciation.

Chronologiquement, ces phases correspondent aux :

1. *Gravettien (fin) + Solutréen + Badegoulien (début).
2. *Badegoulien (fin) + Magdalénien (1ère moitié).
3. *Magdalénien (2ème moitié).

Cette correspondance entre phases glaciaires et périodes culturelles suppose que ces dernières évoluaient dans des conditions climato-environnementales régionales différentes.

Gravettien/Solutréen/Badegoulien : - 30 000/ - 26 500 ans. La phase durant laquelle les vestiges préhistoriques semblent presque absents dans la région du Bergsee (■) semble correspondre avec une phase de progression glaciaire pour une grande partie des massifs (□ *cf.* Jura, Alpes). L'idée que ces conditions aient pu empêcher l'établissement de populations au

niveau régional s'accorderait avec les simulations de niches écologiques (*cf.* Fig. n°5, Banks *et al.* (2008)), qui montrent qu'une grande zone autour des alpes était hostile aux sociétés Solutréennes. La macrofaune semble aussi disparaître (■). En parallèle, l'enregistrement du Bergsee montre qu'une steppe à dominance xérophyte se serait développée (■), associée à des conditions climatiques extrêmement froides (■■) et arides (■) corrélées aux HSs 3 et 2/GSs 5.1 et 3 (■).

Les données du Bergsee supporteraient ainsi l'hypothèse que, bien que les glaciers ne se soient pas étendus jusqu'aux plaines (*cf.* Fig. n°2, Heyman *et al.* (2013) ; *cf.* Fig. n°1, Fiebig *et al.* (2014)), le contexte climato-environnemental de la région aurait été particulièrement inhospitalier durant toute la première phase du MIS 2, ce qui semle être en accord avec le faible nombre de vestiges retrouvés. Nous supposons ici que le développement des techniques des sociétés Solutréennes leur ait été indispensable pour survivre puis s'acclimater à un environnement glaciaire.

Badegoulien/Magdalénien : - 26 500/ - 19 000 ans. Les quelques vestiges attribués aux Badegoulien et Magdalénien (■) semblent être datés d'une période à expansion glaciaire maximale pour l'ensemble des massifs (*cf.* Alpes, Vosges, Forêt Noire, Jura, □). L'idée que ces conditions aient pu empêcher l'établissement de populations au niveau régional n'est donc pas vérifiée par les données archéologiques, contrairement à la première phase du MIS 2. De plus, la macrofaune semble revenir par l'apparition de mammifères (chevaux, rennes, ■). En parallèle, l'enregistrement du Bergsee montre quelques variations dans la composition floristique (■), reflétant une réapparition possible de quelques arbres (notamment à partir de 23.5 ka cal. BP, transition marquée par un retour de *Betula* dans les assemblages polliniques). Cette dynamique de végétation est associée à un climat froid (■■) mais humide (■).

Les données du Bergsee montrent ainsi une légère amélioration des conditions climato-environnementales durant la seconde phase du MIS 2 concomitante de l'établissement de populations humaines dans la région du Bergsee. Les conditions n'étant pas des plus favorables, les populations auraient été toutefois limitées, attestant la présence des quelques rares vestiges préhistoriques.

Magdalénien : - 19 000/ - 14 700 ans. La deuxième partie du Magdalénien, caractérisée par une forte croissance démographique au niveau régional (■), est synchrone d'un retrait des

glaciers d'altitude (□). La majeure partie des vestiges préhistoriques datés sont issus d'une macrofaune variée et abondante (■), ce qui reflèterait une plus grande quantité des ressources alimentaires et une diversification de ces dernières, comme le suggèrent notamment Cupillard *et al.* (2014) pour le Jura. En parallèle, l'enregistrement du Bergsee reflète une phase steppique prononcée (■) associée à des conditions climatiques extrèmement froides et sèches (■■■), ce qui correspond au HS 1/GS-2.1a (■).

Les données du Bergsee indiqueraient qu'à cette période, une végétation steppique avec quelques arbustes aurait pu favoriser le développement d'une macrofaune diversifiée et abondante. Les hommes auraient alors pu exploiter ces nouvelles ressources par des outils et des techniques de chasse innovants. Ceci expliquerait à la fois la forte croissance démographique des sociétés Magdalénienne et leur développement culturel et artistique. Le fort contraste entre la croissance démographique et le climat glaciaire extrême de cette fin de MIS 2 pourrait supposer que les sociétés Magdaléniennes ont pu se détacher de conditions environnementales particulièrement inhospitalières grâce à des techniques de subsistance performantes.

Chapitre 7

Conclusion & Perspectives

En conclusion de ce travail de thèse, il faut ici répondre aux problématiques évoquées en début de manuscrit :

A la question « *Comment la végétation en Europe occidentale a-t-elle répondu à la variabilité climatique moyenne et haute fréquences enregistrée pour la région nord-atlantique des 50 000 dernières années ?* », l'enregistrement du Bergsee a permis de reconstruire une succession de phases à steppe et de formations forestières. Cette variabilité de la végétation peut être considérée à différentes échelles temporelles, avec pour chacune d'entre elles un lien établi avec une variabilité climatique définie :

- A l'échelle pluri-millénaire : durant le MIS 3 (45 – 30 ka cal. BP), la variabilité de la végétation au Bergsee est marquée, caractérisée par des changements de forte amplitude (notamment les interstades amenant à une végétation à tendance forestière), tandis qu'une végétation steppique est globalement reconstruite durant le MIS 2 (30 – 14.7 ka cal. BP). Des évolutions de la végétation typiques de l'interstade Tardiglaciaire, à savoir la mise en place de forêts mixtes ou boréales via une succession *Juniperus* – *Betula* – *Pinus*, sont par ailleurs reconstruites au Bergsee et à Lapsou. La période Holocène (à partir de 11.7 ka cal. BP) est quant à elle caractérisée par le développement de forêts mésophiles.

- De l'échelle séculaire à millénaire : les amplitudes des changements de végétation diffèrent selon l'interstade et/ou le stade (*i.e.* GI/GS) depuis 50 ka. Ces différences de dynamique de végétation font suggérer que des formations forestières plus ou moins développées aient pu caractériser les interstades de fin de MIS 3, en particulier les GIs 8 et 7 pour lesquels une succession végétale de type interstade Tardiglaciaire semble avoir abouti à une forêt boréale.

Il est à préciser qu'une steppe à forte dominante d'armoise est reconstruite pour quatre stades (37.8 – 36.8, 30 – 28.5, 25.8 – 23.5 et 17.3 – 14.5 ka cal. BP), appelés ici stades de Heinrich (HSs 4 à 1). Cette observation suggère des périodes au climat particulièrement froid et sec, conséquence des événements de Heinrich.

Ces éléments nous permettent de démontrer que l'environnement de l'Europe de l'Ouest était sous contrôle des dynamiques des calottes glaciaires et de la dynamique océanique durant la dernière période glaciaire.

Ensuite, à la question « *Comment le climat a-t-il évolué durant la dernière période glaciaire (50 – 14.7 ka cal. BP) en Europe de l'Ouest ?* », les quantifications climatiques sur les données de végétation du Bergsee fournissent ici de nouveaux éléments de réponse, notamment sur l'amplitude des changements ayant affecté cette région. Le climat est ici reconstruit à l'échelle locale à micro-régionale, des estimations qui sont confortées par des proxies indépendants de la végétation (notamment par les chironomes) :

- Globalement, le MIS 3 est caractérisé par un climat humide et assez tempéré comparé au MIS 2 particulièrement froid et sec. Cette différence peut être reliée à la fréquence et l'amplitude élevées des interstades (*e.g.* GIs 8 et 7) durant le MIS 3, tandis que la présence de trois stades de Heinrich (HSs 3 à 1) supportent la tendance glaciaire du MIS 2.
- A l'échelle séculaire, les quantifications climatiques mettent en évidence des changements rapides et cohérents avec ceux définis par les enregistrements nord-atlantiques glaciaires ou marins.

Ces résultats supportent donc une influence directe des dynamiques des calottes polaires et de l'océan sur les climats de l'Europe de l'Ouest.

Enfin, à la question « *Comment les enregistrements du Bergsee et de Lapsou se placent-ils par rapport aux enregistrements déjà disponibles ?* », les différentes comparaisons avec les enregistrements disponibles à l'échelle régionale ont révélé des correspondances (en termes de végétation et de climat) avec les profils paléo-environnementaux d'Europe occidentale (*i.e.* proches de l'Atlantique et des calottes polaires). Ces résultats confortent ainsi la vraisemblance des données du Bergsee et de Lapsou et leur intégration dans un cadre régional centré sur l'Europe de l'Ouest.

Ces travaux de comparaison ont aussi permis de répondre à la question « *Comment le Bergsee peut-il contribuer à une meilleure compréhension des changements environnementaux de la dernière période glaciaire et des mécanismes qui les régissent ?* ». En effet, en comparaison des enregistrements paléo-environnementaux référencés pour la dernière période glaciaire et à l'échelle du continent européen, la résolution continue et séculaire appliquée au Bergsee a permis la détection de l'ensemble des changements environnementaux et climatiques ainsi que de leur correspondance avec la variabilité haute fréquence enregistrée pour l'Atlantique Nord. De plus, l'amplitude, la physionomie (phases) et la durée des changements enregistrés (notamment les HSs) sont ici définies. Elles ont permis d'entrevoir des origines similaires pour un grand nombre

d'événements, certaines particularités suggérant tout de même des différences dans les mécanismes (comme les sources des IRDs).

Cependant, comme dans tout travail de thèse et de recherche plus généralement, certaines limites sont apparues. Nous retiendrons ici des quantifications climatiques sur- ou sous-estimées, notamment lors des phases de transitions végétales et celles à dominante steppique. De telles erreurs peuvent être expliquées par des biais méthodologiques, comme ceux liés à un manque d'analogues ou des changements de végétation trop moyennés quand ils correspondent ou traduisent des réponses à des événements courts (*e.g.* GIs 4 et 3). On sait aussi que la végétation est influencée par plusieurs facteurs autres que des paramètres climatiques. La quantité de lumière ou la concentration de CO_2 atmosphérique ont ainsi un rôle prépondérant sur la distribution des espèces, mais il est encore difficile de prendre en compte ces paramètres dans les modèles appliqués ici. Enfin, la végétation n'étant pas sensible à tous les paramètres climatiques, il est par exemple difficile de quantifier les températures estivales sur ce proxy. Pour pallier ces problèmes, on pourrait donc i) affiner la résolution temporelle pour les événements les plus courts (GIs 3 et 4), afin de caractériser plus précisément la dynamique climatique et la réponse de la végétation à l'échelle de l'Europe de l'ouest ; ii) développer l'approche multi-proxy initiée dans la thèse afin de reconstruire l'évolution du contexte climato-environnemental de la dernière période glaciaire intégrant la dynamique de toutes les composantes de l'écosystème ; iii) développer les quantifications climatiques sur les pollens, afin d'appliquer une approche multi-méthodes et pallier les biais liés au CO_2 notamment (LGM) Dans des perspectives plus larges, il serait intéressant de comparer les changements paléo-environnementaux, notamment les plus rapides, avec les changements climatiques actuels et futurs afin d'en modéliser les conséquences sur les environnements. Une des solutions envisagées est de proposer un enregistrement paléo-environnemental couvrant une période allant jusqu'au dernier interglaciaire, à savoir l'Eemien il y a 130 000 ans dans le but de retracer une période passée de fort réchauffement. Cet objectif impliquerait un nouveau carottage. Enfin, il apparait intéressant de mettre en contexte les données climato-environnementales avec les données archéologiques, dans l'objectif de déterminer le contexte de vie des populations passées. Ce travail de thèse en est un préambule, par la mise en miroir de l'enregistrement du Bergsee avec des données de présences préhistoriques locales à régionales, et invite à produire de nouveaux enregistrements continus et à haute résolution de l'histoire de l'environnement.

Bibliographie

ABBOTT, M. B., EDWARDS, M. E. et FINNEY, B. P. (2010). A 40,000-yr record of environmental change from Burial Lake in Northwest Alaska. *Quaternary Research*, 74(1):156–165.

ALLEN, J. R., WATTS, W. A. et HUNTLEY, B. (2000). Weichselian palynostratigraphy, palaeovegetation and palaeoenvironment ; the record from lago grande di monticchio, southern italy. *Quaternary International*, 73:91–110.

ALLEN, J. R. M., BRANDT, U., BRAUER, A., HUBBERTEN, H.-W., HUNTLEY, B., KELLER, J., KRAML, M., MACKENSEN, A., MINGRAM, J., NEGENDANK, J. F. W., NOWACZYK, N. R., OBERHÄNSLI, H., WATTS, W. A., WULF, S. et ZOLITSCHKA, B. (1999). Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period. *Nature*, 400(6746):740–743.

ALLEN, R., SIEGERT, M. J. et PAYNE, A. J. (2008). Reconstructing glacier-based climates of LGM Europe and Russia – Part 1 : Numerical modelling and validation methods. *Clim. Past*, 4(4): 235–248.

ALLEY, R. et MACAYEAL, D. (1994). Ice-rafted debris associated with binge/purge oscillations of the laurentide ice sheet. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 9(4):503–511.

ALLEY, R. B. (1998). Palaeoclimatology : Icing the north atlantic. *Nature*, 392(6674):335.

ALLEY, R. B., SHUMAN, C. A., MEESE, D. A., GOW, A. J., TAYLOR, K. C., CUFFEY, K. M., FITZPATRICK, J. J., GROOTES, P. M., ZIELINSKI, G. A., RAM, M., SPINELLI, G. et ELDER, B. (1997). Visual-stratigraphic dating of the GISP2 ice core : Basis, reproducibility, and application. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 102(C12):26367–26381.

ALVAREZ-SOLAS, J., ROBINSON, A., MONTOYA, M. et RITZ, C. (2013). Iceberg discharges of the last glacial period driven by oceanic circulation changes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, page 201306622.

AMMANN, B., VAN LEEUWEN, J. F., VAN DER KNAAP, W. O., LISCHKE, H., HEIRI, O. et TINNER, W. (2013). Vegetation responses to rapid warming and to minor climatic fluctuations during the late-glacial interstadial (gi-1) at gerzensee (switzerland). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 391:40–59.

AMMANN, S. et TOSOLSKI, K. (1983). *Vegetational Development During the Late-Wurm at Lobsigensee (swiss Plateau). Studies in the Late Quaternary of Lobsigensee 1.* Revue de Paleobiologie.

AMON, L., VESKI, S., HEINSALU, A. et SAARSE, L. (2012). Timing of lateglacial vegetation dynamics and respective palaeoenvironmental conditions in southern estonia : evidence from the sediment record of lake nakri. *Journal of Quaternary Science*, 27(2):169–180.

AMPEL, L., BIGLER, C., WOHLFARTH, B., RISBERG, J., LOTTER, A. F. et VERES, D. (2010). Modest summer temperature variability during DO cycles in western Europe. *Quaternary Science Reviews*, 29(11–12):1322–1327.

AMPEL, L., WOHLFARTH, B., RISBERG, J. et VERES, D. (2008). Paleolimnological response to millennial and centennial scale climate variability during MIS 3 and 2 as suggested by the diatom record in Les Echets, France. *Quaternary Science Reviews*, 27(15–16):1493–1504.

ANDERSEN, K. K., SVENSSON, A., JOHNSEN, S. J., RASMUSSEN, S. O., BIGLER, M., RÖTHLISBERGER, R., RUTH, U., SIGGAARD-ANDERSEN, M.-L., PEDER STEFFENSEN, J., DAHL-JENSEN, D., VINTHER, B. M. et CLAUSEN, H. B. (2006). The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15–42 ka. Part 1 : constructing the time scale. *Quaternary Science Reviews*, 25(23–24):3246–3257.

ANTOINE, P., ROUSSEAU, D.-D., MOINE, O., KUNESCH, S., HATTÉ, C., LANG, A., TISSOUX, H. et ZÖLLER, L. (2009). Rapid and cyclic aeolian deposition during the Last Glacial in European loess : a high-resolution record from Nussloch, Germany. *Quaternary Science Reviews*, 28(25): 2955–2973.

ARNAUD, F., POULENARD, J., GIGUET-COVEX, C., WILHELM, B., RÉVILLON, S., JENNY, J.-P., REVEL, M., ENTERS, D., BAJARD, M., FOUINAT, L. *et al.* (2016). Erosion under climate and human pressures : An alpine lake sediment perspective. *Quaternary Science Reviews*, 152:1–18.

ATKINSON, T., BRIFFA, K. et COOPE, G. (1987). Seasonal temperatures in britain during the past 22,000 years, reconstructed using beetle remains. *Nature*, 325(6105):587.

AUFFRET, G., ZARAGOSI, S., DENNIELOU, B., CORTIJO, E., VAN ROOIJ, D., GROUSSET, F., PUJOL, C., EYNAUD, F. et SIEGERT, M. (2002). Terrigenous fluxes at the Celtic margin during the last glacial cycle. *Marine Geology*, 188(1):79–108.

BAKKE, J., LIE, Ø., HEEGAARD, E., DOKKEN, T., HAUG, G. H., BIRKS, H. H., DULSKI, P. et NILSEN, T. (2009). Rapid oceanic and atmospheric changes during the younger dryas cold period. *Nature Geoscience*, 2(3):202.

BALDINI, L. M., MCDERMOTT, F., BALDINI, J. U. L., ARIAS, P., CUETO, M., FAIRCHILD, I. J., HOFFMANN, D. L., MATTEY, D. P., MÜLLER, W., NITA, D. C., ONTAÑÓN, R., GARCIÁ-MONCÓ, C. et RICHARDS, D. A. (2015). Regional temperature, atmospheric circulation, and sea-ice variability within the Younger Dryas Event constrained using a speleothem from northern Iberia. *Earth and Planetary Science Letters*, 419:101–110.

BANKS, W. E., D'ERRICO, F., PETERSON, A. T., VANHAEREN, M., KAGEYAMA, M., SEPULCHRE, P., RAMSTEIN, G., JOST, A. et LUNT, D. (2008). Human ecological niches and ranges during the LGM in Europe derived from an application of eco-cultural niche modeling. *Journal of Archaeological Science*, 35(2):481–491.

BARTLEIN, P. J., PRENTICE, I. C. et WEBB III, T. (1986). Climatic response surfaces from pollen data for some eastern north american taxa. *Journal of Biogeography*, pages 35–57.

BATTARBEE, R. W. (2000). Palaeolimnological approaches to climate change, with special regard to the biological record. *Quaternary science reviews*, 19(1-5):107–124.

BEAUDOUIN, C., SUC, J.-P., ACHERKI, N., COURTOIS, L., RABINEAU, M., ALOÏSI, J.-C., SIERRO, F. J. et OBERLIN, C. (2005). Palynology of the northwestern mediterranean shelf (gulf of lions) : First vegetational record for the last climatic cycle. *Marine and Petroleum Geology*, 22(6):845–863.

BECKER, A. (2003). Vom denekamp-interstadial zur gegenwart-30,000 jahre erdgeschichte überliefert in den sedimenten des bergsees bei bad säckingen. *Regio Basiliensis*, 44(3):261–273.

BECKER, A., AMMANN, B., ANSELMETTI, F., HIRT, A., MAGNY, M., MILLET, L., RACHOUD, A., SAMPIETRO, G. et WUTHRICH, C. (2006). Paleoenvironmental studies on Lake Bergsee, Black Forest, Germany. *Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie-Abhandlungen*, 240(3):405–445.

BECKER, A. et ANGELSTEIN, S. (2004). Rand-und subglaziale rinnen in den vorbergen des süd-schwarzwaldes bei bad säckingen, hochrhein. *E&G–Quaternary Science Journal*, 54(1).

BECKER, A., BUCHER, F., DAVENPORT, C. A. et FLISCH, A. (2004). Geotechnical characteristics of post-glacial organic sediments in Lake Bergsee, southern Black Forest, Germany. *Engineering Geology*, 74(1–2):91–102.

BEHRE, K.-E. et VAN DER PLICHT, J. (1992). Towards an absolute chronology for the last glacial period in europe : radiocarbon dates from oerel, northern germany. *Vegetation History and Archaeobotany*, 1(2):111–117.

BELMECHERI, S., NAMIOTKO, T., ROBERT, C., von GRAFENSTEIN, U. et DANIELOPOL, D. L. (2009). Climate controlled ostracod preservation in lake ohrid (albania, macedonia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 277(3-4):236–245.

BENNETT, K. D. et BUCK, C. E. (2016). Interpretation of lake sediment accumulation rates. *The Holocene*, 26(7):1092–1102.

BERTRAN, P., ANDRIEUX, E., ANTOINE, P., COUTARD, S., DESCHODT, L., GARDÈRE, P., HERNANDEZ, M., LEGENTIL, C., LENOBLE, A., LIARD, M., MERCIER, N., MOINE, O., SITZIA, L. et VAN VLIET-LANOË, B. (2014). Distribution and chronology of Pleistocene permafrost features in France : Database and first results. *Boreas*, 43(3):699–711.

BEUG, H. J. (2004). *Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete*. Pfeil, F, München, 1 édition.

BILLUPS, K. et SCHRAG, D. (2002). Paleotemperatures and ice volume of the past 27 myr revisited with paired mg/ca and 18o/16o measurements on benthic foraminifera. *Paleoceanography*, 17(1):3–1.

BIRKS, H. (1981). Late wisconsin vegetational and climatic history at kylen lake, northeastern minnesota 1. *Quaternary Research*, 16(3):322–355.

BIRKS, H., TER BRAAK, C., LINE, J., JUGGINS, S. et STEVENSON, A. (1990). Diatoms and ph reconstruction. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B*, 327(1240):263–278.

BIRKS, H. H. et AMMANN, B. (2000). Two terrestrial records of rapid climatic change during the glacial–holocene transition (14,000–9,000 calendar years bp) from europe. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 97(4):1390–1394.

BIRKS, H. H. et BIRKS, H. J. B. (2014). To what extent did changes in July temperature influence Lateglacial vegetation patterns in NW Europe ? *Quaternary Science Reviews*.

BIRKS, H. H., GELORINI, V., ROBINSON, E. et HOEK, W. Z. (2014). Impacts of palaeoclimate change 60 000–8000 years ago on humans and their environments in Europe : Integrating palaeoenvironmental and archaeological data. *Quaternary International*.

BIRKS, H. H., JONES, V. J., BROOKS, S. J., BIRKS, H. J. B., TELFORD, R. J., JUGGINS, S. et PEGLAR, S. M. (2012). From cold to cool in northernmost Norway : Lateglacial and early Holocene multi-proxy environmental and climate reconstructions from Jansvatnet, Hammerfest. *Quaternary Science Reviews*, 33:100–120.

BIRKS, H. J. B. et GORDON, A. D. (1985). *Numerical methods in Quaternary pollen analysis*. Academic press, London.

BIRKS, H. J. B., HEIRI, O., SEPPÄ, H. et BJUNE, A. E. (2011). Strengths and weaknesses of quantitative climate reconstructions based on late-quaternary biological proxies. *Open Ecology Journal*, 3(1):68–110.

BJÖRKMAN, L., FEURDEAN, A., CINTHIO, K., WOHLFARTH, B. et POSSNERT, G. (2002). Lateglacial and early Holocene vegetation development in the Gutaiului Mountains, northwestern Romania. *Quaternary Science Reviews*, 21(8–9):1039–1059.

BLAAUW, M. (2010). Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology*, 5(5):512–518.

BLAGA, C. I., REICHART, G.-J., SCHOUTEN, S., LOTTER, A. F., WERNE, J. P., KOSTEN, S., MAZZEO, N., LACEROT, G. et DAMSTÉ, J. S. S. (2010). Branched glycerol dialkyl glycerol tetraethers in lake sediments : can they be used as temperature and ph proxies ? *Organic Geochemistry*, 41(11):1225–1234.

BLOCKLEY, S. P. E., LANE, C. S., HARDIMAN, M., RASMUSSEN, S. O., SEIERSTAD, I. K., STEFFENSEN, J. P., SVENSSON, A., LOTTER, A. F., TURNEY, C. S. M. et BRONK RAMSEY, C. (2012). Synchronisation of palaeoenvironmental records over the last 60,000 years, and an extended INTIMATE event stratigraphy to 48,000 b2k. *Quaternary Science Reviews*, 36:2–10.

BLOCKLEY, S. P. E., LANE, C. S., LOTTER, A. F. et POLLARD, A. M. (2007). Evidence for the presence of the Vedde Ash in Central Europe. *Quaternary Science Reviews*, 26(25–28):3030–3036.

BLUNIER, T. et BROOK, E. J. (2001). Timing of millennial-scale climate change in antarctica and greenland during the last glacial period. *Science*, 291(5501):109–112.

BLUNIER, T., CHAPPELLAZ, J., SCHWANDER, J., DÄLLENBACH, A., STAUFFER, B., STOCKER, T., RAYNAUD, D., JOUZEL, J., CLAUSEN, H.-l., HAMMER, C. *et al.* (1998). Asynchrony of antarctic and greenland climate change during the last glacial period. *Nature*, 394(6695):739.

BOCHERENS, H., FIZET, M., MARIOTTI, A., OLIVE, C., BELLON, G. et BILLIOU, D. (1991). Application de la biogéochimie isotopique (13c, 15n) à la détermination du régime alimentaire des populations humaines et animales durant les périodes antique et médiévale. *Archives des sciences, Genève*, 44(3):329–340.

BOCHERENS, H., STILLER, M., HOBSON, K. A., PACHER, M., RABEDER, G., BURNS, J. A., TÜTKEN, T. et HOFREITER, M. (2011). Niche partitioning between two sympatric genetically distinct cave bears (Ursus spelaeus and Ursus ingressus) and brown bear (Ursus arctos) from Austria : Isotopic evidence from fossil bones. *Quaternary International*, 245(2):238–248.

BOHN, U., NEUHÄUSL, R., HETTWER, C., GOLLUB, G. et WEBER, H. (2000). Karte der natürlichen vegetation europas–map of the natural vegetation of europe. maβstab/scale 1 : 2500000. part 1 : Explanatory text (in german) with cdrom. part 2 : Legend (german/english), part 3 : Map. *Bundesamt für Naturschutz, Bonn*.

BOND, G., SHOWERS, W., CHESEBY, M., LOTTI, R., ALMASI, P., PRIORE, P., CULLEN, H., HAJDAS, I., BONANI, G. *et al.* (1997). A pervasive millennial-scale cycle in north atlantic holocene and glacial climates. *science*, 278(5341):1257–1266.

BOND, G. C. et LOTTI, R. (1995). Iceberg discharges into the north atlantic on millennial time scales during the last glaciation. *Science (New York, N.Y.)*, 267(5200):1005–1010.

BORDON, A. (2008). Dynamique de la végétation et variations climatiques dans les balkans au cours du dernier cycle climatique apartir des séquences polliniques des lacs maliq et ochrid (albanie). *Unpublished PhD thesis, Université de Besancon, France*.

BORDON, A., PEYRON, O., LÉZINE, A.-M., BREWER, S. et FOUACHE, E. (2009). Pollen-inferred Late-Glacial and Holocene climate in southern Balkans (Lake Maliq). *Quaternary International*, 200(1–2):19–30.

BOS, J. A. A. (2001). Lateglacial and Early Holocene vegetation history of the northern Wetterau and the Amöneburger Basin (Hessen), central-west Germany. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 115(3–4):177–204.

BOTTEMA, S. (1974). *Late Quaternary vegetation history of northwestern Greece*, volume 1. VRB Offsetdrukkerij.

BOTTEMA, S. (2016). Pollen analytical investigations in thessaly (greece). *Palaeohistoria*, 21:19–40.

BOUT-ROUMAZEILLES, V., COMBOURIEU NEBOUT, N., PEYRON, O., CORTIJO, E., LANDAIS, A. et MASSON-DELMOTTE, V. (2007). Connection between South Mediterranean climate and North African atmospheric circulation during the last 50,000 yr BP North Atlantic cold events. *Quaternary Science Reviews*, 26:3197–3215.

BRADLEY, R. S. et ENGLAND, J. H. (2008). The younger dryas and the sea of ancient ice. *Quaternary Research*, 70(1):1–10.

BRAUER, A., ALLEN, J. R. M., MINGRAM, J., DULSKI, P., WULF, S. et HUNTLEY, B. (2007). Evidence for last interglacial chronology and environmental change from Southern Europe. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104(2):450–455.

BRAUER, A., ENDRES, C. et NEGENDANK, J. F. W. (1999). Lateglacial calendar year chronology based on annually laminated sediments from Lake Meerfelder Maar, Germany. *Quaternary International*, 61(1):17–25.

BRAUER, A., MINGRAM, J., FRANK, U., GÜNTER, C., SCHETTLER, G., WULF, S., ZOLITSCHKA, B. et NEGENDANK, J. F. (2000). Abrupt environmental oscillations during the early weichselian recorded at lago grande di monticchio, southern italy. *Quaternary International*, 73:79–90.

