



HAL
open science

15 000 ans d'évolution des écosystèmes sous contrôle climatique et anthropique entre Jura et Bas Dauphiné : végétation, feu et érosion des sols

Elise Doyen

► **To cite this version:**

Elise Doyen. 15 000 ans d'évolution des écosystèmes sous contrôle climatique et anthropique entre Jura et Bas Dauphiné : végétation, feu et érosion des sols. Sciences de la Terre. Université de Franche-Comté, 2012. Français. NNT : 2012BESA2039 . tel-01723175

HAL Id: tel-01723175

<https://theses.hal.science/tel-01723175>

Submitted on 5 Mar 2018

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.

THÈSE

présentée à

L'U.F.R. DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE L'UNIVERSITE DE
FRANCHE-COMTE

Laboratoire Chrono-Environnement, UMR 6249 CNRS

Pour l'obtention du grade de

Docteur de l'Université de Franche-Comté

Spécialité Sciences de la Terre et de l'Environnement

15 000 ans d'évolution des écosystèmes sous contrôle climatique et anthropique entre Jura et Bas Dauphiné : végétation, feu et érosion des sols

Par

Elise Doyen

Thèse soutenue le 21 novembre 2012 devant un jury composé de :

Rapporteurs	Jacques-Louis de Beaulieu, Directeur de Recherche Émérite au CNRS, Université Paul Cézanne, Aix-en-Provence Laurent Lespez, Maître de Conférences, Université de Caen
Examineurs	Michel Magny, Directeur de Recherche au CNRS, Université de Franche-Comté Walter Finsinger, Chargé de Recherche au CNRS, Université Montpellier 2
Invité	Fabien Arnaud, Chargé de Recherche au CNRS, Université de Savoie
Co-directeurs	Emilie Gauthier, Maître de Conférences, Université de Franche-Comté Boris Vannière, Chargé de Recherche au CNRS, Université de Franche-Comté

Remerciements

Tout d'abord je tiens à remercier l'ensemble des membres du jury Jacques-Louis de Beaulieu, Laurent Lespez, Michel Magny, Walter Finsinger et Fabien Arnaud qui ont accepté de rapporter et d'examiner ce travail de thèse.

Mes remerciements s'adressent ensuite à mes deux co-directeurs de thèse Boris Vannière et Emilie Gauthier.

Je remercie Boris Vannière de m'avoir fait découvrir le monde du signal incendie, de toujours avoir été disponible lorsque j'avais besoin de conseils et de m'avoir prodigué ses remarques et encouragements tout au long de mon travail.

Je tiens également à remercier Emilie Gauthier de m'avoir donné goût à la palynologie lors de mon Master 1 mais également pour ses corrections d'article et ses commentaires qui ont contribué à l'amélioration de ce manuscrit.

De même, mes remerciements s'adressent à Hervé Richard pour avoir été un des initiateurs de ma thèse et également pour son accueil au sein du laboratoire Chrono-Environnement.

Mes remerciements s'adressent ensuite à Fabien Arnaud et Jean-François Berger qui en tant que directeur de l'ANR Pygmalion et responsable de secteur ont pleinement contribué à la réussite de ce travail par leur soutien scientifique mais également financier.

Pour le travail de terrain, je tiens à remercier tout particulièrement Agnès Stock qui a accepté de participer à toutes mes missions terrains pour le meilleur et pour le pire, mais également Emmanuel Mallet, Bernard Fanget et Emmanuel Chapron. Je remercie également Anaëlle Simonneau d'avoir partagé avec moi l'aventure « Paladru » que ce soit sur le terrain, pour les analyses à Aix jusqu'à la rédaction des résultats.

Je remercie Kazuyo Tachikawa, Edouard Bard et Martha Garcia de nous avoir permis de réaliser des mesures Itrax au CEREGE.

Je tiens à remercier tous les membres du laboratoire Chrono-Environnement qui durant toutes ces années m'ont soutenue sur tous les plans, scientifique, administratif, informatique.... Je tiens à remercier particulièrement Laurent Millet de s'être intéressé à mon travail, de m'avoir prodigué ses conseils et remarques, mais également de m'avoir trouvé des bouts de contrats pour que je puisse toucher un revenu. Je pense également à Jean-Daniel et Charles-Henri pour leurs dépannages informatiques, à Sylvie et Nathalie pour avoir accompagné efficacement toutes mes

démarches administratives, à Julien pour m'avoir appris « l'art » de la prépa chimique, à Maxime de m'avoir donné un coup de pouce pour compter mes derniers échantillons charbons, mais aussi Isabelle, Carole et Pascale pour toutes les fois où je les ai dérangées lorsque je n'arrivais pas à reconnaître un pollen. Je pense également à tous ceux qui se sont embarqués dans la même «galère» que moi en partageant le bureau des doctorants Charlie, Floriane, Angélique, Isabelle et Laurie.

Je remercie toute la bande de Besac Maud, Clément, Valérie, Damien, Alexandra, Laurent, Charles-Henri et Seb sans qui, toutes ces années auraient été bien moins drôles, je pense également à Andres, Daniella et Michaela qui ont osé s'aventurer en Franche-Comté et partager nos soirées. J'ai aussi une pensée pour Aurélie et Sandrine qui ont partagé avec moi toutes mes années facs et voilà je serais la dernière à soutenir.

Je tiens à remercier ma famille de m'avoir donné la possibilité de m'orienter vers les études qui me plaisaient et particulièrement ma mère pour sa relecture du manuscrit.

Et bien sur David je te remercie pour ton soutien inestimable durant ces années de thèse et pour ta patience à toutes épreuves, surtout la dernière année.

SOMMAIRE

<i>Chapitre 1</i>	21
1. Problématique	22
2. Contexte scientifique et questions développées ...	25
<i>2.1. Dynamique de végétation</i>	25
<i>2.2. Paléo-incendies</i>	26
<i>2.3. Processus érosifs et anthropisation</i>	29
3. Objectifs	31
4. Critères de choix des sites d'études	32
5. Organisation du manuscrit	33
 <i>Chapitre 2</i>	 37
1. Carottages	39
<i>1.1. Sélection du point de carottage</i>	39
<i>1.2. Méthodes de carottage</i>	40
2. Construction des carottes composites	40
<i>2.1. Susceptibilité magnétique</i>	41
<i>2.2. Densité</i>	41
<i>2.3. Images</i>	41
3. Datations	41

4. Paramètres biotiques	42
4.1. Analyse palynologique.....	42
4.2. Analyse charbons.....	44
5. Paramètres abiotiques	51
5.1. Perte au feu	51
5.2. Analyses du rapport Carbone/Azote (C/N).....	51
5.3. Analyses géochimiques	52

Partie I

<i>Chapitre 3</i>	57
1. Introduction.....	61
2. Material and methods.....	62
2.1. Environmental settings	62
2.2 Coring	62
2.3. Chronology	63
2.4. Charcoal analyses	63
2.5. Pollen analyses.....	65
2.6. Sediment analyses	65
3. Results.....	65
3.1. Changes in sediment composition	65
3.2. Pollen inferred vegetation dynamics.....	66
3.3. Charcoal record and fire frequency.....	71
4. Discussion	72
4.1 Identification of the main phases of climatic changes from the Late-glacial to the early Holocene	72
4.2 Response of Fire regime to the Late-glacial and early	

<i>Holocene events and forcing factors</i>	74
5. Conclusion	79

Partie II

<i>Chapitre 4</i>	85
-------------------------	-----------

1. Introduction	89
2. Materials and methods	90
<i>2.1. Environmental settings</i>	90
<i>2.2. Archaeological settings</i>	90
<i>2.3. Sampling and dating</i>	91
<i>2.4. Pollen and microscopic charcoal analyses</i>	93
2. Results	94
<i>2.1. Chronology</i>	94
<i>2.2. Pollen analyses</i>	94
<i>2.3. Microscopic charcoal analyses</i>	97
<i>2.4. Magnetic susceptibility measurements</i>	97
3. Discussion	97
<i>3.1. 5000 years of vegetation dynamics and human impacts</i> (Fig. 4.3 and 4.4)	97
<i>3.2. The role of fire in vegetation dynamics</i>	101
<i>3.3. Natural or human influences on the expansions of Taxus baccata, Fagus sylvatica and Abies alba</i>	103
4. Conclusion	106

Chapitre 5 109

1. Contexte scientifique, études précédentes, mode de présentation des données 111

2. Land-use changes and environmental dynamics in the upper Rhone valley since Neolithic Times inferred from sediments of Lac Moras 114

2.1. Introduction.....116

2.2. Settings116

2.3. Methods.....119

2.4. Results and interpretation122

2.5. Discussion (of the last 7500 years).....128

2.6. Conclusion135

3. Etude de la dynamique de variation de niveau du lac par l'analyse des concrétions carbonatées et des changements de type de sédimentation136

3.1. Carottage D136

3.2. Lithologie136

3.3. Chronologie136

3.4. Résultats des analyses des niveaux de lac137

3.5. Mise en perspective des résultats avec le contexte régional.....140

3.6. Bilan des changements majeurs du niveau du lac de Moras141

3.7. Perturbation de l'état écologique du lac dès le Moyen Age ?.....142

4. Perspectives d'étude sur ce lac144

Chapitre 6 149

1. Introduction.....153

2. Présentation du site	154
2.1. Contexte environnemental	154
2.2. Contexte archéologique	154
3. Matériel et méthodes	156
3.1. Prélèvement sédimentaire	156
3.2. Chronologie	156
3.3. Analyses polliniques	156
3.4. Analyse des charbons	158
3.5. Analyses sédimentologiques	159
4. Résultats	160
4.1. Chronologie	160
4.2. Analyses polliniques	160
4.3. Analyses charbons	163
4.4. Analyses sédimentologiques	165
5. Discussion	166
5.1. L'activité des feux en relation avec les phases successives d'anthropisation	167
5.2. Signification du signal détritique, essai de discrimination des rôles respectifs de l'homme et du climat	170
5.3. Reconstitution de l'histoire de l'anthropisation depuis le Néolithique jusqu'à nos jours	173
6. Conclusion	178

Chapitre 7 181

1. Synthèse et Conclusion	183
1.1. Trois grandes phases d'évolution des écosystèmes depuis le dernier maximum glaciaire	183

1.2. Caractérisation de l'anthropisation des écosystèmes	184
1.3. L'érosion des sols	187
1.4. Pollens de céréales et pratiques agraires	189
1.5. Le feu, un élément transversal des dynamiques climatique et anthropique - Caractérisation du régime des feux en régions tempérées depuis 15000 ans	191
2. Perspectives	196
2.1. Tenter de mieux caractériser les pratiques agropastorales à l'aide d'autres marqueurs	196
2.2. Erosion et anthropisation	196
2.3. Méthodologie de l'étude des feux	198
 <i>Bibliographie</i>	 201
 <i>Annexes</i>	 235

Chapitre 1

Introduction générale

1. Problématique

Les sociétés modernes font actuellement face à un ensemble de défis majeurs : réchauffement climatique, expansion démographique, crise économique et besoins croissants en ressources alimentaires et énergétiques (Haberl 2012 ; Lambin & Meyfroidt 2011). La recherche de solutions engendre de nombreux défis économiques et environnementaux mettant en interaction trois principaux acteurs : l'Homme, le Climat et l'Environnement (Fig. 1.1). La gestion pérenne des écosystèmes par les sociétés nécessite ainsi de mieux identifier et comprendre chacun des principaux acteurs en présence mais également les répercussions liées à leurs interactions.

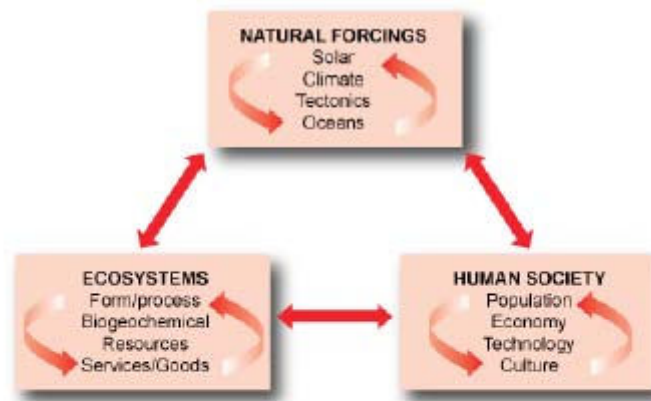


Fig. 1. A schematic illustration of the potential interconnections between Natural Forcings, Human Society and Ecosystems for terrestrial systems. Bi-directional arrows represent potential flows of energy, matter and information between the three state systems that may define externally-driven causality and feedback. Circular arrows within each box represent internal dynamical processes (Dearing, 2006a).

Figure 1.1 - Schéma des interactions entre les principaux acteurs HOMME-CLIMAT-ECOSYSTEME qui influent à l'échelle globale (Dearing et al. 2006)

De tout temps, l'homme a du faire évoluer ses technologies, adapter sa société, modeler et exploiter son environnement en fonction de ses besoins (liés à la pression démographique, économique et au contexte politique) mais aussi en fonction des variations des conditions climatiques et de la nature de l'environnement dans lequel il se trouvait. Ce sont donc ces interactions homme/climat/écosystème qu'il est nécessaire d'étudier sur une échelle temporelle plurimillénaire. Ceci afin de proposer de futures mesures de gestion ciblées et durables, et éventuellement de modéliser et anticiper les effets de perturbations futures (Dearing 2006 ; Swetnam *et al.* 1999 ; Willis & Birks 2006).

Les archives terrestres contiennent de nombreux indicateurs biotiques et abiotiques sensibles aux évolutions climatiques et aux changements de pressions anthropiques. L'étude de ces différents paramètres offre l'opportunité d'une vision à long terme, sur l'ensemble de l'Holocène, des interactions homme/climat/écosystème afin de faire la part entre forçages climatiques et/ou anthropiques sur les changements environnementaux passés. Toutefois, la complexité des mécanismes mis en jeu nécessite la mise en parallèle de plusieurs champs disciplinaires (paléo-environnement, archéologie et histoire) (Briggs *et al.* 2006) mais également d'une multitude d'études à réaliser, à différentes échelles temporelles et spatiales, afin de dissocier les particularités locales, des interactions homme/climat/écosystème à une échelle globale.

Les recherches récentes ont ainsi permis de prendre conscience que la somme des activités humaines à des échelle locales, ont eu un impact suffisant au cours de ces dernières centaines d'années pour modifier le climat à une échelle globale (Vitousek *et al.* 1997). La grande majorité de la communauté scientifique actuelle souscrit à l'hypothèse d'une dépendance des activités humaines aux variations climatiques jusqu'à la révolution industrielle (1800 ap. J.C.), et par la suite d'une influence de l'homme sur le climat (GIEC 2007). C'est ainsi qu'est apparu le terme d'«Anthropocène», pour désigner la période à partir de laquelle (fin du 18^{ème} siècle), l'impact de l'homme aurait pris suffisamment d'importance pour devenir le principal facteur de perturbation des écosystèmes et du climat à l'échelle de la planète (Crutzen & Stoermer 2000). Le réchauffement climatique étant au cœur des préoccupations sociétales actuelles, la recherche dans ce domaine est très productive mais permet également à d'autres théories de voir le jour. La plus connue étant la théorie de Ruddiman (Ruddiman 2003 ; Ruddiman *et al.* 2011 ; Ruddiman & Thomson 2001) selon laquelle le réchauffement climatique aurait commencé dès le Néolithique avec l'apparition de l'agriculture. D'après cet auteur, l'addition des impacts humains locaux (défrichage, élevage, irrigation, brûlage de biomasse) aurait été suffisamment importante pour engendrer une augmentation des gaz à effet de serre (CO₂ et CH₄) à l'échelle globale. Toutefois, cette hypothèse plaçant l'homme en acteur principal du climat depuis 8000 ans est largement controversée dans le milieu scientifique (Boyle *et al.* 2011 ; Claussen *et al.* 2005 ; Crucifix *et al.* 2005) et continue à stimuler la recherche dans ce domaine.

Depuis la transition d'un milieu naturel à un milieu impacté par les premières formes d'anthropisation au cours du Néolithique, en passant par les développements successifs des pratiques agro-pastorales jusqu'à nos jours, l'homme a joué un rôle majeur dans la construction des paysages actuels en les modelant et les exploitant (Fig. 1.2 ; Foley *et al.* 2005). Les études paléoenvironnementales permettent de reconstituer cette histoire de l'anthropisation. Ainsi, plusieurs étapes successives d'anthropisation des paysages peuvent être caractérisées par la

mise en évidence de différents types de pratiques agro-pastorales et différentes intensités de perturbation des milieux (Mazoyer & Roudart 1997).

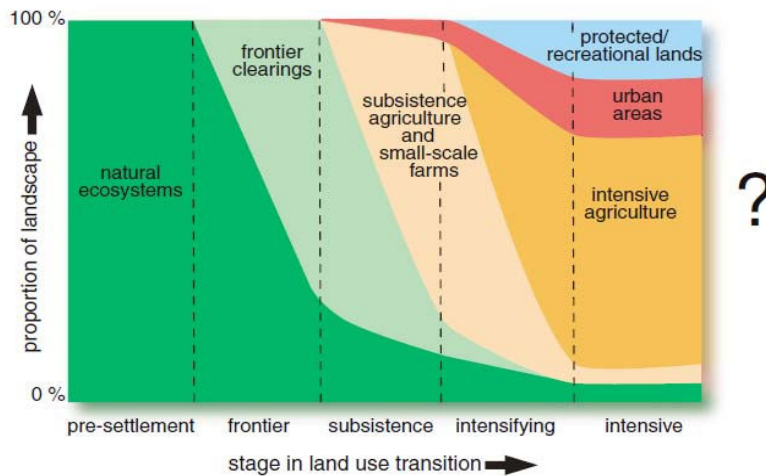


Fig. 1. Land-use transitions. Transitions in land-use activities that may be experienced within a given region over time. As with demographic and economic transitions, societies appear also to follow a sequence of different land-use regimes: from presettlement natural vegetation to frontier clearing, then to subsistence agriculture and small-scale farms, and finally to intensive agriculture, urban areas, and protected recreational lands. Different parts of the world are in different transition stages, depending on their history, social and economic conditions, and ecological context. Furthermore, not all parts of the world move linearly through these transitions. Rather, some places remain in one stage for a long period of time, while others move rapidly between stages. [Adapted from (1) and (2)]

Figure 1.2 - Schéma représentant la succession au cours du temps des différents types de systèmes agro-pastoraux en fonction de leur intensité de perturbation du paysage (Foley et al. 2005)

La succession de ces différentes phases d’anthropisation au cours du temps se fait selon une certaine rythmicité que les études paléoenvironnementales s’attachent à appréhender :

(1) en se questionnant sur les modalités du passage d’un système agro-pastoral à un autre. Ceci amène à s’interroger sur la capacité et la façon dont cette transition peut être enregistrée par les différents paramètres paléo-environnementaux étudiés. Par exemple, à la transition entre deux systèmes agro-pastoraux (entre l’époque gallo-romaine et le Moyen Age), plusieurs études polliniques mettent en évidence une phase de diminution des indices polliniques d’anthropisation et de régénération du couvert forestier.

(2) en tentant de caractériser la nature des forçages (climatiques et/ou anthropiques) à l’origine des étapes successives de modification des écosystèmes.

De nombreuses études ont mis en évidence, depuis le Néolithique, des correspondances entre des périodes de recul de l’impact de l’homme, liées à des périodes de dégradations climatiques, et des périodes d’expansion des activités humaines liées à des périodes d’améliorations climatiques (Büntgen *et al.* 2008 ; Magny 2004 ; Tinner *et al.* 2003 ; Zolitschka *et al.* 2003). Selon l’époque et le niveau d’évolution des sociétés, la vulnérabilité des populations confrontées aux changements

climatiques n'a certainement pas été la même. Une meilleure connaissance de l'emprise de l'homme sur son environnement en termes de nature, d'intensité, d'effets et d'étendue, pendant les différentes phases culturelles successives, est primordiale afin de mieux appréhender les éventuelles répercussions de changements climatiques.

Les paramètres anthropiques tels que la succession des contextes socio-économiques, politiques et les évolutions technologiques ont aussi joué un rôle primordial lors des phases de transitions entre deux systèmes agro-pastoraux (Rasmussen 2005 ; Tinner *et al.* 2003). Cependant, pour établir ces relations entre changements environnementaux et sociétés, il est essentiel que les études paléoenvironnementales soient confrontées aux données archéologiques et historiques (Briggs *et al.* 2006).

2. Contexte scientifique et questions développées

2.1. Dynamique de végétation

La reconstitution, au cours du temps, des dynamiques de végétation à travers l'analyse pollinique est une des méthodes les plus éprouvées afin de révéler l'occurrence de perturbations climatiques et/ou anthropiques sur l'environnement.