BREWER, S., CHEDDADI, R., DE BEAULIEU, J. et REILLE, M. (2002). The spread of deciduous quercus throughout europe since the last glacial period. *Forest ecology and management*, 156(1-3):27–48.

BRISSET, E., GUITER, F., MIRAMONT, C., REVEL, M., ANTHONY, E. J., DELHON, C., ARNAUD, F., MALET, E. et DE BEAULIEU, J.-L. (2015). Lateglacial/Holocene environmental changes in the Mediterranean Alps inferred from lacustrine sediments. *Quaternary Science Reviews*, 110:49–71.

BRISSET, E., GUITER, F., MIRAMONT, C., TROUSSIER, T., SABATIER, P., POHER, Y., CARTIER, R., ARNAUD, F., MALET, E. et ANTHONY, E. J. (2017). The overlooked human influence in historic and prehistoric floods in the european alps. *Geology*, 45(4):347–350.

BROECKER, W. S. (1975). Climatic change : are we on the brink of a pronounced global warming ? *Science*, 189(4201):460–463.

BROECKER, W. S., YU, J. et PUTNAM, A. E. (2015). Two contributors to the glacial CO2 decline. *Earth and Planetary Science Letters*, 429:191–196.

BROMLEY, G. R., PUTNAM, A. E., RADEMAKER, K. M., LOWELL, T. V., SCHAEFER, J. M., HALL, B., WINCKLER, G., BIRKEL, S. D. et BORNS, H. W. (2014). Younger dryas deglaciation of scotland driven by warming summers. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, page 201321122.

BROOKS, S. J. (2006). Fossil midges (diptera : Chironomidae) as palaeoclimatic indicators for the eurasian region. *Quaternary Science Reviews*, 25(15-16):1894–1910.

BROOKS, S. J. et LANGDON, P. G. (2014). Summer temperature gradients in northwest Europe during the Lateglacial to early Holocene transition (15–8 ka BP) inferred from chironomid assemblages. *Quaternary International*, 341:80–90.

BROSTRÖM, A., NIELSEN, A. B., GAILLARD, M.-J., HJELLE, K., MAZIER, F., BINNEY, H., BUNTING, J., FYFE, R., MELTSOV, V., POSKA, A. *et al.* (2008). Pollen productivity estimates of key european plant taxa for quantitative reconstruction of past vegetation : a review. *Vegetation history and archaeobotany*, 17(5):461–478.

BRUCE RAILSBACK, L., GIBBARD, P., HEAD, M., VOARINTSOA, N. R. et TOUCANNE, S. (2015). An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quaternary Science Reviews*, 111:94–106.

CAMPY, M. (1992). Palaeogeographical relationships between alpine and jura glaciers during the two last pleistocene glaciations. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 93(1-2):1–12.

CAPRON, E., LANDAIS, A., CHAPPELLAZ, J., SCHILT, A., BUIRON, D., DAHL-JENSEN, D., JOHNSEN, S. J., JOUZEL, J., LEMIEUX-DUDON, B., LOULERGUE, L., LEUENBERGER, M., MASSON-DELMOTTE, V., MEYER, H., OERTER, H. et STENNI, B. (2010). Millennial and sub-millennial scale climatic variations recorded in polar ice cores over the last glacial period. *Clim. Past*, 6(3):345–365.

CHEDDADI, R., MAMAKOWA, K., GUIOT, J., DE BEAULIEU, J.-L., REILLE, M., ANDRIEU, V., GRANOSZEWSKI, W. et PEYRON, O. (1999). Was the climate of the eemian stable ? a quantitative climate reconstruction from seven european pollen records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 143(1-3):73–85.

CHEDDADI, R., VENDRAMIN, G. G., LITT, T., FRANÇOIS, L., KAGEYAMA, M., LORENTZ, S., LAURENT, J.-M., DE BEAULIEU, J.-L., SADORI, L., JOST, A. *et al.* (2006). Imprints of glacial refugia in the modern genetic diversity of pinus sylvestris. *Global Ecology and Biogeography*, 15(3):271–282.

CHEN, J., LV, F., HUANG, X., BIRKS, H. J. B., TELFORD, R. J., ZHANG, S., XU, Q., ZHAO, Y., WANG, H., ZHOU, A. *et al.* (2017). A novel procedure for pollen-based quantitative paleoclimate reconstructions and its application in china. *Science China Earth Sciences*, 60(11):2059–2066.

CLARK, P. U., DYKE, A. S., SHAKUN, J. D., CARLSON, A. E., CLARK, J., WOHLFARTH, B., MITROVICA, J. X., HOSTETLER, S. W. et MCCABE, A. M. (2009). The Last Glacial Maximum. *Science*, 325(5941):710–714.

COLIN, F. (1966). *Etude géologique du volcanisme basaltique de'Aubrac (Massif Central français) : Mémoire présenté le 22 octobre 1966 comme thèse de doctorat d'etat devant la faculté des sciences de Clermont-Ferrand*. BRGM.

COMBOURIEU NEBOUT, N., PEYRON, O., DORMOY, I., DESPRAT, S., BEAUDOUIN, C., KOTTHOFF, U. et MARRET, F. (2009). Rapid climatic variability in the west Mediterranean during the last 25 000 years from high resolution pollen data. *Clim. Past*, 5(3):503–521.

COMBOURIEU NEBOUT, N., TURON, J. L., ZAHN, R., CAPOTONDI, L., LONDEIX, L. et PAHNKE, K. (2002). Enhanced aridity and atmospheric high-pressure stability over the western Mediterranean during the North Atlantic cold events of the past 50 k.y. *Geology*, 30(10):863–866.

CONARD, N. et MOREAU, L. (2004). Current Research on the Gravettian of the Swabian Jura. *Mitteilungen des Gesellschaft für Urgeschichte*, 13.

CONARD, N. J. et BOLUS, M. (2003). Radiocarbon dating the appearance of modern humans and timing of cultural innovations in Europe : new results and new challenges. *Journal of Human Evolution*, 44(3):331–371.

CONARD, N. J., MÜNZEL, S., KITAGAWA, K., KRÖNNECK, P. et MÜNZEL, S. C. (2012). Exploring cave use and exploitation among cave bears, carnivores and hominins in the swabian jura, germany. *Journal of taphonomy*, 10(3):439–461.

CORTIJO, E., DUPLESSY, J.-C., LABEYRIE, L., DUPRAT, J. et PAILLARD, D. (2005). Heinrich events : hydrological impact. *Comptes Rendus Geoscience*, 337:897–907.

CORTIJO, E., LABEYRIE, L., VIDAL, L., VAUTRAVERS, M., CHAPMAN, M., DUPLESSY, J.-C., ELLIOT, M., ARNOLD, M., TURON, J.-L. et AUFFRET, G. (1997). Changes in sea surface hydrology associated with Heinrich event 4 in the North Atlantic Ocean between 40° and 60°N. *Earth and Planetary Science Letters*, 146(1):29–45.

COX, P. M., BETTS, R. A., JONES, C. D., SPALL, S. A. et TOTTERDELL, I. J. (2000). Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature*, 408(6809): 184.

CREMA, E. R., BEVAN, A. et SHENNAN, S. (2017). Spatio-temporal approaches to archaeological radiocarbon dates. *Journal of Archaeological Science*, 87:1–9.

CREMA, E. R., HABU, J., KOBAYASHI, K. et MADELLA, M. (2016). Summed probability distribution of 14c dates suggests regional divergences in the population dynamics of the jomon period in eastern japan. *PLoS One*, 11(4):e0154809.

CRUTZEN, P. J. (2002). Geology of mankind. *Nature*, 415(6867):23.

CUPILLARD, C., FORNAGE, S. et MALGARINI, R. (2013). Le paléolithique supérieur ancien dans le quart nord-est de la france : l'exemple de la franche-comté. *In Environnement, chronologie et faciès culturels. Méemoire LVI de la Société préehistorique*, pages 351–363.

CUPILLARD, C., MAGNY, M., BOCHERENS, H., BRIDAULT, A., BÉGEOT, C., BICHET, V., BOSSUET, G., DRUCKER, D. G., GAUTHIER, E., JOUANNIC, G., MILLET, L., RICHARD, H., RIUS, D., RUFFALDI, P. et WALTER-SIMONNET, A.-V. (2014). Changes in ecosystems, climate and societies in the Jura Mountains between 40 and 8 ka cal BP. *Quaternary International*.

CURRAT, M. et EXCOFFIER, L. (2004). Modern humans did not admix with neanderthals during their range expansion into europe. *PLoS biology*, 2(12):2264–2274.

DAHL, E. *et al.* (1998). *The phytogeography of northern Europe : British Isles, Fennoscandia, and adjacent areas*, volume 297. Cambridge university press Cambridge.

DANSGAARD, W., JOHNSEN, S. J., CLAUSEN, H. B., DAHL-JENSEN, D., GUNDESTRUP, N. S., HAMMER, C. U., HVIDBERG, C. S., STEFFENSEN, J. P., SVEINBJÖRNSDOTTIR, A. E., JOUZEL, J. et BOND, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364(6434):218–220.

DAVID, F. (2001). Le tardiglaciaire des ételles (alpes françaises du nord) : instabilité climatique et dynamique de végétation. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series III-Sciences de la Vie*, 324(4):373–380.

DAVID, F. et BARBERO, M. (1995). De l'histoire du genre Betula dans les Alpes Françaises du Nord. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 89(3):455–467.

DE ABREU, L. (2000). *High resolution Palaeoceanography off Portugal during the last two Glacial Cycles*. Thèse de doctorat, University of Cambridge.

DE BEAULIEU, J. d., PONS, A. et REILLE, M. (1985). Recherches pollenanalytiques sur l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation des monts d'aubrac (massif central, france). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 44(1-2):37–80.

DE BEAULIEU, J.-L., BRUGIAPAGLIA, E., JOANNIN, S., GUITER, F., ZANCHETTA, G., WULF, S., PEYRON, O., BERNARDO, L., DIDIER, J., STOCK, A., RIUS, D. et MAGNY, M. (2017). Lateglacial-Holocene abrupt vegetation changes at Lago Trifoglietti in Calabria, Southern Italy : The setting of ecosystems in a refugial zone. *Quaternary Science Reviews*, 158:44–57.

DE BEAULIEU, J.-L., PONS, A. et REILLE, M. (1982). Recherches pollenanalytiques sur l'histoire de la végétation de la bordure nord du massif du cantal (massif central, france). *Pollen et spores*.

DE BEAULIEU, J.-L., PONS, A. et REILLE, M. (1991). La végétation du massif central depuis 15 000 ans (the history of the vegetation in the massif central for 15000 years). *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 68(1):3–10.

DE BEAULIEU, J. L. et REILLE, M. (1992a). The last climatic cycle at La Grande Pile (Vosges, France) a new pollen profile. *Quaternary Science Reviews*, 11(4):431–438.

DE BEAULIEU, J.-L. et REILLE, M. (1992b). Long Pleistocene pollen sequences from the Velay Plateau (Massif Central, France). *Vegetation History and Archaeobotany*, 1(4):233–242.

DE JONG, E., NESTOR, P. et PENNOCK, D. J. (1998). The use of magnetic susceptibility to measure long-term soil redistribution. *Catena*, 32(1):23–35.

DENÈFLE, M., LÉZINE, A.-M., FOUACHE, E. et DUFAURE, J.-J. (2000). A 12,000-year pollen record from lake maliq, albania. *Quaternary Research*, 54(3):423–432.

DENNELL, R. W. (2004). Hominid dispersals and asian biogeography during the lower and early middle pleistocene, c. 2.0-0.5 mya. *Asian Perspectives*, pages 205–226.

DEPAEPE, P. (2009). *La France du paléolithique*. Éditions La Découverte.

DI RITA, F., ANZIDEI, A. P. et MAGRI, D. (2013). A Lateglacial and early Holocene pollen record from Valle di Castiglione (Rome) : Vegetation dynamics and climate implications. *Quaternary International*, 288:73–80.

DI RITA, F., CELANT, A., MILLI, S. et MAGRI, D. (2015). Lateglacial–early Holocene vegetation history of the Tiber delta (Rome, Italy) under the influence of climate change and sea level rise. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 218:204–216.

DIEDRICH, C. (2013). Impact of the German Harz Mountain Weichselian ice-shield and valley glacier development onto Palaeolithic and megafauna disappearances. *Quaternary Science Reviews*, 82:167–198.

DONNER, J. (2005). *The quaternary history of Scandinavia*, volume 7. Cambridge University Press.

DRUCKER, D. G., BRIDAULT, A. et CUPILLARD, C. (2012). Environmental context of the Magdalenian settlement in the Jura Mountains using stable isotope tracking (13c, 15n, 34s) of bone collagen from reindeer (Rangifer tarandus). *Quaternary International*, 272-273:322–332.

DRUCKER, D. G., VERCOUTÈRE, C., CHIOTTI, L., NESPOULET, R., CRÉPIN, L., CONARD, N. J., MÜNZEL, S. C., HIGHAM, T., VAN DER PLICHT, J., LÁZNIČKOVÁ-GALETOVÁ, M. et BOCHERENS, H. (2015). Tracking possible decline of woolly mammoth during the Gravettian in Dordogne (France) and the Ach Valley (Germany) using multi-isotope tracking (13c, 14c, 15n, 34s, 18o). *Quaternary International*, 359-360:304–317.

DUPRAT-OUALID, F., RIUS, D., BÉGEOT, C., MAGNY, M., MILLET, L., WULF, S. et APPELT, O. (2017). Vegetation response to abrupt climate changes in Western Europe from 45 to 14.7k cal a BP : the Bergsee lacustrine record (Black Forest, Germany). *Journal of Quaternary Science*, 32(7):1008 – 1021.

D'ERRICO, F., BANKS, W. E., VANHAEREN, M., LAROULANDIE, V. et LANGLAIS, M. (2011). Pacea geo-referenced radiocarbon database. *PaleoAnthropology*, 2011:1–12.

D'ERRICO, F. et SÁNCHEZ GOÑI, M. F. (2003). Neandertal extinction and the millennial scale climatic variability of ois 3. *Quaternary Science Reviews*, 22(8-9):769–788.

EHLERS, J. et GIBBARD, P. L. (2004). *Quaternary glaciations-extent and chronology : Part I : Europe*, volume 2. Elsevier.

ELENGA, H., PEYRON, O., BONNEFILLE, R., JOLLY, D., CHEDDADI, R., GUIOT, J., ANDRIEU, V., BOTTEMA, S., BUCHET, G., DE BEAULIEU, J.-L. *et al.* (2000). Pollen-based biome reconstruction for southern europe and africa 18,000 yr bp. *Journal of Biogeography*, 27(3):621–634.

EMILIANI, C. (1955). Pleistocene Temperatures. *The Journal of Geology*, 63(6):538–578.

ENGELS, S., BOHNCKE, S. J., HEIRI, O., SCHABER, K. et SIROCKO, F. (2008). The lacustrine sediment record of oberwinkler maar (eifel, germany) : Chironomid and macro-remain-based inferences of environmental changes during oxygen isotope stage 3. *Boreas*, 37(3):414–425.

ENGELS, S., VAN GEEL, B., BUDDELMEIJER, N. et BRAUER, A. (2015). High-resolution palynological evidence for vegetation response to the Laacher See eruption from the varved record of Meerfelder Maar (Germany) and other central European records. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 221:160–170.

ERSCHBAMER, B. et RETTER, V. (2004). How long can glacier foreland species live ? *Flora - Morphology, Distribution, Functional Ecology of Plants*, 199(6):500–504.

EUSTERHUES, K., LECHTERBECK, J., SCHNEIDER, J. et WOLF-BROZIO, U. (2002). Late- and Post-Glacial evolution of Lake Steisslingen (I). : Sedimentary history, palynological record and inorganic geochemical indicators. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 187(3–4): 341–371.

EYNAUD, F., de ABREU, L., VOELKER, A., SCHÖNFELD, J., SALGUEIRO, E., TURON, J.-L., PENAUD, A., TOUCANNE, S., NAUGHTON, F., SÁNCHEZ GOÑI, M. F., MALAIZÉ, B. et CACHO, I. (2009). Position of the Polar Front along the western Iberian margin during key cold episodes of the last 45 ka. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(7):Q07U05.

FAEGRI, K. et IVERSEN, J. (1989). Textbook of pollen analysis (4th edn by faegri, k., kaland, pe & krzywinski, k.).

FAUQUETTE, S., GUIOT, J. et SUC, J.-P. (1998). A method for climatic reconstruction of the mediterranean pliocene using pollen data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 144(1-2):183–201.

FEURDEAN, A., KLOTZ, S., BREWER, S., MOSBRUGGER, V., TĂMAŞ, T. et WOHLFARTH, B. (2008). Lateglacial climate development in NW Romania — Comparative results from three quantitative pollen-based methods. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 265(1):121–133.

FEURDEAN, A., PERŞOIU, A., TANŢĂU, I., STEVENS, T., MAGYARI, E. K., ONAC, B. P., MARKOVIĆ, S., ANDRIČ, M., CONNOR, S., FĂRCAŞ, S., GAŁKA, M., GAUDENY, T., HOEK, W., KOLACZEK, P., KUNEŠ, P., LAMENTOWICZ, M., MARINOVA, E., MICHCZYŃSKA, D. J., PERŞOIU, I., PŁÓCIENNIK, M., SŁOWIŃSKI, M., STANCIKAITE, M., SUMEGI, P., SVENSSON, A., TĂMAŞ, T., TIMAR, A., TONKOV, S., TOTH, M., VESKI, S., WILLIS, K. J. et ZERNITSKAYA, V. (2014). Climate variability and associated vegetation response throughout Central and Eastern Europe (CEE) between 60 and 8 ka. *Quaternary Science Reviews*.

FIEBIG, M., HERBST, P., DRESCHER-SCHNEIDER, R., LÜTHGENS, C., LOMAX, J. et DOPPLER, G. (2014). Some remarks about a new Last Glacial record from the western Salzach foreland glacier basin (Southern Germany). *Quaternary International*, 328–329:107–119.

FINKENBINDER, M. S., ABBOTT, M. B., FINNEY, B. P., STONER, J. S. et DORFMAN, J. M. (2015). A multi-proxy reconstruction of environmental change spanning the last 37,000 years from Burial Lake, Arctic Alaska. *Quaternary Science Reviews*, 126:227–241.

FINLAYSON, C., FA, D. A., ESPEJO, F. J., CARRIÓN, J. S., FINLAYSON, G., PACHECO, F. G., VIDAL, J. R., STRINGER, C. et RUIZ, F. M. (2008). Gorham's cave, gibraltar—the persistence of a neanderthal population. *Quaternary International*, 181(1):64–71.

FINSINGER, W., TINNER, W., VAN DER KNAAP, W. O. et AMMANN, B. (2006). The expansion of hazel (corylus avellana l.) in the southern alps : a key for understanding its early holocene history in europe ? *Quaternary Science Reviews*, 25(5-6):612–631.

FISCHER, H., SCHÜPBACH, S., GFELLER, G., BIGLER, M., RÖTHLISBERGER, R., ERHARDT, T., STOCKER, T. F., MULVANEY, R. et WOLFF, E. W. (2015). Millennial changes in North American wildfire and soil activity over the last glacial cycle. *Nature Geoscience*, 8(9):723–727.

FLETCHER, W. J. et SÁNCHEZ GOÑI, M. F. (2008). Orbital- and sub-orbital-scale climate impacts on vegetation of the western Mediterranean basin over the last 48,000 yr. *Quaternary Research*, 70(3):451–464.

FLETCHER, W. J., SÁNCHEZ GOÑI, M. F., ALLEN, J. R. M., CHEDDADI, R., COMBOURIEU-NEBOUT, N., HUNTLEY, B., LAWSON, I., LONDEIX, L., MAGRI, D., MARGARI, V., MÜLLER, U. C., NAUGHTON, F., NOVENKO, E., ROUCOUX, K. et TZEDAKIS, P. C. (2010). Millennial-scale variability during the last glacial in vegetation records from Europe. *Quaternary Science Reviews*, 29(21–22):2839–2864.

FLORES, J. (1998). A mathematical model for neanderthal extinction. *Journal of theoretical Biology*, 191(3):295–298.

FLORINETH, D. et SCHLÜCHTER, C. (2000). Alpine Evidence for Atmospheric Circulation Patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Research*, 54(3):295–308.

FOLLIERI, M. (1988). 250,000 year pollen record from valle di castiglione (rome). *Pollen Spores*, 30:329–356.

FONTANA, A., MONEGATO, G., ZAVAGNO, E., DEVOTO, S., BURLA, I. et CUCCHI, F. (2014). Evolution of an Alpine fluvioglacial system at the LGM decay : The Cormor megafan (NE Italy). *Geomorphology*, 204:136–153.

FRANCKE, A., WAGNER, B., JUST, J., LEICHER, N., GROMIG, R., BAUMGARTEN, H., VOGEL, H., LACEY, J. H., SADORI, L., WONIK, T. *et al.* (2016). Sedimentological processes and en-

vironmental variability at lake ohrid (macedonia, albania) between 637 ka and the present. *Biogeosciences*, 13:1179–1196.

FRANKLIN, J. (2010). *Mapping species distributions : spatial inference and prediction*. Cambridge University Press.

FRENZEL, B. (1978). Das problem der riß/würm-warmzeit im deutschen alpenvorland. *Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere, IGCP*, 73(1):24.

FRICKE, H. C. et O'NEIL, J. R. (1999). The correlation between 18o/16o ratios of meteoric water and surface temperature : its use in investigating terrestrial climate change over geologic time. *Earth and Planetary Science Letters*, 170(3):181–196.

FU, Q., POSTH, C., HAJDINJAK, M., PETR, M., MALLICK, S., FERNANDES, D., FURTWÄNGLER, A., HAAK, W., MEYER, M., MITTNIK, A., NICKEL, B., PELTZER, A., ROHLAND, N., SLON, V., TALAMO, S., LAZARIDIS, I., LIPSON, M., MATHIESON, I., SCHIFFELS, S., SKOGLUND, P., DEREVIANKO, A. P., DROZDOV, N., SLAVINSKY, V., TSYBANKOV, A., CREMONESI, R. G., MALLEGNI, F., GÉLY, B., VACCA, E., MORALES, M. R. G., STRAUS, L. G., NEUGEBAUER-MARESCH, C., TESCHLER-NICOLA, M., CONSTANTIN, S., MOLDOVAN, O. T., BENAZZI, S., PERESANI, M., COPPOLA, D., LARI, M., RICCI, S., RONCHITELLI, A., VALENTIN, F., THEVENET, C., WEHRBERGER, K., GRIGORESCU, D., ROUGIER, H., CREVECOEUR, I., FLAS, D., SEMAL, P., MANNINO, M. A., CUPILLARD, C., BOCHERENS, H., CONARD, N. J., HARVATI, K., MOISEYEV, V., DRUCKER, D. G., SVOBODA, J., RICHARDS, M. P., CARAMELLI, D., PINHASI, R., KELSO, J., PATTERSON, N., KRAUSE, J., PÄÄBO, S. et REICH, D. (2016). The genetic history of Ice Age Europe. *Nature*, 534(7606):200–205.

GALY, V., EGLINTON, T., FRANCE-LANORD, C. et SYLVA, S. (2011). The provenance of vegetation and environmental signatures encoded in vascular plant biomarkers carried by the ganges–brahmaputra rivers. *Earth and Planetary Science Letters*, 304(1-2):1–12.

GANDOUIN, E., PONEL, P., ANDRIEU-PONEL, V., FRANQUET, E., DE BEAULIEU, J.-L., REILLE, M., GUITER, F., BRULHET, J., LALLIER-VERGÈS, É., KERAVIS, D., von GRAFENSTEIN, U. et VERES, D. (2007). Past environment and climate changes at the last Interglacial/Glacial transition (Les échets, France) inferred from subfossil chironomids (Insecta). *Comptes Rendus Geoscience*, 339(5):337–346.

GANDOUIN, E., RIOUAL, P., PAILLES, C., BROOKS, S. J., PONEL, P., GUITER, F., DJAMALI, M., ANDRIEU-PONEL, V., BIRKS, H. J. B., LEYDET, M., BELKACEM, D., HAAS, J. N., VAN DER PUTTEN, N. et DE BEAULIEU, J. L. (2016). Environmental and climate reconstruction of the late-glacial-Holocene transition from a lake sediment sequence in Aubrac, French Massif Central : Chironomid and diatom evidence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 461:292–309.

GANOPOLSKI, A. et RAHMSTORF, S. (2001). Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. *Nature*, 409(6817):153.

GAŁKA, M., MIOTK-SZPIGANOWICZ, G., GOSLAR, T., JĘŚKO, M., VAN DER KNAAP, W. O. et LAMENTOWICZ, M. (2013). Palaeohydrology, fires and vegetation succession in the southern Baltic during the last 7500 years reconstructed from a raised bog based on multi-proxy data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 370:209–221.

GENTY, D., COMBOURIEU-NEBOUT, N., PEYRON, O., BLAMART, D., WAINER, K., MANSURI, F., GHALEB, B., ISABELLO, L., DORMOY, I. et von GRAFENSTEIN, U. (2010). Isotopic characterization of rapid climatic events during OIS3 and OIS4 in Villars Cave stalagmites (SW-France) and correlation with Atlantic and Mediterranean pollen records. *Quaternary Science Reviews*, 29(19-20):2799–2820.

GEYH, M., MERKT, J. et MULLER, H. (1971). Sedimentological pollen analytical and isotopic studies of annually laminated sediments in central part of Schleinsee / Germany. *Archiv fur Hydrobiologie*, 69(3):366.

GILPIN, W., FELDMAN, M. W. et AOKI, K. (2016). An ecocultural model predicts neanderthal extinction through competition with modern humans. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 113(8):2134–2139.

GOMMES, R., GRIESER, J. et BERNARDI, M. (2004). Fao agroclimatic databases and mapping tools. *Eur Soc Agron Newsl*, 22:32–36.

GORING, S., PELLATT, M. G., LACOURSE, T., WALKER, I. R. et MATHEWES, R. W. (2009). A new methodology for reconstructing climate and vegetation from modern pollen assemblages : an example from British Columbia. *Journal of Biogeography*, 36(4):626–638.

GRAUEL, A.-L., HODELL, D. A. et BERNASCONI, S. M. (2016). Quantitative estimates of tropical temperature change in lowland Central America during the last 42 ka. *Earth and Planetary Science Letters*, 438:37–46.

GRIESER, J. (2006). New locclim 1.10—local climate estimator. *FAO, Rome*.

GRIMM, E. C. (1987). Coniss : a fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers & geosciences*, 13(1):13–35.

GROOTES, P. M., STUIVER, M., WHITE, J., JOHNSEN, S. et JOUZEL, J. (1993). Comparison of oxygen isotope records from the gisp2 and grip greenland ice cores. *Nature*, 366(6455):552.

GROUSSET, F., CORTIJO, E., HUON, S., HERVÉ, L., RICHTER, T., BURDLOFF, D., DUPRAT, J. et WEBER, O. (2001). Zooming in on Heinrich layers. *Paleoceanography*, 16(3):240–259.

GROUSSET, F., PUJOL, C., LABEYRIE, L., AUFFRET, G. et BOELAERT, A. (2000). Were the North Atlantic Heinrich events triggered by the behavior of the European ice sheets ? *Geology*, 28(2):123.

GUILLEVIC, M., BAZIN, L., LANDAIS, A., STOWASSER, C., MASSON-DELMOTTE, V., BLUNIER, T., EYNAUD, F., FALOURD, S., MICHEL, E., MINSTER, B., POPP, T., PRIÉ, F. et VINTHER, B. M. (2014). Evidence for a three-phase sequence during Heinrich Stadial 4 using a multiproxy approach based on Greenland ice core records. *Clim. Past*, 10(6):2115–2133.

GUIOT, J. (1990). Methodology of the last climatic cycle reconstruction in france from pollen data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 80(1):49–69.

GUIOT, J., DE BEAULIEU, J. L., CHEDDADI, R., DAVID, F., PONEL, P. et REILLE, M. (1993). The climate in Western Europe during the last Glacial/Interglacial cycle derived from pollen and insect remains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 103(1):73–93.

GUIOT, J., PONS, A., DE BEAULIEU, J.-L. et REILLE, M. (1989). A 140,000-year continental climate reconstruction from two European pollen records. *Nature*, 338:309–313.

GUIOT, J., REILLE, M., DE BEAULIEU, J. L. d. et PONS, A. (1992). Calibration of the climatic signal in a new pollen sequence from La Grande Pile. *Climate Dynamics*, 6(3-4):259–264.