Après le dernier retrait glaciaire, durant le Tardiglaciaire et le début de l'Holocène, la distribution et la composition de la végétation sont principalement contrôlées par les variations climatiques mais également par des paramètres inhérents à la végétation elle-même tel que l'existence de zones refuges, les caractéristiques écologiques des plantes et leur vitesse de colonisation des espaces ainsi que la compétition inter-espèce (Finsinger *et al.* 2006 ; Hoek 2001 ; Van Geel 1996).

La perception de l'impact anthropique dans les diagrammes polliniques au Mésolithique (9000 à 7500 cal. BP) (Behre 2007 ; Tinner *et al.* 2007) est encore largement débattue étant donné la faible population de ces communautés et leur mode de vie nomade ayant un impact de faible ampleur et de courte durée sur le couvert végétal. Au Néolithique (7500 à 4000 cal. BP), l'impact de l'homme sur la dynamique végétale est plus facilement perceptible dans les analyses polliniques avec l'apparition de l'agriculture. A partir de cette période, l'homme commence donc à affecter de façon non-négligeable le couvert végétal pour implanter ses activités agro-pastorales (Richard 2000 ; Richoz 1998 ; Rösch 2000). Il se pose dès lors la question du rôle de l'homme sur les changements de compositions et de dynamiques de la végétation. Ainsi, le rôle respectif des facteurs climatiques et/ou anthropiques sur l'apparition et le développement de plusieurs espèces arborées sont fréquemment discutées dans la littérature avec par exemple le cas du hêtre et du

sapin (Giesecke *et al.* 2007 ; Huntley 1996; Tinner & Lotter 2006 ; Valsecchi *et al.* 2008) et du charme (Ralska-Jasiewiczowa *et al.* 2003).

L'amplification de la pression anthropique au cours du temps liée à l'expansion démographique, l'accroissement des besoins en ressources et l'amélioration des techniques agraires entraînent une modification de plus en plus profonde de la dynamique végétale naturelle. Dès lors, le développement des activités agro-pastorales a progressivement façonné les paysages en engendrant des réductions du couvert forestier, en introduisant des plantes étrangères (non-natives de la zone étudiée), en favorisant certaines plantes indigènes (déjà existantes dans la zone étudiée) et également en entraînant la régression ou la disparition de certaines plantes (Brun 2007).

Actuellement, la grande majorité des études disponibles en France (en se focalisant sur les travaux de doctorat) se sont attachées à caractériser l'évolution de l'impact anthropique au cours de l'Holocène dans les zones de moyenne ou de haute montagne comme le Jura (Gauthier 2004 ; Richard 1983 ; Schoellammer 1998), les Alpes (Court-Picon 2007 ; Nakagawa 1998 ; Richer 2009), les Pyrénées (Galop 1998), le Massif Central (Miras 2004), le Morvan (Jouffroy-Bapicot 2010). Ces milieux riches en archives naturelles (lacs, tourbières) ne sont cependant pas les sites majoritaires de l'implantation et de l'expansion des sociétés au cours du temps.

Peu d'études polliniques ont ainsi été réalisées dans des régions de basses altitudes qui sont pourtant *a priori* plus propices à l'expansion des activités agricoles (Argant 1990 ; Etienne 2011 ; Leroyer 1997).

Ces zones de basses altitudes offrent certainement la possibilité de pratiquer une agriculture plus diversifiée et plus intensive qu'en zone de moyenne et haute montagne étant donné les contraintes topographiques et climatiques de ces milieux. De plus, la facilité d'accès de ces zones a dû favoriser une implantation anthropique plus précoce et plus pérenne. Dès lors, la réalisation d'étude pollinique dans ces zones semble pertinente afin d'étudier les changements d'intensité d'occupation et de pratiques de cultures en relation avec les différentes sociétés qui se sont succédées.

2.2. Paléo-incendies

Le feu est à la fois une réponse au forçage climatique et un élément de construction des paysages, ce qui en fait un objet d'étude particulièrement pertinent lorsque que l'on veut étudier les interactions entre le climat, l'homme et l'environnement.

A l'échelle de la planète, les feux, par la combustion de biomasse, contribuent de manière importante au dégagement de CO₂ dans l'atmosphère. Ils constituent une des sources de gaz à

effet de serre (CO₂) et peuvent potentiellement jouer un rôle dans les changements climatiques (Bowman *et al.* 2009 ; Carcaillet *et al.* 2002 ; Cofer *et al.* 1997 ; Flannigan *et al.* 2009). Dans le contexte actuel de réchauffement climatique global, le rapport du GIEC (2007) prédit une augmentation de la fréquence et de l'intensité des feux. Le lien entre augmentation des températures et augmentation de la fréquence et de l'intensité des incendies se vérifie dans le passé à travers plusieurs études (Olsson *et al.* 2010 ; Overpeck *et al.* 1990). Cependant lorsque le facteur anthropique entre également en compte, il peut dans certains cas modifier ce constat. Dans l'étude des feux à l'échelle globale réalisée par Marlon (Marlon *et al.* 2009), une diminution des incendies est enregistrée à partir de 1870 en corrélation avec l'augmentation des températures engendrée par l'homme à partir de la révolution industrielle (1750). Les auteurs attribuent cette diminution des feux à un changement du mode de gestion des terres qui devient plus intensif et entraîne une baisse de la quantité de biomasse disponible. Afin d'envisager de futures mesures de gestion adaptées, il est donc indispensable de comprendre les interactions climat-homme-écosystème qui influent sur le régime des feux.

Sur les vingt dernières années, la reconstitution de l'histoire des feux durant l'Holocène, par l'étude des débris de végétaux carbonisés accumulés dans les séquences sédimentaires lacustres ou de tourbières s'est largement répandue à travers le monde (Power *et al.* 2008). Ces nombreuses études se sont attachées à quantifier les particules de charbons afin de reconstituer un régime des feux (Christensen *et al.* 1981 ; Conedera *et al.* 2009 ; Heinselman 1973). Le concept du régime des feux intègre à la fois (Fig. 1.3) :

- (1) les principales composantes caractérisant le régime des feux :
 - ➔ temporelle : fréquence, saisonnalité
 - ➔ spatiale : étendue de la zone couverte par le feu
 - ➔ ampleur : intensité, sévérité, type de feu
- (2) les conditions à l'origine du déclenchement et de la propagation des feux : origine de l'allumage (naturelle ou anthropique), les caractéristiques de la biomasse en présence (structure, composition, état), les conditions météorologiques, la configuration géomorphologique de la zone
- (3) les principaux effets après l'incendie : conséquences sur la faune et la flore, effet sur les sols.

Tous ces paramètres qui régissent les feux influent à différentes échelles spatiales et/ou temporelles (Fig. 1.4 ; Moritz *et al.* 2005 ; Pyne *et al.* 1996 ; Rius *et al.* 2011 ; Scott 2000 ; Whitlock *et al.* 2010).

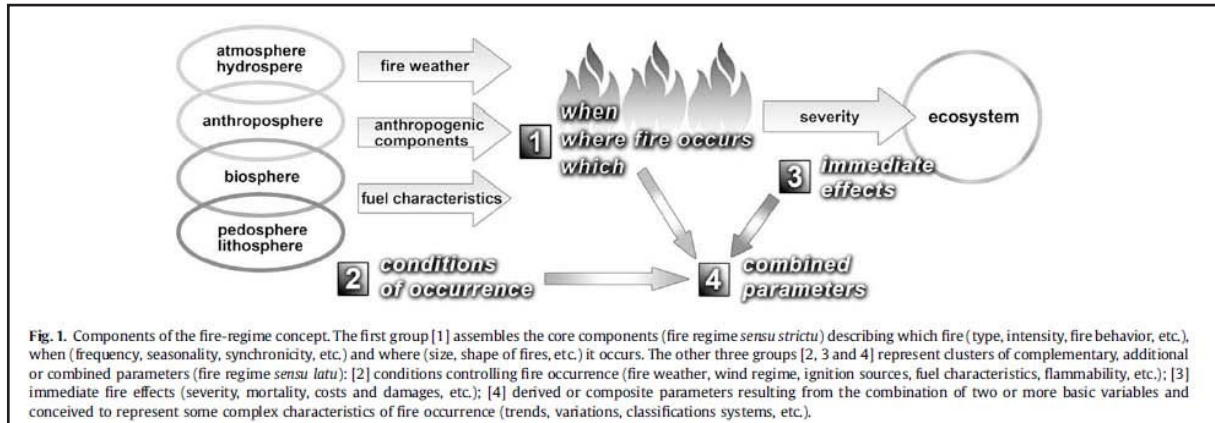


Figure 1.3 - Schéma des différents paramètres qui caractérisent le concept de régime de feu (Conedera et al. 2009)

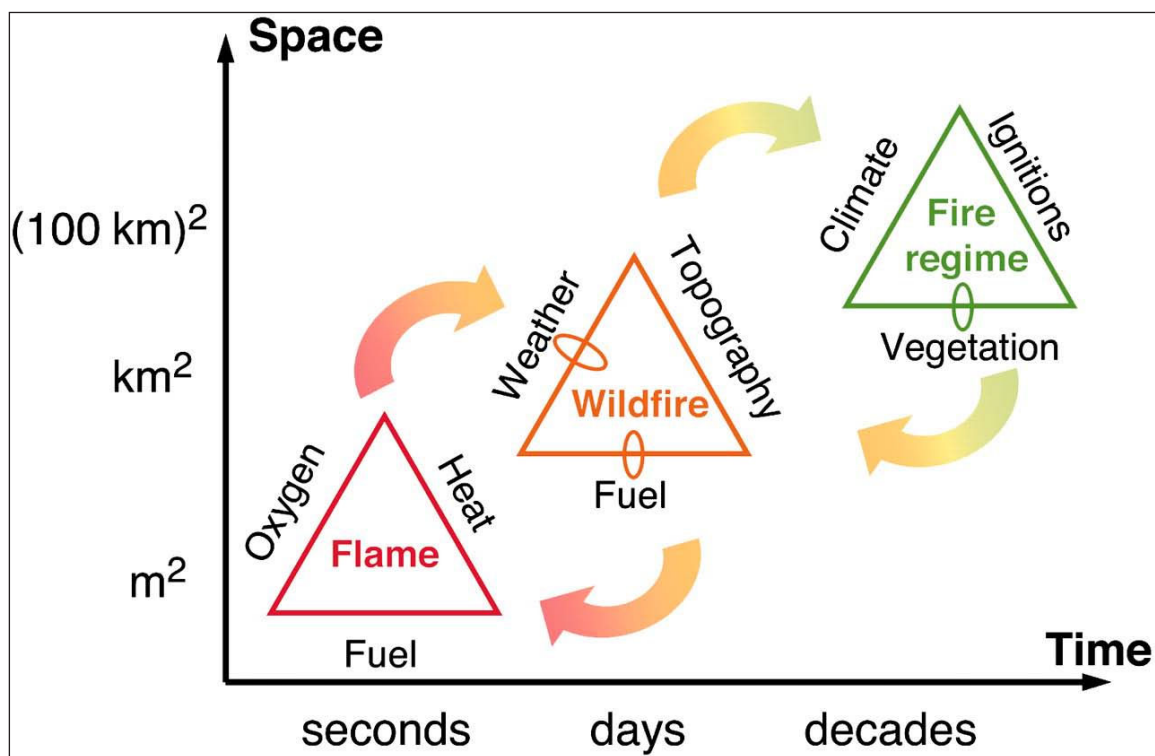


Figure 1.4 - Les principaux facteurs qui influencent le feu à l'échelle d'une flamme, d'un feu de forêt et du régime de feu. Il s'agit d'une extension du traditionnel concept de «triangle du feu». Les petites boucles illustrent les rétroactions fortes entre le feu et les paramètres de contrôle et les flèches illustrent les rétroactions entre les processus à différentes échelles. (Moritz et al., 2005)

Les reconstitutions du régime des feux depuis le dernier maximum glaciaire ont permis d'appréhender les rôles successifs du feu ; d'agent de perturbation et/ou de fonctionnement des écosystèmes sous contrôle essentiellement climatique et biologique, il est devenu un agent de transformation et de gestion des écosystèmes en relation avec l'anthropisation des milieux (Vannière *et al.* 2011).

Les recherches concernant la place et les périodicités du feu dans les écosystèmes européens se sont surtout concentrées sur le nord de l'Europe (taïga) (Levine & Cofer 2000 ; Pitkänen *et al.* 2003 ; Wein & Groot 1996 ; Zackrisson 1977) et dans la zone méditerranéenne (Carrion *et al.* 2003 ; Colombaroli *et al.* 2007 ; Múgica *et al.* 1998 ; Sadori & Giardini 2007 ; Vannière *et al.* 2008 ; Vannière *et al.* 2011) tandis que dans les écosystèmes tempérés d'Europe centrale, l'étude de la dynamique des feux est restée longtemps à la marge en raison de la supposée « faible inflammabilité des forêts caducifoliées » (Clark *et al.* 1989). Toutefois, plusieurs travaux de recherches ont témoigné de la récurrence de feux dans ce type d'écosystème et ont ainsi stimulé la recherche actuelle (Carcaillet 1998 ; Rius 2010 ; Rius *et al.* 2011 ; Stähli *et al.* 2006 ; Tinner *et al.* 2005 ; Tinner *et al.* 1999 ; Vannière 2001). Cependant, ces recherches se sont surtout concentrées dans des régions montagneuses et peu d'étude ont été réalisées dans des zones de plaines, paradoxalement là où la majorité des populations se sont installées au cours du temps (Vannière & Martineau 2005). Les liens entre utilisation du feu, anthropisation du milieu et pratiques agro-pastorales sont encore trop peu étudiés (Rius 2010 ; Rius *et al.* 2009). Peu d'études ont également été réalisées dans ces zones géographiques sur la reconstitution du régime des feux en lien avec les changements climatiques durant le Tardiglaciaire et le début de l'Holocène (au moment où l'impact de l'homme peut être considéré comme négligeable ou peu intense (Kaltenrieder *et al.* 2010).

2.3. Processus érosifs et anthropisation

Les sols, en étant un des composants essentiels du paysage, ont subi au cours du temps les effets des forçages à la fois climatique et anthropique. Ils constituent donc également un objet d'étude important lorsque l'on veut étudier les interactions homme/environnement/climat.

A la fin de la dernière période glaciaire, la fonte des glaciers a entraîné la réactivation des processus de pédogénèse (physiques et chimiques) à l'origine de la formation et du développement des sols. Les effets combinés de la croissance de la biomasse végétale et des variations climatiques conditionnent alors l'évolution de ces sols. Les processus naturels tels que l'érosion vont venir perturber soit occasionnellement la dynamique d'accumulation des sols en provoquant

d'importantes mobilisations des horizons pédologiques à un instant donné (*extreme event*), soit plus progressivement avec la mobilisation d'une faible quantité de matériel n'entraînant des effets perceptibles qu'à long terme (*long term event*) (Dearing & Jones 2003).

Dans une zone géographique donnée, le type de sol, la nature de l'occupation du sol, le climat et la topographie sont les principaux paramètres qui influencent les phénomènes érosifs (Le Bissonnais *et al.* 2002). L'anthropisation des paysages depuis le Néolithique jusqu'à nos jours, par des défrichements et l'implantation d'espaces agro-pastoraux, a entraîné de profondes perturbations de plusieurs de ces paramètres (type d'occupation des sols, type de sol, et topographie), modifiant ainsi la dynamique des sols et les processus érosifs. Les activités humaines peuvent influencer cette érosion à travers (Auzet 1987; Auzet *et al.* 1992) :

- l'organisation spatiale des espaces agro-pastoraux telle que la taille et la forme des parcelles, la présence ou non d'obstacle (haie, fossé, talus, muret) et le type de drainage.
- le système de culture englobant la méthode de culture (type de système agricole, rotation de culture) et le type d'outil utilisé. A titre d'exemple, l'effet du labour sur l'érosion des sols peut être différent selon le type d'outil (houe, araire, charrue), la profondeur, la fréquence de passage, la direction et la surface labourée.
- l'intensification des activités agro-pastorales au cours du temps

Les lacs, en offrant des séquences sédimentaires continues avec des stratigraphies peu perturbées, se sont avérés être de bons enregistreurs des apports de sédiments allochtones reflétant les processus d'érosion des sols (Zolitschka *et al.* 2003). Toutefois, l'utilisation de ces capteurs sédimentaires nécessite de prendre en compte la taille du bassin versant lacustre en tant que paramètre non négligeable lors de la reconstitution des dynamiques d'érosion. En effet, les facteurs locaux, tels que le type de sol, la nature de l'occupation des sols et la topographie, jouent un rôle important à l'échelle d'un petit bassin versant. *A contrario*, ces facteurs locaux seront plus tamponnés à l'échelle d'un grand bassin versant car le rôle du climat semble jouer un rôle prépondérant sur ces systèmes (Arnaud *et al.* 2008). Cependant, de nombreuses études sont encore nécessaires afin de comprendre les mécanismes à l'origine de ces phénomènes érosifs et de distinguer le rôle des forçages anthropiques et climatiques. Dans la région alpine, plusieurs études se sont attachées à déterminer le rôle du climat sur les processus érosifs dans de grands lac (Arnaud *et al.* 2005 ; Chapron *et al.* 2002 ; Debret *et al.* 2010 ; Wessels 1998) tandis que peu d'études (Giguet-Covex *et al.* 2011) ont tenté jusqu'ici de caractériser l'impact des activités anthropiques sur l'érosion des sols en combinant des analyses de paramètres biologiques, sédimentologiques et géochimiques sur de petits systèmes lacustres. Ces quelques études ont permis de démontrer que les activités anthropiques pouvaient être d'importantes génératrices de l'érosion des sols. Tout comme les forçages climatiques peuvent être de nature et d'intensités différentes au cours du temps, les

forçages anthropiques ont eux aussi changé au cours des millénaires. Ainsi il est essentiel de prendre en considération les changements de type de pratiques (agriculture, pastoralisme), de méthodes (intensité, surface, outil) et de temporalité des pratiques agro-pastorales au cours des temps historiques.

3. Objectifs

Les différents objectifs de cette thèse sont donc :

- (1) de reconstituer l'histoire de la végétation depuis la transition d'un milieu dont la dynamique végétale est uniquement contrôlée par les forçages climatiques, aux premiers effets de l'impact anthropique au cours du Néolithique ; de dater et de caractériser la nature des pratiques agro-pastorales successives et d'en mesurer leur intensité et leur impact que ce soit sur le couvert végétal, les sols ou les systèmes lacustres à l'échelle d'un bassin versant ; de confronter les différents résultats obtenus à une échelle locale, puis de les comparer à d'autres études effectuées dans la même zone géographique afin de dégager des similitudes à une échelle régionale ; finalement de tenter d'appréhender les mécanismes (sociétaux, climatiques) à l'origine des différents changements des pratiques anthropiques.
- (2) d'apporter de nouvelles contributions à la reconstitution de l'histoire des feux en développant divers points méthodologiques et en proposant une histoire des feux pour chacun des sites étudiés. L'objectif étant de caractériser le régime des feux avant l'impact de l'homme pour connaître la nature et l'échelle des paramètres climatiques qui ont pu l'influencer ; tenter de percevoir la période à partir de laquelle l'homme a commencé à intégrer le feu dans ses pratiques agro-pastorales ; et enfin de déterminer s'il existe un lien entre le type d'activité anthropique et l'utilisation du feu (pour défricher, débroussailler ou fertiliser les terres) au cours du temps.
- (3) de reconstituer les phases d'augmentation d'érosion des sols ; de comprendre quelle a pu être la part des forçages anthropiques sur cette érosion ; de voir comment les phénomènes érosifs ont évolué en fonction des activités humaines successives.

4. Critères de choix des sites d'études

Pour répondre à la problématique de ce travail, le choix des sites d'études s'est porté sur trois séquences lacustres : le lac d'Antre situé dans le Jura (Franche-Comté) mais également sur les lacs de Moras et Paladru situés en Isère (Rhône-Alpes) (Fig. 1.5). Dans la perspective de traiter ces relations homme/milieu, le choix s'est avant tout porté sur des lacs pour lesquels une occupation humaine était déjà attestée par des recherches archéologiques.

Les trois lacs étudiés se situent dans un rayon de 100 km, dans des régions possédant un contexte climatique proche (climat tempéré continental à semi-continental) et ces lacs sont tous les trois implantés sur des substrats majoritairement calcaires. Ces différents paramètres communs permettront par la suite une comparaison de l'ensemble de nos données.