GUITER, F., ANDRIEU-PONEL, V., DE BEAULIEU, J.-L., CHEDDADI, R., CALVEZ, M., PONEL, P., REILLE, M., KELLER, T. et GOEURY, C. (2003). The last climatic cycles in Western Europe : a

comparison between long continuous lacustrine sequences from France and other terrestrial records. *Quaternary International*, 111(1):59–74.

HALD, M., ANDERSSON, C., EBBESEN, H., JANSEN, E., KLITGAARD-KRISTENSEN, D., RISEBROBAKKEN, B., SALOMONSEN, G. R., SARNTHEIN, M., SEJRUP, H. P. et TELFORD, R. J. (2007). Variations in temperature and extent of atlantic water in the northern north atlantic during the holocene. *Quaternary Science Reviews*, 26(25):3423–3440.

HAMANN, A. et WANG, T. (2006). Potential effects of climate change on ecosystem and tree species distribution in british columbia. *Ecology*, 87(11):2773–2786.

HANSEN, J., RUEDY, R., SATO, M. et LO, K. (2010). Global surface temperature change. *Reviews of Geophysics*, 48(4).

HASTIE, T. et TIBSHIRANI, R. (1990). Exploring the nature of covariate effects in the proportional hazards model. *Biometrics*, pages 1005–1016.

HEINRICH, H. (1988). Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research*, 29(2):142–152.

HEIRI, O., BROOKS, S. J., BIRKS, H. J. B. et LOTTER, A. F. (2011). A 274-lake calibration dataset and inference model for chironomid-based summer air temperature reconstruction in europe. *Quaternary Science Reviews*, 30(23-24):3445–3456.

HEIRI, O., BROOKS, S. J., RENSSEN, H., BEDFORD, A., HAZEKAMP, M., ILYASHUK, B., JEFFERS, E. S., LANG, B., KIRILOVA, E., KUIPER, S., MILLET, L., SAMARTIN, S., TOTH, M., VERBRUGGEN, F., WATSON, J. E., VAN ASCH, N., LAMMERTSMA, E., AMON, L., BIRKS, H. H., BIRKS, H. J. B., MORTENSEN, M. F., HOEK, W. Z., MAGYARI, E., MUÑOZ SOBRINO, C., SEPPÄ, H., TINNER, W., TONKOV, S., VESKI, S. et LOTTER, A. F. (2014a). Validation of climate model-inferred regional temperature change for late-glacial Europe. *Nature Communications*, 5:4914.

HEIRI, O., ILYASHUK, B., MILLET, L., SAMARTIN, S. et LOTTER, A. F. (2015). Stacking of discontinuous regional palaeoclimate records : Chironomid-based summer temperatures from the Alpine region. *The Holocene*, 25(1):137–149.

HEIRI, O., KOINIG, K. A., SPÖTL, C., BARRETT, S., BRAUER, A., DRESCHER-SCHNEIDER, R., GAAR, D., IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., LUETSCHER, M., MORAN, A., NICOLUSSI, K., PREUSSER, F., SCHMIDT, R., SCHOENEICH, P., SCHWÖRER, C., SPRAFKE, T., TERHORST, B.

et TINNER, W. (2014b). Palaeoclimate records 60–8 ka in the Austrian and Swiss Alps and their forelands. *Quaternary Science Reviews*.

HEIRI, O. et MILLET, L. (2005). Reconstruction of late glacial summer temperatures from chironomid assemblages in lac lautrey (jura, france). *Journal of Quaternary Science*, 20(1):33–44.

HELMENS, K. F. (2014). The Last Interglacial–Glacial cycle (MIS 5–2) re-examined based on long proxy records from central and northern Europe. *Quaternary Science Reviews*, 86:115–143.

HEMMING, S. R. (2004). Heinrich events : Massive late pleistocene detritus layers of the north atlantic and their global climate imprint. *Reviews of Geophysics*, 42(1).

HERNÁNDEZ FERNÁNDEZ, M. (2006). Rodent paleofaunas as indicators of climatic change in Europe during the last 125,000 years. *Quaternary Research*, 65(2):308–323.

HEWITT, G. M. (1999). Post-glacial re-colonization of european biota. *Biological journal of the Linnean Society*, 68(1-2):87–112.

HEYMAN, B. M., HEYMAN, J., FICKERT, T. et HARBOR, J. M. (2013). Paleo-climate of the central European uplands during the last glacial maximum based on glacier mass-balance modeling. *Quaternary Research*, 79(1):49–54.

HIGUERA, P. E., BRUBAKER, L. B., ANDERSON, P. M., HU, F. S. et BROWN, T. A. (2009). Vegetation mediated the impacts of postglacial climate change on fire regimes in the south-central brooks range, alaska. *Ecological Monographs*, 79(2):201–219.

HOWAT, I. M., JOUGHIN, I., TULACZYK, S. et GOGINENI, S. (2005). Rapid retreat and acceleration of helheim glacier, east greenland. *Geophysical Research Letters*, 32(22).

HUBER, C., LEUENBERGER, M., SPAHNI, R. E., FLUCKIGER, J., SCHWANDER, J., STOCKER, T. F., JOHNSEN, S., LANDAIS, A. et JOUZEL, J. (2006). Isotope calibrated Greenland temperature record over Marine Isotope Stage 3 and its relation to CH4. *Earth and Planetary Science Letters*, 243 (3-4):504–519.

HUBLIN, J.-J., SPOOR, F., BRAUN, M., ZONNEVELD, F. et CONDEMI, S. (1996). A late neanderthal associated with upper palaeolithic artefacts. *Nature*, 381(6579):224.

HUGHES, P. D., GIBBARD, P. L. et EHLERS, J. (2013). Timing of glaciation during the last glacial cycle : evaluating the concept of a global 'Last Glacial Maximum' (LGM). *Earth-Science Reviews*, 125:171–198.

HULBE, C. L., MACAYEAL, D. R., DENTON, G. H., KLEMAN, J. et LOWELL, T. V. (2004). Catastrophic ice shelf breakup as the source of heinrich event icebergs. *Paleoceanography*, 19(1).

HUNT, J. B. et HILL, P. G. (1996). An inter-laboratory comparison of the electron probe microanalysis of glass geochemistry. *Quaternary International*, 34:229–241.

HURRELL, J. W., KUSHNIR, Y. et VISBECK, M. (2001). The north atlantic oscillation. *Science*, 291(5504):603–605.

HÁJKOVÁ, P., PETR, L., HORSÁK, M., ROHOVEC, J. et HÁJEK, M. (2014). Interstadial inland dune slacks in south-west Slovakia : a multi-proxy vegetation and landscape reconstruction. *Quaternary International*.

IPCC (2013). *Climate Change 2013-The Physical Science Basis : Summary for Policymakers*. Intergovernmental Panel on Climate Change.

IPCC, éditeur (2014). *Climate Change 2013 - The Physical Science Basis : Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge.

IVERSEN, J. (1944). Viscum, hedera and ilex as climate indicators : A contribution to the study of the post-glacial temperature climate. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, 66(3): 463–483.

IVERSON, L. R., PRASAD, A. M., MATTHEWS, S. N. et PETERS, M. (2008). Estimating potential habitat for 134 eastern us tree species under six climate scenarios. *Forest Ecology and Management*, 254(3):390–406.

JACKSON, S. T., BETANCOURT, J. L., BOOTH, R. K. et GRAY, S. T. (2009). Ecology and the ratchet of events : climate variability, niche dimensions, and species distributions. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, pages pnas–0901644106.

JAKAB, G., SÜMEGI, P. et MAGYARI, E. (2004). A new paleobotanical method for the description of late quaternary organic sediments (mire-development pathways and paleoclimatic records from s hungary). *Acta Geologica Hungarica*, 47(4):373–409.

JAMES, R. H. et AUSTIN, W. E. (2008). Biogeochemical controls on palaeoceanographic environmental proxies : a review. *Geological Society, London, Special Publications*, 303(1):3–32.

JANKOVSKÁ, V. et POKORNÝ, P. (2008). Forest vegetation of the last full-glacial period in the Western Carpathians (Slovakia and Czech Republic). *Preslia -Praha-*, 80:307–324.

JOST, A., LUNT, D., KAGEYAMA, M., ABE-OUCHI, A., PEYRON, O., VALDES, P. J. et RAMSTEIN, G. (2005). High-resolution simulations of the last glacial maximum climate over Europe : a solution to discrepancies with continental palaeoclimatic reconstructions ? *Climate Dynamics*, 24:577–590.

JOUZEL, J., MASSON-DELMOTTE, V., CATTANI, O., DREYFUS, G., FALOURD, S., HOFFMANN, G., MINSTER, B., NOUET, J., BARNOLA, J. M., CHAPPELLAZ, J., FISCHER, H., GALLET, J. C., JOHNSEN, S., LEUENBERGER, M., LOULERGUE, L., LUETHI, D., OERTER, H., PARRENIN, F., RAISBECK, G., RAYNAUD, D., SCHILT, A., SCHWANDER, J., SELMO, E., SOUCHEZ, R., SPAHNI, R., STAUFFER, B., STEFFENSEN, J. P., STENNI, B., STOCKER, T. F., TISON, J. L., WERNER, M. et WOLFF, E. W. (2007). Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 Years. *Science*, 317(5839):793–796.

JUGGINS, S. (2017). Package 'rioja'. *Analysis of Quaternary Science Data, R package version (0.9-15)*.

JUVIGNÉ, E., BASTIN, B., DELIBRIAS, G., EVIN, J., GEWELT, M., GILOT, E. et STREEL, M. (1996). A comprehensive pollen-and tephra-based chronostratigraphic model for the late glacial and holocene period in the french massif central. *Quaternary International*, 34:113–120.

JUŘIČKOVÁ, L., HORÁČKOVÁ, J. et LOŽEK, V. (2014). Direct evidence of central European forest refugia during the last glacial period based on mollusc fossils. *Quaternary Research*, 82(1):222–228.

JÄGER, H., ACHERMANN, M., WAROSZEWSKI, J., KABAŁA, C., MALKIEWICZ, M., GÄRTNER, H., DAHMS, D., KREBS, R. et EGLI, M. (2015). Pre-alpine mire sediments as a mirror of erosion, soil formation and landscape evolution during the last 45 ka. *CATENA*, 128:63–79.

KAGEYAMA, M., COMBOURIEU-NEBOUT, N., SEPULCHRE, P., PEYRON, O., KRINNER, G., RAMSTEIN, G. et CAZET, J.-P. (2005). The Last Glacial Maximum and Heinrich Event 1 in terms of climate and vegetation around the Alboran Sea : A preliminary model-data comparison. *Comptes Rendus Geoscience - C R GEOSCI*, 337:983–992.

KAGEYAMA, M., LAÎNÉ, A., ABE-OUCHI, A., BRACONNOT, P., CORTIJO, E., CRUCIFIX, M., DE VERNAL, A., GUIOT, J., HEWITT, C. D., KITOH, A., KUCERA, M., MARTI, O., OHGAITO, R., OTTO-BLIESNER, B., PELTIER, W. R., ROSELL-MELÉ, A., VETTORETTI, G., WEBER, S. L. et YU, Y. (2006). Last Glacial Maximum temperatures over the North Atlantic, Europe and western Siberia : a comparison between PMIP models, MARGO sea–surface temperatures and pollen-based reconstructions. *Quaternary Science Reviews*, 25(17):2082–2102.

KAGEYAMA, M., PAUL, A., ROCHE, D. et VAN MEERBEECK, C. (2010). Modeling glacial millennial-scale climate variability as related to the Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Quaternary Science Reviews*, 29:2931–2956.

KALTENRIEDER, P., PROCACCI, G., VANNIÈRE, B. et TINNER, W. (2010). Vegetation and fire history of the euganean hills (colli euganei) as recorded by lateglacial and holocene sedimentary series from lago della costa (northeastern italy). *The Holocene*, 20(5):679–695.

KEHRWALD, N. M., MCCOY, W. D., THIBEAULT, J., BURNS, S. J. et OCHES, E. A. (2010). Paleoclimatic implications of the spatial patterns of modern and LGM European land-snail shell δ^{18}o. *Quaternary Research*, 74(1):166–176.

KELLEY, S. E., KAPLAN, M. R., SCHAEFER, J. M., ANDERSEN, B. G., BARRELL, D. J. A., PUTNAM, A. E., DENTON, G. H., SCHWARTZ, R., FINKEL, R. C. et DOUGHTY, A. M. (2014). High-precision 10be chronology of moraines in the Southern Alps indicates synchronous cooling in Antarctica and New Zealand 42,000 years ago. *Earth and Planetary Science Letters*, 405:194–206.

KERR, R. A. (2007). Global warming is changing the world. *Science*, 316(5822):188–190.

KLEMAN, J., HÄTTESTRAND, C., BORGSTRÖM, I. et STROEVEN, A. (1997). Fennoscandian palaeoglaciology reconstructed using a glacial geological inversion model. *Journal of Glaciology*, 43(144):283–299.

KONIJNENDIJK, T., ZIEGLER, M. et LOURENS, L. (2015). On the timing and forcing mechanisms of late Pleistocene glacial terminations : Insights from a new high-resolution benthic stable oxygen isotope record of the eastern Mediterranean. *Quaternary Science Reviews*, 129:308–320.

KOŁACZEK, P., NISKA, M., MIROSŁAW-GRABOWSKA, J. et GAŁKA, M. (2016). Periodic lake-peatland shifts under the Eemian and Early Weichselian climate changes in Central Europe

on the basis of multi-proxy studies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 461:29–43.

KRAUSS, R. et FLOSS, H., éditeurs (2016). *Southeast Europe before Neolithisation*, Tubingen, Germany.

KÜHL, N., GEBHARDT, C., LITT, T. et HENSE, A. (2002). Probability density functions as botanical-climatological transfer functions for climate reconstruction. *Quaternary Research*, 58(3):381–392.

KUHLMANN, J., ASIOLI, A., TRINCARDI, F., KLÜGEL, A. et HUHN, K. (2015). Sedimentary response to Milankovitch-type climatic oscillations and formation of sediment undulations : evidence from a shallow-shelf setting at Gela Basin on the Sicilian continental margin. *Quaternary Science Reviews*, 108:76–94.

KYLANDER, M. E., AMPEL, L., WOHLFARTH, B. et VERES, D. (2011). High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence : new insights from chemical proxies. *Journal of Quaternary Science*, 26(1):109–117.

LANE, C. S., BRAUER, A., MARTÍN-PUERTAS, C., BLOCKLEY, S. P. E., SMITH, V. C. et TOMLINSON, E. L. (2015). The Late Quaternary tephrostratigraphy of annually laminated sediments from Meerfelder Maar, Germany. *Quaternary Science Reviews*, 122:192–206.

LAWSON, I., FROGLEY, M., BRYANT, C., PREECE, R. et TZEDAKIS, P. (2004). The Lateglacial and Holocene environmental history of the Ioannina basin, north-west Greece. *Quaternary Science Reviews*, 23(14):1599–1625.

LEESCH, D. et MÜLLER, W. (2012a). Neue radiokarbondaten an knochen, zähnen und geweih aus einigen magdalénien-fundstellen der schweiz und ihre bedeutung für die stellung des magdalénien innerhalb des spätglazials. *Jahrbuch Archäologie Schweiz*, 95:117–126.

LEESCH, D. et MÜLLER, W. (2012b). Neue radiokarbondaten an knochen, zähnen und geweih aus einigen magdalénien-fundstellen der schweiz und ihre bedeutung für die stellung des magdalénien innerhalb des spätglazials. *Jahrbuch Archäologie Schweiz*, 95:117–126.

LEGENDRE, P. et GALLAGHER, E. D. (2001). Ecologically meaningful transformations for ordination of species data. *Oecologia*, 129(2):271–280.

LEHMAN, S. J. et KEIGWIN, L. D. (1992). Sudden changes in north atlantic circulation during the last deglaciation. *Nature*, 356(6372):757.

LEIGH, S. N. B. (2007). *A study of the dynamics of the British Ice Sheet during Marine Isotope Stages 2 and 3, focusing on Heinrich Events 2 and 4 and their relationship to the North Atlantic glaciological and climatological conditions*. Thèse de doctorat, University of St Andrews.

LEROUX, A., BICHET, V., WALTER-SIMONNET, A.-V., MAGNY, M., ADATTE, T., GAUTHIER, É., RICHARD, H. et BALTZER, A. (2008). Late glacial-holocene sequence of lake saint-point (jura mountains, france) : Detrital inputs as records of climate change and anthropic impact. *Comptes Rendus Geoscience*, 340(12):883–892.

LEROY, S. A., ARPE, K. et MIKOLAJEWICZ, U. (2011). Vegetation context and climatic limits of the early pleistocene hominin dispersal in europe. *Quaternary Science Reviews*, 30(11-12):1448–1463.

LINE, J. et BIRKS, H. (1990). Wacalib version 2.1—a computer program to reconstruct environmental variables from fossil assemblages by weighted averaging. *Journal of Paleolimnology*, 3(2):170–173.

LISCHKE, H., von GRAFENSTEIN, U. et AMMANN, B. (2013). Forest dynamics during the transition from the Oldest Dryas to the Bølling–Allerød at Gerzensee—a simulation study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 391, Part B:60–73.

LISIECKI, L. E. et RAYMO, M. E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ^{18}o records. *Paleoceanography*, 20(1).

LITT, T. et STEBICH, M. (1999). Bio- and chronostratigraphy of the lateglacial in the Eifel region, Germany. *Quaternary International*, 61(1):5–16.

LITTKE, R., BÜKER, C., HERTLE, M., KARG, H., STROETMANN-HEINEN, V. et ONCKEN, O. (2000). Heat flow evolution, subsidence and erosion in the rheno-hercynian orogenic wedge of central europe. *Geological Society, London, Special Publications*, 179(1):231–255.

LIU, Z., OTTO-BLIESNER, B. L., HE, F., BRADY, E. C., TOMAS, R., CLARK, P. U., CARLSON, A. E., LYNCH-STIEGLITZ, J., CURRY, W., BROOK, E., ERICKSON, D., JACOB, R., KUTZBACH, J. et CHENG, J. (2009). Transient simulation of last deglaciation with a new mechanism for Bolling-Allerod warming. *Science (New York, N.Y.)*, 325(5938):310–314.

LONG, J. A. et STOY, P. C. (2013). Quantifying the periodicity of Heinrich and Dansgaard–Oeschger events during Marine Oxygen Isotope Stage 3. *Quaternary Research*, 79(3): 413–423.

LOTTER, A. F., BIRKS, H. J. B., EICHER, U., HOFMANN, W., SCHWANDER, J. et WICK, L. (2000). Younger Dryas and Allerød summer temperatures at Gerzensee (Switzerland) inferred from fossil pollen and cladoceran assemblages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 159(3–4):349–361.

LOTTER, A. F., HEIRI, O., BROOKS, S., VAN LEEUWEN, J. F., EICHER, U. et AMMANN, B. (2012). Rapid summer temperature changes during termination 1a : high-resolution multi-proxy climate reconstructions from gerzensee (switzerland). *Quaternary Science Reviews*, 36:103–113.

LOWE, J. J., HOEK, W. Z. et group1See TABLE, I. (2001). Inter-regional correlation of palaeoclimatic records for the last glacial–interglacial transition : a protocol for improved precision recommended by the intimate project group. *Quaternary Science Reviews*, 20(11):1175–1187.

LOWE, J. J., RASMUSSEN, S. O., BJÖRCK, S., HOEK, W. Z., STEFFENSEN, J. P., WALKER, M. J. C. et YU, Z. C. (2008). Synchronisation of palaeoenvironmental events in the North Atlantic region during the Last Termination : a revised protocol recommended by the INTIMATE group. *Quaternary Science Reviews*, 27(1–2):6–17.

LOWE, J. J. et WATSON, C. (1993). Lateglacial and early Holocene pollen stratigraphy of the northern Apennines, Italy : A contribution to the 'North Atlantic seaboard programme' of IGCP-253, 'Termination of the Pleistocene'. *Quaternary Science Reviews*, 12(8):727–738.

LUDEMANN, T. (1994). Die wälder im feldberggebiet heute. zur pflanzensoziologischen typisierung der aktuellen vegetation. *Mitteilungen des Vereins für Forstliche Standortskunde und Forstpflanzenzüchtung*, 37:23–46.

LUDEMANN, T. (2010). Past fuel wood exploitation and natural forest vegetation in the black forest, the vosges and neighbouring regions in western central europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 291(1-2):154–165.

LUETSCHER, M., BOCH, R., SODEMANN, H., SPÖTL, C., CHENG, H., EDWARDS, R. L., FRISIA, S., HOF, F. et MÜLLER, W. (2015a). North Atlantic storm track changes during the Last Glacial Maximum recorded by Alpine speleothems. *Nature Communications*, 6.

LUETSCHER, M., BOCH, R., SODEMANN, H., SPÖTL, C., CHENG, H., EDWARDS, R. L., FRISIA, S., HOF, F. et MÜLLER, W. (2015b). North Atlantic storm track changes during the Last Glacial Maximum recorded by Alpine speleothems. *Nature Communications*, 6.

LÉZINE, A. M., von GRAFENSTEIN, U., ANDERSEN, N., BELMECHERI, S., BORDON, A., CARON, B., CAZET, J. P., ERLENKEUSER, H., FOUACHE, E., GRENIER, C., HUNTSMAN-MAPILA, P., HUREAU-MAZAUDIER, D., MANELLI, D., MAZAUD, A., ROBERT, C., SULPIZIO, R., TIERCELIN, J. J., ZANCHETTA, G. et ZEQOLLARI, Z. (2010). Lake Ohrid, Albania, provides an exceptional multi-proxy record of environmental changes during the last glacial–interglacial cycle. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 287(1):116–127.

MACAYEAL, D. (1993). Binge/purge oscillations of the laurentide ice sheet as a cause of the north atlantic's heinrich events. *Paleoceanography*, 8(6):775–784.

MAGNY, M. (2013). Climatic and environmental changes reflected by lake-level fluctuations at gerzensee from 14,850 to 13,050 yr bp. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 391:33–39.

MAGNY, M., AALBERSBERG, G., BÉGEOT, C., BENOIT-RUFFALDI, P., BOSSUET, G., DISNAR, J.-R., HEIRI, O., LAGGOUN-DEFARGE, F., MAZIER, F., MILLET, L., PEYRON, O., VANNIÈRE, B. et WALTER-SIMONNET, A.-V. (2006). Environmental and climatic changes in the Jura mountains (eastern France) during the Lateglacial Holocene transition : a multi-proxy record from Lake Lautrey. *Quaternary Science Reviews*, 25:414–445.

MAGNY, M., GUIOT, J. et SCHOELLAMMER, P. (2001). Quantitative reconstruction of younger dryas to mid-holocene paleoclimates at le locle, swiss jura, using pollen and lake-level data. *Quaternary Research*, 56(2):170–180.

MAGYARI, E., JAKAB, G., RUDNER, E. et SÜMEGI, P. (1999). Palynological and plant macrofossil data on late pleistocene short-term climatic oscillations in ne-hungary. *Acta Palaeobotanica. Supplement*, 2:491–502.

MAGYARI, E. K., VERES, D., WENNRICH, V., WAGNER, B., BRAUN, M., JAKAB, G., KARÁTSON, D., PÁL, Z., FERENCZY, G., ST-ONGE, G., RETHEMEYER, J., FRANCOIS, J. P., von REUMONT, F. et SCHÄBITZ, F. (2014). Vegetation and environmental responses to climate forcing during the Last Glacial Maximum and deglaciation in the East Carpathians : attenuated response to maximum cooling and increased biomass burning. *Quaternary Science Reviews*.

MAHER JR, L. J. (1981). Statistics for microfossil concentration measurements employing samples spiked with marker grains. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 32(2-3):153–191.

MARGARI, V., GIBBARD, P. L., BRYANT, C. L. et TZEDAKIS, P. C. (2009). Character of vegetational and environmental changes in southern Europe during the last glacial period ; evidence from Lesvos Island, Greece. *Quaternary Science Reviews*, 28:1317–1339.

MARKGRAF, V., BRADBURY, J. P. et BUSBY, J. (1986). Paleoclimates in southwestern tasmania during the last 13,000 years. *Palaios*, pages 368–380.

MARSHALL, J., KUSHNIR, Y., BATTISTI, D., CHANG, P., CZAJA, A., DICKSON, R., HURRELL, J., MC CARTNEY, M., SARAVANAN, R. et VISBECK, M. (2001). North atlantic climate variability : phenomena, impacts and mechanisms. *International Journal of Climatology*, 21(15):1863–1898.

MAURI, A., DAVIS, B. A. S., COLLINS, P. M. et KAPLAN, J. O. (2014). The influence of atmospheric circulation on the mid-Holocene climate of Europe : a data–model comparison. *Clim. Past*, 10(5):1925–1938.

MAURI, A., DAVIS, B. A. S., COLLINS, P. M. et KAPLAN, J. O. (2015). The climate of Europe during the Holocene : a gridded pollen-based reconstruction and its multi-proxy evaluation. *Quaternary Science Reviews*, 112:109–127.

MAYEWSKI, P. A., MEEKER, L. D., TWICKLER, M. S., WHITLOW, S., YANG, Q., LYONS, W. B. et PRENTICE, M. (1997). Major features and forcing of high-latitude northern hemisphere atmospheric circulation using a 110,000-year-long glaciochemical series. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 102(C12):26345–26366.

MEMBERS, N. (2004). High-resolution record of northern hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, 431(7005):147.

MERKT, J. et MÜLLER, H. (1997). Absolute chronology of the holocene and the lateglacial from stacked sections of varved lake sediments from north germany. *Würzburger Geographische Manuskripte*, 41:137–138.

MERKT, J. et MÜLLER, H. (1999). Varve chronology and palynology of the Lateglacial in Northwest Germany from lacustrine sediments of Hämelsee in Lower Saxony. *Quaternary International*, 61(1):41–59.

MILANKOVITCH, M. (1938). Die chronologie des pleistocans. *Bulletin Academy of Science and Mathèmatics National Belegrade*, 4:49.

MILLET, L., RIUS, D., GALOP, D., HEIRI, O. et BROOKS, S. J. (2012). Chironomid-based reconstruction of Lateglacial summer temperatures from the Ech palaeolake record (French western Pyrenees). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 315-316:86–99.

MILLET, L. et VERNEAUX, V. (2003). Evolution des assemblages de chironomidae (insecta : Diptera) pendant le tardiglaciaire dans le lac du lautrey (jura, france) : essai de reconstruction paléoenvironnementale. *In Lake Systems from the Ice Age to Industrial Time*, pages 99–107. Springer.

MOINE, O. (2014). Weichselian Upper Pleniglacial environmental variability in north-western Europe reconstructed from terrestrial mollusc faunas and its relationship with the presence/absence of human settlements. *Quaternary International*, 337:90–113.

MOINE, O., ANTOINE, P., HATTÉ, C., LANDAIS, A., MATHIEU, J., PRUD'HOMME, C. et ROUSSEAU, D.-D. (2017). The impact of last glacial climate variability in west-european loess revealed by radiocarbon dating of fossil earthworm granules. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, page 201614751.

MOINE, O., ROUSSEAU, D.-D. et ANTOINE, P. (2008). The impact of Dansgaard–Oeschger cycles on the loessic environment and malacofauna of Nussloch (Germany) during the Upper Weichselian. *Quaternary Research*, 70(1):91–104.

MONEGATO, G. (2012). Local glaciers in the Julian Prealps (NE Italy) during the Last Glacial Maximum. *Alpine and Mediterranean Quaternary*, 1.

MONEGATO, G., RAVAZZI, C., CULIBERG, M., PINI, R., BAVEC, M., CALDERONI, G., JEŽ, J. et PEREGO, R. (2015). Sedimentary evolution and persistence of open forests between the south-eastern Alpine fringe and the Northern Dinarides during the Last Glacial Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 436:23–40.

MORENO, A., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., MORELLÓN, M., VALERO-GARCÉS, B. L. et FLETCHER, W. J. (2012). Northern Iberian abrupt climate change dynamics during the last glacial cycle : A view from lacustrine sediments. *Quaternary Science Reviews*, 36:139–153.

MORENO, A., SVENSSON, A., BROOKS, S. J., CONNOR, S., ENGELS, S., FLETCHER, W., GENTY, D., HEIRI, O., LABUHN, I., PERŞOIU, A., PEYRON, O., SADORI, L., VALERO-GARCÉS, B., WULF, S. et ZANCHETTA, G. (2014). A compilation of Western European terrestrial records 60–8 ka BP : towards an understanding of latitudinal climatic gradients. *Quaternary Science Reviews*.

MORTENSEN, M. F., BIRKS, H. H., CHRISTENSEN, C., HOLM, J., NOE-NYGAARD, N., ODGAARD, B. V., OLSEN, J. et RASMUSSEN, K. L. (2011). Lateglacial vegetation development in denmark–new evidence based on macrofossils and pollen from slotseng, a small-scale site in southern jutland. *Quaternary Science Reviews*, 30(19-20):2534–2550.

MÜLLER, W. et LEESCH, D. (2011a). Einige neubestimmungen aus der magdalénien-fundstelle hollenberg-höhle 3 bei arlesheim (basel-landschaft) und daraus folgende überlegungen zur nutzung der höhle. *Jahrbuch Archäologie Schweiz*, 94:7–20.

MÜLLER, W. et LEESCH, D. (2011b). Einige neubestimmungen aus der magdalénien-fundstelle hollenberg-höhle 3 bei arlesheim (basel-landschaft) und daraus folgende überlegungen zur nutzung der höhle. *Jahrbuch Archäologie Schweiz*, 94:7–20.

MÜNZEL, S. C., WOLF, S., DRUCKER, D. G. et CONARD, N. J. (2017). The exploitation of mammoth in the swabian jura (sw-germany) during the aurignacian and gravettian period. *Quaternary International*, 445:184–199.

MÉNOT, G. et BARD, E. (2012). A precise search for drastic temperature shifts of the past 40,000 years in southeastern Europe. *Paleoceanography*, 27(2):PA2210.

MÜLLER, P. C. (1993). Die hotzenwälder wuhren : ein beitrag zur wirtschaftsgeschichte des hochrheins. *Vom Jura zum Schwarzwald : Blätter für Heimatkunde und Heimatschutz*, 5:333–350.

MÜLLER, U. C., PROSS, J. et BIBUS, E. (2003). Vegetation response to rapid climate change in central europe during the past 140,000 yr based on evidence from the Füramoos pollen record. *Quaternary Research*, 59(2):235–245.

MÜLLER, U. C., PROSS, J., TZEDAKIS, P. C., GAMBLE, C., KOTTHOFF, U., SCHMIEDL, G., WULF, S. et CHRISTANIS, K. (2011). The role of climate in the spread of modern humans into Europe. *Quaternary Science Reviews*, 30:273–279.

MÜNZEL, S. C., STILLER, M., HOFREITER, M., MITTNIK, A., CONARD, N. J. et BOCHERENS, H. (2011). Pleistocene bears in the Swabian Jura (Germany) : Genetic replacement, ecological displacement, extinctions and survival. *Quaternary International*, 245(2):225–237.

NAKAGAWA, T. (2007). Polycounter ver. 1.0 & ergodex dx-1 : a cheap and very ergonomic electronic counter board system. *Quaternary International*, 167(Supplement):298.

NAKAGAWA, T. *et al.* (2012). 361 much faster counting ! : Polycounter 3.1 and multi function panel. *Japan Pollen Society Journal*, 58:164.

NAUGHTON, F., SÁNCHEZ GOÑI, M. F., DESPRAT, S., TURON, J. L., DUPRAT, J., MALAIZÉ, B., JOLI, C., CORTIJO, E., DRAGO, T. et FREITAS, M. C. (2007). Present-day and past (last 25000 years) marine pollen signal off western Iberia. *Marine Micropaleontology*, 62(2):91–114.

NAUGHTON, F., SÁNCHEZ GOÑI, M. F., KAGEYAMA, M., BARD, E., DUPRAT, J., CORTIJO, E., DESPRAT, S., MALAIZÉ, B., JOLY, C., ROSTEK, F. et TURON, J. L. (2009). Wet to dry climatic trend in north-western Iberia within Heinrich events. *Earth and Planetary Science Letters*, 284(3):329–342.

NEW, M., LISTER, D., HULME, M. et MAKIN, I. (2002). A high-resolution data set of surface climate over global land areas. *Climate Research*, 21(1):1–25.

NICOLAS, A. (1972). Was the hercynian orogenic belt of europe of the andean type ? *Nature*, 236(5344):221.

ODLAND, A. (1996). Differences in the vertical distribution pattern of betula pubescens in norway and its ecological significance. *Institutt for natur*, 165.

ORTU, E., DAVID, F. et CARAMIELLO, R. (2005). Effet des paramètres locaux sur le développement de la végétation dans le vallon de st. anna di vinadio (alpes maritimes ; italie). *Ecoscience*, 12(1):122–135.

ORTU, E., DAVID, F. et PEYRON, O. (2010). Pollen-inferred palaeoclimate reconstruction in the Alps during the Lateglacial and the early Holocene : how to estimate the effect of elevation and local parameters. *Journal of Quaternary Science*, 25(5):651–661.

ORTU, E., PEYRON, O., BORDON, A., DE BEAULIEU, J. L., SINISCALCO, C. et CARAMIELLO, R. (2008). Lateglacial and Holocene climate oscillations in the South-western Alps : An attempt at quantitative reconstruction. *Quaternary International*, 190(1):71–88.

OVERPECK, J., WEBB, T. et PRENTICE, I. (1985). Quantitative interpretation of fossil pollen spectra : dissimilarity coefficients and the method of modern analogs. *Quaternary Research*, 23(1):87–108.

PANAGIOTOPOULOS, K., BÖHM, A., LENG, M. J., WAGNER, B. et SCHÄBITZ, F. (2014). Climate variability over the last 92 ka in SW Balkans from analysis of sediments from Lake Prespa. *Clim. Past*, 10(2):643–660.

PARK, J., LIM, H. S., LIM, J., YU, K. B. et CHOI, J. (2014). Orbital- and millennial-scale climate and vegetation changes between 32.5 and 6.9k cal a BP from Hanon Maar paleolake on Jeju Island, South Korea. *Journal of Quaternary Science*, 29(6):570–580.

PEARMAN, P. B., GUISAN, A., BROENNIMANN, O. et RANDIN, C. F. (2008). Niche dynamics in space and time. *Trends in Ecology & Evolution*, 23(3):149–158.

PECK, V. L., HALL, I. R., ZAHN, R., GROUSSET, F., HEMMING, S. R. et SCOURSE, J. D. (2007). The relationship of Heinrich events and their European precursors over the past 60ka BP : a multi-proxy ice-rafted debris provenance study in the North East Atlantic. *Quaternary Science Reviews*, 26(7):862–875.

PEEL, M. C., FINLAYSON, B. L. et MCMAHON, T. A. (2007). Updated world map of the köppen-geiger climate classification. *Hydrology and earth system sciences discussions*, 4(2):439–473.

PETERS, M. E. et HIGUERA, P. E. (2007). Quantifying the source area of macroscopic charcoal with a particle dispersal model. *Quaternary Research*, 67(2):304–310.

PETERSEN, J., WILHELM, B., REVEL, M., ROLLAND, Y., CROUZET, C., ARNAUD, F., BRISSET, E., CHAUMILLON, E. et MAGAND, O. (2014). Sediments of lake vens (sw european alps, france) record large-magnitude earthquake events. *Journal of paleolimnology*, 51(3):343–355.

PETIT, J. R., JOUZEL, J., RAYNAUD, D., BARKOV, N. I., BARNOLA, J.-M., BASILE, I., BENDER, M., CHAPPELLAZ, J., DAVIS, M., DELAYGUE, G., DELMOTTE, M., KOTLYAKOV, V. M., LEGRAND, M., LIPENKOV, V. Y., LORIUS, C., PÉPIN, L., RITZ, C., SALTZMAN, E. et STIEVENARD, M. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399(6735):429–436.

PEYRON, O., BÉGEOT, C., BREWER, S., HEIRI, O., MAGNY, M., MILLET, L., RUFFALDI, P., VAN CAMPO, E. et YU, G. (2005). Lateglacial climate in the jura mountains (france) based on

different quantitative reconstruction approaches from pollen, lake-levels, and chironomids. *Quaternary Research*, 64(2):197–211.

PEYRON, O., COMBOURIEU-NEBOUT, N., BRAYSHAW, D., GORING, S., ANDRIEU-PONEL, V., DESPRAT, S., FLETCHER, W., GAMBIN, B., IOAKIM, C., JOANNIN, S., KOTTHOFF, U., KOULI, K., MONTADE, V., PROSS, J., SADORI, L. et MAGNY, M. (2017). Precipitation changes in the Mediterranean basin during the Holocene from terrestrial and marine pollen records : a model–data comparison. *Clim. Past*, 13(3):249–265.

PEYRON, O., GORING, S., DORMOY, I., KOTTHOFF, U., PROSS, J., DE BEAULIEU, J.-L., DRESCHER-SCHNEIDER, R., VANNIÈRE, B. et MAGNY, M. (2011). Holocene seasonality changes in the central mediterranean region reconstructed from the pollen sequences of lake accesa (italy) and tenaghi philippon (greece). *The Holocene*, 21(1):131–146.

PEYRON, O., GUIOT, J., CHEDDADI, R., TARASOV, P., REILLE, M., DE BEAULIEU, J.-L., BOTTEMA, S. et ANDRIEU, V. (1998). Climatic Reconstruction in Europe for 18,000 YR B.P. from Pollen Data. *Quaternary Research*, 49(2):183–196.

PEYRON, O., MAGNY, M., GORING, S., JOANNIN, S., DE BEAULIEU, J.-L., BRUGIAPAGLIA, E., SADORI, L., GARFI, G., KOULI, K., IOAKIM, C. et COMBOURIEU-NEBOUT, N. (2013). Contrasting patterns of climatic changes during the Holocene across the Italian Peninsula reconstructed from pollen data. *Clim. Past*, 9(3):1233–1252.

PICKARSKI, N., KWIECIEN, O., LANGGUT, D. et LITT, T. (2015). Abrupt climate variability of eastern Anatolia vegetation during the last glacial. *Climate of the Past Discussions*, 11:3341–3373.

PINI, R., RAVAZZI, C. et REIMER, P. (2010). The vegetation and climate history of the last glacial cycle in a new pollen record from lake fimon (southern alpine foreland, n-italy). *Quaternary Science Reviews*, 29(23-24):3115–3137.

PONEL, P., GUITER, F., GANDOUIN, E., PAILLES, C., RIOUAL, P., DJAMALI, M., ANDRIEU-PONEL, V., LEYDET, M., VAN DER PUTTEN, N. et DE BEAULIEU, J.-L. (2016). Novel insights from coleopteran and pollen evidence into the Lateglacial/Holocene transition in Aubrac, French Massif Central. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 463:83–102.

PONS-BRANCHU, E., HAMELIN, B., LOSSON, B., JAILLET, S. et BRULHET, J. (2010). Speleothem evidence of warm episodes in northeast France during Marine Oxygen Isotope Stage 3 and implications for permafrost distribution in northern Europe. *Quaternary Research*, 74(2):246–251.

PRENTICE, C., GUIOT, J., HUNTLEY, B., JOLLY, D. et CHEDDADI, R. (1996). Reconstructing biomes from palaeoecological data : a general method and its application to European pollen data at 0 and 6 ka. *Climate Dynamics*, 12(3):185–194.

PREUSSER, F., GRAF, H. R., KELLER, O., KRAYSS, E. et SCHLÜCHTER, C. (2011). Quaternary glaciation history of northern switzerland. *E&G Quaternary Science Journal*, 60:282–305.

PROSS, J., KLOTZ, S. et MOSBRUGGER, V. (2000). Reconstructing palaeotemperatures for the early and middle pleistocene using the mutual climatic range method based on plant fossils. *Quaternary Science Reviews*, 19(17-18):1785–1799.

PÉREZ-FOLGADO, M., SIERRO, F. J., FLORES, J. A., CACHO, I., GRIMALT, J. O., ZAHN, R. et SHACKLETON, N. (2003). Western Mediterranean planktonic foraminifera events and millennial climatic variability during the last 70 kyr. *Marine Micropaleontology*, 48(1):49–70.

PĘDZISZEWSKA, A., TYLMANN, W., WITAK, M., PIOTROWSKA, N., MACIEJEWSKA, E. et LATAŁOWA, M. (2015). Holocene environmental changes reflected by pollen, diatoms, and geochemistry of annually laminated sediments of Lake Suminko in the Kashubian Lake District (N Poland). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 216:55–75.

R DEVELOPMENT CORE TEAM (2016). R : a language and environment for statistical computing. *R Foundation for Statistical Computing : Vienna.*

RAN, E. T. H. (1990). *Dynamics of vegetation and environment during the Middle Pleniglacial in the Dinkel Valley (The Netherlands)*. Rijks Geol Dienst.

RAO, C. R. (1964). The use and interpretation of principal component analysis in applied research. *Sankhyā : The Indian Journal of Statistics, Series A*, pages 329–358.

RASMUSSEN, S., ABBOTT, P., BLUNIER, T., BOURNE, A., BROOK, E., BUCHARDT, S., BUIZERT, C., CHAPPELLAZ, J., CLAUSEN, H., COOK, E. *et al.* (2013). A first chronology for the neem ice core. *Climate of the Past Discussions*, 9:2967–3013.

RASMUSSEN, S. O., BIGLER, M., BLOCKLEY, S. P., BLUNIER, T., BUCHARDT, S. L., CLAUSEN, H. B., CVIJANOVIC, I., DAHL-JENSEN, D., JOHNSEN, S. J., FISCHER, H., GKINIS, V., GUILLEVIC, M., HOEK, W. Z., LOWE, J. J., PEDRO, J. B., POPP, T., SEIERSTAD, I. K., STEFFENSEN, J. P., SVENSSON, A. M., VALLELONGA, P., VINTHER, B. M., WALKER, M. J., WHEATLEY, J. J. et WINSTRUP, M. (2014). A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records : refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews*.

RAYMO, M. E. et NISANCIOGLU, K. H. (2003). The 41 kyr world : Milankovitch's other unsolved mystery. *Paleoceanography*, 18(1).

REILLE, M. (1992). Pollen et spores d'europe et d'afrique du nord : supplement 1. *Marseille : Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie 274p.-illus.. ISBN 2950717519 Fr Icones. Palynology (KR, 199504196)*.

REIMER, P. J., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J. W., BLACKWELL, P. G., RAMSEY, C. B., BUCK, C. E., CHENG, H., EDWARDS, R. L., FRIEDRICH, M., GROOTES, P. M., GUILDERSON, T. P., HAFLIDASON, H., HAJDAS, I., HATTÉ, C., HEATON, T. J., HOFFMANN, D. L., HOGG, A. G., HUGHEN, K. A., KAISER, K. F., KROMER, B., MANNING, S. W., NIU, M., REIMER, R. W., RICHARDS, D. A., SCOTT, E. M., SOUTHON, J. R., STAFF, R. A., TURNEY, C. S. M. et VAN DER PLICHT, J. (2013). IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4):1869–1887.

RENARD, K. G., FOSTER, G. R., WEESIES, G., MCCOOL, D., YODER, D. *et al.* (1997). *Predicting soil erosion by water : a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)*, volume 703. United States Department of Agriculture Washington, DC.

RIUS, D., GALOP, D., DOYEN, E., MILLET, L. et VANNIÈRE, B. (2014). Biomass burning response to high-amplitude climate and vegetation changes in Southwestern France from the Last Glacial to the early Holocene. *Vegetation History and Archaeobotany*, 23(6):729–742.

ROBINSON, S. G., MASLIN, M. A. et MCCAVE, I. N. (1995). Magnetic susceptibility variations in upper pleistocene deep-sea sediments of the ne atlantic : Implications for ice rafting and paleocirculation at the last glacial maximum. *Paleoceanography*, 10(2):221–250.

RODWELL, M. J., ROWELL, D. P. et FOLLAND, C. K. (1999). Oceanic forcing of the wintertime north atlantic oscillation and european climate. *Nature*, 398(6725):320.

ROMANDINI, M., PERESANI, M., GURIOLI, F. et SALA, B. (2012). Marmota marmota, the most common prey species at Grotta del Clusantin : Insights from an unusual case-study in the Italian Alps. *Quaternary International*, 252:184–194.

ROUCOUX, K. H., de ABREU, L., SHACKLETON, N. J. et TZEDAKIS, P. C. (2005). The response of NW Iberian vegetation to North Atlantic climate oscillations during the last 65 kyr. *Quaternary Science Reviews*, 24(14–15):1637–1653.

RÖSCH, M. (1992). Human impact as registered in the pollen record : some results from the western Lake Constance region, Southern Germany. *Vegetation History and Archaeobotany*, 1(2):101–109.

SACHS, H. M., WEBB III, T. et CLARK, D. (1977). Paleoecological transfer functions. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 5(1):159–178.

SADORI, L., KOUTSODENDRIS, A., PANAGIOTOPOULOS, K., MASI, A., BERTINI, A., COMBOURIEU-NEBOUT, N., FRANCKE, A., KOULI, K., JOANNIN, S., MERCURI, A. M., PEYRON, O., TORRI, P., WAGNER, B., ZANCHETTA, G., SINOPOLI, G. et DONDERS, T. H. (2016). Pollen-based paleoenvironmental and paleoclimatic change at Lake Ohrid (south-eastern Europe) during the past 500 ka. *Biogeosciences*, 13(5):1423–1437.

SALONEN, J. S., LUOTO, M., ALENIUS, T., HEIKKILÄ, M., SEPPÄ, H., TELFORD, R. J. et BIRKS, H. J. B. (2014). Reconstructing palaeoclimatic variables from fossil pollen using boosted regression trees : comparison and synthesis with other quantitative reconstruction methods. *Quaternary Science Reviews*, 88:69–81.

SAMARTIN, S., HEIRI, O., KALTENRIEDER, P., KÜHL, N. et TINNER, W. (2016). Reconstruction of full glacial environments and summer temperatures from Lago della Costa, a refugial site in Northern Italy. *Quaternary Science Reviews*, 143:107–119.

SÁNCHEZ GOÑI, M., CACHO, I., TURON, J., GUIOT, J., SIERRO, F., PEYPOUQUET, J., GRIMALT, J. et SHACKLETON, N. (2002). Synchroneity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region. *Climate Dynamics*, 19:95–105.

SÁNCHEZ GOÑI, M., TURON, J.-L., EYNAUD, F. et GENDREAU, S. (2000). European Climatic Response to Millennial-Scale Changes in the Atmosphere–Ocean System during the Last Glacial Period. *Quaternary Research*, 54(3):394–403.

SÁNCHEZ GOÑI, M. F. et HARRISON, S. P. (2010). Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial : Concepts and terminology. *Quaternary Science Reviews*, 29(21–22):2823–2827.

SÁNCHEZ GOÑI, M. F., LANDAIS, A., CACHO, I., DUPRAT, J. et ROSSIGNOL, L. (2009). Contrasting intrainterstadial climatic evolution between high and middle North Atlantic latitudes : A close-up of Greenland Interstadials 8 and 12. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(4): Q04U04.

SÁNCHEZ GOÑI, M. F., LANDAIS, A., FLETCHER, W. J., NAUGHTON, F., DESPRAT, S. et DUPRAT, J. (2008). Contrasting impacts of Dansgaard–Oeschger events over a western European latitudinal transect modulated by orbital parameters. *Quaternary Science Reviews*, 27(11–12):1136–1151.

SÁNCHEZ-QUINTO, F. et LALUEZA-FOX, C. (2015). Almost 20 years of neanderthal palaeogenetics : adaptation, admixture, diversity, demography and extinction. *Phil. Trans. R. Soc. B*, 370(1660):20130374.

SANCHI, L., MÉNOT, G. et BARD, E. (2014). Insights into continental temperatures in the northwestern Black Sea area during the Last Glacial period using branched tetraether lipids. *Quaternary Science Reviews*, 84:98–108.

SCHWANDER, J., EICHER, U. et AMMANN, B. (2000). Oxygen isotopes of lake marl at gerzensee and leysin (switzerland), covering the younger dryas and two minor oscillations, and their correlation to the grip ice core. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 159(3-4):203–214.

SCHÄBITZ, F., WILLE, M., FRANCOIS, J.-P., HABERZETTL, T., QUINTANA, F., MAYR, C., LÜCKE, A., OHLENDORF, C., MANCINI, V., PAEZ, M. M., PRIETO, A. R. et ZOLITSCHKA, B. (2013). Reconstruction of palaeoprecipitation based on pollen transfer functions – the record of the last 16 ka from Laguna Potrok Aike, southern Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, 71:175–190.

SCOURSE, J. D., HAAPANIEMI, A. I., COLMENERO-HIDALGO, E., PECK, V. L., HALL, I. R., AUSTIN, W. E. N., KNUTZ, P. C. et ZAHN, R. (2009). Growth, dynamics and deglaciation of the last British–Irish ice sheet : the deep-sea ice-rafted detritus record. *Quaternary Science Reviews*, 28(27):3066–3084.

SCOURSE, J. D., HALL, I. R., MCCAVE, I. N., YOUNG, J. R. et SUGDON, C. (2000). The origin of Heinrich layers : evidence from H2 for European precursor events. *Earth and Planetary Science Letters*, 182(2):187–195.

ŠEIRIENĖ, V., KÜHL, N. et KISIELIENĖ, D. (2014). Quantitative reconstruction of climate variability during the Eemian (Merkiné) and Weichselian (Nemunas) in Lithuania. *Quaternary Research*, 82(1):229–235.

SEPULCHRE, P., RAMSTEIN, G., KAGEYAMA, M., VANHAEREN, M., KRINNER, G., SÁNCHEZ-GOÑI, M.-F. et D'ERRICO, F. (2007). H4 abrupt event and late neanderthal presence in iberia. *Earth and Planetary Science Letters*, 258(1-2):283–292.

SERET, G., DRICOT, E. et WANSARD, G. (1990). Evidence for an early glacial maximum in the French Vosges during the last glacial cycle. *Nature*, 346(6283):453–456.

SERET, G., GUIOT, J., WANSARD, G., DE BEAULIEU, J. L. et REILLE, M. (1992). Tentative palaeoclimatic reconstruction linking pollen and sedimentology in La Grande Pile (Vosges, France). *Quaternary Science Reviews*, 11(4):425–430.

SHACKLETON, N. (1967). Oxygen isotope analyses and pleistocene temperatures re-assessed. *Nature*, 215(5096):15.

SHACKLETON, N. (1987). Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, 6(3-4):183–190.

SHACKLETON, N. J. et OPDYKE, N. D. (1973). Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial pacific core v28-238 : Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10 5 year and 10 6 year scale. *Quaternary research*, 3(1):39–55.

SHACKLETON, N. J., SÁNCHEZ-GOÑI, M. F., PAILLER, D. et LANCELOT, Y. (2003). Marine isotope substage 5e and the eemian interglacial. *Global and Planetary change*, 36(3):151–155.

SHUGAR, D. H., CLAGUE, J. J., BEST, J. L., SCHOOF, C., WILLIS, M. J., COPLAND, L. et ROE, G. H. (2017). River piracy and drainage basin reorganization led by climate-driven glacier retreat. *Nature Geoscience*, 10(5):370.

SIEGENTHALER, U., STOCKER, T. F., MONNIN, E., LÜTHI, D., SCHWANDER, J., STAUFFER, B., RAYNAUD, D., BARNOLA, J.-M., FISCHER, H., MASSON-DELMOTTE, V. et JOUZEL, J. (2005). Stable Carbon Cycle&#150 ;Climate Relationship During the Late Pleistocene. *Science*, 310(5752):1313–1317.

SIEGERT, M. J. et DOWDESWELL, J. A. (2002). Late Weichselian iceberg, surface-melt and sediment production from the Eurasian Ice Sheet : results from numerical ice-sheet modelling. *Marine Geology*, 188(1):109–127.

SIMA, A., ROUSSEAU, D.-D., KAGEYAMA, M., RAMSTEIN, G., SCHULZ, M., BALKANSKI, Y., ANTOINE, P., DULAC, F. et HATTÉ, C. (2009). Imprint of North-Atlantic abrupt climate changes on western European loess deposits as viewed in a dust emission model. *Quaternary Science Reviews*, 28:2851–2866.

SJÖGREN, P., VAN DER KNAAP, W. O., O. KAPLAN, J., VAN LEEUWEN, J. F. N. et AMMANN, B. (2008). A pilot study on pollen representation of mountain valley vegetation in the central Alps. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 149(3–4):208–218.

SPÖTL, C. et MANGINI, A. (2002). Stalagmite from the Austrian Alps reveals Dansgaard–Oeschger events during isotope stage 3 : : Implications for the absolute chronology of Greenland ice cores. *Earth and Planetary Science Letters*, 203(1):507–518.

STABEL, H.-H. (1986). Calcite precipitation in lake constance : Chemical equilibrium, sedimentation, and nucleation by algae 1. *Limnology and Oceanography*, 31(5):1081–1094.

STARNBERGER, R., DRESCHER-SCHNEIDER, R., REITNER, J. M., RODNIGHT, H., REIMER, P. J. et SPÖTL, C. (2013). Late Pleistocene climate change and landscape dynamics in the Eastern Alps : the inner-alpine Unterangerberg record (Austria). *Quaternary Science Reviews*, 68:17–42.

STEELE, J. (2010). Radiocarbon dates as data : quantitative strategies for estimating colonization front speeds and event densities. *Journal of Archaeological Science*, 37(8):2017–2030.

STEINTHORSDOTTIR, M., de BOER, A. M., OLIVER, K. I. C., MUSCHITIELLO, F., BLAAUW, M., REIMER, P. J. et WOHLFARTH, B. (2014). Synchronous records of pCO2 and δ14c suggest

rapid, ocean-derived pCO2 fluctuations at the onset of Younger Dryas. *Quaternary Science Reviews*, 99:84–96.

STOCKMARR, J. (1971). Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et spores*.

STOUFFER, R. J., YIN, J., GREGORY, J. M., DIXON, K. W., SPELMAN, M. J., HURLIN, W., WEAVER, A. J., EBY, M., FLATO, G. M., HASUMI, H., HU, A., JUNGCLAUS, J. H., KAMENKOVICH, I. V., LEVERMANN, A., MONTOYA, M., MURAKAMI, S., NAWRATH, S., OKA, A., PELTIER, W. R., ROBITAILLE, D. Y., SOKOLOV, A., VETTORETTI, G. et WEBER, S. L. (2006). Investigating the Causes of the Response of the Thermohaline Circulation to Past and Future Climate Changes. *Journal of Climate*, 19(8):1365–1387.

STUIVER, M., REIMER, P. et REIMER, R. (2014). Calib radiocarbon calibration program : Calib7. 0.2.

SVENSSON, A., ANDERSEN, K. K., BIGLER, M., CLAUSEN, H. B., DAHL-JENSEN, D., DAVIES, S. M., JOHNSEN, S. J., MUSCHELER, R., PARRENIN, F., RASMUSSEN, S. O., RÖTHLISBERGER, R., SEIERSTAD, I., STEFFENSEN, J. P. et VINTHER, B. M. (2008). A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology. *Clim. Past*, 4(1):47–57.

SÜMEGI, P., MAGYARI, E., DÁNIEL, P., MOLNÁR, M. et TÖRŐCSIK, T. (2013). Responses of terrestrial ecosystems to Dansgaard–Oeshger cycles and Heinrich-events : A 28,000-year record of environmental changes from SE Hungary. *Quaternary International*, 293:34–50.

TARASOV, P. E., MÜLLER, S., ZECH, M., ANDREEVA, D., DIEKMANN, B. et LEIPE, C. (2013). Last glacial vegetation reconstructions in the extreme-continental eastern asia : Potentials of pollen and n-alkane biomarker analyses. *Quaternary international*, 290:253–263.

TELFORD, R. J. et BIRKS, H. J. B. (2009). Evaluation of transfer functions in spatially structured environments. *Quaternary Science Reviews*, 28(13):1309–1316.

TER BRAAK, C. J. F. et JUGGINS, S. (1993). Weighted averaging partial least squares regression (WA-PLS) : an improved method for reconstructing environmental variables from species assemblages. *Hydrobiologia*, 269-270(1):485–502.

TER BRAAK, C. J. F. et VAN DAME, H. (1989). Inferring pH from diatoms : a comparison of old and new calibration methods. *Hydrobiologia*, 178(3):209–223.

THIAGARAJAN, N., SUBHAS, A. V., SOUTHON, J. R., EILER, J. M. et ADKINS, J. F. (2014). Abrupt pre-Bolling-Allerod warming and circulation changes in the deep ocean. *Nature July 3, 2014*, 511(7507):75–78.

THOMAS, P., EL-BARGHATHI, M. et POLWART, A. (2007). Biological flora of the british isles : Juniperus communis l. *Journal of Ecology*, 95(6):1404–1440.

THOMPSON, R., BATTARBEE, R. W., O'SULLIVAN, P. et OLDFIELD, F. (1975). Magnetic susceptibility of lake sediments. *Limnology and Oceanography*, 20(5):687–698.

TINNER, W., CONEDERA, M., AMMANN, B. et LOTTER, A. F. (2005). Fire ecology north and south of the alps since the last ice age. *The Holocene*, 15(8):1214–1226.

TINNER, W., HUBSCHMID, P., WEHRLI, M., AMMANN, B. et CONEDERA, M. (1999). Long-term forest fire ecology and dynamics in southern switzerland. *Journal of Ecology*, 87(2):273–289.