Les différents contextes environnementaux et altitudinaux (montagneux autour du lac d'Antre,

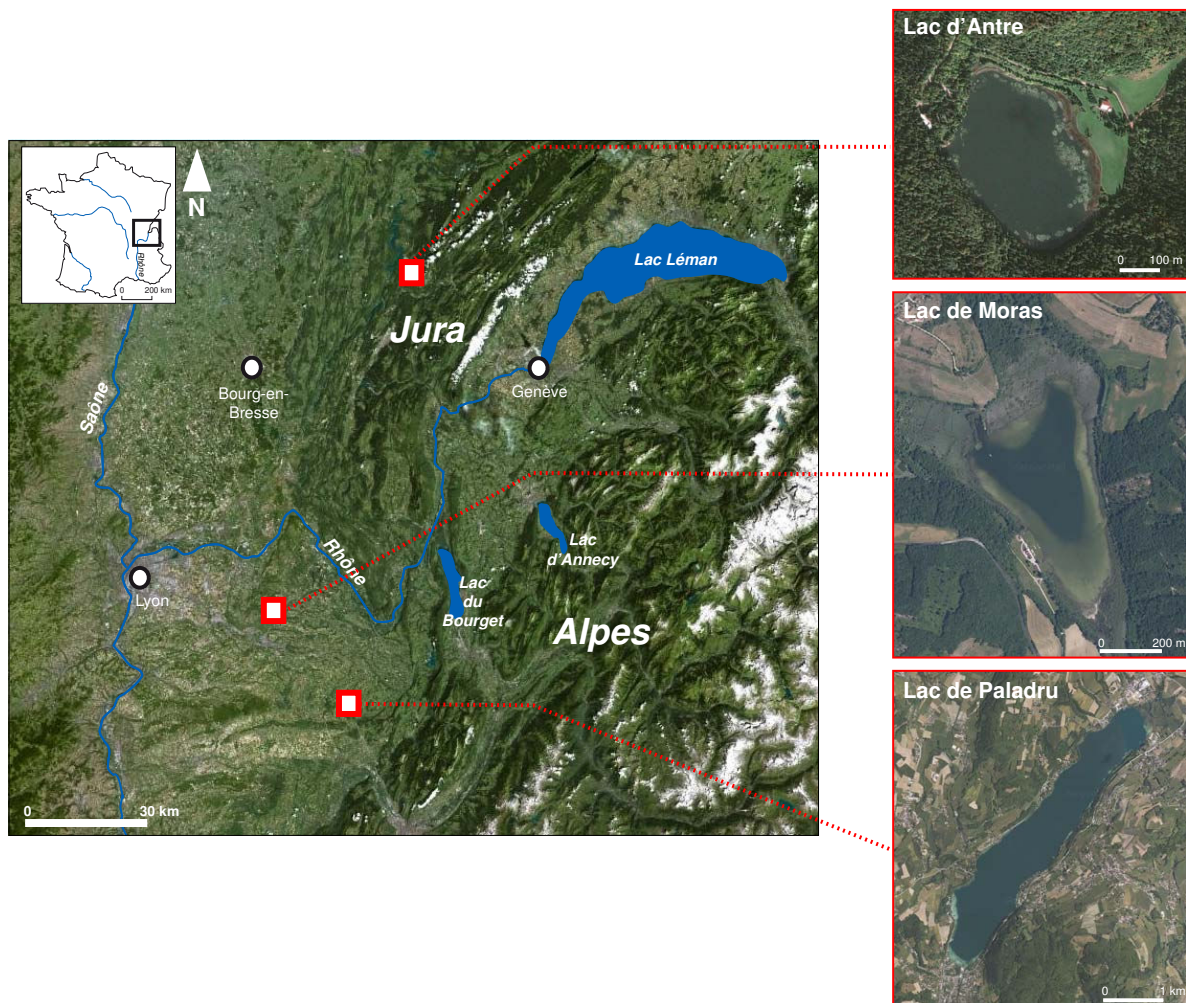


Figure 1.5 - Localisation de la zone étudiée et des trois lacs analysés en vue aérienne

plateau pour le lac de Moras et collines molassiques pour Paladru) et les différences de surface de lac et de bassin versant (deux lacs de petite taille : Antre, 13 ha et Moras, 20 ha et un lac de grande taille : Paladru, 392 ha) permettent de comparer l'intensité et les types d'activités humaines dans divers contextes mais aussi de discuter du rôle de la surface du capteur lacustre et du bassin versant sur les données paléoenvironnementales (Fig. 1.6).

	Antre	Moras	Paladru
<i>coordonnées</i>	5°44'58"E, 46°24'51"N	05°16'06"E, 45°40'55"N	5°32'06"E, 45°27'18"N
<i>altitude</i>	798 m	304 m	492 m
<i>longueur</i>	520 m	700m	5300 m
<i>largeur</i>	350 m	400 m	950 m
<i>surface lac</i>	13 ha	20 ha	392 ha
<i>volume</i>	400 000 m ³	?	97 000 000 m ³
<i>profondeur max.</i>	5.65 m	12.5 m	36 m
<i>surface BV</i>	550 ha	400 ha	5200 ha
<i>altitude max. BV</i>	962 m	423 m	801 m

Figure 1.6 - Caractéristiques métriques des trois lacs étudiés

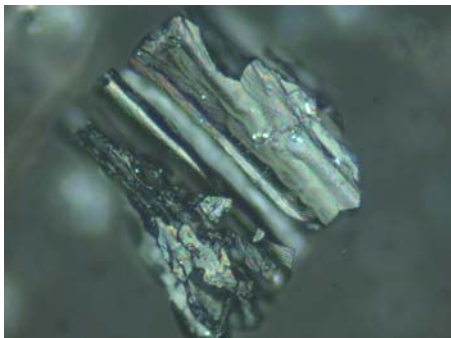
Tout au long de cette thèse, les travaux sur ces différents lacs ont bénéficié d'une dynamique de recherche par leur intégration à des programmes pluridisciplinaires : PCR (Programme Collectif de Recherche) « Etude intégrée d'un complexe religieux gallo-romain. Villards-d'Héria (Jura) » pour le lac d'Antre et l'ANR PYGMALION « Paleohydrology and huMAN-climate-environment interactiONs in the Alps » pour les lacs de Moras et de Paladru.

5. Organisation du manuscrit

Le manuscrit s'organise en 7 chapitres. Après un premier chapitre introductif, les méthodes mises en œuvre seront exposées dans le chapitre 2. La suite du manuscrit sera divisée en deux parties, une première partie (Partie I - Le feu, un marqueur paléoclimatique du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène ?) incluant le chapitre 3 sera consacrée à la reconstitution du régime des feux en lien avec les changements climatiques du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène. La seconde partie (Partie II - Reconstitution de l'histoire de l'anthropisation des paysages), incluant les chapitres 4, 5 et 6, exposera les résultats de la reconstitution de l'histoire de l'anthropisation,

durant l'Holocène, de trois sites lacustres (Antre, Moras et Paladru). Et finalement, dans le 7^{ème} chapitre «conclusion et synthèse», les résultats obtenus pour chacun des sites seront confrontés afin de dégager les points de convergence à une échelle régionale et ainsi de discriminer les facteurs locaux des facteurs régionaux.

Chapitre 2



Matériels et méthodes

1. Carottages

1.1. Sélection du point de carottage

Le type de séquence sédimentaire le mieux adapté pour réaliser les études paléoenvironnementales envisagées (pollen, charbon et sédimentologie) correspond à des séquences continues sans hiatus et sans perturbations sédimentaires. Ceci afin d'assurer des conditions optimales de conservation des marqueurs biotiques, notamment les pollens. Pour prélever ce type de séquence, la zone de carottage a donc été établie préférentiellement dans la zone la plus profonde du lac et la plus éloignée des berges.

L'emplacement de cette zone a été déterminé à partir des mesures de la topographie du fond du lac (Fig. 2.1a). Les mesures sont réalisées à l'aide d'une sonde qui émet des ondes dans le fond du lac pour déterminer la hauteur d'eau, couplée à un système GPS qui géoréfère en même temps les données. C'est à partir de ces points de mesures qu'une carte de la bathymétrie du lac est établie (Fig. 2.1b). Des mesures de sismiques acoustiques permettent d'établir des profils qui donnent une image du remplissage sédimentaire du lac. Des ondes sismiques sont envoyées dans le sédiment et se reflètent sur des réflecteurs correspond aux interfaces situées entre les couches de sédiments. Des profils sismiques ont pu être établis pour le lac de Paladru (Fig. 2.1c), mais pas pour le lac de Moras car les sédiments en surface étaient trop riches en gaz pour pouvoir effectuer ce type de prospection.

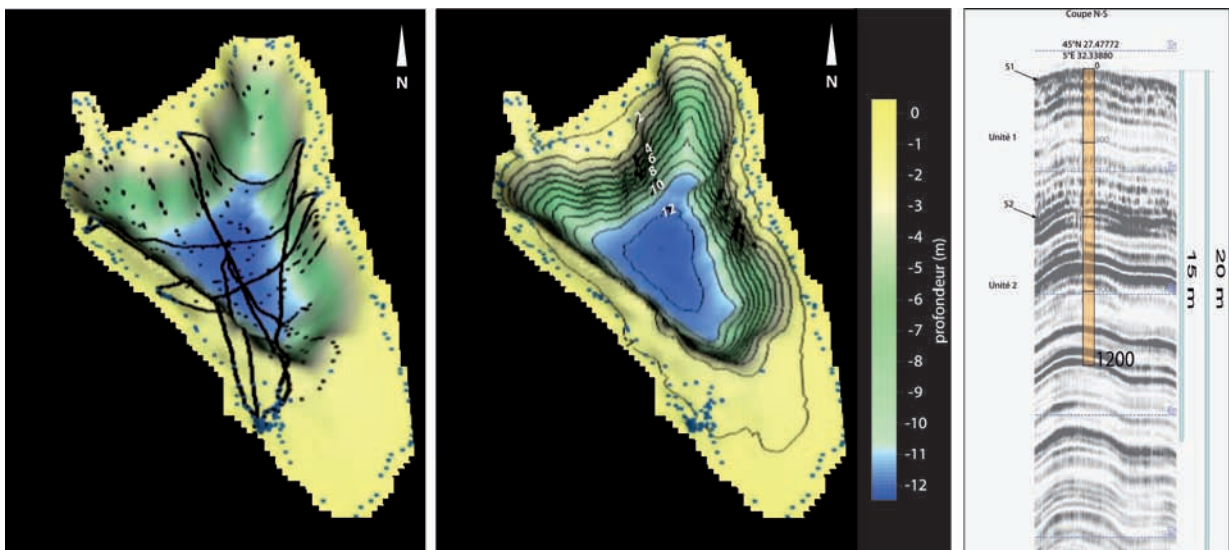


Figure 2.1 - (a) Localisation des points de mesure de la topographie du lac de Moras ; (b) carte bathymétrique du lac de Moras ; (c) localisation de la séquence sédimentaire du lac de Paladru par rapport au profil sismique

1.2. Méthodes de carottage

Le lac d'Antre a été foré à l'aide d'un carottier russe (par sections d'un mètre de longueur) depuis la surface du lac gelé, et les lacs de Moras et de Paladru avec un carottier UWITEC (par sections de 2 ou 3 mètres de longueur) depuis une plateforme de carottage (Fig. 2.2a-b).

Pour chacun des lacs, plusieurs carottages sont effectués en parallèle et en quinconce afin de s'affranchir par la suite des risques de perturbations et de pertes de sédiments en limite de section (Fig. 2.2c).



Figure 2.2 - (a) Plateforme de forage ; (b) carottier d'interface ; (c) photos des différentes sections prélevées dans le lac de Moras dans des carottages parallèles

2. Construction des carottes composites

Les différentes sections prélevées dans les carottages parallèles sont juxtaposées afin de construire une carotte composite (master core) la plus longue possible, sans discontinuités sédimentaires, sur laquelle toutes les analyses sont effectuées.

Cette carotte est assemblée en corrélant les unités sédimentaires observées à l'œil nu et en recoupant les données d'analyses complémentaires réalisées en continu sur le banc de mesures géophysique type « logger » multi paramètres (SEDILOG ; MSCL GEOTEK) du laboratoire Chrono-Environnement. Cette procédure a été appliquée à toutes les séquences lacustres étudiées.

2.1. Susceptibilité magnétique

La mesure de susceptibilité magnétique reflète la capacité d'un corps à acquérir une aimantation lorsqu'il est soumis à un champ magnétique. L'aimantation dépend de la minéralogie et de la composition du sédiment en éléments magnétisables. La susceptibilité magnétique a été mesurée suivant un intervalle de 5 mm sur le banc de mesures géophysique type « logger » multi paramètres (SEDILOG ; MSCL GEOTEK) à l'aide d'un capteur *Bartington MS2E Point Sensor*. Elle s'exprime en unité SI ($\times 10^{-5}$ SI). Ce paramètre peut servir à mettre en évidence des phénomènes d'érosion. Les déforestations en mettant à nu les sols peuvent être une source d'apport de minéraux magnétiques (Stockhausen & Zolitschka 1999 ; Thompson & Oldfield 1986).

2.2. Densité

La densité est obtenue à partir des mesures de l'atténuation des rayonnements gamma émis à partir d'une source radioactive (^{137}Cs) à travers la carotte. La densité a été mesurée suivant un intervalle de 5 mm sur le banc de mesures géophysique type « logger » multi paramètres (SEDILOG ; MSCL GEOTEK) à l'aide d'un capteur. La mesure de densité est obtenue après calibration par rapport à la densité connue d'un standard. La densité d'un sédiment (en g/cm^3) dépend principalement de sa porosité, sa teneur en eau et de sa composition minéralogique.

2.3. Images

Des images à haute résolution de chacune des sections sont prises à l'aide d'une caméra placée sur le banc de mesures géophysique. Les différentes sections sont photographiées pour pouvoir corrélérer les niveaux sédimentaires visibles à l'œil nu entre les sections des carottages effectués en parallèle mais aussi dans l'optique de conserver une image de la séquence sédimentaire intacte avant d'effectuer les différents échantillonnages pour chacune des analyses.

3. Datations

La majorité des datations sont réalisées au Spectromètre de Masse par Accélérateur (AMS) en raison de la faible quantité de matériel à dater. Elles ont été effectuées au Laboratoire Radiocarbone de Poznan et au Centre de datation par le radiocarbone de Lyon associé au Laboratoire de Mesure

du Carbone 14 (LMC14) de Saclay.

Les fragments prélevés pour les datations radiocarbone sont des macro-restes d'origine terrestre (feuille, graine, bois...). Les dates obtenues sont calibrées à 2σ à l'aide du logiciel CALIB 6.0.1, suivant la courbe de calibration Intcal 09 (Reimer *et al.* 2009). Les modèles âges sont construits à l'aide de la méthode de « mixed effect regression » standardisée par (Heegard *et al.* 2005) ou de la routine CLAM utilisable sous R et créée par (Blaauw 2010). Ce logiciel permet de construire plusieurs types de modèles. Celui utilisé a été choisi de manière à s'ajuster le mieux possible au site étudié et aux datations obtenues (*cf.* parties méthodologies des chapitres 3, 4 et 5). Toutes les dates sont exprimées en années calibrées avant 1950 : « cal. BP » (Before Present).

4. Paramètres biotiques

4.1. Analyse palynologique

Ces analyses permettent de suivre l'évolution de la dynamique végétale à la fois locale et régionale afin de mettre en évidence des changements climatiques, de percevoir la présence de l'homme et le développement de ses activités agro-pastorales au cours du temps. Ces analyses sont réalisées sur des échantillons prélevés de façon discontinue.

Pour tous les sites étudiés, les échantillons sont préparés selon la méthode standard décrite par Faegri & Iversen (1989) : traitement à HCl à 10%, HF à 30%, NaOH à 30%, acétolyse. Des spores exotiques (*Lycopodium clavatum*) sont ajoutées au début de chaque préparation pour pouvoir calculer par la suite des concentrations polliniques (Stockmaar 1971).

Les pollens sont déterminés et comptabilisés au microscope à un grossissement $\times 500$. Un minimum de 500 grains de pollens, hors taxon dominant est identifié et compté par échantillon. Pour tous les sites, les plantes aquatiques et les spores sont exclus de la somme pollinique totale. Pour le site du lac de Moras les pourcentages de *Cannabis-Humulus* (Fig. 2.3I) sont aussi exclus en raison de leur trop forte représentation.

Trois principaux types de céréales sont identifiés : *Cerealia*-type, *Secale*-type et *Fagopyrum* (Fig. 2.3I). Les poacées d'une taille supérieure à $40\ \mu\text{m}$ sont classés comme *Cerealia*-type (Beug 1961 ; Küster 1988 ; Tweddle *et al.* 2005). Cette taille a été fixée afin d'exclure certaines espèces de Poacées sauvages qui ont un diamètre compris entre 38 et $40\ \mu\text{m}$ et pour ne pas surévaluer le nombre de céréales.

Les plantes liées à la présence de l'homme (apophytes) telles les plantes rudérales, les adventices et messicoles sont réunies sous la détermination d'IPA (Indices Polliniques d'Anthropisation) et sommées en une même courbe (Behre 1981, 1988; Brun 2007).

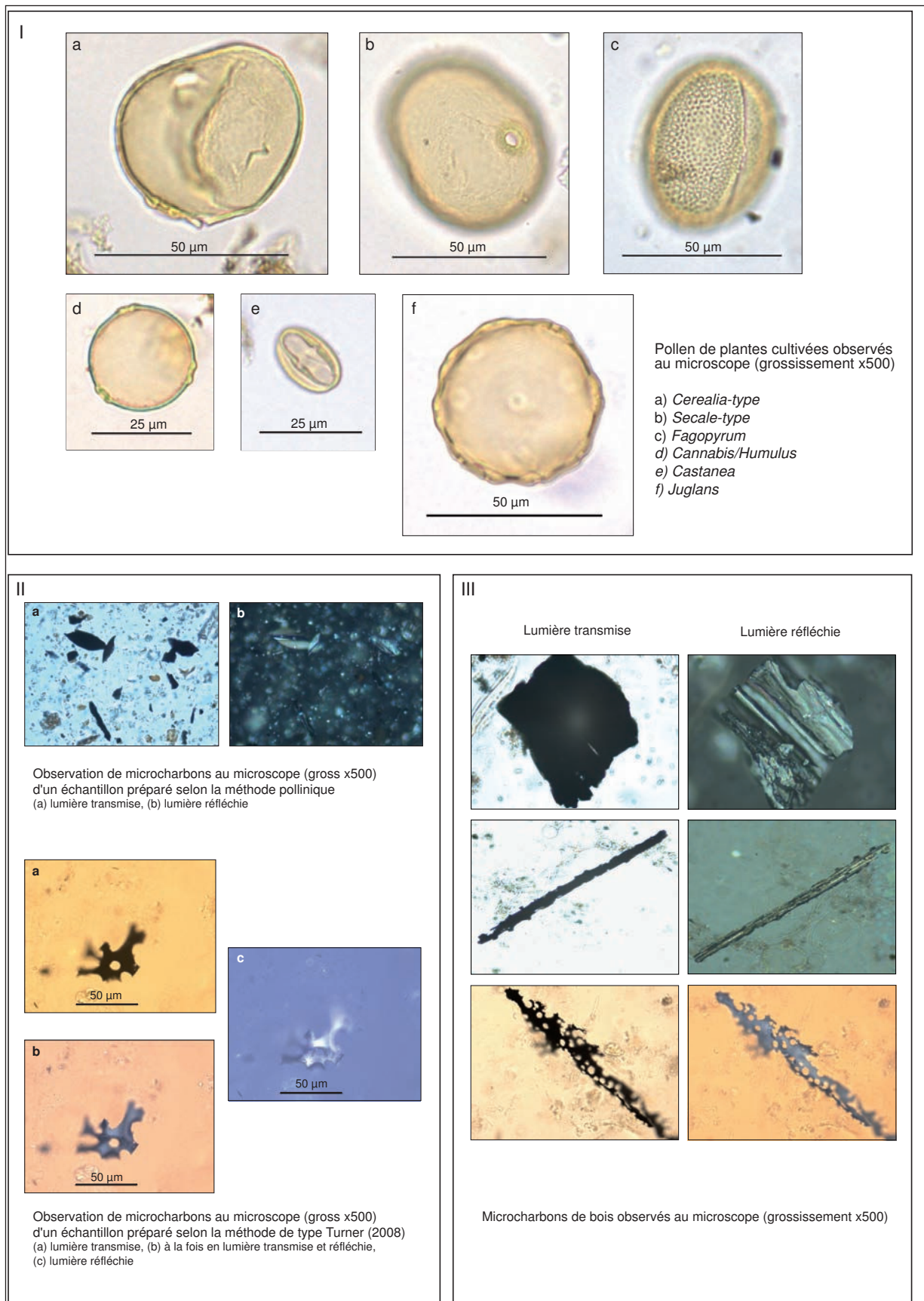


Figure 2.3 - Photos de pollens (I) et de micro-charbons (II et III) prises lors des analyses des lacs d'Antre et de Moras

4.2. Analyse charbons

L'histoire des feux est reconstituée en quantifiant et en mesurant les charbons de bois extraits des sédiments. La quantification de ces charbons permet de déterminer l'occurrence et l'ampleur des feux. L'analyse de leur morphologie, en mesurant et décrivant les particules de charbon, visera à distinguer l'origine du signal plutôt régionale (micro-charbons) ou locale (macro-charbons) et à identifier le type de feu (forêt, prairie).

Les analyses des micro-charbons sont réalisées sur des échantillons prélevés de manière discontinue pour les séquences d'Antre et de Moras et continue pour celle de Paladru. Les analyses des macro-charbons ont été effectuées sur les échantillons de la séquence de Paladru, prélevées en continu.