TOKARSKA, K. B. et GILLETT, N. P. (2018). Cumulative carbon emissions budgets consistent with 1.5°C global warming. *Nature Climate Change*, 8(4):296.

TONKOV, S., LAZAROVA, M., BOZILOVA, E., IVANOV, D. et SNOWBALL, I. (2014). A 30,000-year pollen record from Mire Kupena, Western Rhodopes Mountains (south Bulgaria). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 209:41–51.

TORFING, T. (2015). Neolithic population and summed probability distribution of 14c-dates. *Journal of Archaeological Science*, 63:193–198.

TRIGANON, A., NICOUD, G., GUITER, F. et BLAVOUX, B. (2005). Contrôle de la construction de l'ensemble détritique de la région d'evian par trois phases glaciaires durant le würm. *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 16(1):57–63.

TURON, J.-L., LÉZINE, A.-M. et DENÈFLE, M. (2003). Land–sea correlations for the last glaciation inferred from a pollen and dinocyst record from the Portuguese margin. *Quaternary Research*, 59(1):88–96.

TZEDAKIS, P., HOOGHIEMSTRA, H. et PÄLIKE, H. (2006). The last 1.35 million years at tenaghi philippon : revised chronostratigraphy and long-term vegetation trends. *Quaternary Science Reviews*, 25(23-24):3416–3430.

TZEDAKIS, P. C., FROGLEY, M. R. et HEATON, T. H. (2002). Duration of last interglacial conditions in northwestern greece. *Quaternary Research*, 58(1):53–55.

TZEDAKIS, P. C., ROUCOUX, K. H., ABREU, L. d. et SHACKLETON, N. J. (2004). The Duration of Forest Stages in Southern Europe and Interglacial Climate Variability. *Science*, 306(5705): 2231–2235.

UKKONEN, P., AARIS-SØRENSEN, K., ARPPE, L., CLARK, P. U., DAUGNORA, L., LISTER, A. M., LÕUGAS, L., SEPPÄ, H., SOMMER, R. S., STUART, A. J., WOJTAL, P. et ZUPIŅŠ, I. (2011). Woolly mammoth (Mammuthus primigenius Blum.) and its environment in northern Europe during the last glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 30(5–6):693–712.

UREY, H. C. (1947). The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of the Chemical Society (Resumed)*, pages 562–581.

VAN ASCH, N. (2012). The younger dryas cooling in ne-germany : multi-proxy reconstruction of temperature and vegetation changes. *Quaternary International*, 279–280:510.

van der KNAAP, W. et VAN LEEUWEN, J. (1997). Late glacial and early holocene vegetation succession, altitudinal vegetation zonation, and climatic change in the serra da estrela, portugal. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 97(3-4):239–285.

VAN DER VOET, H. (1994). Comparing the predictive accuracy of models using a simple randomization test. *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems*, 25(2):313–323.

VAN MEERBEECK, C. J., RENSSEN, H., ROCHE, D. M., WOHLFARTH, B., BOHNCKE, S. J. P., BOS, J. A. A., ENGELS, S., HELMENS, K. F., SÁNCHEZ-GOÑI, M. F., SVENSSON, A. et VANDENBERGHE, J. (2011). The nature of MIS 3 stadial–interstadial transitions in Europe : New insights from model–data comparisons. *Quaternary Science Reviews*, 30(25):3618–3637.

VANDENBERGHE, J., FRENCH, H. M., GORBUNOV, A., MARCHENKO, S., VELICHKO, A. A., JIN, H., CUI, Z., ZHANG, T. et WAN, X. (2014). The Last Permafrost Maximum (LPM) map of the Northern Hemisphere : permafrost extent and mean annual air temperatures, 25-17 ka BP. *Boreas*, 43(3):652–666.

VANNIÈRE, B., BOSSUET, G., WALTER-SIMONNET, A.-V., GAUTHIER, E., BARRAL, P., PETIT, C., BUATIER, M. et DAUBIGNEY, A. (2003). Land use change, soil erosion and alluvial dyna-

mic in the lower doubs valley over the 1st millenium ad (neublans, jura, france). *Journal of Archaeological Science*, 30(10):1283–1299.

VELLINGA, M. et WOOD, R. A. (2002). Global climatic impacts of a collapse of the atlantic thermohaline circulation. *Climatic change*, 54(3):251–267.

VERES, D., LALLIER-VERGÈS, E., WOHLFARTH, B., LACOURSE, T., KÉRAVIS, D., BJÖRCK, S., PREUSSER, F., ANDRIEU-PONEL, V. et AMPEL, L. (2009). Climate-driven changes in lake conditions during late mis 3 and mis 2 : a high-resolution geochemical record from les echets, france. *Boreas*, 38(2):230–243.

VERNET, G. (2011). Les dépôts pyroclastiques distaux : caractérisation, établissement de téphrostratigraphies de référence, taphonomie et relations homme/volcan. *Habilitation à diriger des Recherches. Uni-versité Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand*.

VESCOVI, E., RAVAZZI, C., ARPENTI, E., FINSINGER, W., PINI, R., VALSECCHI, V., WICK, L., AMMANN, B. et TINNER, W. (2007). Interactions between climate and vegetation during the lateglacial period as recorded by lake and mire sediment archives in northern italy and southern switzerland. *Quaternary Science Reviews*, 26(11-12):1650–1669.

VESKI, S., SEPPÄ, H., STANČIKAITĖ, M., ZERNITSKAYA, V., REITALU, T., GRYGUC, G., HEINSALU, A., STIVRINS, N., AMON, L., VASSILJEV, J. et HEIRI, O. (2015). Quantitative summer and winter temperature reconstructions from pollen and chironomid data between 15 and 8 ka BP in the Baltic–Belarus area. *Quaternary International*.

WAGNER, S., LITT, T., SÁNCHEZ-GOÑI, M.-F. et PETIT, R. J. (2015). History of Larix decidua Mill. (European larch) since 130 ka. *Quaternary Science Reviews*, 124:224–247.

WALKER, I. R., SMOL, J. P., ENGSTROM, D. R. et BIRKS, H. (1991). An assessment of chironomidae as quantitative indicators of past climatic change. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 48(6):975–987.

WALKER, M., BJÖRCK, S., LOWE, J. J., CWYNAR, L. C., JOHNSEN, S., KNUDSEN, K.-L., WOHLFARTH, B., GROUP, I. *et al.* (1999). Isotopic 'events' in the grip ice core : a stratotype for the late pleistocene. *Quaternary Science Reviews*, 18(10-11):1143–1150.

WALTER, H., HARNICKELL, E. et MUELLER-DOMBOIS, D. (1975). Climate diagram maps. *Ind. Countries and the ecological climatic regions of the earth. Suppl. to the veg. monographs*, 8(11).

WALTER-SIMONNET, A.-V., BOSSUET, G., DEVELLE, A.-L., BÉGEOT, C., RUFFALDI, P., MAGNY, M., ADATTE, T., ROSSY, M., SIMONNET, J.-P., DE BEAULIEU, J.-L. *et al.* (2008). Chronologie et spatialisation de retombées de cendres volcaniques tardiglaciaires dans les massifs des vosges et du jura, et le plateau suisse. *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 19(2):117–132.

WATANABE, O., KAMIYAMA, K., MOTOYAMA, H., FUJII, Y., IGARASHI, M., FURUKAWA, T., GOTO-AZUMA, K., SAITO, T., KANAMORI, S., KANAMORI, N. *et al.* (2003). General tendencies of stable isotopes and major chemical constituents of the dome fuji deep ice core. *Memoirs of National Institute of Polar Research*, 57:1–24.

WATSON, B. I., WILLIAMS, J. W., RUSSELL, J. M., JACKSON, S. T., SHANE, L. et LOWELL, T. V. (2018). Temperature variations in the southern Great Lakes during the last deglaciation : Comparison between pollen and GDGT proxies. *Quaternary Science Reviews*, 182:78–92.

WATTS, W. A. (1985). A long pollen record from laghi di monticchio, southern italy : a preiminary account. *Journal of the Geological Society*, 142(3):491–499.

WEBB, T. et BRYSON, R. A. (1972). Late-and postglacial climatic change in the northern midwest, usa : quantitative estimates derived from fossil pollen spectra by multivariate statistical analysis. *Quaternary Research*, 2(1):70–115.

WICK, L. (2000). Vegetational response to climatic changes recorded in swiss late glacial lake sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 159(3-4):231–250.

WIENS, J. J., ACKERLY, D. D., ALLEN, A. P., ANACKER, B. L., BUCKLEY, L. B., CORNELL, H. V., DAMSCHEN, E. I., DAVIES, T. J., GRYTNES, J.-A., HARRISON, S. P. *et al.* (2010). Niche conservatism as an emerging principle in ecology and conservation biology. *Ecology letters*, 13(10):1310–1324.

WILLEIT, M., GANOPOLSKI, A., CALOV, R., ROBINSON, A. et MASLIN, M. (2015). The role of CO2 decline for the onset of Northern Hemisphere glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 119:22–34.

WILLIAMS, A. N. (2012). The use of summed radiocarbon probability distributions in archaeology : a review of methods. *Journal of Archaeological Science*, 39(3):578–589.

WILLIAMS, J. W., SUMMERS, R. L. et WEBB III, T. (1998). Applying plant functional types to construct biome maps from eastern north american pollen data : comparisons with model results. *Quaternary Science Reviews*, 17(6-7):607–627.

WILLIS, K. J. et VAN ANDEL, T. H. (2004). Trees or no trees ? The environments of central and eastern Europe during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 23(23–24):2369–2387.

WILSON, G. P., REED, J. M., LAWSON, I. T., FROGLEY, M. R., PREECE, R. C. et G, P. C. (2008). Diatom response to the Last Glacial-Interglacial Transition in the Ioannina basin, northwest Greece : implications for Mediterranean palaeoclimate reconstruction. *Quaternary Science Reviews*, 27(3-4):428–440.

WOHLFARTH, B., VERES, D., AMPEL, L., LACOURSE, T., BLAAUW, M., PREUSSER, F., ANDRIEU-PONEL, V., KÉRAVIS, D., LALLIER-VERGÈS, É., BJÖRCK, S., DAVIES, S. M., DE BEAULIEU, J.-L., RISBERG, J., HORMES, A., KASPER, H. U., POSSNERT, G., REILLE, M., THOUVENY, N. et ZANDER, A. (2008). Rapid ecosystem response to abrupt climate changes during the last glacial period in western Europe, 40–16 ka. *Geology*, 36(5):407.

WOILLARD, G. M. (1978). Grande Pile peat bog : A continuous pollen record for the last 140,000 years. *Quaternary Research*, 9(1):1–21.

WOLD, S., ALBANO, C., DUNN III, W., ESBENSEN, K., HELLBERG, S., JOHANSSON, E., LINDBERG, W. et SJOSTROM, M. (1984). Modelling data tables by principal components and pls : class patterns and quantitative predictive relations. *Analusis*, 12(10):477–485.

WOODWARD, F. I. (1987). Plant ecology-trends and traits. *Trends in Ecology & Evolution*, 2(8):252–254.

WOODWARD, I., LOMAS, M. et KELLY, C. (2004). Global climate and the distribution of plant biomes. *Philosophical transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological sciences*, 359:1465–76.

WULF, S., KRAML, M., BRAUER, A., KELLER, J. et NEGENDANK, J. F. (2004). Tephrochronology of the 100 ka lacustrine sediment record of lago grande di monticchio (southern italy). *Quaternary International*, 122(1):7–30.

YAN, Y., MAYEWSKI, P. A., KANG, S. et MEYERSON, E. (2005). An ice-core proxy for antarctic circumpolar zonal wind intensity. *Annals of Glaciology*, 41:121–130.

ZECH, M., BUGGLE, B., LEIBER, K., MARKOVIC, S., GLASER, B., HAMBACH, U., HUWE, B., STEVENS, T., SÜMEGI, P., WIESENBERG, G. *et al.* (2009). Reconstructing quaternary vegetation history in the carpathian basin, se europe, using n-alkane biomarkers as molecular fossils : problems and possible solutions, potential and limitations. *Eiszeitalter und Gegenwart–Quaternary Science Journal*, 58:148–155.

ZECH, M., PEDENTCHOUK, N., BUGGLE, B., LEIBER, K., KALBITZ, K., MARKOVIĆ, S. B. et GLASER, B. (2011). Effect of leaf litter degradation and seasonality on d/h isotope ratios of n-alkane biomarkers. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(17):4917–4928.

ZECH, R., GAO, L., TAROZO, R. et HUANG, Y. (2012). Branched glycerol dialkyl glycerol tetraethers in pleistocene loess-paleosol sequences : three case studies. *Organic geochemistry*, 53:38–44.

ZHANG, Z.-Y., HARRISON, S. P., MOSBRUGGER, V., FERGUSON, D. K., PAUDAYAL, K. N., TRIVEDI, A. et LI, C.-S. (2015). Evaluation of the realism of climate reconstruction using the Coexistence Approach with modern pollen samples from the Qinghai–Tibetan Plateau. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 219:172–182.

ZHOU, H., ZHAO, J.-x., FENG, Y., CHEN, Q., MI, X., SHEN, C.-C., HE, H., YANG, L., LIU, S., CHEN, L., HUANG, J. et ZHU, L. (2014). Heinrich event 4 and Dansgaard/Oeschger events 5–10 recorded by high-resolution speleothem oxygen isotope data from central China. *Quaternary Research*, 82(2):394–404.

ZUMAQUE, J., EYNAUD, F., ZARAGOSI, S., MARRET, F., MATSUZAKI, K. M., KISSEL, C., ROCHE, D. M. V. a. P., MALAIZÉ, B., MICHEL, E., BILLY, I., RICHTER, T. et PALIS, E. (2012). An ocean–ice coupled response during the last glacial : a view from a marine isotopic stage 3 record south of the Faeroe Shetland Gateway. *Climate of the Past*, 8(6):1997–2017.

Annexes

A Annexe du Chapitre 1 (p. 1)

TABLE A1 *(following page)* – *Liste des séquences sédimentaires européennes marines et terrestres couvrant totalement ou partiellement la période 50 - 9 ka cal. BP, et étudiées dans un cadre de reconstruction paléo-environnementale sur une analyse pollinique au moins. Pour chaque séquence sont indiqués le nom du site, des informations relatives à sa position géographique (Pays, Province, coordonnées géographiques, altitude, séquence marine ou terrestre), les proxies (+ la sédimentologie) étudiés, des informations sur la chronologie et sa construction (méthode de datation, période temporelle couverte, le ou les Stade(s) Isotopique(s) Marin(s) - MIS(s) - couvert(s)), si la séquence est continue ou discontinue, et si des quantifications climatiques ont été faites ou testées. Pour chaque séquence sont regroupées les références bibliographiques associées.*

Site	Pays	Province	Coordonnées géographiques		Altitude	Terrestre / Marin	Proxies	Types de datation	Période	MIS	Continu / Discontinu	Quantifications climatiques	Références
			Latitude (N)	Longitude (E)	(m a.s.l.)	(T/M)			(cal. BP)		(C/D)	(Oui/Non)	
MD95-2042	Espagne	Marge Ibérique	37°48'	-10°10'	-3146	M	Pollens, Foraminifères, dynocysts, Sédimentologie (IRD)	Corrélations (séquences isotopiques)	47 000 - 27 000	3	C	Oui (SST)	Sánchez Goñi *et al.* , 2000, 2008, 2009
MD03-2697 **MD99-2331**	Espagne	Marge Ibérique	42°10' 42°09'	-09°42' -09°41'	-2164 -2110	M	Pollens, Foraminifères, Sédimentologie (IRD)	^{14}C	25 000 - 2000	2,1	C	Oui (SST)	Naughton *et al.* , 2007, 2009; Sánchez Goñi *et al.* , 2008, 2009
MD04-2845	Espagne	Marge Ibérique	45°21	-05°13'	-4100	M	Pollens, Foraminifères ($\delta^{18}O$), Sédimentologie (IRD)	^{14}C, corrélations (Pollens)	130 000 - 30 000	5,4,3	C	Oui (SST)	Sánchez Goñi *et al.* , 2008
ODP-976	Mer d'Alboran	-	36°12'	-04°18'	-1108	M	Pollens, Sédimentologie	^{14}C, corrélations	50 000 - 0	3,2,1	C	Oui (pollens)	Guiot, 1990; Combourieu Nebout *et al.* , 2002, 2009; Kageyama *et al.* , 2005; Bout-Roumazeilles *et al.* , 2007
Padul	Espagne	Grenade	37°00'	-04°00'	785	T	Pollens	^{14}C	29 300 - 4 450	2,1	C	Non	Pons et Reille, 1988
MD95-2043	Mer d'Alboran	-	36°09'	-02°37'	-1841	M	Pollens, Foraminifères	^{14}C, corrélations	50 000 - 10 000	3,2,1	C	Oui (DWT)	Sánchez Goñi *et al.* , 2002; Cacho *et al.* , 2006; Fletcher et Sánchez Goñi, 2008
Ech	France	Pyrénées	43°05'	00°06'	710	T	Pollens, Charbons, Chironomes, Sédimentologie	^{14}C, biostratigraphie	17 200 - 11 000	2,1	C	Oui (Juillet T°, chironomes)	Millet *et al* ., 2012; Rius *et al.* , 2014
Les Roustières	France	Aubrac	44°43'	03°05'	1196	T	Pollens, Chironomes, Diatomées, Coléoptères	^{14}C	17 500 - 9 600	1	C	Oui (Juillet T°, chironomes)	Gandouin *et al.* , 2016; Ponel *et al.* , 2016
Bouchet **Ribains**	France	Velay	44°55' 44°51'	03°47' 03°50'	1208 1100	T	Pollens	Téphras	Tardiglaciaire + Holocène	1	D	Oui (pollens)	de Beaulieu *et al.* , 1991, 2006; de Beaulieu et Reille, 1992b; Guiot *et al.* , 1993a; Cheddadi *et al.* , 1999
Les Echets	France	Plateau de Dombes	45°54'	04°56'	267	T	Pollens, Diatomées, Sédimentologie	^{14}C, IRSL, téphras, biostratigraphie	46 000 - 15 000	3,2	D	Oui (Juillet T°, chironomes)	de Beaulieu et Reille, 1984, 1989; Guiot *et al.* , 1989; Guiot, 1990; Gandouin *et al.* , 2007; Ampel *et al.* , 2008; Wohlfarth *et al.* , 2008; Veres *et al.* , 2008, 2009; Kylander *et al.* , 2011
Moras **Paladrus**	France	Vallée du Rhône	45°41' 45°27'	05°16' 05°32'	304 492	T	Pollens, Charbons, Sédimentologie	^{14}C	14 700 - 8 000	1	C	Non	Doyen *et al.* , 2014
Lautrey	France	Jura	46°35'	05°52'	788	T	Pollens, Chironomes, Sédimentologie, niveau lac	^{14}C, téphra (LST)	14 700 - 11 700	1	C	Oui (Juillet T°, chironomes)	Millet et Verneaux, 2003; Heiri et Millet, 2005; Peyron *et al.* , 2005; Magny *et al.* , 2006
Les Etelles	France	Hurtières (Alpes)	45°28'	06°09'	700	T	Pollens	^{14}C	13 000 - 9000	1	C	Non	David, 2001
La Grande Pile	France	Vosges	47°44'	06°30'	330	T	Pollens, Coléoptères, Sédimentologie	Corrélations (sequences pollens)	140 000 - 0	5,4,3,2,1	C	Oui (pollens)	Woillard, 1978; Guiot *et al.* , 1989, 1993a; Guiot, 1990; Seret *et al.* , 1990, 1992; de Beaulieu et Reille, 1992a; Ponel, 1995
Le Vivier **les Etelles** **La Coche** **Montendry** **Le Grand Leyat** **La Gouille**	France	Belledonne	-	-	345 700 980 1330 1600 1800	T	Pollens	^{14}C	17 000 - 9 000	2,1	C	Oui (pollens)	Ortu *et al.* , 2010

Le Locle	Suisse	Jura	47°03'	06°43'	915	T	Pollens, Sédimentologie, niveau lac	^{14}C, biostratigraphie	12 200 - 6 600	1	C	Non	Magny *et al.*, 2001
Neuchâtel	Suisse	Neuchâtel (canton)	46°54'	06°52'	429	T	Pollens, Sédimentologie, niveau lac	^{14}C	15 000 - 9 000	1	D	Non	Magny *et al.*, 2003
Meerfelder-Maar Dehnert-Maar Genündener-Maar Schalkenmehrener-Maar Holzmaar Ulmener-Maar …	Allemagne	Eifel	50°06'	06°53'	336,5	T	Pollens, Sédimentologie	^{14}C, ^{40}Ar, ^{137}Cs, ^{210}Pb, IRSL, téphras, lamination	12 900 - 11 000	1	C	Non	Litt et Stebich, 1999; Brauer *et al.*, 1999a; Litt *et al.*, 2001; Sirocko *et al.*, 2013; Engels *et al.*, 2015
Vens	France	Alpes Maritimes	44°04'	06°56'	2330	T	Pollens, Sédimentologie	^{14}C, ^{210}Pb	14 000 - 0	1	C	Non	Petersen *et al.*, 2014; Brisset *et al.*, 2015
Dell' Orgials Delle Fate Pian Marchisio Rifugio Mondovi Torbiera de Biecai	Italie	Alpes Maritimes	-	-	2240 2130 1624 1760 1920	T	Pollens	^{14}C	25 000 - 900	2,1	C/D	Oui (pollens)	Ortu *et al.*, 2005, 2008
Gerzensee	Suisse	Vallée de l'Aare	46°50'	07°33'	603	T	Pollens, Chironomes, Cladocères, Sédimentologie, niveau lac	Corrélations $\delta^{18}O$ (NGRIP)	Pléniglaciaire + Tardiglaciaire	-	C	Oui (pollens, cladocères)	Lotter *et al.*, 2000, 2012; Wick, 2000; Ammann *et al.*, 2013; Lischke *et al.*, 2013; Magny, 2013; van Raden *et al.*, 2013
Bergsee	Allemagne	Baden-Württemberg	47°34'	07°56'	382	T	Pollens, Chironomes, Sédimentologie	^{14}C, téphras	50 000 - 500	3,2,1	C	Oui (Juillet T°, chironomes)	Becker *et al.*, 2004, 2006;
Steisslingen	Allemagne	Baden-Württemberg	47°29'	08°33'	446	T	Pollens, Sédimentologie	^{14}C	12 100 - 0	1	C	Non	Eusterhues *et al*., 2002
Wetter	Allemagne	Amöneburger & Wetterau	50°30'	08°44'	140-150	T	Pollens, Sédimentologie	^{14}C, biostratigraphie	14 000 - 9500	1	C	Non	Andres *et al.*, 2001; Bos, 2001
Origlio	Suisse	Ticino (Canton)	46°03'	08°57'	416	T	Pollens, Chironomes	^{14}C	16 700 - 16 000	2	C	Oui (Juillet T°, chironomes)	Tinner *et al.*, 1999, 2005; Vescovi *et al.*, 2007; Samartin *et al.*, 2012
Hamelsee	Allemagne		52°46'	09°19'	19,5	T	Pollens, Sédimentologie	^{14}C, laminations	14 000 - 10 000	1	C	Non	Merkt et Müller, 1997, 1999
Schleinsee	Allemagne		47°37'	09°39'	473	T	Pollens, Charbons, Cladocères, Sédimentologie	^{14}C, laminations, biostratigraphie	13 000 - 0	1	C	Non	Geyh *et al.*, 1971 Clark *et al.*, 1989
Jammertal	Allemagne	Baden-Württemberg	48°06'	09°44'	578	T	Pollens, Sédimentologie	U/Th	130 000 -	5,4,3	C	Non	Müller, 2000
Füramoos	Allemagne	Baden-Württemberg	47°59'	09°53'	662	T	Pollens, Sédimentologie	^{14}C, biostratigraphie, corrélations (SST, GRIP)	140 000 - 0	5,4,3,1	D	Non	Frenzel, 1978; Müller *et al.*, 2003
Cerete Basso	Italie	Alpes	45°51'	09°59'	464	T	Pollens, Charbons, Sédimentologie	^{14}C	17 115 - 7 857	2,1	C	Non	Ravazzi *et al.*, 2012
MD95-2039	Espagne	Marge Ibérique	40°34'	10°20'	-3381	M	Pollens, Foraminifères ($\delta^{18}O$)	Corrélations (GRIP)	65 000 - 10 000	3,2,1	C	Oui (SST)	de Abreu, 2000; Roucoux *et al.*, 2001, 2005
Garda	Italie	Alpes	45°33'	10°38'	65	T	Pollens, Charbons, NPPs, dinoflagellés, Sédimentologie	^{14}C	18 000 - 13 250	2,1	C	Non	Ravazzi *et al.*, 2014

Fimon	Italie	Alpes	45°28'	11°32'	23	T	Pollens, Charbons, NPPs, Sédimentologie	^{14}C, corrélations (séquences isotopiques)	50 000 - 16 000	3,2	D	Non	Pini *et al.* , 2010
Della Costa	Italie	Alpes	45°16'	11°45'	7	T	Pollens, Chironomes, Ostracodes	^{14}C	31 000 - 17 000	2	C	Oui (Juillet T°, chironomes)	Kaltenrieder *et al.* , 2010; Samartin *et al.* , 2016
Unterangerberg (17 sites)	Autriche	Vallée de l'Inn	47°50'	12°00'	400 - 600	T	Pollens, NPPs, Chironomes, Sédimentologie	^{14}C, IRSL	50 000 - 40 000	3	D	Non	Starnberger *et al.* , 2013
Castiglione	Italie		51°53'	12°46'	44	T	Pollens	^{14}C	13 800 - 7 700	1	C	Non	Follieri, 1988; di Rita *et al.* , 2013
Rehwiese	Allemagne		52°26'	13°12'	-	T	Pollens, Sédimentologie	Téphras, laminations, biostratigraphie	12 880 -11 473	1	C	Non	Neugebauer *et al.* , 2012
Soča **Vipava**	Slovénie		45°48' 46°00'	13°32' 13°39'	-	T	Pollens, NPPs, Sédimentologie	^{14}C	26 000 - 22 000	2	C	Non	Monegato *et al.* , 2015
Prague–Podbaba	République Tchèque	Bohême	50°07'	14°24'	190	T	Pollens, Macrofossiles	^{14}C	50 000 - 16 000	3,2	C	Non	Jankovská et Pokorný, 2008
Monticchio	Italie	Basilicata	40°56'	15°35'	656	T	Pollens, Sédimentologie	^{14}C, ^{40}Ar, téphras, laminations	102 000 - 0	5,4,3,2,1	C	Oui (pollens)	Watts, 1985; Allen *et al.* , 1999, 2000; Brauer *et al.* , 2000, 2007; Wulf *et al.* , 2004
Trifoglietti	Italie	Calabre	39°33'	16°01'	1048	T	Pollens, Sédimentologie	^{14}C, téphras	14 600 - 7 600	1	C	Non	de Beaulieu *et al.* , 2017
Hanspile 1 **Hanspile 2**	Slovaquie	Carpathes	48°33' 48°30'	17°18' 17°13'	200	T	Pollens, Macrofossiles, Mollusques, Sédimentologie	^{14}C	14 353 - 12 850	1	D/C	Non	Hájková *et al.* , 2014
Jablůnka	République Tchèque	Moravie	49°23'	17°57'	350	T	Pollens, Macrofossiles	^{14}C	50 000 - 16 000	3,2	C	Non	Jankovská et Pokorný, 2008
Feher	Hongrie		46°20'	20°06'	83	T	Pollens, Malacologie, Sédimentologie	^{14}C	28 122 - 12 355	2,1	C	Non	Sümegi *et al.* , 2013
Nagymaros	Hongrie	Pest	48°20'	20°26'	297	T	Pollens, Macrofossiles	^{14}C	26 011 - 17 361	2	C	Non	Magyari *et al.* , 1999; Jakab *et al.* , 2004
Šafárka	Slovaquie		48°53'	20°35'	600	T	Pollens, Macrofossiles	^{14}C	50 000 - 16 000	3,2	C	Non	Jankovská et Pokorný, 2008
Ohrid	Macédoine /Albanie		40°55'	20°40'	705	T	Pollens, Ostracodes, Sédimentologie, Téphras	^{14}C, téphras	150 000 - 0	5,4,3,2,1	D	Non	Belmecheri *et al.* , 2009; Lézine *et al.* , 2010; Sadori *et al.* , 2016; Francke *et al.* , 2016
Malik	Albanie	Balkans	40°46'	20°47'	818	T	Pollens	^{14}C	16 100 - 2646	1	C	Oui (pollens)	Denèfle *et al.* , 2000; Bordon *et al.* , 2009
Ioannina	Grèce	Epire	39°45'	20°51'	473	T	Pollens, Ostracodes, Diatomées, Mollusques, Sédimentologie	^{14}C	46 000 - 0	3,2,1	C/D	Non	Bottema, 1974; Tzedakis *et al.* , 2002, 2004; Lawson *et al.* , 2004; Wilson *et al.* , 2008
Prespa	Grèce	Balkans	40°58'	20°59'	849	T	Pollens, Sédimentologie	^{14}C, téphras, ESR, corrélations (NGRIP)	92 000 - 0	4,3,2,1	C	Non	Panagiotopoulos *et al.* , 2014
Kopais	Grèce	Béotie	38°27'	23°03'	95	T	Pollens	^{14}C, corrélations	Tardiglaciaire + Holocène	1	C	Non	Tzedakis, 1999; Tzedakis *et al.* , 2004
Kobylnica Woloska	Pologne		50°00'	23°08'	215	T	Pollens, Macrofossiles, NPPs, Diatomées	^{14}C	14 910 - 11 620	1	C	Non	Kołaczek *et al.* , 2014, 2015
Steregoiu	Roumanie	Gutaiulu	47°48'	23°32'	760	T	Pollens	^{14}C	14 400 - 9 200	1	C	Oui	Björkman *et al.* , 2002;