4.2.1. Micro-charbons

4.2.1.1. Méthodes d'extraction des micro-charbons

Deux types de préparations sont utilisés pour extraire les micro-charbons de bois d'échantillons possédant un volume compris entre 1 et 2 cm³ de sédiments :

(1) Méthode d'extraction des pollens (Faegri and Iversen 1989)

Cette méthode permet de déterminer et de comptabiliser les pollens et les micro-charbons de façon concomitante sur les mêmes lames. Il s'agit de la méthode la plus couramment utilisée actuellement (Rhodes 1998 ; Whitlock & Larsen 2001). Cependant la majorité de la communauté travaillant sur la reconstitution du signal incendie s'accorde à dire que cette méthode présente plusieurs désavantages :

- les nombreux traitements chimiques entrecoupés de centrifugations provoquent une fragmentation des charbons et donc une surestimation du nombre de charbons de petites tailles (Clark 1984; Turner *et al.* 2008 ; Whitlock & Larsen 2001)

- les analyses ne peuvent pas être effectuées en continu en raison de la longueur du temps d'analyse

- la détermination des charbons est fastidieuse en raison de la subsistance de nombreux fragments de matière organique non-brûlés et oxydés (Thévenon 2003)

Toutefois, comme il s'agit de la méthode « classique » pour quantifier les micro-charbons, cette méthode a été utilisée pour analyser les échantillons du premier site étudié, le lac d'Antre.

(2) Méthode de « séparation par densité et blanchiment » (Turner *et al.* 2008)

La méthode précédente présentant de nombreux désavantages, une autre méthode établie par Turner *et al.* (2008) été mise en œuvre pour extraire les micro-charbons des deux autres sites étudiés, le lac de Moras et le lac de Paladru.

Dans sa globalité, la préparation prend entre 5 et 6 jours, de manière non intensive. Les différentes étapes de la préparation consistent en l'attaque préalable de l'échantillon pour éliminer les carbonates par HCl (10 %), au blanchiment de la matière organique par H₂O₂ (10 %), puis à un tamisage à 200 µm pour éliminer les charbons de grandes tailles susceptibles de se briser facilement et enfin en une séparation densimétrique à l'aide du Lithium hétéropolytungstate (LST) à une densité de 2,5 pour séparer les micro-charbons de la matrice siliceuse. Une centrifugation pendant 10 minutes à 2000 tours/minutes doit obligatoirement être réalisée afin que la séparation densimétrique soit efficace. Au cours de la préparation, des spores exotiques (*Lycopodium clavatum*) sont ajoutées afin d'exprimer les résultats des comptages de charbon en concentration (Stockmaar 1971).

Cette méthode présente l'avantage de limiter la fragmentation des charbons car une seule centrifugation est effectuée lors de la préparation et les plus gros charbons (> 200 µm), qui risquent de se briser facilement, sont extraits par tamisage avant cette étape.

L'emploi de l'eau oxygénée (H₂O₂) rend les préparations plus « propres » en éliminant les nombreux fragments de matière organique non-brûlés et oxydés. Le traitement à la liqueur dense (LST) permet d'éliminer les minéraux siliceux qui ont la capacité, pour certains, de réfléchir la lumière. Ces traitements chimiques rendent la lecture des échantillons plus aisée (Fig. 2.3II) et permettent de gagner du temps lors du processus de reconnaissance et de mesure automatisée des charbons effectués par l'ordinateur.

4.2.1.2. Détermination et comptage

Le comptage et la détermination des micro-charbons sont réalisés à l'aide d'un microscope Leica type 2500 LM. Les charbons sont détectés en lumière blanche réfléchi (avec un objectif à immersion à huile, grossissement x400), méthode reconnue pour différencier les charbons de la matière organique noire qui ne réfléchit pas la lumière (Fig. 2.3III) (Scott 2000; Vannière 2001). L'obtention de résultats significatifs nécessite de comptabiliser un total de 200 particules de charbons + lycopodes par échantillon (Finsinger & Tinner 2005 ; Turner *et al.* 2008).

Afin d'optimiser le temps d'analyse, l'automatisation de toute la procédure d'analyse des charbons au microscope a été entreprise avec l'aide d'Agnès Landouar (responsable produits analyse d'image Leica). Pour ce faire, le microscope a été relié à une caméra et à un ordinateur

et deux programmes ont été créés spécifiquement à partir du logiciel *QWin* de Leica :

Programme n°1 : automatisation de la prise d'image

Afin de mesurer de manière assez précise l'aire des charbons (μm^2), leurs contours doivent apparaître nettement sur les images. Il est alors nécessaire de superposer plusieurs images en raison de l'épaisseur, de quelques dizaines de microns, de l'échantillon, situé entre lame et lamelle. Le développement de cette méthode nécessite donc de prendre des images non seulement horizontalement (en axe X et Y), mais également dans la profondeur de champ (en Z).

Un des microscopes du laboratoire Chrono-environnement permet de tester cette méthode car il possède une platine motorisée en X, Y et Z. Les échantillons des différents sites étudiés sont pour la plupart peu riches en particules carbonisées. Il faut donc, pour les analyser, prendre environ 100 images par échantillon auxquelles s'ajoutent 10 images par champ, représentant un total de 1000 images par échantillon. Le logiciel de prise d'image automatique effectue une première étape de prise d'images puis il réunit en une seule image toutes les images prises en Z pour chaque champ. Le principal problème de cette méthode est le temps nécessaire par l'ordinateur pour effectuer toutes ces étapes.

Ce programme s'est donc révélé ne pas être adapté aux échantillons des sites étudiés dans cette thèse. Les images des charbons ont donc été prises manuellement pour chaque échantillon à l'aide du logiciel *Leica application*. Cette méthode permet de traiter en moyenne entre 10 et 15 échantillons par jour.

Cependant la méthode de prise automatisée d'images peut être envisagée pour reconstituer l'histoire des feux de sites possédant des sédiments riches en charbons. Pour ce type de ce site, peu d'images seront alors nécessaires afin d'atteindre un nombre significatif de particules par échantillon. De plus, la prise d'image automatique, en réunissant sur la même image tous les charbons avec des contours nets, peut permettre de gagner du temps par la suite lors de la phase de mesure des particules.

Programme n°2 : détection et mesure des charbons

La détection des charbons sur chacune des images s'effectue en 3 étapes correspondant à trois seuillages colorimétriques (Fig. 2.4):

- (a) détection du fond afin de nettoyer l'image d'une grande partie des particules qui ne sont pas des charbons
- (b) détection des couleurs correspondantes aux charbons observés en lumière réfléchie, il s'agit d'une gamme de couleur passant par le bleu, le blanc et le gris
- (c) détection de la couleur marron permettant d'exclure les dernières particules, correspondant

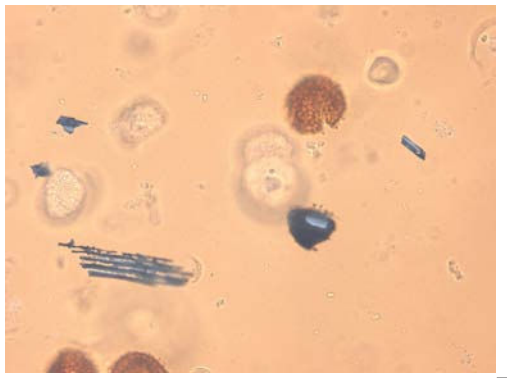
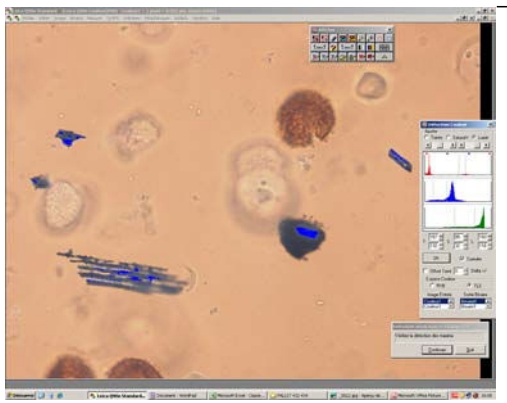
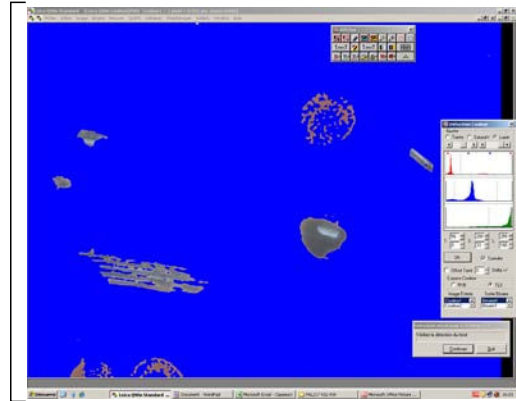


Image prise manuellement en lumière réfléchie

1

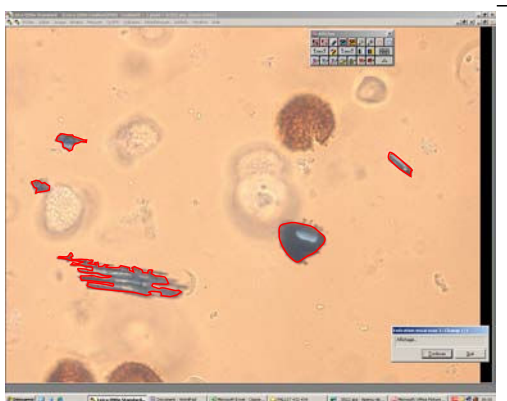
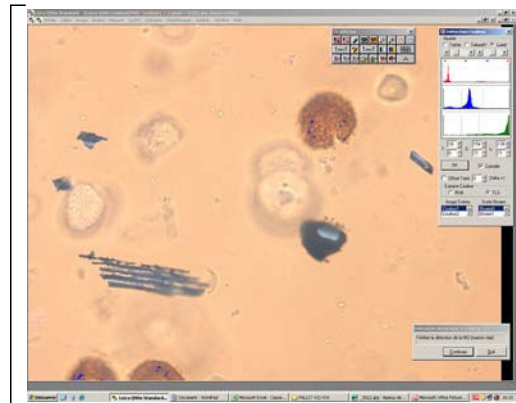
2 Seuillage 1
Détection du fond



Seuillage 2
Détection des charbons

3

4 Seuillage 3
Elimination de la matière organique marron



Charbons sélectionnés à la fin de la procédure (entourés en rouge)

5

Figure 2.4 - Déroulement de la procédure de reconnaissance et de prise de mesure automatique des micro-charbons avec le logiciel QWin

à de la matière organique non brûlée, qui seraient passée à travers les précédents seuillages. Au cours de l'analyse, les mesures de chaque particule détectée sont exportées automatiquement dans un tableur. Pour chaque échantillon, nous disposons donc des résultats des comptages et mesures dans un tableur.

Les seuils des différentes étapes (a, b et c) sont fixés lors de nombreuses détectations préalables effectuées sur plusieurs échantillons. Ils peuvent être ajustés facilement par la suite en cas de besoin. Le triple seuillage permet de détecter quasiment le même nombre de particules que lors d'un contrôle visuel. Afin de minimiser les erreurs, l'analyse automatique est surveillée tout au long de son processus. Ce second programme est efficace et a été utilisé pour l'analyse des charbons des sites de Moras et de Paladru.

4.2.1.3. Présentation des résultats

Pour chaque échantillon, les charbons sont répartis selon deux classes : les particules possédant une superficie comprise entre 86 et 2000 μm^2 et les particules possédant une superficie supérieure à 2000 μm^2 . Les charbons d'une superficie inférieure à 86 μm^2 ne sont pas représentés car ils peuvent provenir de zones trop lointaines, situées à des milliers de kilomètres (Clark 1988). Leur intérêt n'est donc pas pertinent dans l'optique de reconstruire une histoire locale et régionale des régimes de feux. Les charbons ayant une superficie supérieure à 2000 μm^2 sont exprimés à part pour ne pas créer de pic artificiel lié à la présence d'une seule grosse particule (Patterson 1987 ; Whitlock & Larsen 2001).

Les résultats sont exprimés en influx (CHAR, CHARcoal Accumulation Rate, en $\text{mm}^2/\text{cm}^3/\text{an}$). Cet influx est calculé à partir de la concentration (en mm^2/cm^3) obtenue à partir du nombre total de spores exogènes (*Lycopodium clavatum*) introduits dans l'échantillon et de la valeur du temps de dépôt (en an/cm) issu du modèle âge-profondeur.

4.2.2. Macro-charbons

4.2.2.1. Méthode d'extraction des macro-charbons

Le traitement chimique consiste en une attaque préalable de l'échantillon par HCl (10%) pour éliminer les carbonates, en l'élimination de la matière organique par H_2O_2 et en une récupération des particules d'une longueur supérieure à 200 μm par tamisage (Ohlson and Tryterud 2000 ; Whitlock & Larsen 2001 ; Whitlock & Millspaugh 1996).

4.2.2.2. Détermination et comptage

Le comptage des macro-charbons est effectué à la loupe binoculaire, la totalité de l'échantillon est cette fois analysée. Chaque charbon est identifié puis mesuré sous la loupe binoculaire (grossissement x50) à l'aide d'un réticule composé de 100 carrés ayant chacun une superficie de $62500 \mu\text{m}^2$.

Quatre principaux types de charbons sont distingués : les charbons de bois, de feuilles, d'herbes et les charbons vacuolaires formés par dégazage des composés volatiles lors de la combustion. Les principaux types de charbon sont déterminés d'après les travaux de (Enache & Cumming 2006 ; Jensen *et al.* 2007 ; Umbanhowar & McGrath 1998).

4.2.2.3. Présentation des résultats

Comme les micro-charbons, les résultats sont exprimés en influx (CHAR, CHarcoal Accumulation Rate, en $\text{mm}^2/\text{cm}^3/\text{an}$). Cet influx est calculé à partir de la concentration (en mm^2/cm^3) et de la valeur du temps de dépôt (en an/cm) issu du modèle âge-profondeur.

Le signal incendie reconstitué à partir de l'analyse des macro-charbons a également fait l'objet d'un traitement (selon la méthode de décomposition du signal « decomposition approach » créée par Higuera *et al.* 2007) afin de calculer des fréquences de feu. Toute la procédure de traitement du signal a été décrite en détail dans la partie 2.4 du chapitre 3.

4.3. Niveaux de lac

Les variations de niveaux du lac de Moras (carottage MOR08-D) sont étudiées selon la méthode développée par M. Magny sur les lacs carbonatés (Magny 1992, 2001). Cette méthode couple l'analyse de plusieurs marqueurs bathymétriques dont la lithologie et la composition macroscopiques des sédiments :

- la lithologie est observée à l'œil nu et décrite plus précisément grâce à des mesures de perte au feu
- la composition macroscopique est analysée à la loupe binoculaire dans la fraction comprise entre $500 \mu\text{m}$ et 2 mm . Dans cette fraction, sont identifiés et dénombrés : les fragments végétaux (d'origine terrestres et aquatiques), les mollusques (gastéropodes et bivalves), les lithoclastes et les concrétions carbonatées. Quatre principaux types de concrétions sont distingués : les oncolithes, les choux-fleurs, les plaques et les tubes.

L'étude des concrétions carbonatées est basée sur l'analyse d'analogues actuels. En effet, les quatre types de concrétions se répartissent au sein du système lacustre, le long de la plate-forme littorale du rivage jusqu'à la zone profonde et résultent de l'encroustement de la végétation et de l'hydrodynamisme du milieu de dépôt. Ainsi la dominance d'un type de concrétion dans un échantillon renseigne sur la profondeur du milieu de dépôt. Le type « oncolithes » caractérise les zones proches de la rive, le type « chou-fleur » domine sur la plateforme littorale, le type « plaque » qui résulte de l'encroustement de fragments de nénuphars et de potamots est plutôt retrouvé à l'extrémité de la plateforme et le type « tube », résultant de l'encroustement des characées, domine sur le tombant de la plateforme (Fig. 2.5).

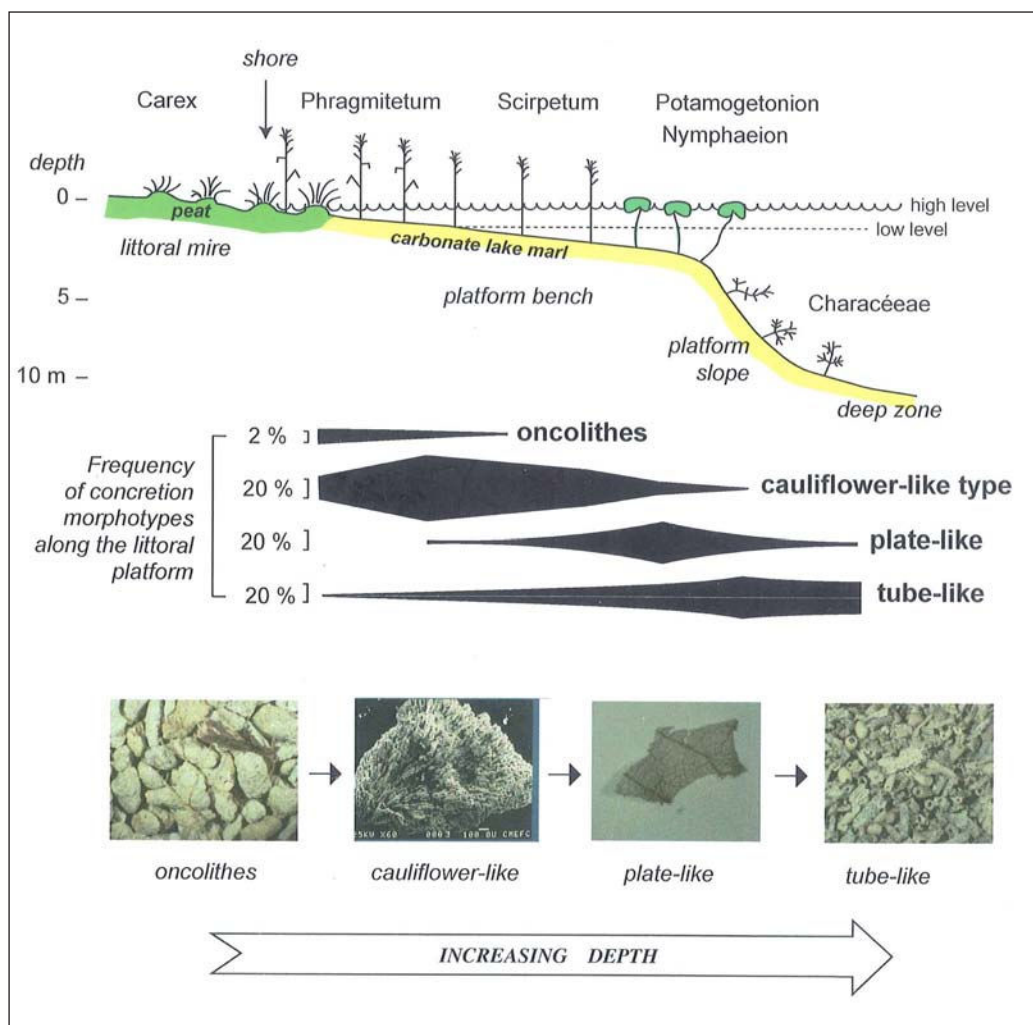


Figure 2.5 - Morphologie littorale, zonation de la végétation et distribution des différents morphotypes sur la plateforme carbonatée en bordure des lacs jurassiens (Magny 1992)

5. Paramètres abiotiques

5.1. Perte au feu

Cette méthode consiste à chauffer à différentes températures et différentes durées des échantillons puis à mesurer après chaque étape la perte de poids pour estimer le pourcentage en matières organiques, en carbonates et en silicates des sédiments. Les échantillons sont traités selon la méthode standard (Dean 1974). Ils sont prélevés à volume constant, déshydratés dans un four à 105°C pendant 2 h, puis la matière organique est brûlée à 550°C pendant 5h et les carbonates à 950°C pendant 2h.

Les pourcentages sont calculés selon les méthodes de (Heiri *et al.* 2001)

- le pourcentage de matière organique (% MO) est calculé en se basant sur le fait qu'à 550°C, toute la matière organique a brûlé : $\%MO = 100 * (m_{105} - m_{550}) / m_{105}$ (m : masse en g)

- le pourcentage en carbonate (%CaCO₃) est calculé en se basant sur le fait qu'à 950°C, tout le CaCO₃ est divisé en CaO et CO₂ : $\%CaCO_3 = 100 * 2,27 * (m_{550} - m_{950}) / m_{105}$ (La valeur 2.27 est dérivée de la division des masses molaires de CaCO₃ et CO₂ : $M_{CaCO_3} / M_{CO_2} = 100 / 44 = 2,27$)

- la fraction restante correspond au pourcentage de silicates et phosphates : $\%Si = 100 - \%MO - \%CaCO_3$

5.2. Analyses du rapport Carbone/Azote (C/N)

L'origine (allochtone ou autochtone) de la matière organique accumulée dans le lac est étudiée en mesurant le rapport C/N (Meyers & Teranes 2001). Les pourcentages d'azote total et de carbone total sont mesurés par l'appareil « Vario-max CNS analyser » du laboratoire Chrono-environnement. Les pourcentages d'azote total (%N) et de carbone total (%CT) sont obtenus par dégagement de diazote (N₂) et de dioxyde de carbone (CO₂) issus de la combustion, post-combustion et réduction des échantillons.

Le carbone inorganique (CIT) est déduit des valeurs en carbonates (CaCO₃) des échantillons obtenues par les mesures de perte au feu : $\%CIT = (\%CaCO_3 / M_C) / 100$ (M_C = Masse Molaire du Carbone = 12).

Cette valeur est ensuite retranchée au taux de carbone total pour obtenir la valeur de carbone organique total (COT), nécessaire pour calculer le rapport C/N : $\%COT = \%CT - \%CIT$.

Enfin le rapport C/N est calculé : $C/N = \%COT / \%N$.

5.3. Analyses géochimiques

Le contenu en éléments majeurs, de la fraction essentiellement minérale, est analysé afin de détecter la présence d'évènements érosifs et de perturbations éventuelles du fonctionnement du lac.

Des analyses géochimiques à haute résolution sont effectuées au Laboratoire du CEREGE (Aix en Provence, France) par le core scanner : Cox Analytics ITRAX. Les analyses sont réalisées sur U-channel, à un pas d'échantillonnage de 5 mm, avec un tube de Chrome. Les résultats obtenus sont exprimés en kilos-coups par seconde (kcps).

Des analyses de spectrométrie par torche à plasma (ICP, Induction Coupled Plasma) sont effectuées en parallèle par le laboratoire Actlabs (Canada) à basse résolution sur une trentaine d'échantillons. L'analyse consiste en la fusion ICP au métaborate/tétraborate de lithium des éléments majeurs. L'objectif étant de s'assurer de la validité des résultats du core scanner et de transformer les abondances relatives (en kcps) en concentrations réelles (en pourcentage d'oxyde). Les résultats sont exprimés en pourcentages d'oxydes avec une marge d'erreur de 0,01%.

Partie I

*Le feu, un marqueur
paléoclimatique du Tardiglaciaire
et du début de l'Holocène ?*

Chapitre 3



Tardiglaciaire

Climate versus biomass control on fire activity during the Late-glacial and the early Holocene (15 000-8000 cal. BP) in the upper Rhone Valley (Eastern France)

Elise Doyen, Boris Vannière, Damien Rius, Carole Bégeot, Laurent Millet

*Laboratoire Chrono-environnement, UMR 6249/CNRS, Université de Franche-Comté,
16 route de gray, 25030 Besançon Cedex, France*

Cet article va être soumis dans la revue *Quaternary Research*

Abstract

Two neighbouring lakes (distant of *ca.* 30 km) located in a temperate climate environment were cored to establish fire dynamic in relation with climatic changes of the Late-glacial and early Holocene periods. Fire activity (charcoal influx and fire frequency) was reconstructed by charcoal analyses of contiguous samples. Chronologies of these sequences were based on radiocarbon ages but were also improved by pollen and sediment analysis (Itrax) to accurately dated transitions between each climatic phase. During this period, the main factors driving the fire activity are climate and vegetation changes. To apprehend the respective role of these two factors, the reconstruction of fire dynamic was compared to pollen analysis, performed on each sites, and climate variations at regional and global scales.

The first real increase of fire activity appears at the beginning of the interstadial (*ca.* 14500 cal. BP) when the climate is warming and that the type and the amount of flammable vegetation became appropriate. During the interstadial (14500 to 12600 cal. BP), fire activity stay high but it decrease progressively in concordance with regional and global temperature reconstructions. During the Younger Dryas, the fire dynamic could be separated in two parts with a decrease from 12600 cal. BP and an abrupt increase from 12000 cal. BP. Thus, regional climate evolutions seem to be the main factor determining the fire dynamic during this period. At the beginning of the early Holocene, fire activity stay in high values certainly due to both increases of temperature and vegetation density. The change of forest composition, from *ca.* 11200 cal. BP, is certainly the main cause of fire influx and frequency decreases because warm climatic conditions are rather suitable to fire expansion.

Keywords

fire history, fire control, climate, biomass burning, Late-glacial, Charcoal

1. Introduction

Fire plays a role in climatic changes by its emissions of greenhouse gases and aerosols from biomass burning (Bowman *et al.* 2009; Cofer *et al.* 1997). Therefore, in the current period of global warming, it is crucial to anticipate the future effects of climate changes on fires occurrences. Fires activity depends mainly on the interaction between climate, vegetation and human activities (Whitlock *et al.* 2010). In Western Europe the switch from a climate-regulated to a human-dominated biomass burning regime occurred between 4000 and 2000 yrs ago (Rius *et al.* 2011; Vannière *et al.* 2010). However, it appears difficult to disentangle the role played by both forcing factors since at least the Neolithic period i.e. 7000 years ago for Western Europe.

The last glacial-interglacial transition is a period marked by rapid and strong climatic changes, while environmental human disturbance are weak. Thus, this time-window is a key period to try to disentangle the interactions between climate, vegetation and fires activity. Lacustrine systems have accumulated undisturbed sediments with sufficient resolution since the glacial retreat and are appropriate archives for Late-glacial and early Holocene studies (e.g. Magny *et al.* 2006a; Millet *et al.* 2007). Most of the published studies specifically dedicated to paleofires reconstructions during the Late-glacial and the early-Holocene were made in North America (e.g. Higuera *et al.* 2009; Marlon *et al.* 2009). In Europe, available studies are concentrated around the Mediterranean basin (Kaltenrieder *et al.* 2010; Magny *et al.* 2006b; Tinner *et al.* 2005; Vescovi *et al.* 2010) while in temperate areas only one series from southern Germany documents fires history during these periods (Clark *et al.* 1989).

The objectives of this paper are: (1) to document the biomass burning response to high-amplitude climate and vegetation changes, and (2) to discuss the role of climate and biomass availability as limiting factors during the Late-glacial and early Holocene in temperate area of Western Europe. Are Late-glacial fire regimes fuel-limited or primarily controlled by summer drought and temperature? The paleofires activity was reconstructed using sedimentary charcoal series from two neighbouring lakes sequences located in the upper Rhone valley (Eastern France). We discuss the role of vegetation and biomass availability using pollen analysis from these two lakes. We also studied the sedimentary dynamics of the lacustrine basins from geochemistry analyses in order to check sediment response to climate changes and their potential influence on charcoal-inferred fires activity. Then, these paleofires records are compared with an dependent regional paleoclimate record based on a chironomid-inferred summer air temperature reconstruction (Heiri and Millet 2003).

2. Material and methods

2.1. Environmental settings

Lake Paladru (45°27'18"N, 5°32'06"E, 492 m a.s.l) and Lake Moras (05°16'06"E, 45°40'55"N, 304 m a.s.l.) are located in the French Alpine foreland, in the upper Rhône valley (Fig. 3.1a). They are separated by only 32 kilometers. The area is characterized by a subcontinental climate, The mean annual precipitation is 1060 mm/yr and and the mean July and January temperatures are respectively 19.9°C and 2.2°C.

They are two moraine-dammed lakes from the last glacial maximum. Lake Paladru has an area of 392 ha, a catchment area of 5200 ha and a maximum depth of 36 m (Fig. 3.1b), whereas Lake Moras is a smaller lake with an area of 20 ha, a watershed of 400 ha and a maximum depth of 12.5 m (Fig. 3.1c). Lake Paladru's watershed (maximum 780 m a.s.l) is composed of molasse covered in several places by moraine deposits. The lake is fed by the Surand and the Courbon streams. At its southwestern shore, waters are drained into the Fure River and flows in the Isère River. Lake Moras has a watershed (maximum 420 m a.s.l) composed by Jurassic calcareous substratum (184 ha) covered in several places by moraine deposits (167 ha). Several springs assure the water alimentation of the lake. At the south extremity, waters are drained into a small stream and flows in the canal of Catelan. The Bourbre River connects this canal to the Rhone.

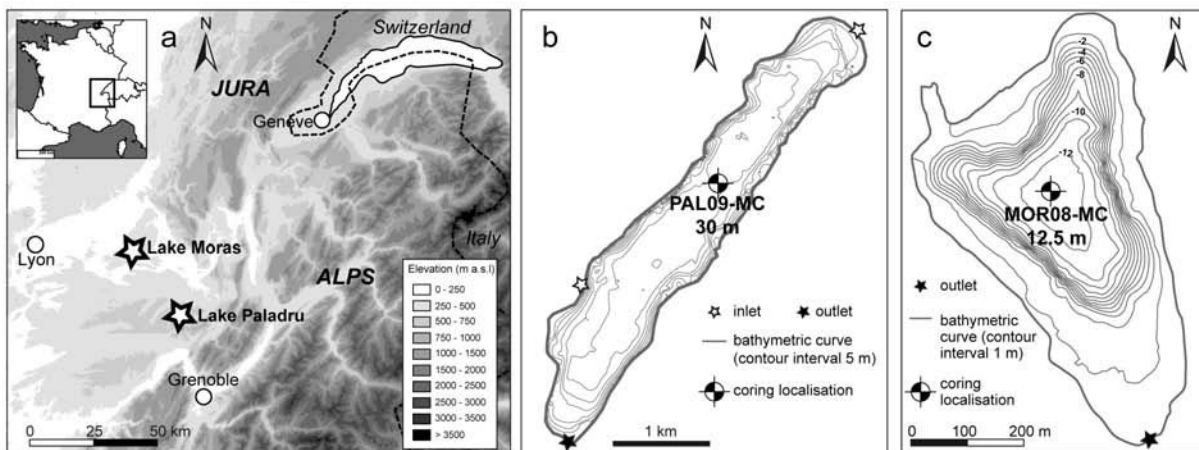


Figure 3.1 - a) Location of Lake Moras and Lake Paladru, b) Bathymetric map of the Lake Paladru and location of the core samples, c) Bathymetric map of the Lake Moras and location of the core samples

2.2 Coring

For each lake, overlapping cores were taken at the deepest part of the lake basin using a stationary piston corers (UWITEC system) operated from a surface platform (Fig. 3.1b-c). Magnetic

susceptibility and gamma density sediments were measured at intervals of 5 mm with a Multi Sensor Core Logger Geotek. Sediment colour variations were checked using high resolution pictures. These three parameters were used to correlate the sedimentary levels of the core sections to create a master core without gaps for each lake sedimentary accumulation. All analyses were then performed on these master cores.

2.3. Chronology

16 and 6 samples were taken for radiocarbon analysis of Paladru and Moras records. Macro-remains of terrestrial origin (leaf, seed or wood) were selected by hand-picking under stereomicroscope after the sieving of sediment at 200 μm . Radiocarbon analyses were performed at the Poznan Radiocarbon Laboratory and the Laboratory LMC14 in Gif-sur-Yvette. Ages were calibrated at 2σ ranges with CALIB 6.0.1 using the IntCal09 calibration curve (Reimer *et al.* 2009) (Table 1). Both age-depth models were constructed using the Clam code (smooth spline model, Blaauw 2010) (Fig. 3.5a-b). The age depth model construction will be argue and develop in the first of the discussion section.

2.4. Charcoal analyses

The size of charcoal pieces partly determines their ability to be transported (Clark 1988; Patterson 1987). Micro-charcoal (size between 10 and 200 μm) analysis enables to reconstruct regional fire activity (within a radius of approximately 20 to 50 km around the lake (Tinner *et al.* 1998) whereas macro-charcoal (size superior to 200 μm) analysis enables to reconstruct local fire history (within a radius approximately between 1 and 2 km around the lake; Higuera *et al.* 2007). These methods were rarely used in parallel due to the long time of analysis though they are complementary to understand fire history at different spatial scales. Both micro- and macro-charcoal accumulation rates have been quantified from Paladru series.

Contiguous 2 cm^3 subsamples of two centimetres thickness were taken along Lake Paladru master core and subsamples of 1 cm^3 were taken at 5 cm intervals along Lake Moras sequence for microscopic charcoal analysis. Microscopic charcoals were extracted using the procedure described by Turner *et al.* (2008) which consists in the removal of carbonates (with HCl), in a bleaching of non-charred organic material (with H_2O_2), sieving (200 μm) and a density separation (using LST: Lithium heteropolytungstate with a specific gravity of 2.5). *Lycopodium clavatum* tablets were added to each subsample (Stockmaar, 1971) to estimate the accumulation

rate of microscopic charcoals. They were identified under transmitted light as black and opaque particles with angular contour (Clark 1988). The identification was checked using reflective light (using an oil immersion technique) to distinguish microscopic charcoal from black, opaque but non-reflective organic matter. Charcoal measurements (area, length and width) were performed using picture analysis software (Qwin Standard). Only particles between $86 \mu\text{m}^2$ and $2000 \mu\text{m}^2$ area were included in the regional fire history reconstruction (Patterson, 1987). Past regional fire activity was presented as the charcoal accumulation rate per surface (micro-CHAR express in $\text{mm}^2/\text{cm}^2/\text{years}$) (Fig. 3.6a-c).

Contiguous 2 cm^3 subsamples of one centimetre thickness were taken for macroscopic charcoals analysis of Lake Moras and Lake Paladru. Charcoal particles were extracted by soaking samples in HCl (10%), in H_2O_2 (10%) and by sieving at $200 \mu\text{m}$ (Rhodes 1998; Whitlock and Larsen 2001). Then, they were counted and measured under a binocular microscope at 50x magnification with a reticule grid of 10×10 squares of $62.5 \cdot 10^{-3} \cdot \text{mm}^2$ each. Charcoal identification was based on the same criteria usually defined in the literature (Enache and Cumming 2006; Umbanhowar and McGrath 1998). Charcoal concentration (mm^2/cm^3) was converted to charcoal accumulation rate (macro-CHAR in $\text{mm}^2/\text{cm}^2/\text{yr}$) based on the sedimentation rate estimated by the age-depth model (Fig. 3.6b-d)

The calculation of the fire frequency is based on a decomposition of charcoal data in background noise (BCHAR) and peaks components (C_{peak}). This method (Gavin *et al.* 2006; Long *et al.* 1998) was described in detailed by Higuera *et al.* (2008, 2009) and consisted in:

- (1) Charcoal accumulation rate (CHAR) was re-sampled to constant 25-yr time steps, corresponding approximately to the mean temporal resolution of the record.
- (2) To estimate the low varying component or Background CHARcoal (BCHAR), resampled CHAR was smoothed with a locally weighted regression model (moving mode) using a 250-yrs moving window that best fit with the low frequency variation.
- (3) Charcoal influx and background component are subtracted to obtain the peak component (C_{peak} = CHAR – BCHAR; Fig. 3.6e). It is usually represented by two subpopulations of values: the lowest one are interpreted as analytical noise and the positive highest one above the threshold value (T_v) are assumed to express fire episodes around the lake. The 99th percentile of the distribution was selected as the threshold value for fire episodes detection.
- (4) Inferred Fire Frequency (IFF) is estimated by smoothing fire episodes over a 500-yrs moving window (Fig. 3.6f).

All these statistical treatments were done on Paladru macro-CHAR, using the program CharAnalysis, written by P.E Higuera (available online, <http://CharAnalysis.googlepages.com>).

Macro-charcoal data were summed in pairs to be compared with micro-charcoal from Lake Paladru at the same temporal resolution.

2.5. Pollen analyses

Samples of 2 cm³ were taken at 8 cm intervals (between 14700 to 11700 cal. BP; 538 to 426 cm) and at 16 cm intervals (between 11700 to 9000 cal. BP; 426 to 378 cm) from Lake Paladru master core and at 5 cm intervals for both periods from Lake Moras master core. They were prepared for pollen analysis using the standard procedure described by (Faegri and Iversen 1989). *Lycopodium clavatum* tablets were added to each subsample to calculate the concentration of pollen (Stockmaar 1971). Pollen were identified and counted at 500x magnification. At least 500 pollen grains of terrestrial plants (TLP, Total Land Pollen) were identified and counted in each subsample using transmitted light. Pollen identification was based on identification keys (Beug 2004), photography books (Reille 1992, 1998) and a reference collection of modern pollen types. Pollen counts were expressed as percentages of TLP excluding pteridophytes, aquatics and indeterminable grains from the total pollen sum and as concentration (in pollen grains/cm³).

2.6. Sediment analyses

Geochemical core logging was undertaken using an ITRAX XRF core scanner (CEREGE laboratory, Aix-en-Provence, France) to track the occurrences of terrigenous inputs. The relative abundances of Ca, Ti and K were measured using a Chromium tube with a count-time of 15s and a sampling step of 5 mm and with the setting 30 kV, 12 mA for Paladru and 30kV, 15 mA for Lake Moras.

3. Results

3.1. Changes in sediment composition

At the bottom of the two sequences, the values Ti and K are the highest of the sequences and further strongly decrease at 531 cm for Moras and 515 cm for Paladru (Fig. 3.2). Then, they decrease progressively and remain in low values. From 519 cm at Moras and 482 cm at Paladru,

increases of low magnitude are recorded for both lakes and followed by an increase of higher magnitude of values from 513 cm (mainly Ti because K increases from 511 cm) at Moras and from 470 cm at Paladru. From 501 cm at Moras and 441 cm at Paladru, the values decrease for both lakes with a slower decrease in Lake Moras and stay low until the end of the records. Finally, the variations of Ti and K values were almost similar in both lakes and can be divided in five zones (Fig. 3.2). High values are recorded in S1, medium values in S3 while three phases of low values are recorded in S2 and S4.

The variations of Ca values differed from Ti and K variations and between each lake. For Lake Paladru, the values of Ca increased at the S1-S2 transition (515 cm) and remained stable until the top of the sequence. For Lake Moras, Ca values were low in S1 and S2 while they increased in S3 (from 513 cm) but a short decrease of Ca is recorded at the middle of S3 (*ca.* between 518 and 515 cm). In S4, Ca values followed the same variation that Ti and K values. In S5, the Ca values strongly increased and remained high until the top of the sequence.

3.2. Pollen inferred vegetation dynamics

The results of pollen analyses of both lakes provided very similar results, so they will be describe together and common Pollen Assemblage Zone (PAZ) are used (Fig. 3.3-3.4).

PAZ 1 (557 to 531.5/526.5 cm for Moras; 538 to 514/506 cm for Paladru)

Vegetation dynamics of this zone is mainly documented by pollen data from Lake Moras because pollens from Lake Paladru were poorly preserved in this zone. The vegetation is dominated by steppic and heliophilous herbs species like Poaceae, *Artemisia*, Chenopodiaceae, *Helianthemum*, *Thalictrum* and *Rumex*-type with numerous taxa associated to meadows (Anthemideae, Brassicaceae, Rubiaceae, Caryophyllaceae, *Rumex*-type). Among this herbs vegetation, several heliophilous shrubs are spread like *Salix*, *Betula*, Hippophae, *Ephedra* (*Ephedra distachya* and *Ephedra fragilis*) and *Juniperus* whose percentages and influx increased particularly in the second part of PAZ 1. *Pinus* percentages (*ca.* 10 to 20%) probably correspond to long distant transport of pollen. All along this period, the concentration of TLP stayed low with no significant fluctuation (Fig. 3.4b-3.5b). This phase of dominant herbaceous vegetation with scattered shrubs and without trees is characteristic of the Oldest Dryas period (Clerc 1988; Ruffaldi 1991).