Prelucatiganului			47°49'	23°32'	700							(pollens)	Feurdean *et al.* , 2008
Jansvatnet	Norvège	Finnmark	70°39'	23°40'	53	T	Pollens, Chironomes, Macrofossiles, Diatomées	^{14}C	18 000 - 9 400	2,1	C	Oui (Juillet T°, chironomes, pollens)	Birks *et al.* , 2012
Tenaghi Philippon	Grèce		40°58'	24°13'	40	T	Pollens	^{14}C, téphras	50 000 - 7 000	3,2,1	C	Non	Tzedakis *et al.* , 2002, 2006; Müller *et al.* , 2011
Kupena	Bulgarie	Rhodopes	41°59	24°19'	1356	T	Pollens	^{14}C	30 000 - 0	2,1	D	Non	Tonkov *et al.* , 2014
Ste Anne	Roumanie	Carpathes	46°08'	25°53'	946	T	Pollens, Macrofossiles, NPPs, Sédimentologie	^{14}C	26 000 - 8 000	2,1	C	Non	Magyari *et al.* , 2014a,b
Straldzha Mir	Bulgarie	Balkans	42°38'	26°46'	138	T	Pollens, Charbons, Sédimentologie	^{14}C	37 500 - 0	3,2,1	D	Non	Connor *et al.* , 2013
Megali Limni	Grèce	Ile Lesvos	-	-	323	T	Pollens, Charbons, Sédimentologie, Téphras	^{14}C	62 000 - 22 000	4,3,2	D	Non	Margari *et al.* , 2009

Synthèses

Région				Période (a cal. BP)	MIS		Référence
Monde				21 000 - 6 000	2,1		Bartlein *et al.* , 2011
Europe				55 000 - 46 000	3		van Meerbeeck *et al.* , 2011
Europe				73 500 - 14 700	4,3,2		Fletcher *et al.* , 2010
Europe	Ouest			36 000 - 18 000	3,2		Ampel *et al.* , 2010
Europe	Ouest			60 000 - 8 000	3,2,1		Moreno *et al.* , 2014
Europe	Ouest	Espagne		120 000 - 11 600	5,4,3,2,1		Moreno *et al.* , 2012
Europe	Ouest	Jura		40 000 - 8 000	3,2,1		Cupillard *et al..* , 2014
Europe	Nord-Ouest			15 000 - 11 000	1		Birks et Birks, 2014
Europe	Centre-Est			45 000 - 16 000	3,2		Willis et van Andel, 2004
Europe	Centre-Est			60 000 - 8 000	3,2,1		Feurdean *et al.* , 2014
Europe	Centre-Nord			130 000 - 15 000	5,4,3,2		Helmens, 2014
Europe	Nord-Est	Pays Baltes et Biélorussie		15 000 - 8 000	1		Veski et al., 2015

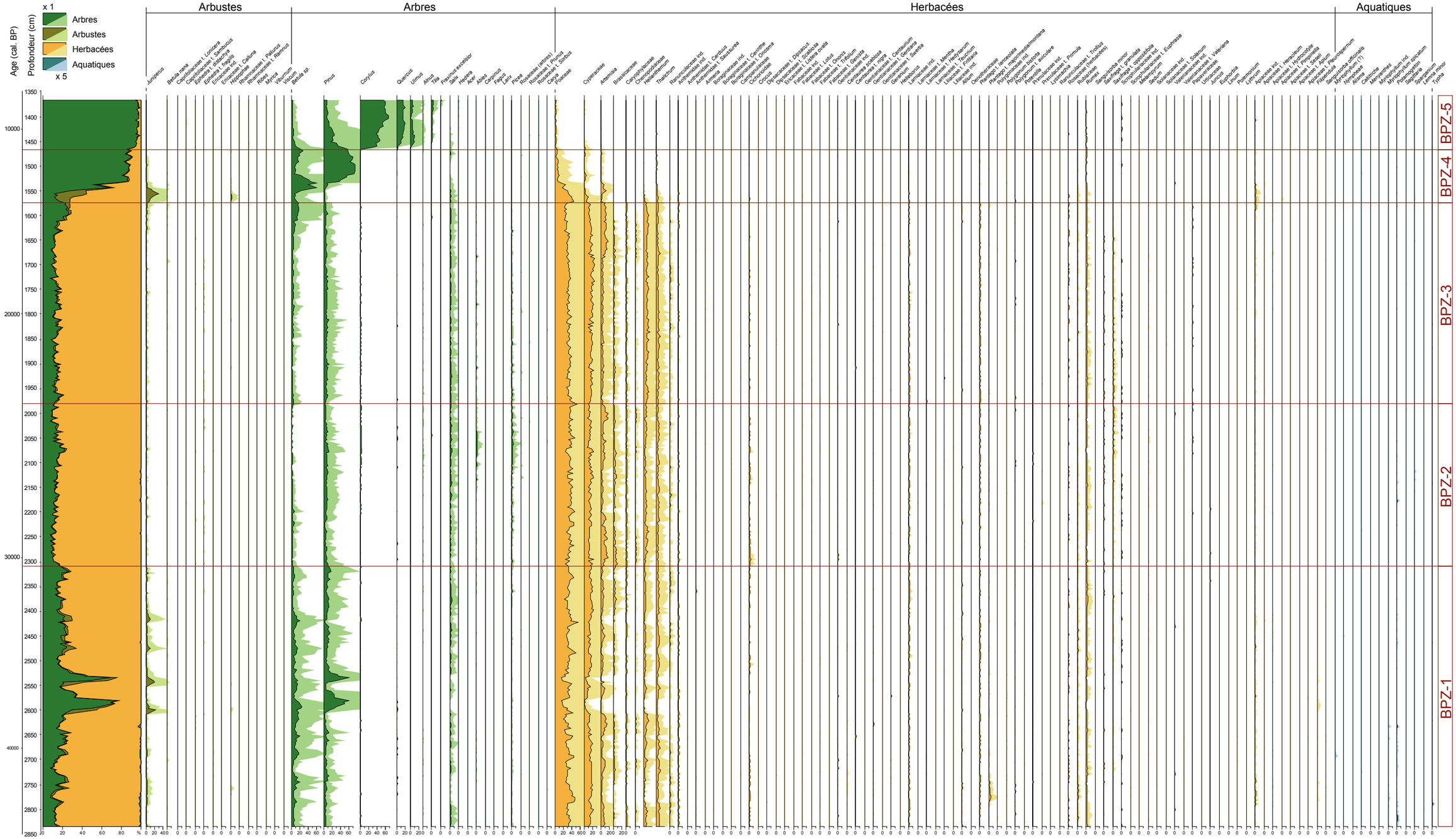
B Annexes du Chapitre 2 (p. 36)

FIGURE B1 *(page 230) – Diagramme pollinique en pourcentages relatifs de l'ensemble des taxons (128) identifiés dans la séquence du Bergsee. Les taxons sont rassemblés selon le type végétal d'appartenance, à savoir les arbustes (vert clair), les arbres (vert foncé), les herbacées (jaune) et les aquatiques (bleu). Le diagramme est présenté en profondeur et en âge, et les totaux de chaque type végétal sont ajoutés. Les lignes horizontales rouges représentent les transitions des phases issues de la zonation CONISS (BPZ- : Bergsee Pollen Zone ; détails dans le Chapitre 2). Les aires plus claires représentent des expansions x5. L'ensemble des taxons est répertorié dans le Tableau B2.*

TABLE B2 *(following page) – Liste des 128 taxons identifiés dans la séquence sédimentaire du Bergsee. Pour chacun est précisé le type de plante (arbuste, arbre, herbacée, aquatique).*

Liste des taxons	type végétal d'attribution
Juniperus	Arbuste
Betula nana	Arbuste
Caprifoliaceae t. *Lonicera*	Arbuste
Caprifoliaceae t. *Sambucus*	Arbuste
Ephedra t. distachya	Arbuste
Ephedra t. fragilis	Arbuste
Ericaceae ind.	Arbuste
Ericaceae t. *Calluna*	Arbuste
Hippophae	Arbuste
Rhamnaceae t. *Paliurus*	Arbuste
Rhamnaceae t. *Ramnus*	Arbuste
Ribes	Arbuste
Myrica	Arbuste
Viburnum	Arbuste
Viscum	Arbuste (sous-arbrisseau)
Betula sp.	Arbre
Pinus	Arbre
Corylus	Arbre
Quercus	Arbre
Ulmus	Arbre
Alnus	Arbre
Tilia	Arbre
Fraxinus excelsior	Arbre
Salix	Arbre
Hedera	Arbre (lierre grimpant)
Acer	Arbre
Abies	Arbre
Carpinus	Arbre
Fagus	Arbre
Larix	Arbre
Picea	Arbre
Rosaceae (arbres)	Arbre
Rosaceae t. *Prunus*	Arbre
Rosaceae t. *Sorbus*	Arbre
Carya	Arbre
Poaceae	Herbacée
Cyperaceae	Herbacée
Artemisia	Herbacée
Brassicaceae	Herbacée
Caryophylaceae	Herbacée
Chenopodiaceae	Herbacée
Helianthemum	Herbacée
Thalictrum	Herbacée
Ranunculaceae ind.	Herbacée
Anthemidae ind.	Herbacée
Anthemidae t. *Carduus*	Herbacée
Anthemidae t. *Saussurea*	Herbacée
Armeria	Herbacée
Boraginaceae t. *Cerinthe*	Herbacée
Boraginaceae t. *Onosma*	Herbacée
Campanulaceae	Herbacée
Cichorioidae	Herbacée
Crocus	Herbacée
Dipsacaceae t. *Dipsacus*	Herbacée
Dipsacaceae t. *Scabiosa*	Herbacée
Ericaceae t. *Listera ovata*	Herbacée
Fabaceae ind.	Herbacée
Fabaceae t. *Lotus*	Herbacée
Fabaceae t. *Ononis*	Herbacée
Fabaceae t. *Trifolium*	Herbacée
Fabaceae t. *Genista*	Herbacée
Gentianaceae ind.	Herbacée
Centaurea scabiosa	Herbacée
Centaurea t. nigra	Herbacée

Liste des taxons	type végétal d'attribution
Gentianaceae t. *Centaurium*	Herbacée
Gentianaceae t. *Gentiana*	Herbacée
Gentianaceae t. *Swertia*	Herbacée
Geranium	Herbacée
Helleborus	Herbacée
Lamiaceae t. *Mentha*	Herbacée
Lamiaceae t. *Hedysarum*	Herbacée
Lamiaceae t. *Teucrium*	Herbacée
Liliaceae t. *Fritilaria*	Herbacée
Liliaceae ind.	Herbacée
Allium	Herbacée
Oenotheraceae	Herbacée
Plantago t. lanceolata	Herbacée
Plantago t. major/media/montana	Herbacée
Polygonaceae ind.	Herbacée
Polygonum bistorta	Herbacée
Polygonum t. aviculare	Herbacée
Potentilla	Herbacée
Primulaceae ind.	Herbacée
Primulaceae t. *Primula*	Herbacée
Lysimachia	Herbacée
Ranunculaceae t. *Trollius*	Herbacée
Rosaceae (herbacées)	Herbacée
Rubiaceae	Herbacée
Rumex	Herbacée
Sanguisorba minor	Herbacée
Saxifraga t. granulata	Herbacée
Saxifraga t. oppositifolia	Herbacée
Scrophulariaceae ind.	Herbacée
Scrophulariaceae t. *Euphrasia*	Herbacée
Melampyrum	Herbacée
Sedum	Herbacée
Solanaceae ind.	Herbacée
Solanaceae t. *Solanum*	Herbacée
Valerianaceae ind.	Herbacée
Valerianaceae t. *Valeriana*	Herbacée
Papaveraceae	Herbacée
Urticaceae	Herbacée
Juncus	Herbacée
Euphorbia	Herbacée
Linum	Herbacée
Polemonium	Herbacée
Lythrum	Herbacée
Apiaceae ind.	Herbacée
Apiaceae t. *Heracleum*	Herbacée
Apiaceae t. *Hydrocotyle*	Herbacée
Apiaceae t. *Pimpinella*	Herbacée
Apiaceae t. *Seseli*	Herbacée
Apiaceae t. *Apium*	Herbacée
Apiaceae t. *Pleurospernum*	Herbacée
Filipendula	Herbacée
Sanguisorba officinalis	Herbacée
Myriophyllum (?)	Plante aquatique
Nymphea	Plante aquatique
Alisma	Plante aquatique
Callitriche	Plante aquatique
Menyanthes	Plante aquatique
Myriophyllum ind.	Plante aquatique
Myriophyllum spicatum	Plante aquatique
Potamogeton	Plante aquatique
Sagittaria	Plante aquatique
Sparganium	Plante aquatique
Lemna minor	Plante aquatique
Typha	Plante aquatique


Age (cal. BP)
Profondeur (cm)
x 1
x 5
Arbres
Arbustes
Herbacées
Aquatiques
Arbustes
Arbres
Herbacées
Aquatiques
BPZ-5
BPZ-4
BPZ-3
BPZ-2
BPZ-1

C Annexes du Chapitre 3 (p. 62)

Glass number	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO_t	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Total	-Cl	-F
1	57.08	0.13	24.15	1.71	0.32	0.08	1.01	9.36	5.14	0.04	99.03	0.55	0.45
2	58.32	0.21	23.74	1.79	0.33	0.07	0.76	8.90	5.59	0.00	99.72	0.40	0.24
3	58.55	0.17	23.40	1.77	0.36	0.08	0.81	8.87	5.60	0.03	99.64	0.41	0.03
4	58.19	0.17	23.72	1.84	0.30	0.07	0.73	8.77	5.18	0.04	99.01	0.42	0.00
5	54.82	0.17	22.41	1.83	0.29	0.06	0.64	8.97	5.40	0.00	94.59	0.40	0.00
6	58.39	0.17	23.68	1.92	0.29	0.07	0.71	9.27	5.55	0.01	100.06	0.41	0.21
7	58.90	0.16	23.53	1.76	0.28	0.06	0.71	9.11	5.36	0.02	99.89	0.35	0.21
8	58.30	0.18	23.74	1.87	0.33	0.07	0.75	8.97	5.58	0.00	99.79	0.41	0.19
9	57.93	0.15	22.89	1.64	0.30	0.06	0.94	9.31	5.39	0.02	98.63	0.36	0.23
10	58.83	0.17	23.85	1.80	0.30	0.08	0.76	8.98	5.56	0.01	100.34	0.40	0.04
11	58.53	0.19	23.62	1.77	0.27	0.08	0.77	9.29	5.58	0.00	100.11	0.42	0.22
12	58.22	0.14	23.27	1.83	0.32	0.06	0.76	9.16	5.72	0.02	99.50	0.43	0.07
13	58.06	0.19	23.65	1.79	0.29	0.07	0.76	9.12	5.88	0.04	99.86	0.42	0.49
14	58.93	0.20	23.85	1.73	0.28	0.06	0.68	8.71	5.51	0.00	99.95	0.43	0.23
15	58.91	0.13	24.15	1.75	0.43	0.06	0.66	8.25	5.19	0.00	99.52	0.45	0.17
16	58.63	0.15	23.59	1.85	0.29	0.09	0.80	8.83	5.66	0.02	99.90	0.42	0.00
17	55.71	0.21	22.13	1.82	0.30	0.07	0.75	8.37	5.47	0.00	94.83	0.42	0.03
18	58.58	0.15	23.89	1.81	0.34	0.10	0.71	8.49	5.66	0.02	99.74	0.42	0.27
19	59.15	0.21	23.22	1.68	0.32	0.07	0.89	8.52	5.57	0.03	99.65	0.37	0.24

Lipari obsidian	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO_t	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Total	-Cl	-F
10 µm beam	72.76	0.04	13.06	1.57	0.06	0.03	0.74	3.65	5.00	0.04	97.36	0.36	0.06
5 µm beam	73.53	0.06	13.25	1.71	0.06	0.05	0.71	3.13	5.29	0.01	98.29	0.34	0.15
Hunt and Hill (1996), 12 µm beam	74.35	n.a.	12.87	1.51	0.07	0.05	0.74	3.93	5.11	n.a.	98.98	0.35	n.a.

TABLE C3 – *Raw data of electron probe microanalyses - EPMA - of single point glass analyses of the 690 Laacher See Tephra in the Bergsee record, and results of the rhyolitic Lipari Obsidian glass 691 standard in comparison with literature data (Hunt et Hill, 1996).*

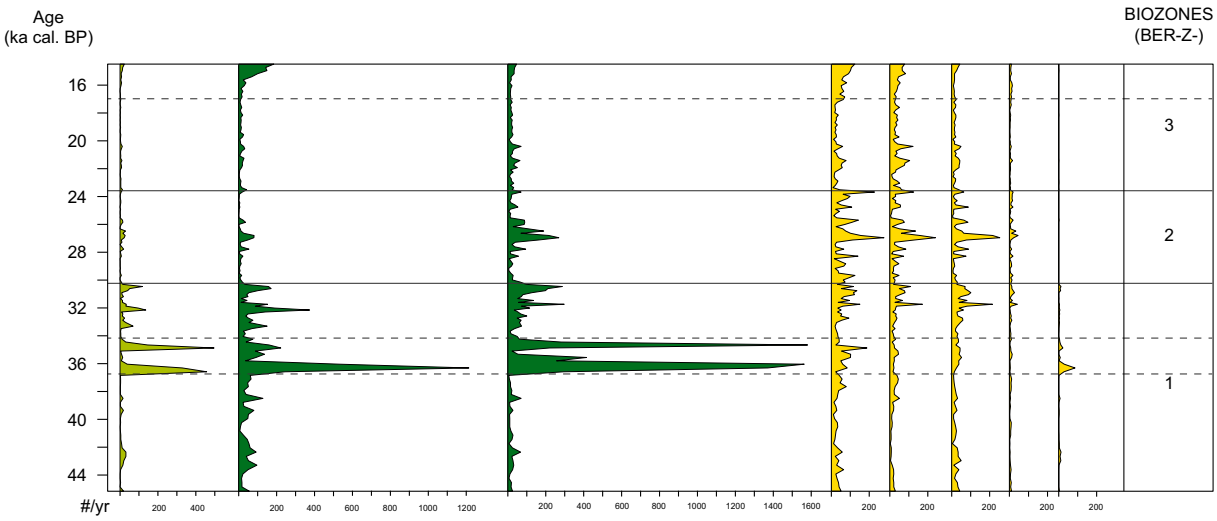


FIGURE C2 – *Pollen accumulation rates of the main taxa from 45 to 14.7 ka cal BP derived from the age 693 depth model. From left to right : time scale, pollen influxes (shrubs in light green, cold 694 adapted trees in dark green, herbs in yellow), pollen zones.*

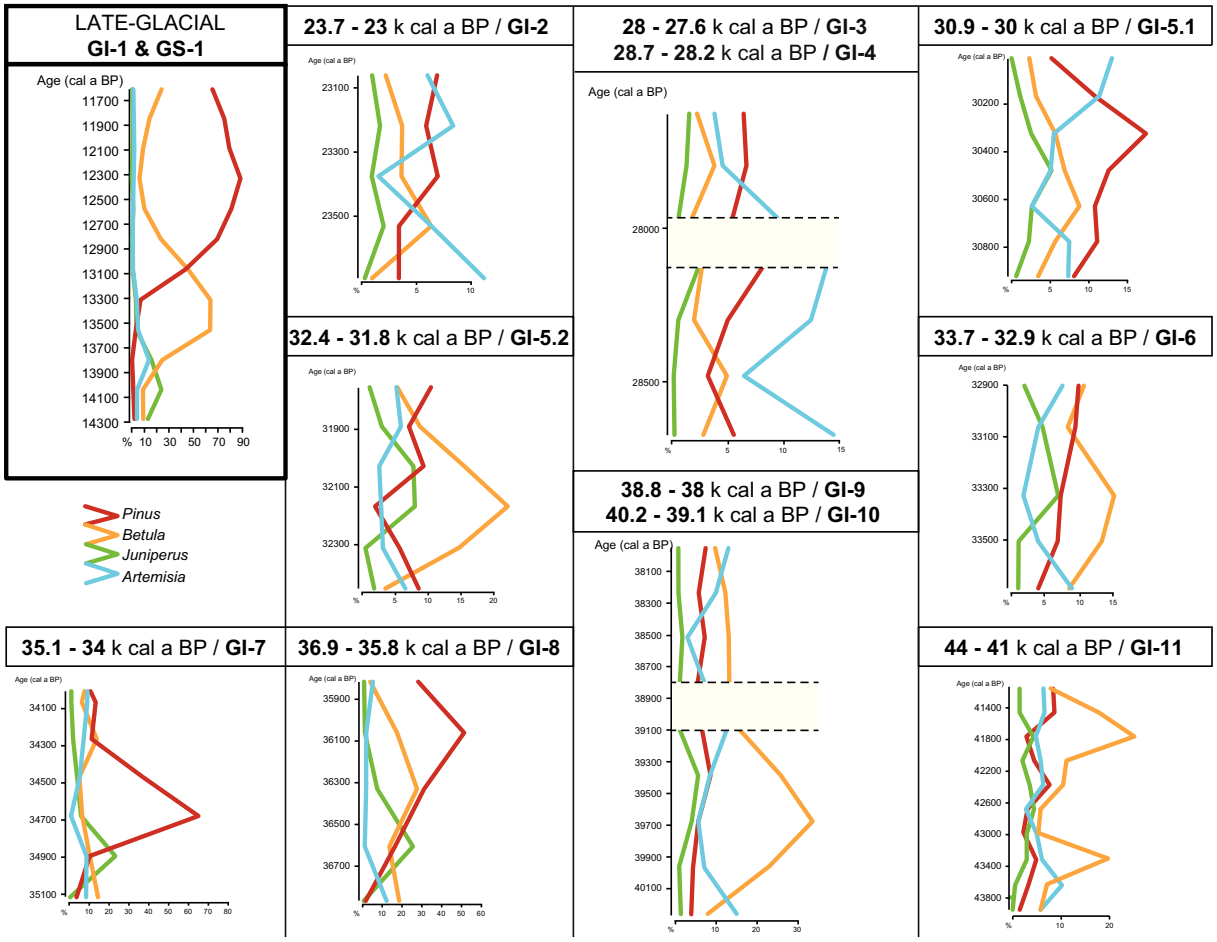


FIGURE C3 – *Vegetation dynamics of each interstadial correlated with GIs : only the most 695 representative 696 taxa of forest development (see in the text) are plotted and steppe dynamics are represented by 697 Artemisia.*

D Annexes du Chapitre 6 (p. 135)

Article allemand traitant de l'enregistrement pollinique de l'Holocène issu de la séquence du Bergsee (13.64 - 4.2 m).

pflaume (*Prunus* cf. *cerasifera*), Haselnuss (*Corylus avellana*), Walnuss (*Juglans regia*), Hagebutte (*Rosa*), Kratzbeere (*Rubus* cf. *caesius*) und Schwarzer/Roter Holunder (*Sambucus nigra/racemosa*).
An weiteren Kultur- und Nutzpflanzen konnten Gebauter Lein (*Linum usitatissimum*) und Schlafmohn (*Papaver somniferum*) sowie Hopfen (*Humulus lupulus*), Koriander (*Coriandrum sativum*), Schwarzer Senf (*Brassica nigra*), Oregano (*Origanum vulgare*) und Wacholder (*Juniperus communis*) festgestellt werden.

Abschließend sei den Eigentümern des Sees, dem Fürstenhaus Waldburg-Zeil, für die Bohrgenehmigung gedankt, wie auch für die Gelegenheit, ihre Fischerhütte als einzige Zugangsmöglichkeit zu dem von Röhricht umschlossenen See nutzen zu können. Weiterhin danken wir dem Bohrteam und den Kollegen der Universität Augsburg für die tatkräftige Mitarbeit.

Manfred Rösch, Stephan Hahn

LITERATURHINWEISE

D. Schmid/J. Scheschkewitz/O. Goldstein/A. Striffler, Zum Beginn der Ausgrabungen in Isny im Allgäu. Arch. Ausgr. Baden-Württemberg 2012, 262–266; D. Schmid/J. Scheschkewitz/B. Grundmann/O. Goldstein, Die dritte Grabungssaison in der Altstadt von Isny im Allgäu. Ebd. 2014, 265–271. – Ursee, Großer, in: Aktionsprogramm zur Sanierung oberschwäbischer Seen, URL: http://www.seenprogramm.de/index.php?id=85 (Abruf: 16. 03. 2016).

FORSCHUNGSPROJEKT

Archäologische und naturwissenschaftliche Untersuchungen zur Landnutzungsgeschichte des Südschwarzwalds

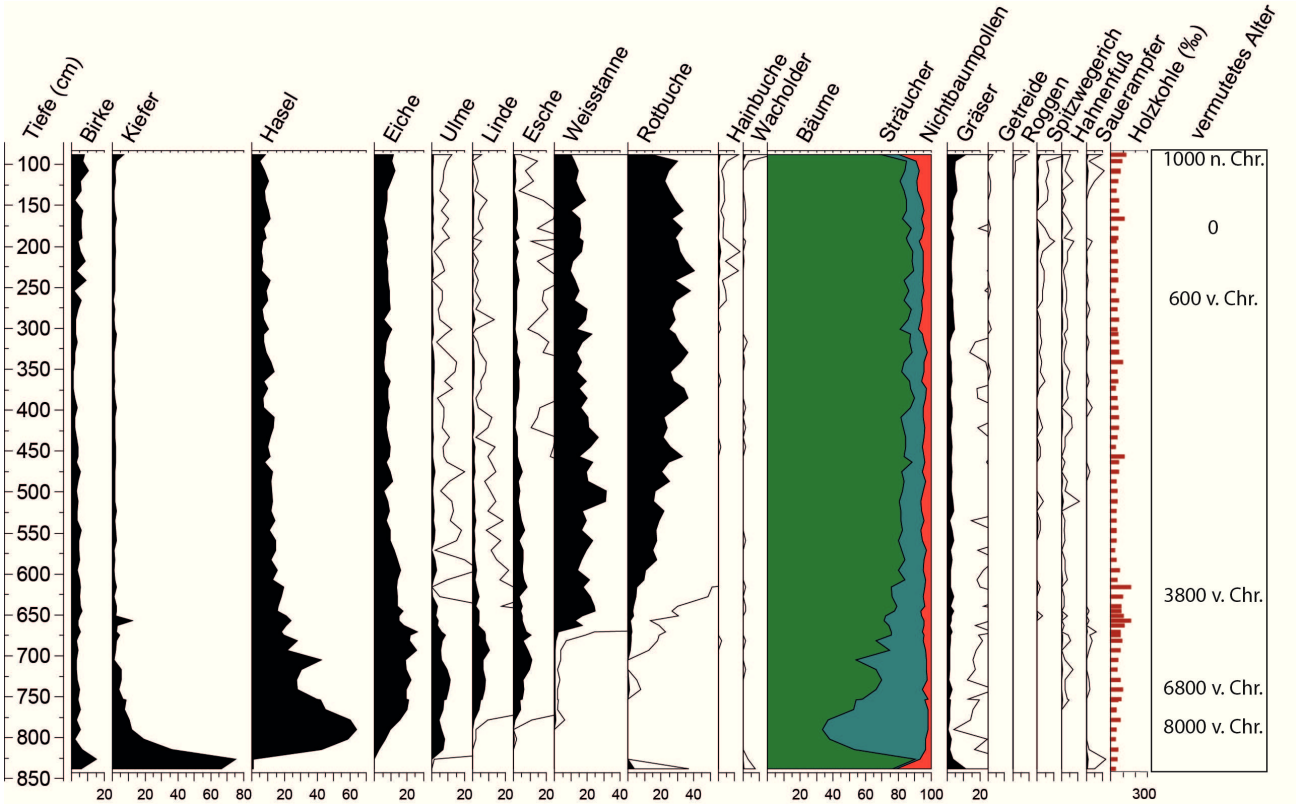
Einführung

In einem Projekt der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) wird seit 2014 der Frage nachgegangen, wann Teile des südlichen Schwarzwalds besiedelt wurden bzw. auf welche Art und Weise die Menschen das Land nutzten, etwa durch Weidewirtschaft, Ackerbau usw. In zwei Arbeitsgebieten wurden dazu Bohrkerne aus Seesedimenten entnommen. Im südlichen Hotzenwald liegt der Bergsee, im Hochschwarzwald finden sich Titisee, Schluchsee und Feldsee. Ein drittes Arbeitsgebiet, der östliche Dinkelberg, dient mit seinem Muschelkalkuntergrund als unmittelbar an den Grundgebirgsschwarzwald anschließende Vergleichsregion. Die Sedimentproben werden pollenanalytisch beim Landesamt für Denkmalpflege in Hemmenhofen und geochemisch an der Technischen Universität Dresden untersucht. Der Bergsee ist Gegenstand einer Kooperation mit der Universität Besançon. Begleitend finden archäologische Surveys und kleine Grabungen statt. Hier soll über erste Untersuchungen und Ergebnisse berichtet werden.