PAZ 2 (531.5/526.5 to 521.5/520.5 cm for Moras; 514/506 to 506/498 cm for Paladru)

The percentages of shrubs such as *Juniperus*, *Salix* and *Hippophae* stayed high. The percentages

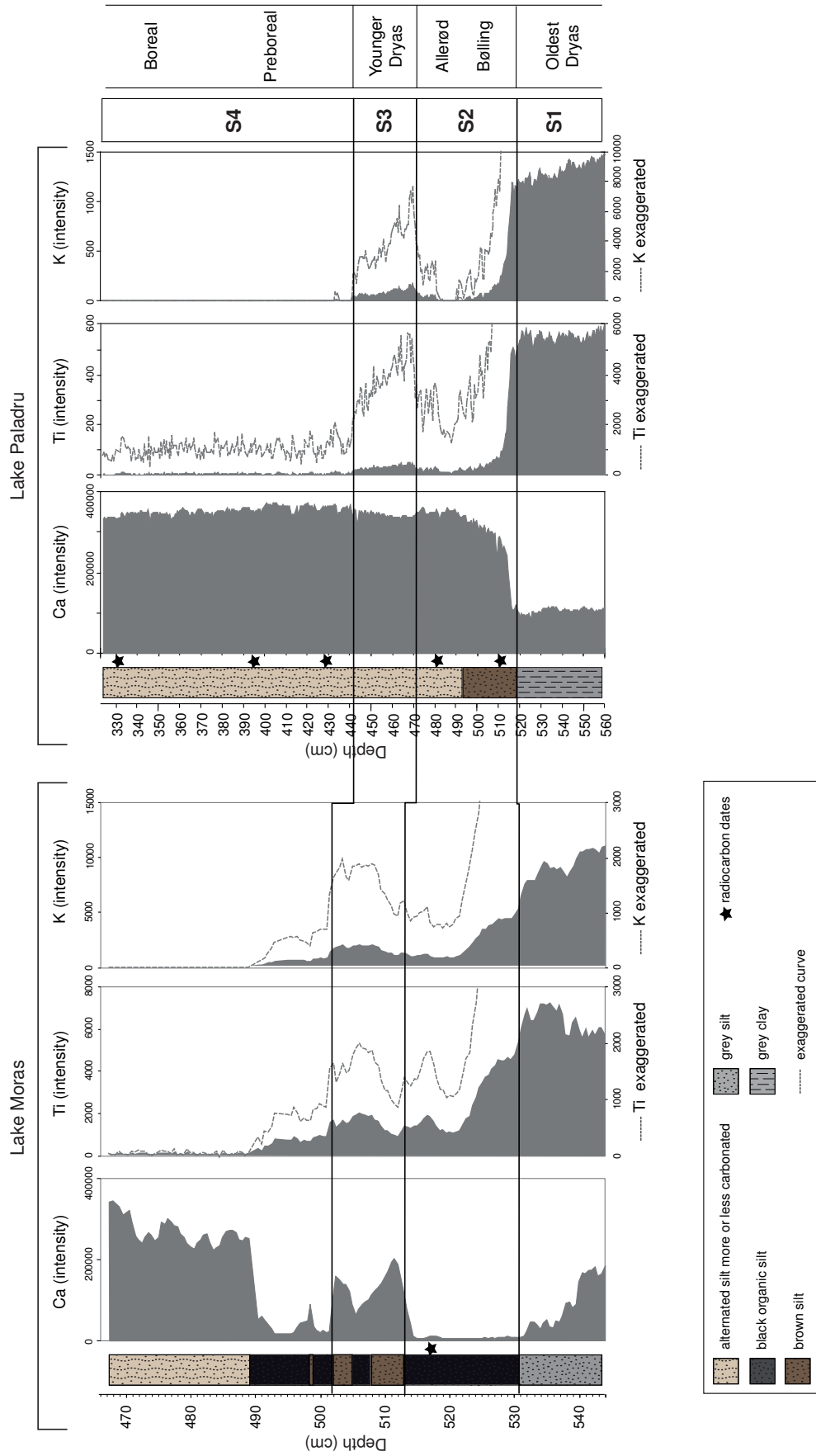


Figure 3.2 - Results of Itrax analysis of the Carbonate, Titanium and Potassium of the two lakes (in intensity)

of *Betula* increased progressively to become the dominant species at the end of PAZ 2. Therefore, percentages of arboreal pollen are higher than non arboreal pollen percentages at the end of the zone (AP/T ratio around 60%). The percentages and influx of heliophilous taxa and meadows taxa decreased except Poaceae and *Artemisia* that remained high until the end of the zone. These changes in vegetation recorded in PAZ 2 can be considered equivalent to those described during the Bølling zone in the region (Clerc 1988; de Beaulieu *et al.* 1994; Richard and Bégeot 2000).

PAZ 3 (521.5/520.5 to 515.5/510.5 cm for Moras; 506/498 to 474/446 cm for Paladru)

The decreases of *Betula*, *Juniperus*, *Salix* and *Hippophae* percentages and influx are synchronous with the strong expansion of *Pinus* percentages (percentages over 50% for both lakes) and influx that indicated the development of a pine forest around the lakes. The occurrence of some taxa like Poaceae, *Artemisia* and *Rumex*-type demonstrated the subsistence of unforested area or wet area colonized by *Filipendula* and Cyperaceae. This kind of vegetation assemblage is largely described in the region (Argant *et al.* 2008; Clerc 1988) and is considered as typical of the Allerød period.

PAZ 4 (515.5/510.5 to 505.5/500.5 cm for Moras; 474/446 to 442/434 cm for Paladru)

Betula percentages and influx largely decreased while heliophilous shrubs (*Juniperus*), herbs (Poaceae, *Artemisia*, Chenopodiaceae, *Helianthemum*, *Thalictrum* and *Rumex*-type) and meadows (Anthemideae, Brassicaceae, Rubiaceae, Caryophyllaceae, *Rumex*-type) percentages and influx increased. Percentages and influx of *Pinus* are little affected and stayed high (above 50 % for the both lakes). This return of steppe vegetation corresponded to the Younger Dryas and is largely described at the regional scale (Argant *et al.* 2008; Ruffaldi 1991) and in western Europe (Ammann *et al.* 1993; Lotter *et al.* 1992).

PAZ 5 (505.5/500.5 to 495.5/490.5 cm for Moras; 442/434 to 213/205 cm for Paladru)

The beginning of PAZ 5 is marked by the new expansion of birch and by the stabilization of *Pinus* percentages at high values. Then, from *ca.* 11000 cal. BP, percentages and influx of *Betula*, *Pinus*, heliophilous herbs and meadows taxa decreased while an the AP/T reached it higher percentages. This increase probably results from the growth of the mesothermophilous forest (mainly composed by *Corylus*, *Quercus* and *Ulmus*) at the expense of the pine-birch forest. This vegetation dynamic corresponds to the Preboreal period (de Beaulieu *et al.* 1994).

PAZ 6 (495.5/490.5 to 468 cm for Moras; 213/205 to ? cm for Paladru)

This zone is only illustrated by the data of Lake Moras. Percentages of *Betula* and *Pinus* reached

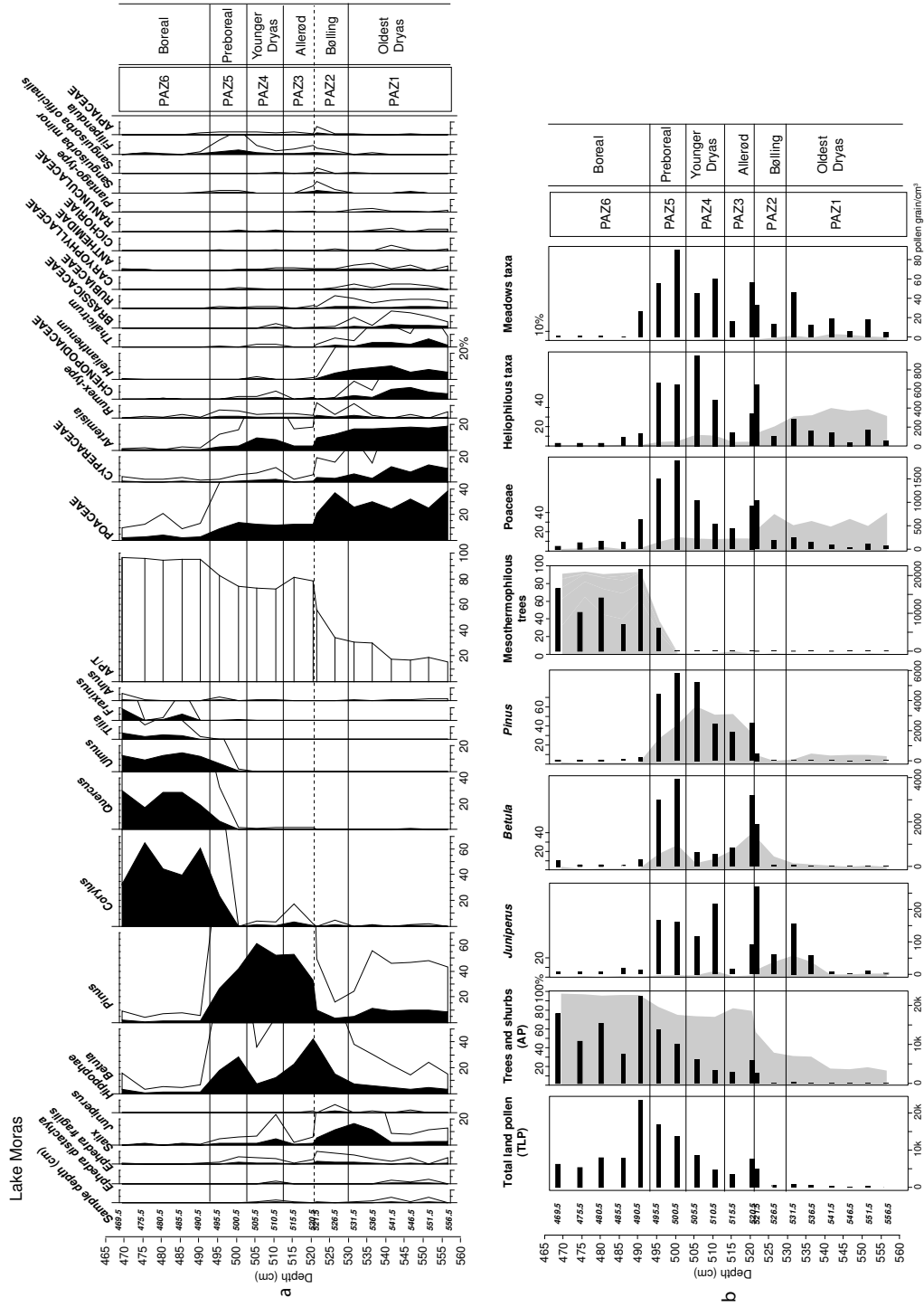


Figure 3.3 - a Synthetic pollen diagram of Lake Moras (in %) with exaggerated curves (x5), **b** Concentration pollen diagram in pollen grains/cm³ (histograms) and their percentages in grey

low levels while *Corylus* sharply increased and dominated the vegetation. The increase of *Quercus* and *Ulmus* is recorded later (from 11000 cal. BP) and followed by the appearance and expansion of *Tilia*, *Acer* and *Fraxinus*. Percentages of herbs taxa were low, and the AP/T ratio reached 95% for the two lakes while *Artemisia* percentages reached their lowest values. This vegetation phase dominated by *Corylus* is described as characteristic from the Boreal period (Clerc 1988; Ruffaldi 1991). For the Lake Paladru, the Boreal period corresponding to the predominance of *Corylus* is not recorded.

3.3. Charcoal record and fire frequency

The micro-CHAR of Moras show high values between 14500 and 13000 cal. BP, then it decrease in low values between 12500 and 11900 cal. BP (Fig. 3.6a). From 11400 cal. BP, the micro-CHAR increase until 10800 cal. BP. From 10800 to 8000 cal. BP, low values are recorded, except at *ca.* 9200 cal. BP.

The macro-CHAR record of Moras increased from 14500 cal. BP and reached high values at 14100 cal. BP (Fig. 3.6b). The values remained high and then decreased from 13100 cal. BP and finally reached very low values from 12500 cal. BP. Between 12500 to 9500 cal. BP, several oscillations of CHAR, small-scale compared to the previous period, are observed.

The micro-CHAR and macro-CHAR of Moras are quite similar for the period located between 14500 and 11500 cal. BP and did not recorded the same variations between 11500 to 8000 cal. BP.

The values of micro-charcoal CHAR from Paladru sequence (Fig. 3.6c) remains low until 13900 cal. BP, when a sharp increase of CHAR is recorded and stayed in a same order of magnitude until 12000 cal. BP. Then, CHAR increased and reached its highest values. From 11000 cal. BP, a sharp decrease of CHAR is recorded and further followed by a decrease of CHAR between 10200 and 9000 cal. BP.

For Paladru, macro-charcoal recorded (Fig. 3.6d) occurrences of slight CHAR increases from 15000 cal. BP and a stronger increase at *ca.* 14700 cal. BP. Then, CHAR remain relatively high but a decrease of the general trend is observed until 12500 cal. BP, to reach lowest values from 12500 to 12000 cal. BP. From 12000 cal. BP, CHAR values increases sharply and remain in highest values until 11200 cal. BP. Then, they progressively decrease to reach low values at *ca.* 10000 cal. BP.

Between 14000 and 13200 cal. BP, the values of IFF oscillate around 6 fire episodes/500yrs and decrease to low values inferior to 4 fire episodes/500yrs until 12500 cal. BP (Fig. 3.6f). From

12000 to 11500 cal. BP, highest values of IFF are reached 7 fire episodes/500yrs and from 11500 to 8000, the IFF decrease progressively until 5 fire episodes/500yrs.

The phases of high fire frequency between 12000 to 10000 cal. BP are also characterised by high peak component (Fig. 3.6e).

The comparison of micro- and macro-CHAR records on Paladru reveals a high correlation with a pearson's correlation coefficient of 0.55 (p-value < 0.001). It suggests that the two series are significantly correlated between 15000 and 9000 cal. BP and that they recorded the same main variations.

4. Discussion

4.1 Identification of the main phases of climatic changes from the Late-glacial to the early Holocene

In order to discuss the behavior of fire activity during climate change phases, it is necessary identifying them in the two sequences studied. Chronologies, derived from radiocarbon ages, are not supported by a sufficient number of dates during the Late-glacial to be efficient to identify these climatic periods. Furthermore, problems of chronology are often observed with radiocarbon dates in studies on the Late-glacial because radiocarbon ages obtained are often too old (Millet et al 2012). Therefore, the identification of climatic periods has been also based on vegetation and sedimentation changes observed in these both lakes. The changes in vegetation composition associated with Late-glacial climate changes are currently well-known and can be used to check the reliability of chronologies establish using radiocarbon dates. However, pollen analyses have not been performed at a sufficient analytic resolution to calibrate accurately climate changes transitions (Fig. 3.3-3.4). Sediment analyses were performed at a higher analytic resolution (every 0.5 cm) and can be used to more precisely calibrate chronologies (Fig. 3.2).

In both lakes, there is an authigenic production of carbonate resulting from bio-precipitation. Their two watersheds are composed by carbonate substratum but also by detrital formations such as moraine and molasses. Therefore, allochthonous inputs differ from autochthonous sedimentation by their richness in terrigenous elements such as Ti and K. During the Late-glacial, soils were highly vulnerable to erosion processes like the vegetation was still poorly developed and not stabilised. Thus, proportions of terrigenous elements (K and Ti) will increase during the coldest periods and they will decrease during the warmest periods due to the stabilizing effect of the vegetation.

At the transition between S1 and S2, strong decreases of K and Ti record for both lakes, may

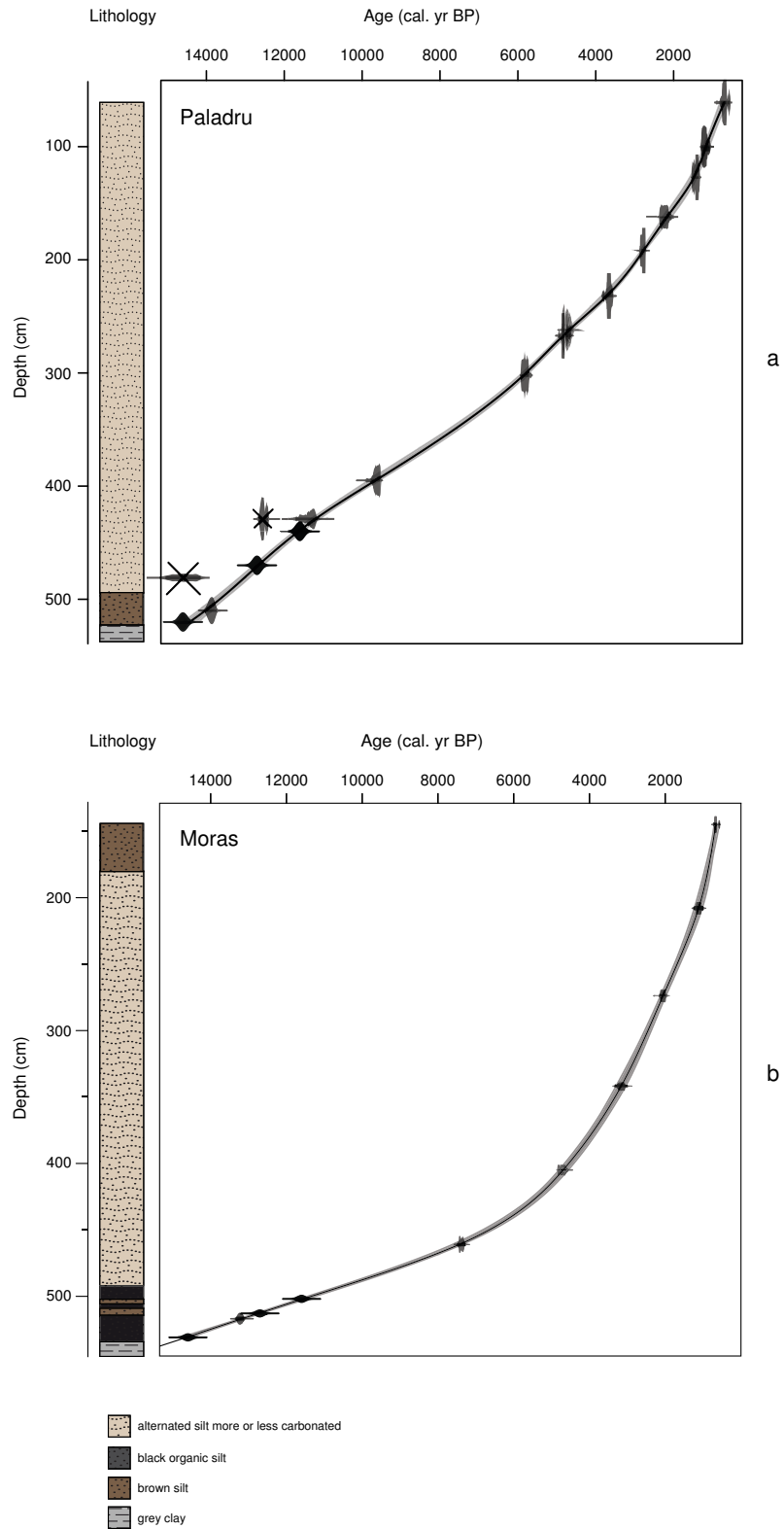


Figure 3.5 - Lithology, age depth-model with expected ages (in grey) along the sequence (bold line), 95% confidence intervals (grey line), 2σ range probability distribution and ages fixed by sedimentation transition (in black) and estimated sedimentation accumulation rate (SAR in mm/yr) of Lake Paladru (a) and Lake Moras (b)

correspond to the transition between the Oldest Dryas and the interstadial (Bølling/Allerød), a phase of global warming (Fig. 3.2). At the same time, the increase of Ca in Paladru is certainly induced by warmer climatic conditions which led to the precipitation of autochthonous carbonate into the lake. In Moras, the functioning of the lacustrine system seems to differ because the Ca values decrease in these warm climatic conditions. The transition to the interstadial is usually dated at *ca.* 14700 cal. BP (Rasmussen *et al.* 2006). The next changes in sediment data is marked at the S2/S3 transition by increases of terrigenous elements for both lakes and Ca for Moras, and correspond certainly to the transition from the interstadial to the Younger Dryas, a coldest phase usually dated at *ca.* 12600 cal. BP (Fig. 3.2). Then the decreases of elements previously discussed, at the transition between S3 and S4, seem correspond to the transition point to a warming phase, the Younger Dryas/Early Holocene transition usually dated at *ca.* 11500 cal. BP. Like these transitions dates are largely defined by the literature, the choice was made to incorporate these three dates (14600 cal. BP, 12700 cal. BP and 11600 cal. BP) in the age-depth models of these two sequences in order to improve them. Therefore, an interval of one hundred years was added for these three dates because these transition dates are not totally exact and fixed. Thus, they were easily integrated in the age-depth model based on radiocarbon dates of Moras and does not affected the profile of the model (Fig. 3.5b). In opposite, in Paladru, the integration of these three dates has confirmed that two radiocarbon dates are too old and the last fixed date (14600 cal. BP) improve the model by deviating it to ages little older (Fig. 3.5a). The chronology of Bølling/Allerød and Preboreal/Boreal transitions, characterised by any particular sediment events, are confirmed by the pollen data (Fig. 3.3-3.4) and seem to be also coherent with the age depth model of Moras and Paladru.