Erste Untersuchungen an Sedimentkernen aus Titisee und Bergsee

Der Titisee liegt im zentralen Hochschwarzwald östlich des Feldbergs, 846 m ü. NN. Der 8,5 m lange Sedimentkern wurde an der mit

AABW_2015_Inhalt.indd 50 03.06.16 10:02

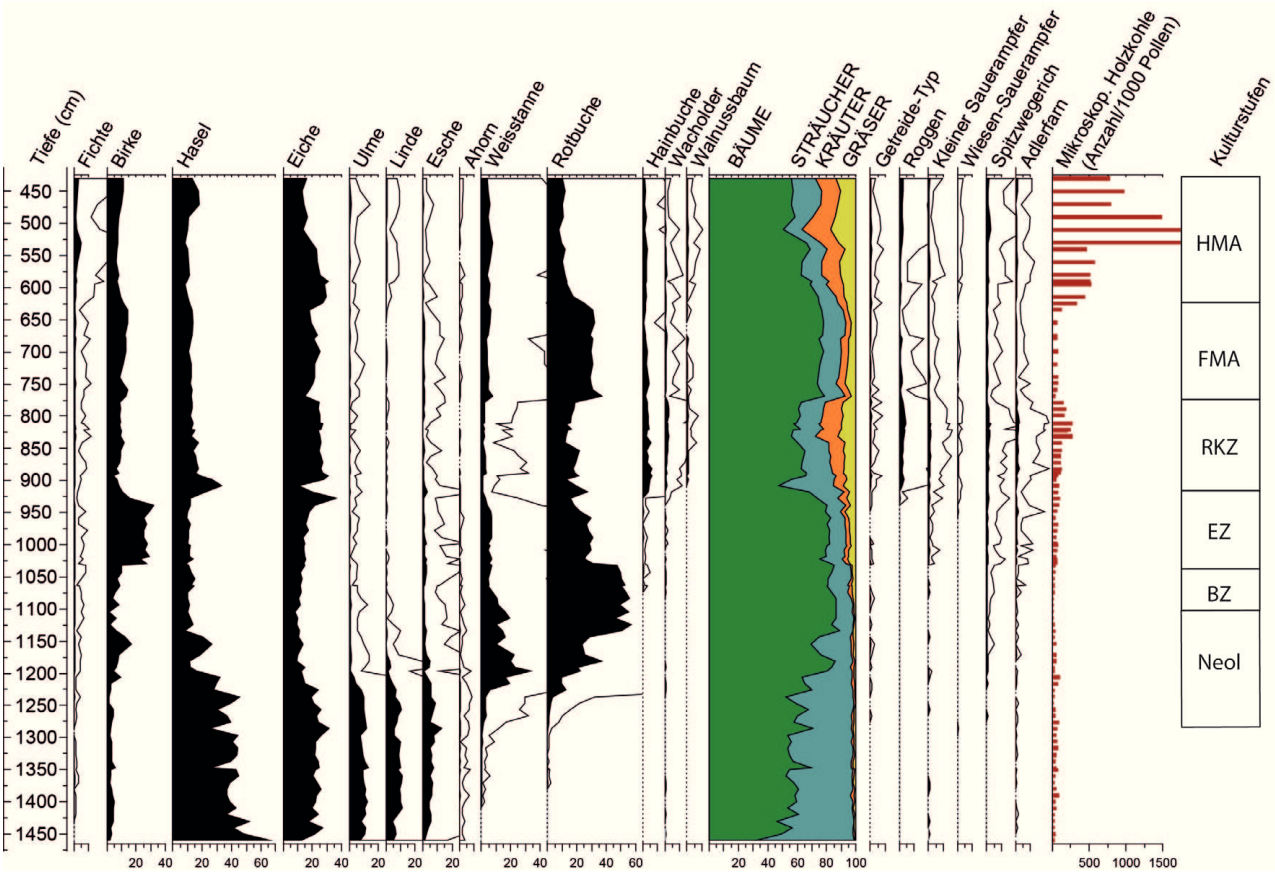


24 △ *Titisee. Übersichts-Pollendiagramm mit ausgewählten Arten.*

40 m tiefsten Stelle des Sees entnommen. Die vorläufige Pollenanalyse zeigt für die Nacheiszeit die für Mitteleuropa typische Abfolge von Kiefer, Hasel, Eichenmischwald, Weißtanne und Rotbuche (Abb. 24). Da noch keine ^{14}C-Daten vorliegen, kann der Zeitgehalt nur durch Vergleich mit anderen Pollenprofilen aus der Region geschätzt werden. Demnach markiert der Beginn der geschlossenen Hainbuchenkurve in 3 m Tiefe wohl den Beginn der Eisenzeit. Hier nehmen auch die Nichtbaumpollen zu und Zeiger für menschliche Eingriffe erscheinen.

Der Bergsee (382 m ü. NN.) liegt bei Bad Säckingen an der Südabdachung des Schwarzwaldes, etwa 2 km vom Hochrhein entfernt. Der See war während der letzten Eiszeit nicht vergletschert. Eine Forschergruppe der Universität Besançon (CNRS) zog 2013 aus dem zentralen Bereich des Sees einen 33 m langen Bohrkern. Für die umfangreichen Untersuchungen wurde eine Kooperation vereinbart, bei der die französische Gruppe auf die Würm-Eiszeit und die Klima- und Feuergeschichte fokussiert ist, die deutsche mit Beteiligung des Römermuseums Augusta Raurica (Schweiz) auf die Nacheiszeit und die menschlichen Aktivitäten. Abbildung 25 zeigt einen rund 10 m umfassenden Ausschnitt aus dem Holozän, welcher vorbehaltlich ausstehender ^{14}C-Daten etwa die Zeit von 7000 v. Chr. bis 800 n. Chr. wiedergibt. Die Hasel-Eichenmischwald-Phase an der Basis ist ähnlich wie im Pollendiagramm vom Titisee. Die Tannenphase ist jedoch viel kürzer und schwächer als im Hochschwarzwald; danach dominieren Buchenmischwälder in der Umgebung des Sees. Schon während der Einwanderung und Ausbreitung von Weißtanne und Buche, also in der Jungsteinzeit (ab ca. 12,5 m Sediment-

AABW_2015_Inhalt.indd 51 03.06.16 10:02



25 △ *Bergsee. Übersichts-Pollendiagramm mit ausgewählten Arten. Neol = Jungsteinzeit, BZ = Bronzezeit, EZ = Eisenzeit, RZ = Römische Kaiserzeit, FMA = Frühmittelalter, HMA = Hochmittelalter.*

tiefe), treten erste Getreidepollen und andere Kulturzeiger auf. Stärkere Entwaldung ist ab der Spätbronze-/Eisenzeit fassbar, als auch die geschlossene Hainbuchenkurve einsetzt. Die Zunahme von Hainbuche, Birke und Hasel in dieser Zeit weist auf ausgedehnte Niederwaldwirtschaft hin. Sehr massive anthropogene Entwaldung ist während der römischen Kaiserzeit zu beobachten. An ihrem Ende und während der Völkerwanderungszeit begünstigt ein Rückgang der menschlichen Eingriffe eine vorübergehende Wiederausbreitung der Rotbuche. Der menschliche Einfluss setzt sich aber während des gesamten Frühmittelalters fort, und die Entwaldung ist mindestens so stark wie während der Eisenzeit. Die Zunahme von Kultur- und Grünlandzeigern und hohe Konzentrationen an Holzkohlepartikeln im Hochmittelalter deuten auf eine massive Öffnung der Landschaft unter Einsatz von Feuer hin.

Am GeoForschungsZentrum Potsdam wurde an der Titisee-Kernsequenz in hoher Auflösung die Verteilung der Elemente Si, K, Ca, Ti, Mn und Fe mit einem Mikro-Röntgenfluoreszenzscanner gemessen. Es zeigen sich drei Phasen der Seeentwicklung: Die untersten 2 m des Kernprofils sind vor allem durch klastischen Sedimenteintrag aus dem Einzugsgebiet charakterisiert. Im zweiten Abschnitt bis 3 m Sedimenttiefe weisen die Elemente auf eine stärkere biologische Aktivität im See hin, was außerdem zu einer ausgeprägten Schichtung der Sedimente in diesem Bereich führte. Oberhalb von 3 m Sedimenttiefe lassen die Elemente wiederum abnehmende aquatische Produktivität und ab etwa 1 m Sedimenttiefe zunehmende Erosion im Einzugsgebiet erkennen.

AABW_2015_Inhalt.indd 52 03.06.16 10:02

Surveys im Hochschwarzwald und im Hotzenwald

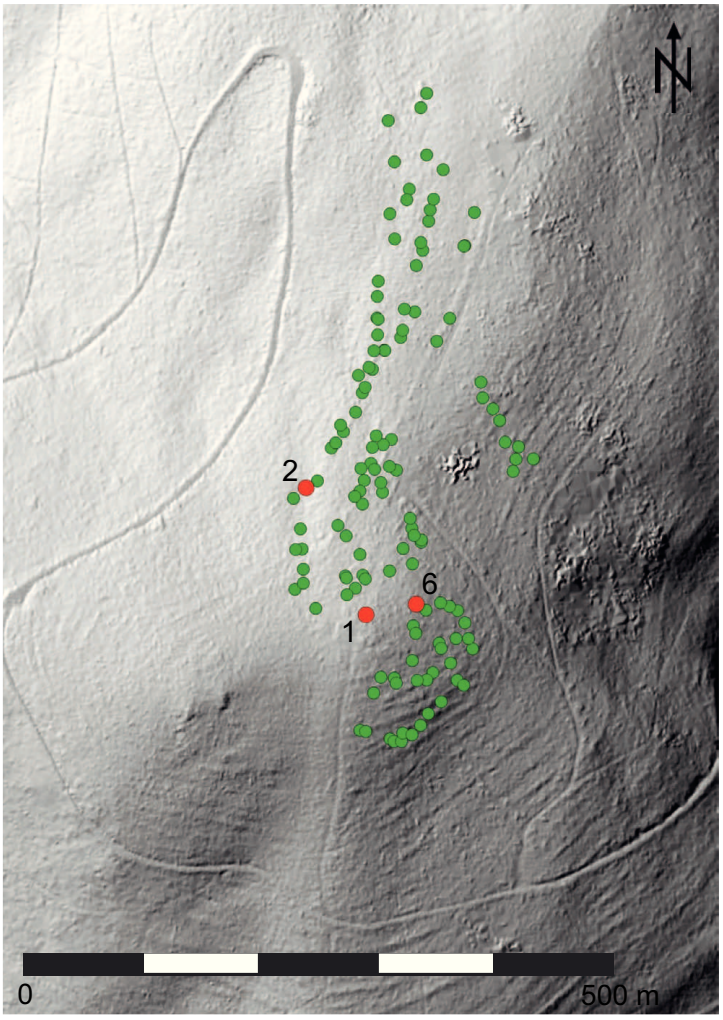
Aus dem Schwarzwald sind bisher nur sehr wenige ur- und frühgeschichtliche Fundstellen bekannt; am häufigsten wurden einzelne steinzeitliche Feuersteinartefakte entdeckt. Geländebegehungen im Schwarzwald stehen prinzipiell vor dem Problem geringer Erdaufschlüsse bzw. fehlender Ackerflächen.

Neben dem zentralen Hochschwarzwald und dem westlichen Hotzenwald wurden weitere Bereiche am Ostrand des Schwarzwalds und im südlichen Hotzenwald wegen der besseren Begehungsbedingungen und des siedlungsgeschichtlichen Zusammenhangs integriert. Ältestes neues Fundstück im Hochschwarzwald ist eine Rückenspitze des Spätpaläolithikums. Einige weitere einzelne Silices aus dem Arbeitsgebiet, wie etwa Funde am Schluchseeufer und bei Herrischried, könnten auf steinzeitliche Lagerplätze hinweisen.

Einige Grobkeramikscherben an zwei Stellen des Schluchseeufers sowie eventuell bei Lenzkirch deuten auf kleine Siedlungsstellen der Merowingerzeit hin. Sie lassen den Altfund eines gleichaltrigen Einbaums am Schluchsee in neuem Licht erscheinen. Schließlich wurden durch zahlreiche Funde und Geländebefunde im Hochschwarzwald Hofstellen erfasst, die im späten Mittelalter sowie im 17./18. Jahrhundert entstanden waren und im 19. Jahrhundert wieder abgingen.

Rätselhafte Steinhügel

Im zentralen und östlichen Schwarzwald kommen zahlreiche Steinhügel vor, allein im Raum Titisee-Neustadt mehrere Tausend. Man trifft sie überwiegend auf den Kuppen und den sie umgebenden oberen Hängen an. Außerhalb des Schwarzwalds wurden bei Ausgrabungen vergleichbarer Steinhügel bronze- und eisenzeitliche sowie frühmittelalterliche Gräber entdeckt. Es war daher die Frage, ob auch bei einer (erstmals) im Schwarzwald durchgeführten Untersuchung Gräber unter Steinhügeln entdeckt werden könnten. Die nördlich von Neustadt gelegene Anhöhe „Fehrn“ (über 1060 m hoch) bot sich durch die Vielzahl gut erhaltener Hügel an. Zudem war hier ein systematischer Survey mit Studierenden der Universität Tübingen vorausgegangen, bei dem alle Hügel eingemessen und beschrieben



26 ▽ *Digitales Geländemodell (LIDAR-Scan) der Geländehöhe „Fehrn“ bei Titisee-Neustadt. Deutlich sichtbar sind die Terrassierungen im Hangbereich. Grüne Punkte: Steinhügel; rote Punkte: archäologisch untersuchte Hügel 1, 2 und 6.*

AABW_2015_Inhalt.indd 53 03.06.16 10:02

27 ▷ *Titisee-Neustadt, „Fehrn". Hügel 2 in Hanglage nach Abnahme des Bewuchses.*

worden waren. Das auf LIDAR-Daten beruhende digitale Geländemodell zeigt, dass der gesamte Hangbereich schmale Terrassen aufweist (Abb. 26).

Insgesamt wurden drei Steinhügel archäologisch untersucht. Nach Abnahme des Bewuchses stellten sich die Hügel als 4,0–5,7 m auf 2,8–4,9 m große und bis zu 1 m hohe, runde bis ovale Steinanhäufungen dar (Abb. 27). Auffällig war, dass bei Hügel 1 und 2 unter den oberen Lagen von kleineren, etwa 10–30 cm großen Steinen, deutlich größere, bei Hügel 1 z. T. plattenartige, gesetzt wirkende Steine mit Größen bis zu 60 cm zum Vorschein kamen. Nur der als Hügel 6 gezählte, dritte Hügel zeigte durchgehend große und kleinere Steine. Hier fiel zudem auf, dass nicht Gneis, wie bei den anderen Hügeln, sondern das Gestein Granitporphyr überwog. Dieses durchzieht in einer Entfernung von etwa 300 m als schmaler Gang den Gneiskörper. Die in Hügel 6 verwendeten Steine müssen also über etwa diese Distanz verbracht worden sein.

Aus einer direkt an die Steine anschließenden Feuerstelle neben Hügel 1 sowie im Hügelbereich wurden immer wieder vereinzelte Holzkohlen gefunden. Bei Hügel 2 und 6 fielen Holzkohleschichten und angeschwärzte Steine vor allem in den untersten Bereichen der Hügel auf. Hier müssen vor und z. T. während der Aufschüttung der Hügel in größerem Umfang Holz bzw. Äste verbrannt worden sein.

In keinem der drei Hügel wurden irgendwelche Hinweise auf Bestattungen entdeckt, weder kammerartige Einbauten noch Knochen- oder Beigabenreste. Einzig in den untersten Lagen von Hügel 1 fanden sich einige Keramikscherben, die ins Spätmittelalter oder die frühe Neuzeit zu datieren sind. Hügel 1 lag auf annähernd flachem Gelände, Hügel 2 am steileren Hang und Hügel 6 an einer terrassenartigen Geländestruktur. Ein Schnitt durch die Terrasse zeigte, dass hier gezielte Aufschüttungen bzw. Abgrabungen vorgenommen wurden.

Vorbehaltlich von ^{14}C-Datierungen an Holz-

AABW_2015_Inhalt.indd 54 03.06.16 10:02

kohleproben liegt durch die Keramik bereits der Schluss nahe, dass hier Befunde des (späten) Mittelalters und der Neuzeit vorliegen. Sie dürften mit der Landnutzung in Verbindung stehen. Vermutlich waren zu dieser Zeit weite Flächen der Anhöhen und der Hänge entwaldet und wurden (evtl. mit Unterbrechungen) als Ackerflächen genutzt. Auf der „Fehrn“ scheinen (in hügelfreien Bereichen) alte, humose Ackerböden zu liegen. An der Hangkante konnte ein mindestens 60 cm mächtiges Kolluvium angetroffen werden. Wie die genaue Struktur dieser Landnutzung aussah, bleibt noch unklar, etwa warum Hügel und nicht etwa Streifen oder Raine angelegt wurden. Zudem müssen nicht alle Hügel gleichzeitig errichtet worden sein. Es drängt sich jedoch der Verdacht auf, dass der Schwarzwald in diesem Raum zu bestimmten Zeiten hoch intensiv genutzt wurde und ganz anders, nämlich deutlich waldärmer als heute, aussah.

Der Stadt Titisee-Neustadt, insbesondere Herrn Förster Dierk Weißpfennig, sowie dem Fürst Fürstenbergischen Forst, namentlich Herrn Dr. Jens Borchers, sei für die Unterstützung ganz herzlich gedankt.

Thomas Knopf, Steven Bosch,
Lucas Kämpf, Heiko Wagner,
Elske Fischer, Lucia Wick,
Laurent Millet, Damien Rius,
Fanny Duprat-Oualid, Manfred Rösch,
Karl-Heinz Feger, Andrea Bräuning

FORSCHUNGSPROJEKT

Montanarchäologische Fragen zur Rohstoffversorgung der Heuneburg

Im Rahmen des Langfristprojektes der Deutschen Forschungsgemeinschaft „Besiedlungs- und Kulturlandschaftsentwicklung im Umfeld der Heuneburg während der Hallstatt- und Frühlatènezeit“ gilt ein Fragenkomplex der möglichen Rohstoffversorgung: Welche Rohstoffe der näheren Umgebung standen den Bewohnern der Heuneburg zur Verfügung und fanden tatsächlich Verwendung? Welche Rohstoffe wurden von außen bezogen? Dank der Schaffung einer neuen unbefristeten Stelle für Montanarchäologie beim Landesamt für Denkmalpflege ist es möglich, sich diesen Fragestellungen intensiver zu widmen. Dabei werden momentan zwei sehr unterschiedliche Materialgruppen näher betrachtet: Eisen und seine Erze sowie dunkle, polierbare organische Materialien zur Schmuckherstellung.

Eisenerze von der Schwäbischen Alb

Die Schwäbische Alb ist reich an verschiedenen Eisenerzvorkommen wie Bohnerzen und Krustenerzen, die gerne als potenzielle Quellen der prähistorischen Eisengewinnung angesehen werden. Im weiteren Umfeld der Heuneburg gibt es besonders im Laucherttal umfangreiche Bohnerzvorkommen, die dort bis in die jüngste Vergangenheit abgebaut und verhüttet wurden. Mit dem Nachweis einer frühlatènezeitlichen

AABW_2015_Inhalt.indd 55 03.06.16 10:02

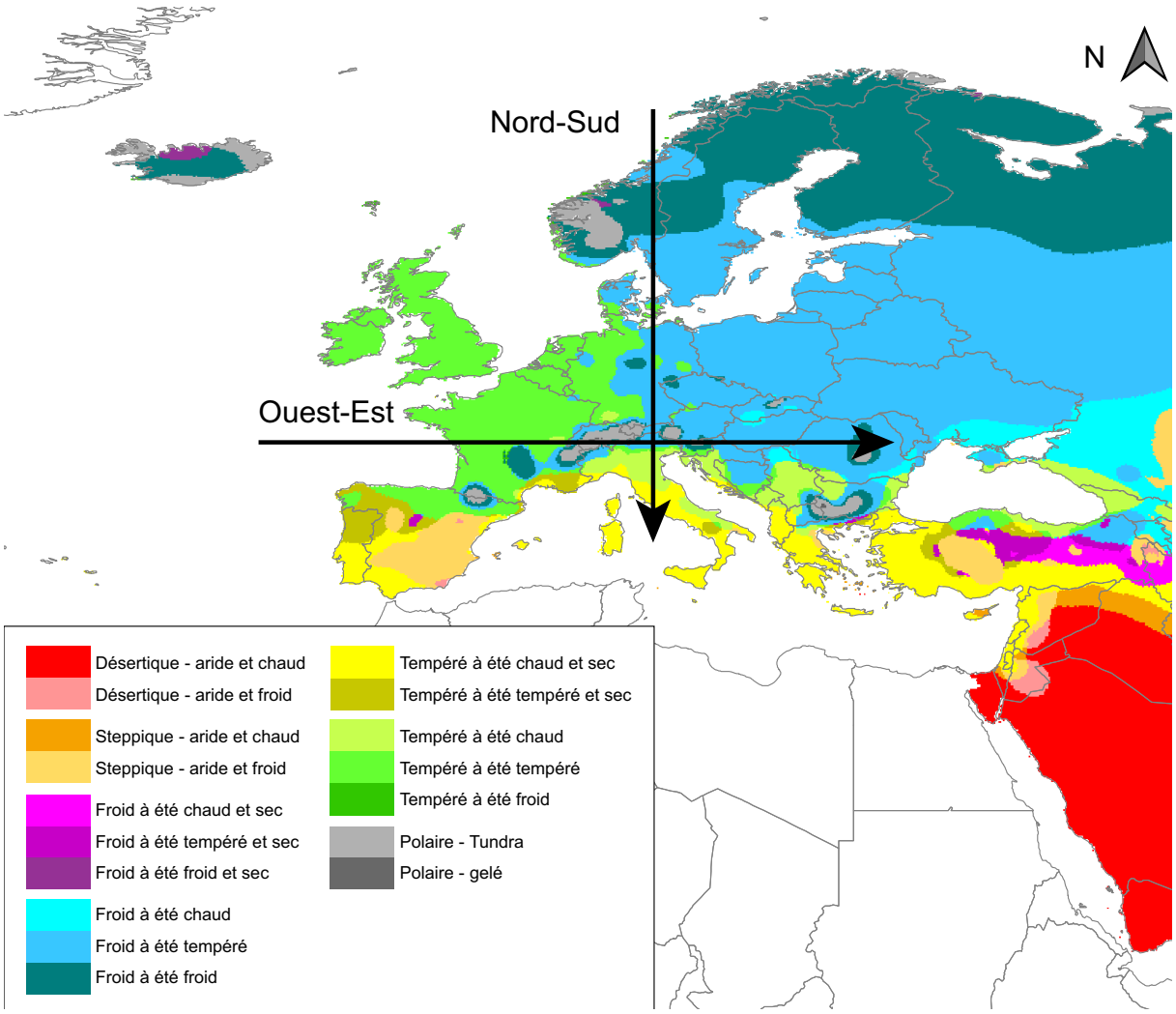


FIGURE D4 – *Zones bioclimatiques européennes selon la classification de Köppen-Geiger. Les flèches noires indiquent les gradients d'influence de l'Océan Atlantique et des masses d'air polaires sur les climats européens. Modifié d'après Peel* et al. *(2007).*

TABLE D4 *(following page) – Liste des 194 sites archéologiques datés avec la méthode radiocarbone AMS du Paléolithique Supérieur au début du Mésolithique (- 50 000 à - 10 000 ans, i.e. 50 - 10 ka cal. BP) dans la région du Bergsee (entre 3 - 13 °E et 45 - 50 °N). Les sites sont classés selon leur longitude (°E) puis leur latitude (°N), ce qui met en évidence les sites situés autour du Bergsee à une échelle "locale" (i.e. 45 sites entre 6 - 10 °E et 47 - 49 °N - cadre noir). Pour chaque site est indiqué le nom, la localité (ou équivalent), le type de site exploité, les coordonnées géographiques et l'altitude, la ou les période(s) culturelle(s) d'attribution, le ou les matériel(s) daté(s), le nombre de dates répertoriées à ce jour ainsi que les références. Notes : périodes culturelles : (Mag) Magdalénien, (Bad) Badegoulien, (Gra) Gravettien, (Ar) Aurignacien, (Az) Azilien, (Sol) Solutréen, (Mous) Moustérien, (Mes) Mésolithique, (indé) période indéterminée ; matériel daté : (bois) bois végétal, (bois*) bois animal. L'ensemble de la bibliographie listée à l'exception de Cupillard* et al. *(2013, 2014); Drucker* et al. *(2012); Leesch et Müller (2012a); Müller et Leesch (2011a) est dans la base de données de d'Errico* et al. *(2011). Le tableau est construit sur la base de données de d'Errico* et al. *(2011) complétée d'un ensemble de dates acquises après 2011.*