4.2 Response of Fire regime to the Late-glacial and early Holocene events and forcing factors (Fig. 3.6-3.7)

Oldest Dryas (<14500 cal. BP)

Charcoal pieces are few in samples dating from this period. The low concentration of pollen traduces the presence of sparse vegetation in the landscape mainly composed by steppic heliophilous herbaceous and some shrubs (*Juniperus* and *Betula*). The high values of terrigenous elements (K and Ti) attest to the erosion of the watershed due to the lack of a dense vegetation cover (de Klerk 2008; Magny *et al.* 2006b). The vegetation development seems to be limited by the cold and dry climatic conditions reconstructed using pollen and isotopic studies at the regional scale (Argant *et al.* 2008; Clerc 1988; Ruffaldi, 1991). The structure of biomass (fuel) may have a role in fire spread and intensity. Indeed a discontinuous arrangement of vegetation

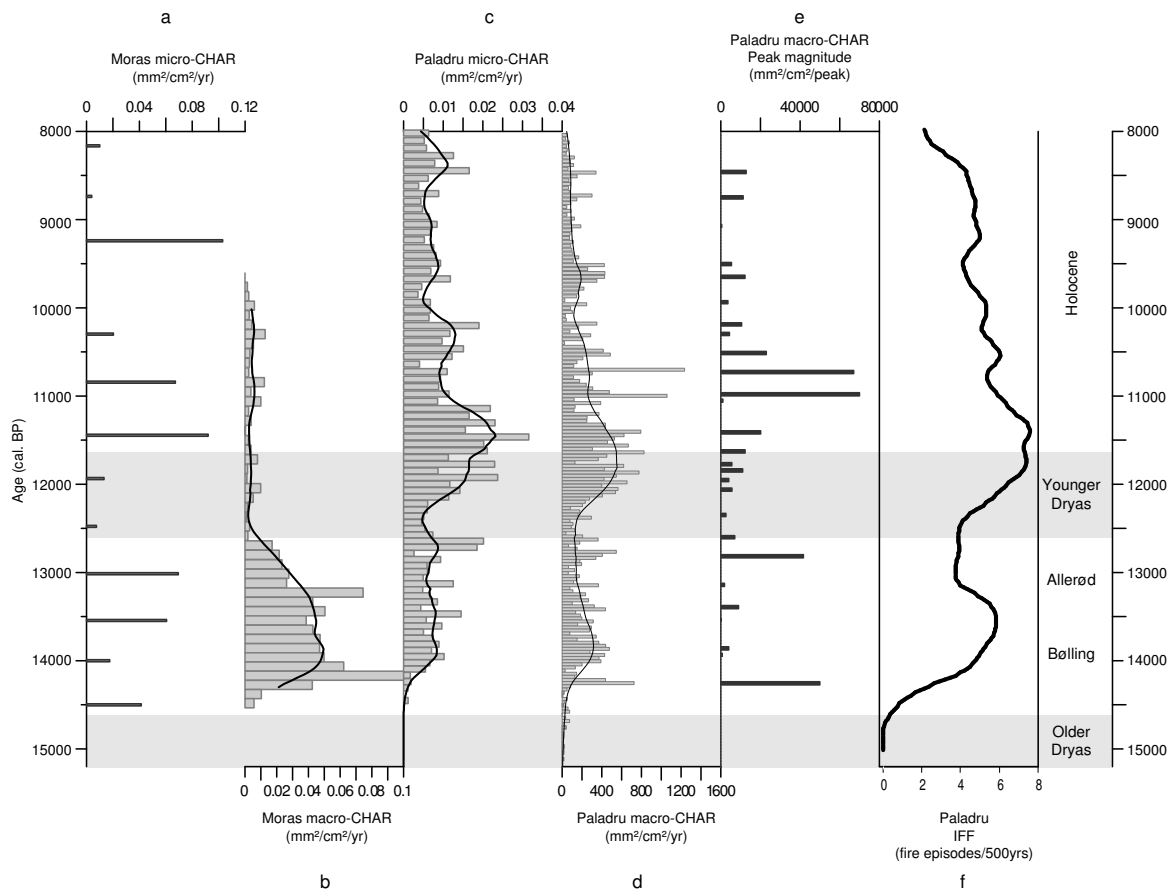


Figure 3.6 - (a) CHAR of macroscopic and microscopic analysis of Lake Paladru.; (b) CHAR resampled and backgroundCHAR; (c) Inferred Fire Frequency (IFF) and (d) Fire Return Interval and Mean Fire Interval (MFI) of Lake Paladru from 15000 cal. BP to nowadays according to the study of macro-charcoals.

cover may limit the spread of fire (Whitlock *et al.*, 2010). Type, quantity and arrangement of fuel biomass and the cold climatic conditions seems to be the main factors which prevent the ignition and the spread of fires. These results are in accordance with the low fire activity also recorded at the European and global scale for the period from 21000 to 15000-14500 cal. BP (Power *et al.* 2008).

Bølling/Allerød (14700 to 12600 cal. BP)

Concomitant increases in CHAR values are recorded for the two lakes from *ca.* 14500 cal. BP and the IFF of the lake Paladru increases. These rises of fire activity are correlated with the progressive increases of TLP concentrations and AP/TLP ratios at the expense of steppic heliophilous herbaceous taxa. This vegetation development is probably largely responsible for the synchronous decreases in local erosion of soils. The exceeding of *Betula* percentages over 25% attested to the local development of a forest dominated by birch (Huntley and Birks 1983). The direct relationship between increases of the AP/TLP ratio and fire activity was attested in several studies (Marlon *et al.* 2006). From 14700-14600, climatic conditions became warmer (Lotter

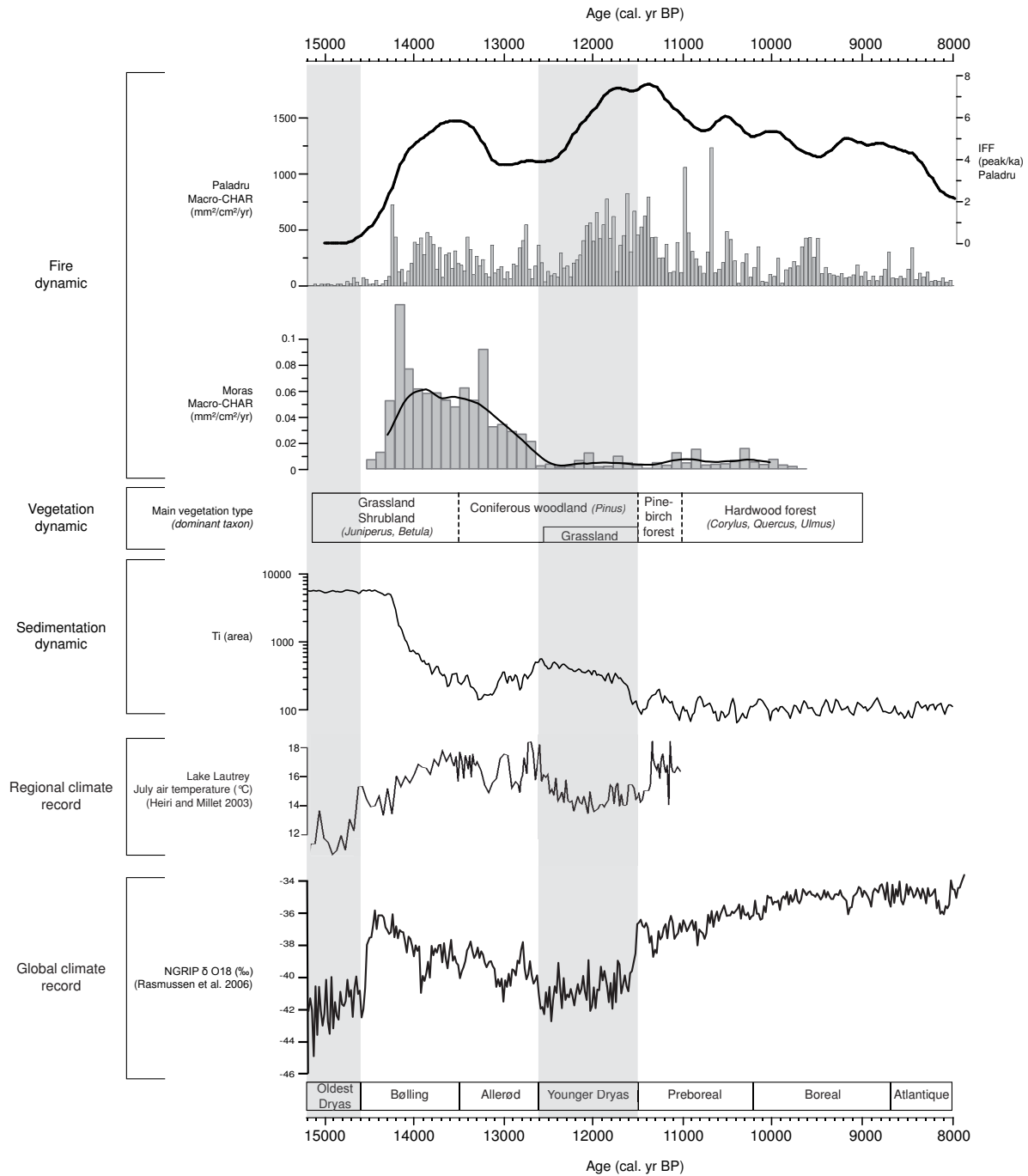


Figure 3.7 - Figure of synthesis with fire (macro-CHAR), vegetation and erosion dynamics for Moras and Paladru lakes and regional and global temperature reconstructions from 15000 to 8000 cal. BP

et al. 2012; Heiri & Millet 2003; Rasmussen *et al.*, 2006). Thus, this seems to be the combined effects of climate warming, soil development and stabilization increase of woody biomass which induced the increases of CHAR values and IFF. This local observation is confirmed by identical results obtained in Europe approximately from *ca.* 14500 cal. BP (Power *et al.* 2008).

Then, from *ca.* 13700 cal. BP, the CHAR values of both lakes decrease progressively until the

transition to the Younger Dryas. From 13200 cal. BP, the IFF of Paladru decreases less than 4 fires episodes/500yrs. This period is marked at the beginning of the Allerød (13500 cal. BP) by a main change in vegetation composition with the expansion of *Pinus*. It expansion lead the local expansion of arboreal pollen and vegetation density (increase of AP/TLP percentages and concentration). During this period, the climatic reconstruction is marked by a progressive decrease of the temperature at global scale (Rasmussen *et al.*, 2006). The evolution of fire activity seems well correlated with this climatic trend while the increase of woody biomass did not seem to have any impact.

Younger Dryas (12600 to 11500 cal. BP)

From 12600-12500 to 12000 cal. BP, CHAR values decreased synchronously in the two lakes, the IFF stays in low values, while the pollen concentrations stay in the same order of magnitude than during the Bølling/Allerød. However, the vegetation composition changes with a decrease of birch, a new expansion of shrubs (*Juniperus*) and steppic herbaceous taxa while percentages and concentrations of *Pinus* stayed high. At the same time, increases of Ca, K and Ti in Moras and K, Ti in Paladru traduced another phase of soil erosion. It is certainly correlated with the partial substitution of the forest cover by an herbaceous vegetation (Zolitschka, 1998). All these phenomenon are dated from the beginning of the cooling climatic period of the Younger Dryas identified at regional (Magny *et al.* 2006b; Heiri & Millet, 2005), European (Birks and Ammann 2000; Isarin and Bohncke 1999) and global scales (Rasmussen *et al.*, 2006). Thus, the decrease of fire activity seems to be linked with the modification of the vegetation composition and the return of a climatic deterioration, as the biomass quantity was little changed compared to the Bølling/Allerød.

New increases of CHAR values are recorded from 12000 cal. BP more especially in Paladru with the highest CHAR values of the Late-glacial and a strong increase of IFF (*ca.* 7 fires episodes/500yrs). For Moras, the increase of macro-CHAR is too small to be interpreted. These results could traduce a phase of climatic improvement which would have induced the expansion of fire activity.

The variations of CHAR observed during the Younger Dryas in these two sites and the IFF variations in Paladru demonstrate that fire dynamic is not uniform all along this period. This observation was also recorded in several sites in North America (Marlon *et al.* 2009). These variations of fire activities, observed in several parts of the world, reflect the existence of climate variability within the Younger Dryas. Indeed, several regional studies, attempting to reconstruct the temperatures during the Late-glacial from different proxies, highlight climate fluctuations during the Younger Dryas. Pollen-inferred T° (Lotter *et al.* 1992; Peyron *et al.* 2005), pollen-

inferred vegetation history (Ruffaldi *et al.* 1991) or palaeo-hydrological dynamics (Magny 2001; Magny and Ruffaldi 1995) reveal two parts for the Younger Dryas with a cold phase followed by a phase of warming. Fire activity and sedimentary dynamics around Lake Paladru also seem to follow this pattern. Unfortunately, these same data around the lake Moras are difficult to interpret because the variations of macro-CHAR stayed in a low order of magnitude all along the Younger Dryas.

Early Holocene (11500 to 8000 cal. BP; LPAZ 5; S4-S5)

At the transition from the Younger Dryas to the early Holocene in Paladru (around 11500 cal. BP), the values of CHAR and the fire frequency (around 7 fire episodes/500yrs) stay high. At Moras, macro-CHAR values were still very low and difficult to interpret. These differences in CHAR reconstruction between these two lakes could certainly be explained in a large part by their differences of watershed sizes. Indeed, large watersheds provided a large source area for charcoal, because fires can occur over a large area, both near and close to the lake (Whitlock and Larsen 2001). A site with a large watershed relative to the lake size will magnify the allochthonous inputs (Higuera *et al.* 2007). The probability of fire ignition and expansion on a large watershed is stronger than on a small watershed (Whitlock and Millspaugh 1996) and induce highest amount of macroscopic charcoal. Moreover, the expansion of a more dense forest composed of hardwoods from 11500 cal. BP, constitutes a filter (Blackford 2000) which limits certainly more strongly, the inputs of charcoal in a small catchment than in a large.

The vegetation dynamic is characterized by increases of TLP, AP concentrations and percentages mainly due to the new expansion of birch and the decrease of steppic herbaceous and heliophilous shrubs (*Juniperus*). Concomitant decreases in terrigenous inputs of the two lakes marks the return of a phase of stabilization of soils. Global (Rasmussen *et al.* 2006) and regional (Peyron *et al.* 2005) studies describes a clear increase of temperature at the same time. At this period (around 11000 cal. BP) the summer insolation in the Northern Hemisphere was maximal and traduces the occurrence of a strong seasonality with warmer and drier summer (Berger and Loutre 1991). The increase of available biomass associated to warmer temperature and drier conditions are favourable parameters to explain the high fire activity. High fire activity have been also illustrated *ca.* 11000 cal. BP at the continental scale in North America, Europe and South America by Power (*et al.* 2008).

From 11000 cal. BP, the CHAR and the IFF values decreased (around 5 fire episodes/500yrs). It is during this period that the vegetation dynamic changed from the pine-birch forest to a hardwood forest. This modification of vegetation cover induced a better stabilization of soils as suggested by the decrease of terrigenous inputs in Moras. Indeed, hardwoods have a more developed root

system which allows a better fixation of soils (Ranger and Nys 1994) than soils under pine-birch forests (Leroux *et al.* 2008; Zolitschka 1998). Moreover, the vegetation expansion involves a better stabilization of soils and an increase of their thickness by pedogenic processes. Thus, soils are certainly less subject to erosion due to drought periods. This change in vegetation composition induced modifications of the global ecosystem which seems to be less favourable to fire ignition and propagation than between 12000 to 11200 cal. BP. Higuera (*et al.* 2009) have also described a decrease of CHAR and fire frequency at the switch from a shrub tundra vegetation to hardwood forest despite the improvement of climatic conditions. However, the warmer and dryer climatic conditions during the early Holocene maintained the fire frequencies at high level (around 5 fires episodes/500yrs). High fire frequencies are also recorded in North America (Brunelle *et al.* 2005; Millspaugh *et al.* 2000) between 12000 to 8000 cal. BP when climatic conditions were warmer and drier and in relation with the effect of summer insolation maximum.

5. Conclusion

This study reveals the strong influence of climatic variations on fire dynamic together in cold period (Oldest Dryas and Younger Dryas) and in warm periods (interstadial and early Holocene). The vegetation, by it changes in composition and distribution during these different periods of climate change, has also played an important role. The predominance of one factor or the other, on fire activity, seems to have change over the time.

At the Oldest Dryas/interglacial transition (*ca.* 14500 cal. BP), the densification and the development of shrub and tree vegetation, on fire ignition and spread, seem had an equally role than the increase of the temperature. At the interstadial/Younger Dryas transition (*ca.* 12600 cal. BP) and during the Younger Dryas, climate changes seem to be the main factor because variations of temperatures are correlated with the variation of fire activity. The vegetation was not a limiting factor of fires because it density did not change and that the small changes of vegetation composition does not affect the amount of tree fuel available. At the Younger Dryas/early Holocene transition (*ca.* 11500 cal. BP), role of the two factors (increases of vegetation density and temperature) on fire activity appears equally important one as the other. During the early Holocene (from 11200 to 8000 cal. BP), the global decrease of fire activity seems strongly controlled by a change of vegetation composition (transition from a coniferous to a hardwood forest) because warm climatic conditions remain suitable for fire ignition and spread.

Finally, in this temperate environment, fire may be use as a paleoclimatic marker during the Late-glacial and the Holocene provided that locally the vegetation was not limited in amount and was

fire prone. Subsequently, it would be essential (i) to explore the question of the impact of the size of the lake system on fire record, (ii) to expand this type of study on other sites and (iii) using sequences with the higher sediment dilatation and the more precise chronologies available, to reconstitute fire activity with a more accurate temporal resolution.

Partie II

*Reconstitution de l'histoire de
l'anthropisation des paysages*

Chapitre 4



Le Lac d'Antre

Vegetation history and landscape management from 6500 to 1500 cal B.P. at Lac d' Antre, Gallo-Roman sanctuary of Villards d'Héria, Jura, France

Elise Doyen¹, Boris Vannière¹, Vincent Bichet¹, Emilie Gauthier¹, Hervé Richard¹, Christophe Petit²

¹*Laboratoire Chrono-environnement, UMR 6249/CNRS, Université de Franche-Comté, 16 route de Gray, 25030 Besançon Cedex, France. Email: elise.doyen@univ-fcomte.fr*

²*Laboratoire ArScAn, UMR 7041/CNRS, Université Paris 1 Panthéon Sorbonne, 3 rue Michelet, 75006 Paris, France*

Cet article a été publié dans la revue “*Vegetation History and Archaeobotany*” DOI 10.1007/s00334-012-0364-0

Abstract

The lake sediment record was used to reconstruct past vegetation dynamics and human impacts from the middle Neolithic (6500 cal B.P.) to the Middle Ages (1500 cal B.P.) around Lac d'Antre in the southern Jura mountains of France. This lake was surrounded by the Gallo-Roman sanctuary of Villards d'Héria which has been widely investigated by archaeologists and enables a comparison between palaeoenvironmental proxies and archaeological data. Pollen and microscopic charcoal analyses were conducted on a 500 cm sediment core with eleven radiocarbon dates providing the chronological control. In a mixed oak woodland context, the successive development of *Taxus*, *Fagus* and *Abies* were mainly caused by climatic variations during the Neolithic, which was characterised by weak human impact. The first significant signs of human impact were detected during the Bronze Age from 3900 cal B.P., followed by an increase of human pressure and woodland clearances during the Iron Age, from 2700 cal B.P. The occupation of the Gallo-Roman sanctuary was continuous with the Iron Age occupation. All the analysed palaeoenvironmental data indicate that the strongest human impact occurred during the Gallo-Roman period, which matches with the occupation of Villards d'Héria previously dated by archaeologists from 2000 to 1700 cal B.P., 1st to 3rd century A.D. Moreover, there appears to have been a new period of human settlement close to the lake at the beginning of the Middle Ages. The low charcoal accumulation rate (CHAR) recorded during the Bronze and Iron Ages suggests that fire was not the main agent used to clear the dense woods to create new cultivated fields and pastures. High CHAR values recorded during the Roman period may represent fire use for domestic and agro-pastoral activities.

Keywords

Human impact, pollen, microscopic charcoal, Gallo-roman period, Holocene, Jura Mountains

1. Introduction

The use of the pollen record to investigate the long-term variability in the human impact on the landscape at the beginning of the Neolithic has been well developed in the Jura region of France (Gauthier 2004; Rachoud-Schneider 1997; Richard 1994; Richard and Gauthier 2007). Some of these studies (Pétrequin 1986; Richard 1997) on lake dwellings have combined archaeological and palaeoenvironmental methodologies. This combination of methodologies has been fruitful because of the richness of archaeological data in these low altitude areas.

Unfortunately, in the highest parts of the Jura mountains up to 500 m a.s.l., wooded areas inhibit archaeological prospection and do not offer the opportunity for archaeologists to fill the gaps in their data. This fact has led to the development of pollen analysis to contribute to our knowledge of the evolution of anthropogenic impacts in the Jura mountains (Gauthier 2002; Richard 2000; Richard and Ruffaldi 1996). Some sites have been subject to detailed archaeological studies and excavations and offer perspectives for comparison between archaeological data and palaeoecological proxies; one of these sites is the Gallo-Roman sanctuary of Villards d'Héria that includes a natural lake, lac d'Antre, located in the middle of the well known archaeological site. This site has been the subject of numerous archaeological investigations since the 18th century (Clerc 1840; Dunod 1709; Lerat 1998; Nouvel *et al.* 2008; Thévenot 1955) as a result of the quantity and high-quality preservation of Gallo-Roman remains and artefacts. Archaeologists have described this site as a main place of worship of the Sequane people during the Gallo-Roman period.

This palaeoenvironmental study presents a long-term vision of the vegetation history which contributes to the general understanding of ecosystem changes following increasing human impact around Lac d'Antre, and brings new information about the anthropogenic history (type, length and intensity) for earlier parts of the Gallo-Roman period for which archaeologists have no data.