N°	Site	Localité	Type de site	Longitude (°E)	Latitude (°N)	Altitude (m a.s.l.)	Période culturelle	Matériel daté	Nb de dates	Références
1	**Le Grand Canton**	Marolles-sur-Seine	Site ouvert	3.03	48.38	50	Mag		**1**	
2	**Marolles sur Seine**	Marolles sur Seine	Site ouvert	3.03	48.38		Mag	os	**6**	Hedges *et al.,* 1993; Julien et Rieu, 1999
3	**Source du Tambour (Pont de Longues)**	Les Martres-de-Veyre	Site ouvert	3.2	45.68	340	Mag		**4**	
4	**Chabasse**			3.25	45.64		Mag		**1**	
5	**Blot**	Cerzat	Abri	3.3	45	500	Bad, Gra, Mag		**8**	Evin *et al.* , 1973b; Djindjian, 2003
6	**Chamvres**	Chamvres	Site ouvert	3.37	47.95	90	Gra	os	**2**	Gilot, 1997
7	**Durif**	Vic-le-Comte	Abri	3.39	45.68	350	Mag		**4**	Evin *et al.,* 1983
8	**Enval**	Vic-le-Comte		3.39	45.68		Mag	charbon	**2**	Evin *et al.,* 1975
9	**Chambre des Fees**	Coincy	Abri	3.42	49.17	180	indé		**2**	
10	**Sablonniere**	Coincy	Site ouvert	3.42	49.17	150	indé		**1**	
11	**Oisy**	Oisy	Site ouvert	3.44	47.47		Bad		**3**	Bodu *et al.,* 2005
12	**Theillat**	Theillat/Sanssat	Abri	3.47	46.27	280	Ar		**4**	
13	**Ferme de Chinchy**	Villeneuve-sur-Fère	Site ouvert	3.47	49.18	200	Mes	charbon	**1**	Delibrias et al. 1987
14	**Allee Tortue (Fere en Tardenois)**	Fère-en-Tardenois	Site ouvert	3.52	49.2	130	Mes	charbon	**1**	Evin et al. 1985
15	**Vailly sur Aisne**	Vailly sur Aisne	Site ouvert	3.52	49.42		Mag		**1**	
16	**Montbani**	Mont-Notre-Dame	Site ouvert	3.58	49.3	150	indé		**3**	
17	**Grotte des Fees**	Chatelperron	Grotte	3.63	46.4		Ar	os	**5**	Gravina *et al.,* 2005
18	**Sabliere de Venerolles**		Site ouvert	3.63	49.97		indé		**1**	
19	**Grande Grotte**	Arcy-sur-Cure	Grotte	3.75	47.62		Gra, indé	os, charbon	**11**	Djindjian, 2000b
20	**Grotte du Bison**	Arcy-sur-Cure	Grotte	3.75	47.62		Gra, indé	os	**3**	Hedges *et al.,* 1994
21	**Grotte du Renne**	Arcy-sur-Cure	Grotte	3.75	47.62	130	Mous, Ar, Gra, indé	os	**65**	Vogel et Waterbolk, 1963; Delibrias *et al.,* 1987; Bowman *et al.,* 1990; Hedges *et al.,* 1994; David *et al.,* 2001; Higham *et al.,* 2010
22	**Montagne de Girault**		Site ouvert	3.8	47.5		Mous	os	**5**	Delibrias *et al.,* 1987
23	**Les Rivaux**	Espaly-St-Marcel	Site ouvert	3.87	45.05	700	Mous	os	**1**	Evin *et al.* , 1983
24	**Cottier**	Retournac	Grotte	4	45.4	550	Gra, Bad, indé	os	**4**	Evin *et al.,* 1975, 1985
25	**Pre des Forges**	Marsangy	Site ouvert	4	48.4	770	Mag	os, coquille, bois*	**5**	Evin et al., 1985; Gowlett *et al., 1986a,* 1986b; Lanting et van der Plicht, 1996; Gilot, 1997
26	**Rocher de la Caille**	Saint-Jean-Saint-Maurice-sur-Loire	Site ouvert	4.02	45.97	290	Mag		**1**	Deloge et Deloge, 2003
27	**Villerest**	Villerest		4.04	45.99		Gra		**2**	Combier, 2003
28	**Baume Neron**	Soyons	Grotte	4.11	45.07		Mous	charbon	**1**	Boyle, 1998
29	**Moula**	Soyons	Abri	4.11	45.07		Mous	os	**4**	Evin *et al.,* 1983, 1985
30	**Trou du Renard**	Soyons	Grotte	4.11	45.07		Mous	os	**1**	
31	**Solutré**	Solutré	Site ouvert	4.31	46.38	400	Mous, Ar, Gra, Sol, Mag, indé	os, dent	**30**	Evin *et al.,* 1973a; Montet-White *et al.,* 2002; Terberger et Street, 2002
32	**Crest**	Viry	Grotte	4.33	46.28	300	Mag	os	**1**	Delibrias et Evin, 1980
33	**Mathaux**	Mathaux		4.48	48.37		indé		**1**	
34	**Campalou**	Saint-Nazaire-en-Royan	Grotte	4.5	45.05	90	Mag	os, bois	**9**	Oberlin et Pion, 2009; Evin *et al.* , 1973a, 1985; Drucker *et al.* , 2009
35	**Tai**	Saint-Nazaire-en-Royan	Grotte	4.5	45.05	200	Mag, Az	os	**8**	Oberlin et Pion, 2009
36	**Sur la noue la lande**	Beaujeu		4.59	46.16	189	Mes	graine	**1**	Cupillard *et al.,* 2014
37	**Boccard**	Creancey	Grotte	4.6	47.25		indé		**3**	
38	**Saint Martin sous Montaigu**	Saint Martin sous Montaigu		4.71	46.82		Gra		**2**	Combier, 2003
39	**Villefranche sur Saone**	Villefranche sur Saone	Site ouvert	4.72	45.98	275	Mous	dent	**1**	Hedges *et al.,* 1997
40	**Falaise de Vergisson**			4.72	46.3		indé	os	**1**	Evin *et al.,* 1979
41	**Vignes du Château Beau**	Saint-Martin-sous-Montaigu	Site ouvert	4.72	46.82	250	Gra	os, charbon	**3**	Evin *et al.,* 1985
42	**Calvaire (Isere)**	Saint-Roman	Abri	4.73	45.05	250	Mag	os	**3**	Evin *et al.,* 1973; Bridault *et al.,* 2000
43	**Goutte Roffat**	Villerest	Site ouvert	4.73	46.21	290	Mag	os	**8**	Delibrias *et al.,* 1987
44	**Pre Brun**	Villerest	Site ouvert	4.73	46.21	300	Gra	os	**9**	Evin *et al.,* 1985
45	**Pre de la Chapelle**	Varennes-les-Macon	Site ouvert	4.8	46.27	170	Az	charbon, tourbe	**7**	Evin *et al.,* 1975
46	**Duchere**	Lyon	Site ouvert	4.85	45.75	180	indé		**1**	
47	**Couffin**	Choranche	Grotte	4.89	45.09	500	Mes, indé	charbon	**6**	Delibrias *et al.,* 1987
48	**Les Charmes**	Sermoyer	Site ouvert	4.98	46.5	180	Mes, indé	charbon	**3**	
49	**Trou de la Mère Clochette**	Rochefors-sur-Nenon	Grotte	5	47.2	220	Ar	os, dent	**6**	Brou, 2001; Szmidt *et al.,* 2010
50	**Hautes Chanvieres**	Mairy, Douzy		5.05	49.65		indé	tourbe	**5**	
51	**La Croze**	Saint-Martin-du-Mont	Grotte	5.1	46	250	Mag	os	**3**	Evin *et al.,* 1973a; Bridault *et al.,* 2000
52	**Colomb**	Méaudre	Grotte	5.11	45.16	1050	Mag, Az	os	**2**	Evin *et al.,* 1973a; Oberlin et Pion, 2009
53	**Passagere**	Méaudre	Grotte	5.11	45.16	1050	Mag, indé	os	**3**	Evin *et al.,* 1978; Oberlin et Pion, 2009
54	**Sabliere de Bressey**	Bressey	Site ouvert	5.18	47.3		indé		**1**	
55	**La Garenne**	Venerieu		5.27	45.66		Mag	os	**1**	Oberlin et Pion, 2009

56	**Le Roseau**	Neuville-sur-Ain	Abri	5.28	46.06	275	Mes	os	**1**	Perrin, 2001
57	**Colombière**	Neuville-sur-Ain	Abri	5.28	46.06	270	Mag	charbon, os	**6**	Evin *et al.,* 1973a; Djindjian, 2000a; Oberlin et Pion, 2009
58	**Saint Romans**	Saint Romas		5.32	45.11		Mag	os	**1**	Oberlin et Pion, 2009
59	**Pas de la Charmate**	Châtelus	Abri	5.37	45.05	1100	Az, indé		**3**	
60	**Preletang**	Presles	Grotte	5.38	45.08		Mous	os	**4**	Evin *et al.* , 1971
61	**Baume de Gigny**	Gigny-sur-Suran	Grotte	5.39	46.42	400	Mous, Gra, Bad, Mag	os	**13**	Delibrias et Evin, 1980; Evin *et al.,* 1973b, 1979, 1985; Campy *et al.,* 1989; Drucker *et al.,* 2012
62	**La Balme**	Cuiseaux		5.39	46.49	240	Gra, Az	os	**2**	Cupillard *et al.,* 2013
63	**Gay**	Poncin	Abri	5.4	46.06	260	Mag, Az, indé	os	**6**	Evin *et al.,* 1975; Oberlin et Pion, 2009
64	**Raillarde**	Sault-Brénaz	Abri	5.42	45.85	250	Mag	os	**1**	Oberlin et Pion, 2009
65	**Aérodrome**	Gevry		5.44	47.05	197	Mes	charbon	**1**	Séara, 2010
66	**Pas de l Echelle**	Rovon	Abri	5.47	45.2	990	indé		**1**	
67	**Champins**	Choisey	Site ouvert	5.47	47.07	200	Mes, indé	os, graine	**3**	Seara, 2008
68	**Grappin**	Arlay	Grotte	5.5	46.65	225	Mag	os, bois*	**16**	Evin *et al.,* 1973b; Delibrias *et al.,* 1980; Cupillard et Welte, 2006; Drucker *et al.,* 2011, 2012;
69	**Daupharde**	Ruffey-sur-Seille	Site ouvert	5.5	46.75	200	indé		**19**	
70	**Sur la Prairie**	Dammartin-Marpain		5.54	47.26	192	Mes	graine	**25**	Séara, 2010
71	**Saint Mihiel**			5.55	48.9		Mag	os	**1**	
72	**Hoteaux**	Rossillon	Grotte	5.59	45.83		Mag	bois*	**1**	Oberlin & Pion, 2009
73	**Chenelaz**	Hostias	Grotte	5.59	46.06	900	Mous, Mag, Mes, indé	os	**6**	Onoratini, 1996; Cartonnet et Naton, 2000; Schweizer, 2002; Oberlin et Pion, 2009
74	**Cabones**	Ranchot	Abri	5.62	47.2	220	Mag, Mes	os	**14**	Evin *et al.,* 1983; Delibrias *et al.,* 1987; Stuart et Lister, 2011; Drucker *et al.,* 2008, 2012
75	**Nevy sur Seille**	Nevy sur Seille	Abri	5.63	46.75		indé		**1**	
76	**Thoys**	Arbignieu	Grotte	5.65	45.73	300	Az, Mes, indé	charbon	**5**	Evin *et al.,* 1973b
77	**Chaumois Boivin**	Blois-sur-Seille	Grotte	5.67	46.75	400	Mag	os	**2**	Evin *et al.,* 1973a; Drucker *et al.,* 2012
78	**Gerbaix la Fru**	Saint-Christophe-la-Grotte	Abri	5.7	45.51	570	Mag, Az, indé	os	**26**	Delibrias *et al.,* 1987
79	**Jean Pierre (Thibaud)**	Saint-Thibaud-de-Couz	Grotte	5.7	45.6	500	Mag, Az, indé	os, charbon, sol	**18**	Evin *et al.,* 1975, 1978; Delibrias et Evin, 1980; Oberlin et Pion, 2009
80	**Seuil des Chevres**	La Balme	Abri	5.7	45.75	250	Az		**2**	Evin *et al.,* 1973a
81	**La simante**	Meussia		5.72	46.49	600	Az, Mes	os, charbon	**2**	Cupillard, 2012b
82	**Culoz sous Balme**	Culoz sous Balme (Abri Est)	Abri	5.78	45.85	240	Mes	os, charbon	**3**	Evin *et al.,* 1971
83	**Bange**	Alleves	Grotte	5.8	45.7	690	Mag, Az	os	**6**	Gowlett *et al.* , 1986a; Delibrias *et al.,* 1987; Oberlin et Pion, 2009; Bridault *et al.,* 2000
84	**Vieille Eglise**	La Balme-de-Thuy	Grotte	5.8	45.75	620	Mes, Az	os, charbon	**3**	Evin *et al.,* 1985; Lanting et van der Plicht, 1998
85	**Etival**			5.8	46.5		indé	os	**1**	
86	**Trou du Glaz**	Saint Pierre Chartreuse	Grotte	5.82	45.33		indé		**1**	
87	**Fru**	Saint-Christophe-la-Grotte	Abri	5.83	45.5		Mag, Az, Mes	os, charbon	**37**	Pion, 1997; Oberlin et Pion, 2009; Drucker *et al.,* 2009
88	**Margot**	Montrond	Grotte	5.83	46.8	600	Az	charbon	**1**	
89	**Balme a Collomb**	Entremont-le-Vieux	Grotte	5.88	45.43		indé	os	**3**	Hedges *et al.,* 1997
90	**Rigney**	Rigney	Grotte	5.89	47.64	240	Mag, Az	os	**5**	Evin *et al.,* 1978; Cupillard et Welte 2006; Cupillard *et al.,* 2013, 2014
91	**Aulp du Seuil**	Saint-Bernard	Abri	5.9	45.33	1700	indé		**1**	
92	**Baume Noire**	Fretigney-et-Velloreille	Grotte	5.93	47.48	345	Mag	os	**4**	Drucker *et al.,* 2012
93	**Romains (Pierre Chatel)**	Virignien	Grotte	5.95	45.75	250	Mag	os, dent, charbon, coquille	**11**	Evin *et al.,* 1969, 1973a; Delibrias et Pion, 2009; Oberlin et Pion, 2009
94	**Douattes**	Mussiège	Abri	5.95	46.02	360	Mag, Az	os, charbon	**14**	Evin *et al.,* 1973a; Oberlin et Pion, 2009; Drucker *et al.,* 2009
95	**Pont des Douattes**	Mussiège	Abri	5.95	46.02	360	Mag	os	**2**	Evin *et al.,* 1973a
96	**Les Iles**	Metz Tessy	Site ouvert	6.1	45.93		indé		**1**	
97	**Atsebach**			6.12	49.6		indé	os	**1**	Hedges *et al.,* 1995
98	**Veyrier**	Etrembieres	Abri	6.22	46.17		Mag	os	**2**	Oberlin et Pion, 2009
99	**Etrembieres**	Etrembières	Abri	6.23	46.18	470	Mag		**2**	
100	**Kakesbach valley**	Plateau Haed		6.24	49.6		Gra	os	**1**	Gilot, 1970
101	**Schlaederbach valley**			6.24	49.6	315	Gra	bois*	**1**	Gilot, 1970
102	**Altwies (Laangen Aker)**	Altwies		6.25	49.52		Mes, indé	os, charbon	**2**	Lanting et van der Plicht, 1998
103	**Berdorf Kalekapp**			6.35	49.82		Mes	charbon	**2**	
104	**Freymons**	Mollendruz	Abri	6.36	46.65	1088	Mag, Az, Mes	os, charbon	**9**	Pignat et Winiger, 1998; Oberlin et Pion, 2009
105	**Barre**	Onnion	Grotte	6.48	46.18		indé		**1**	
106	**Baume d Ogens**		Grotte	6.5	46.67		Mes	charbon	**2**	Oeschger *et al.,* 1970
107	**Chatelard**	Villeneuve	Grotte	6.92	46.39		Mag	os	**1**	Oberlin et Pion, 2009
108	**Schnurenloch**	Oberwil	Grotte	7.44	46.67	1250	indé	os	**4**	Vogel et Waterbolk, 1972
109	**Ritzigrund**	Berne		7.47	46.92		Mes	charbon	**1**	

110	**Grotte de la Baume**	Echenoz-la-Meline	Grotte	6	47.65		Mous	os	**2**	Evin *et al.,* 1978; Delibrias et Evin, 1980
111	**Roche (Courchapon)**	Courchapon	Grotte	6.03	47.06	210	Mag	os	**1**	Evin *et al.,* 1985
112	**Roche**	Bavans	Grotte	6.45	47.57	310	Mag, Mes, indé	os	**14**	Delibrias *et al.,* 1987
113	**Les Ours**	Gondenans les Moulins	Grotte	6.53	47.6		Mous	os, charbon	**2**	Vogel et Waterbolk, 1967
114	**Rochedane**	Villars-sous-Danjoux	Abri	6.59	47.45	355	Mag, Az, Mes	os	**17**	Delibrias et Evin, 1980; Thevenin, 2003; Drucker *et al.,* 2009, 2011
115	**Gigot**	Bretonvillers	Abri	6.63	47.22	460	Az, Mes	os, charbon	**10**	Gilot, 1997; Drucker *et al.,* 2009, 2011; Cupillard *et al.,* 2014
116	**Roche aux Gours**	Longevelles sur le Doubs		6.65	47.46	302	Az	os	**1**	Cupillard, 2008
117	**Roche aux Pecheurs**	Villers-le-Lac	Abri	6.67	47.07	750	Mes		**1**	
118	**Sous les Roches**	Bavans		6.73	47.48	308	Mag, Az, Mes	os	**15**	Gilot, 1997; Lanting et van der Plicht, 1998; Drucker *et al.,* 2009
119	**Montandon**	Saint-Hippolyte	Abri	6.82	47.32	590	Mes, indé	os	**3**	Drucker *et al.,* 2009; Cupillard *et al.,* 2014
120	**Bichon**	La Chaux-de-Fonds	Grotte	6.83	47.1	846	Az	os, charbon	**12**	Egloff et Le Tensorer, 1989; Chauvière, 2008
121	**Vaumarcus**			6.97	47		indé	os	**1**	
122	**Champreveyres**	Hauterive		6.97	47.02	428	Mag, Az	os, charbon	**17**	Housley *et al.,* 1997; Le Tensorer, 1998; Bodu *et al.,* 2009
123	**Monruz**	Hauterive		6.97	47.02	428	Mag, Az	os, charbon	**14**	Housley *et al.,* 1997; Leesch *et al.,* 2004; Bodu *et al.,* 2009
124	**Les Gripons**	Saint Ursane		7.15	47.36	496	Mes	charbon	**4**	Pousaz, 1991
125	**Mannlefelsen**	Oberlarg	Abri	7.23	47.45	550	Az, Mes, indé	os, charbon	**14**	Evin *et al.,* 1978; Gilot, 1997; Lanting et van der Plicht, 1998; Drucker *et al.,* 2011
126	**Moosbuhl**	Moosseedorf		7.48	47.01		Mag	bois, charbon	**10**	
127	**Y-Hohle**	Hofstetten Fluh		7.5	47.47	462	Bad	os	**1**	Sedlmeier, 2010
128	**Kohlerhohle**	Brislach		7.54	47.42	378	Bad	os	**7**	Leesch et Müller, 2012
129	**Buttenloch**	Ettingen	Abri	7.54	47.48	380	Mag, Az	os	**7**	Leesch et Müller, 2012
130	**Birsmatten Basisgrotte**	Nenslingen	Grotte	7.58	47		Mes	os	**1**	Hedges *et al.,* 1990b
131	**Birseck Ermitage**			7.6	47.57		Mag	os	**2**	
132	**Hollenberg-Hoehle**	Arlesheim		7.62	47.49	450	Mag	os	**4**	Müller et Leesch, 2011
133	**Achenheim**	Achenheim	site ouvert	7.63	48.58		indé	charbon	**2**	Evin *et al.,* 1978
134	**Munzingen**	Padtberg		7.7	47.97		Mag	os	**12**	Housley *et al.,* 1997
135	**Rislisberghohle**	Oensingen	Grotte	7.71	47.29	488	Mag, Az, Mes	os	**6**	Evin *et al.,* 1978; Leesch et Müller, 2012
136	**Kastelhohle Nord**		Grotte	7.76	47.45	397	Bad	os	**13**	Terberger et Street, 2002; Leesch et Müller, 2012
137	**Rheinfelden Eremitage**			7.78	47.55		Mag	os, bois*	**4**	
138	**Kasloch**	Winznau		7.93	47.36	420	Mag	os	**3**	Leesch et Müller, 2012
139	**Durrenberg**			8.03	48.13		indé	os	**1**	Hedges *et al.* , 1992b
140	**Soppensee**	Buttisholz		8.08	47.09		indé	bois, veg*	**7**	
141	**Teufelskuche**			8.4	48.32		Mag		**3**	
142	**Kesslerloch**	Thayngen		8.68	47.75	440	Mag, Az	os, bois*	**20**	Housley *et al.,* 1997; Napierala, 2008
143	**Schweizersbild**	Thayngen		8.68	47.75		Mag	os	**2**	Housley *et al.,* 1997
144	**Jagerhaushohle**			8.75	48.96		Mes	charbon	**10**	Lanting et van der Plicht, 1998
145	**Petersfels**			8.77	47.85		Mag	os	**34**	Koeln Radiocarbon Lab database
146	**Gnirshohle**			8.81	47.87		Mag		**4**	
147	**Inzigkofen**			9.18	48.07		Mes	charbon	**2**	
148	**Falkensteinhohle**	Grabenstetten	Grotte	9.43	48.51		Mes	charbon	**3**	Lanting et van der Plicht, 1998
149	**Taubried**	Saulgau	Site ouvert	9.51	48.02		Mes	gyttja	**2**	Shulte im Walde *et al.,* 1986
150	**Schussenquelle**		Grotte	9.65	48.02		Mag, indé	os, tourbe, charbon	**8**	Weniger, 1990; Housley *et al.,* 1997
151	**Hohle Fels**	Schelklingen	Grotte	9.73	48.37		Ar, Gra, Mag, indé	os, charbon, bois*	**54**	Housley *et al.,* 1997; Street et Terberger, 2000; Conard, 2003; Conard et Bolus, 2003; Hofreiter *et al.,* 2007;
152	**Felsstalle**			9.75	48.28		Mag, Mes	os, charbon	**9**	
153	**Helga**	Schelklingen	Abri	9.75	48.37		Mes	charbon	**1**	
154	**Sirgenstein**		Grotte	9.78	48.39		Ar, Gra	os	**8**	Hofreiter *et al.,* 2007
155	**Brillenhohle**	Blaubeuren	Grotte	9.78	48.4		Ar, Gra	os	**4**	Scheer, 2000; Conard et Moreau, 2006
156	**Geissenklosterle**	Blaubeuren	Grotte	9.78	48.4		Ar, indé, Gra, mag	os, bois*	**79**	Hahn, 1988, 1995; Housley *et al.,* 1997; Zilhao et d'Errico, 1999; Richter *et al.,* 2000; Conard et Bolus, 2003; Hofreiter *et al.,* 2007;
157	**Drachenloch**	Vattis	Grotte	9.5	46.98	2445	Mous	charbon	**1**	Vogel et Zagwijn, 1967
158	**Neumuhle**		Abri	7.75	46.97		Az	os	**1**	Le Tensorer, 1998
159	**Vogelherd**		Grotte	10.07	47.95		Ar, Mag, indé	os, dent	**26**	Hahn, 1977, 1993; Street et Terberger, 2000; Conard *et al.,* 2003; Conard et Bolus, 2003;
160	**Fohlenhaus**	Langenau		10.07	48.53		Mes	charbon	**1**	Lanting et van der Plicht, 1998
161	**Malerfels**	Hurben		10.17	48.59		Mes	charbon	**3**	
162	**Kleine Scheuer**			10.18	48.55		Mag		**1**	

163	**Hohlenstein Stadel**		Grotte	10.38	48.77		Ar, Mag	os	**15**	Schmid, 1989; Hahn, 1995; Street et Terberger, 2000; Conard et Bolus 2003
164	**Hohlenstein**			10.38	48.77		Ar, indé	os	**2**	Hedges *et al.,* 1997; Conard et Bolus, 2003
165	**Kaufertsberg**	Lierheim (Nördlingen)	Abri	10.58	48.83		Mag	bois*	**1**	Hedges *et al.,* 1997
166	**Baerenkeller**	Augsburg		10.86	48.39		indé		**1**	Kohl et Quitta, 1966
167	**Fumane**	Monti Lessini	Grotte	10.88	45.55	350	Mous, Ar, Gra	os, charbon, coquille	**86**	Broglio et Dalmeri, 2005; Higham *et al.,* 2009; Giaccio *et al.,* 2006
168	**Schambach Hohlenstein bei Ederheim**	Donau-Ries		10.95	48.97		Mag	os	**1**	Hedges *et al.,* 1997
169	**Tagliente**	Grezzana, Vérone	Abri	11.02	45.52	225	Gra	os, charbon	**7**	Alessio *et al.,* 1970; Hedges *et al.* , 1993
170	**Weinberghohle**	Mauern	Grotte	11.07	48.78		Gra	charbon	**2**	Vogel et Waterbolk, 1972
171	**Vatte di Zambana**	Mezzolombardo	Grotte	11.08	46.22		Mes		**2**	Alessio *et al.,* 1969
172	**Romagnano**	Trento	Abri	11.13	46.07		Mes		**1**	Alessio *et al.,* 1978
173	**Soman**	Val d'Adige	Abri	11.17	45.83	100	Gra		**5**	
174	**La Cogola**	Carbonara		11.21	45.93		Gra	charbon	**2**	Peresani *et al.,* 2000
175	**Dalmeri**	Sette Comuni, Asiago	Abri	11.5	45.87	1240	Gra		**3**	
176	**Ofnet**		Grotte	11.5	48.5		indé	os	**8**	Shulte im Walde *et al.,* 1986; Hedges *et al.,* 1989
177	**Broion**	Colli Berici	Grotte	11.52	45.43	200	Mous, Ar, Gra, Mes	os, charbon	**12**	Vogel et Waterbolk, 1967; Mussi, 2000, 2001; Mussi *et al.,* 2006
178	**Trene**	Colli Berici	Grotte	11.52	45.43	200	Gra		**2**	
179	**Val Lastari**	Valstagna	Site ouvert	11.65	45.85	1060	Gra		**6**	
180	**Bettelkuche**	Sulzbach-Rosenberg		11.66	49.58		Mes	charbon	**1**	Lanting et van der Plicht, 1998
181	**Kastlhanghohle**	Kelheim		11.76	48.94	412	Mag	bois*	**2**	Hedges *et al.,* 1997
182	**Obere Klause**	Kelheim		11.79	48.94	396	Gra, Mag	os, bois*	**3**	Hedges *et al.,* 1997
183	**Mittlere Klause**	Kelheim	Grotte	11.79	48.94		Mag, indé	os, bois*	**3**	Terberger et Street, 2002
184	**Sesselfelsgrotte**	Kelheim	Grotte	11.79	48.94	374	Mous, Mag, indé	os, dent	**24**	Hedges *et al.,* 1997; Zilhao et d'Errico, 2003
185	**Spitzbubenhohle**	Eselburg (Hemau)	Grotte	11.85	49.07		Mag		**3**	Housley *et al.,* 1997
186	**Villabruna**	Vallée de Cismon	Grotte	11.93	46.07	500	Gra		**5**	
187	**Bockstein Torle**	Bayern (?)	Grotte	12.02	47.7		Ar, Gra, Mag	os	**11**	Conard et Bolus, 2003; Street et Terberger, 2000
188	**Giganti**		Grotte	12.11	46.92		Mous	os	**1**	Alessio *et al.,* 1978
189	**Keilberg Kirche**	Bayern?		12.17	49.05		Ar	charbon	**3**	Street et Terberger, 2000
190	**Sarching**			12.23	49.02		Mes	os	**1**	Shulte im Walde *et al.,* 1986
191	**Bus de la Lum**	Venice		12.5	46.03	995	Gra	charbon	**2**	Peresani *et al.,* 1999, 2000
192	**Verdi di Pradis**	Spilimbergo?, Pordenone	Abri	12.66	45.96	650	Gra		**3**	Azzi et Gulisano, 1979
193	**Unken**			12.72	47.65		indé		**1**	Neugebauer-Maresch, 1999
194	**Ferrovia**	Ca Rossa	Grotte	12.73	45.75	215	Gra		**1**	Alessio *et al.,* 1976

ECOLE DOCTORALE
SEPT

Titre : 50 000 ans d'histoire de la végétation et climatique en Europe occidentale : étude pollinique et approche multi-proxy sur la séquence sédimentaire du Bergsee (Forêt Noire, Allemagne)

Mots clés : Palynologie, Stades/Interstades, végétation, approche multi-proxy, quantifications climatiques, Europe de l'Ouest

Résumé : Le Bergsee offre une séquence sédimentaire terrestre et continue sur l'histoire environnementale de l'Europe de l'Ouest entre 50 ka BP et aujourd'hui.
Un enregistrement pollinique continu et séculaire permet la construction de l'évolution de la végétation et du climat sur la dernière période glaciaire.
Outre l'opposition entre le Stade Isotopique Marin 3 et 2 (le second étant plus steppique), la succession de stades et d'interstades courts nord-atlantiques est reflétée par l'alternance de steppes (*i.e.* climat froid/sec) et de courts épisodes forestiers (*i.e.* réchauffements). Des phases glaciaires plus prononcées attestent de Stades de Heinrich en Europe de l'Ouest.
Ces résultats sont validés par : 1) la confrontation avec des études européennes et 2) l'approche multi-proxy (chironomes, alkanes, géochimie) appliquée à des épisodes clés.
Une comparaison avec les données archéologiques montre finalement le potentiel de contribution du contexte climato-environnemental du Bergsee à la compréhension des changements sociétaux du Paléolithique Supérieur.

Title : 50 ka of vegetation and climate changes in Western Europe: pollen study and multi-proxy approach on the Bergsee lacustrine record (Black Forest, Germany)

Keywords : Palynology, Stadials/Interstadials, vegetation, multi-proxy approach, climate quantifications, Western Europe

Abstract : Bergsee Lake provides a terrestrial and continuous sediment record of environmental changes in Western Europe for the last 50 ka.
A continuous pollen record established at secular resolution allow to reconstruct the vegetation and climate variability of the Last Glacial period.
Contrasted climate/vegetation is recorded between Marine Isotope Stages 3 and 2 (more steppic for the second one), and the north-Atlantic stadial/interstadial succession is also reflected by alternating steppe (*i.e.* cold/dry climate) and short forested episodes (*i.e.* warming). Moreover, Heinrich Stadials are evidenced as pronounced glacial phases by the Bergsee record.
These results are supported by 1) comparison with other European records and 2) the multi-proxy approach (chironomids, alkanes, sedimentary data) applied on key climatic periods.
Finally, comparison with archaeological data highlights the great potential contribution of the Bergsee record to the understanding of society changes of the Late Palaeolithic.

UBFC
UNIVERSITE BOURGOGNE FRANCHE-COMTE

Université Bourgogne Franche-Comté
32, avenue de l'Observatoire
25000 Besançon