The main objectives of the present study are as follows:

[1] to detect the potential earlier periods of anthropogenic impact that have not yet been well described by archaeological excavations and to compare the anthropogenic impacts described by our palaeoenvironmental proxies (pollen, microscopic charcoal and magnetic susceptibility) with the plentiful archaeological data collected for the Gallo-Roman period at the Villards d'Héria site (Lerat 1998; Nouvel *et al.* 2008) in the context of regional and sub-regional pollen data;

[2] to describe the first fire history from microscopic charcoal of the Jura mountains and compare it with other studies performed in Switzerland, where data on anthropogenic fire use since the Neolithic (7500 cal B.P.) has been obtained in high-resolution sequences (Gobet *et al.* 2003;

Tinner *et al.* 1999, 2005; Valsecchi *et al.* 2006);

[3] to analyse the dynamics of *Taxus baccata*, *Abies alba* and *Fagus sylvatica* development between 6350 and 5900 cal B.P. and the roles of natural and anthropogenic impacts on these changes.

2. Materials and methods

2.1. Environmental settings

Lac d'Antre (5°44'58"E, 46°24'51"N) is located at 798 m a.s.l. in northeastern France, 25 km west of the border with Switzerland in the southern Jura mountains (Fig. 4.1a). The climate is semi-continental, characterised by an average annual rainfall of 1200 to 1500 mm and a high temperature range with mild summers with an average July temperature of 15°C, and harsh and cold winters with an average January temperature of -2°C.

Lac d'Antre is a natural lake located in an anticlinal valley. It is at a distance of 1 km and located 100 m higher than the village of Villards d'Héria (Fig. 4.1c). Its catchment area, *ca.* 550 ha, is surrounded by several mountains that are covered with a dense woodland with *Fagus sylvatica* and *Abies alba*, typical of the second plateau of the Jura mountains. Meadows and pastures are located in the bottom of the anticlinal valley. On the eastern and northern banks, an intermittent stream and several springs feed the lake. The lake (13 ha) is drained by a karstic hole through the upper Jurassic marly calcareous substratum. In the Héria valley, 100 m lower down, water emerges from several springs, which form the river Héria which forms a tributary to the Rhône stream through the rivers Bienne and Ain (Fig. 4.1b). Today, the water depth of the lake is regulated by a dam to an average depth of 5.65 m.

2.2. Archaeological settings

The oldest settlements in this area, dating from the Neolithic and Bronze Age periods, are located between 15 and 30 km to the north towards the Ain valley around lac de Chalain and lac de Clairvaux (Fig. 4.1b; Pétrequin and Pétrequin 1988).

In the vicinity of Villards d'Héria, the first occupation is not well known, but a few archaeological artefacts (two sickles) from the Bronze Age (4250 to 2750 cal B.P.) were discovered during archaeological investigations (Rothé 2001). However, no building remains from this period have been discovered.

Villards d'Héria is known by archaeologists as the main place of worship of the Roman period

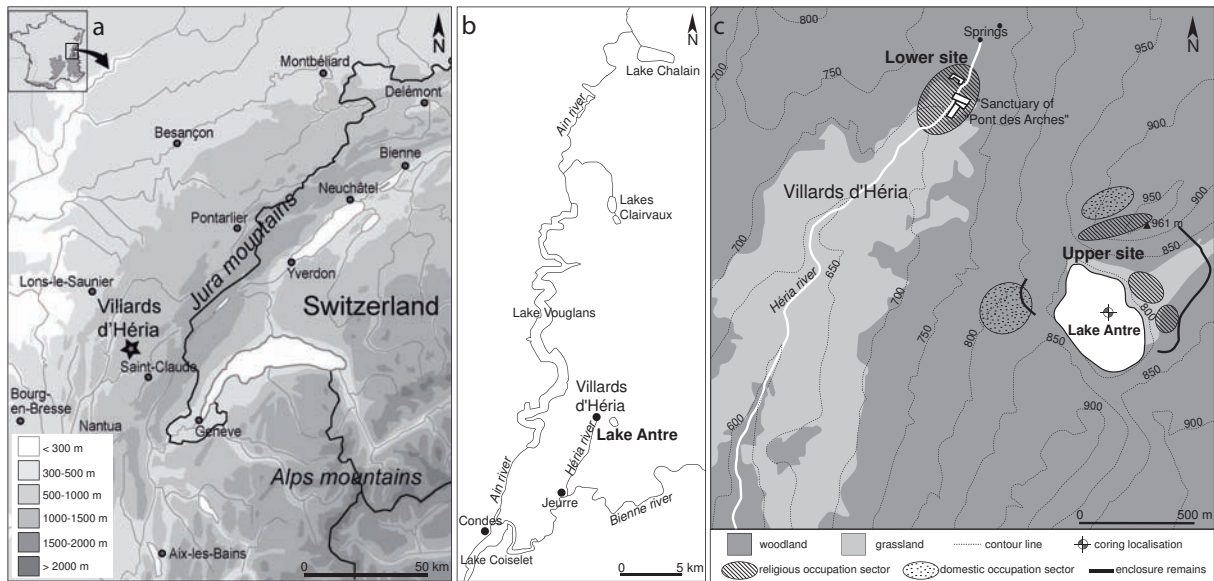


Figure 4.1 - (a) The geographic location of Villards d'Héria in the Jura Mountains (France). (b) The regional hydrological context. (c) The topography, vegetation cover and archaeological context around Lake Antre (Villards d'Héria, France)

Sequane people (Lerat 1998). The site was continuously settled from the 1st to the 3rd century A.D. (2000 to 1700 cal B.P.). This large place of worship was established in a remarkable context in which water was an omnipresent element and was the basis for the organisation of the sanctuary. During the Gallo-Roman period, the hydrological relationship between the lake and the Héria springs was known and taken advantage of (Nouvel *et al.* 2008). This fact explains the split establishment of the site, with the two parts separated by 1 km (Fig. 4.1c): (1) the upper site, organised around the lake, consisting of three religious areas composed of several buildings (mostly temples) included in an enclosure; two areas found outside this enclosure have produced domestic remains, suggesting that they could be residential places; (2) the lower site, 100 m lower down, consisting mainly of a large building composed of a temple and thermal baths (200 m in length) constructed above the river Heria (Nouvel *et al.* 2008).

During the Gallo-Roman period, Villards d'Héria was not isolated. The currently open landscape along the Bienne valleys has allowed numerous archaeological discoveries, such as rural settlements at Jeurre and Condes (Fig. 4.1b; Rothé 2001) and cities along the Ain valley (Nouvel *et al.* 2008).

2.3. Sampling and dating

Three overlapping cores were taken with a Russian peat sampler (GIK type, 100 cm long and 5 cm in diameter) from the frozen lake surface in the centre of lac d'Antre. The basal till was

reached at 850 cm. In the scope of this paper, we focused on a section of the master core covering the chronological period of interest, between 765 and 258 cm in depth.

Magnetic susceptibility was measured at 5 mm intervals with a Geotek Multi Sensor Core Logger, and high-resolution pictures of sediment were correlated by overlapping the core section and creating a continuous sequence: the master core (Fig. 4.2). The sedimentary record consisted of light-brown clay silt with laminations (765-700 cm), dark-brown silt with dark laminations (700-650 cm), brown silt with dispersed and millimetre-length laminations (650-500 cm), dark brown silt with laminations (500-360 cm) and dark brown silty clay with millimetre-length light and dark laminations (360-258 cm).

Eleven AMS radiocarbon dates were determined at the Poznan Radiocarbon Laboratory on terrestrial macroscopic plant remains along the entire sequence (Table 4.1). Ages were calibrated at 2 σ ranges with CALIB 6.0.1., using the IntCal09 calibration curve (Reimer *et al.* 2009). Therefore to estimate ages along the entire profile, we used a mixed-effect regression model (Heegaard *et al.* 2005). A linear model would create an exaggerated modification of the sedimentation rate between 632 and 662 cm, while no major change in the stratigraphy of the sediments was observed. Thus, the age-depth model was extrapolated over the undated 93 cm on the basis of the sedimentation rate estimated on the previous section (662-758 cm) (Fig. 4.2). This extrapolation is confirmed by the similar date of the *Abies* and *Fagus* expansions in the lac

Laboratory code	Sample depth (cm)	AMS ¹⁴ C (radiocarbon BP)	Age cal. yr BP (2 σ range)	Mean age cal. yr BP (2 σ)
Poz-24685	90-91	560 \pm 30	522-642	582
Poz-31635	183.5-184.5	885 \pm 30	732-908	820
Poz-20748	254-256	1455 \pm 30	1301-1392	1346.5
Poz-24686	313-315	1850 \pm 30	1715-1865	1790
Poz-24687	368-370	2145 \pm 35	2003-2305	2154
Poz-31636	434.5-435	2530 \pm 50	2368-2752	2560
Poz-24688	478-480	2980 \pm 35	3007-3322	3164.5
Poz-20751	536-542	3640 \pm 35	3860-4083	3971.5
Poz-24690	585-587	3910 \pm 40	4183-4498	4340.5
Poz-13490	632-633	4190 \pm 80	4445-4875	4660
Poz-24691	662-664	4940 \pm 30	5603-5726	5664.5

Table 4.1 - AMS-radiocarbon dates from Lake Antre calibrated with the CALIB 6.0.1 program using the Intcal09 calibration curve

d'Antre sequence and in other pollen analyses at a regional scale (de Beaulieu *et al.* 1994).

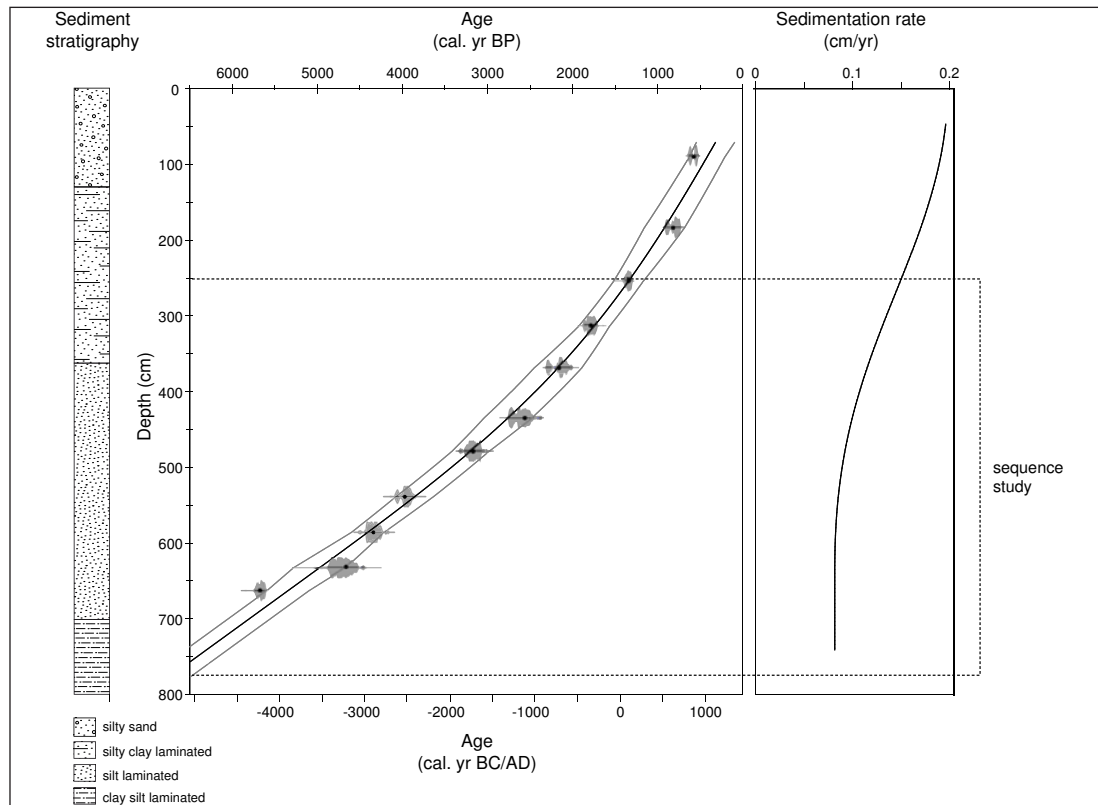


Figure 4.2 - An age-depth model (constant variance) with expected ages along the sequence (bold line), 95 % confidence intervals (grey line), 2σ range probability distribution and estimated sedimentation accumulation rate (cm/year)

2.4. Pollen and microscopic charcoal analyses

Subsamples of 1 cm³ were taken at 8 cm intervals and prepared for pollen and microscopic charcoal analysis using the standard procedure (Fægri and Iversen 1989). Five *Lycopodium clavatum* tablets were added to each subsample to estimate the microscopic charcoal concentration (Stockmarr 1971). Pollen and microscopic charcoal was identified and counted together on pollen slides at 500 \times magnification.

At least 500 pollen grains of terrestrial plants (Total Land Pollen, TLP) were identified and counted in each subsample using transmitted light. Pollen identification was based on determination keys (Beug 2004), photograph books (Reille 1992, 1998) and a reference collection of modern pollen types. Grass pollen grains over 40 μ m in diameter were classified as Cerealia-type to exclude a large part of the wild grass pollen (Andersen 1979; Beug 2004). Pollen counts were expressed as percentages of TLP excluding spores and aquatic plants from the total pollen sum. Seven local pollen assemblage zones (LPAZ ANT1 to ANT7) were delineated using CONISS software (Grimm 1992). Human impact was detected using anthropogenic pollen indicators (API) such as *Plantago lanceolata*, *Plantago major/media*, *Rumex acetosa/acetosella*, *Artemisia*,

Chenopodiaceae, Urticaceae and *Papaver* (Behre 1981, 1988). These pollen indicators are presented together in a summary curve.

Microscopic charcoal counting was carried out following the method described by Finsinger and Tinner (2005). Microscopic charcoal was identified under transmitted light as black and opaque particles with angular contours (Clark 1988). The identification was checked using reflective light (using oil immersion) to distinguish microscopic charcoal from uncharred organic matter, which is black and opaque but does not reflect light. Charcoal measurements (length, width and area) were taken using picture analysis software (Visilogxpert 6.4). Only particles between 86 μm^2 and 2000 μm^2 area were included in the fire history reconstruction (Patterson 1987; Tinner *et al.* 1998, 1999; Whitlock and Larsen 2001). Particles larger than 2000 μm^2 were not used in this paper because they were very scarce in our samples. Past regional fire activity was presented as the charcoal accumulation rate per area (CHAR is expressed in $\text{mm}^2/\text{cm}^2/\text{yr}$).

2. Results

2.1. Chronology

The record covers 5000 years from the Neolithic (6500 cal B.P. at 765 cm) to the beginning of the early Middle Ages (1400 cal B.P. at 258 cm) (Fig. 4.2). The sediment accumulation rate was constant from 765 to 425 cm (6800 cal B.P. to 2900 cal B.P.) with an estimated rate of 0.09 cm/yr and increases to an average of 0.13 cm/yr from 425 cm (2900 cal B.P.) until the end of the record (1500 cal B.P.).

Therefore, the sampling resolution of the pollen and charcoal analyses at 8 cm intervals (Fig. 4.3 and 4.4) represents the mean value of every 88 years (ANT1 to ANT4) or 60 years (ANT5 to ANT7).

2.2. Pollen analyses

The pollen record is separated into seven local pollen assemblage zones (LPAZ) (Fig. 4.3).

The pollen record begins in ANT1 (6600-6350 cal B.P.) with high percentages of arboreal pollen (AP/T *ca.* 95%). The vegetation cover was dominated by a mixedoak woodland composed of *Quercus* (oak), *Ulmus* (elm), *Tilia* (lime), *Fraxinus* (ash) and *Acer* (maple). *Corylus* (hazel), which was the main taxon during the occupation of the site by boreal woodland, maintained high pollen percentages. From 6500 cal B.P., the first appearance of *Abies* (fir) is recorded, followed by that of *Fagus* (beech) from 6350 cal B.P.

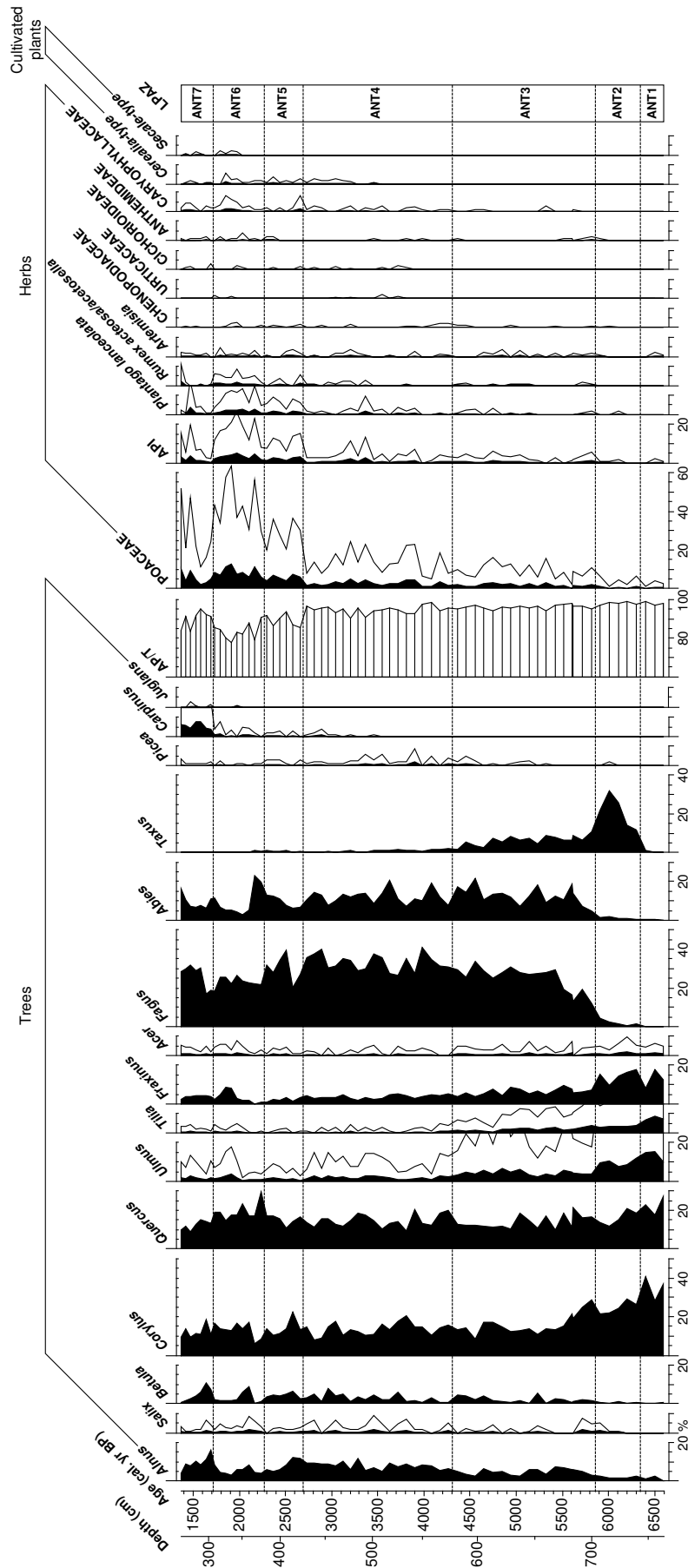


Figure 4.3 - A diagram of selected pollen taxa from Lake Antre. Anthropogenic pollen indicators (API): *Plantago lanceolata*, *Plantago major/media*, *Rumex acetosa/acetosella*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Urticaceae* and *Papaver*. The exaggerated curves are x5 for pollen (solid line)

In ANT2 (6350-5850 cal B.P.), the most important change was the appearance and strong expansion of *Taxus* (yew) (30%). This yew increase was concomitant with the first development of *Fagus* and *Abies*. Simultaneously, the mixed oak woodland and *Corylus* slowly declined.

During ANT3 (5850-4300 cal B.P.), mixed oak woodland and *Corylus* continued to decrease, and *Taxus* percentages fell in favour of a sharp expansion of the beech-fir woods indicated by the increase of 5 to 20% of *Abies* and by the increase of 5 to 30% of *Fagus*. Continuous occurrences of *Picea* (spruce) pollen appeared around 5750 cal B.P. The increase of *Betula* (birch), *Alnus* (alder) and *Salix* (willow) may suggest the development of a wetland area around the lake. The first signs of human activity are suggested by the increases in Poaceae and API (*Plantago lanceolata*, *Rumex acetosa/acetosella*).

The beech-fir woodland still dominated in ANT4 (4300-2700 cal B.P.) (AP/T *ca.* 90%), and the first occurrences of *Carpinus* appeared at 3500 cal B.P. At 3900 cal B.P., the small increases in Poaceae and API (*Plantago lanceolata*, *Rumex acetosa/acetosella*, Urticaceae) were in contrast to slight decreases in *Fagus*. The first Cerealia appeared around 3400 cal B.P., and became continuous *ca.* 3200 cal B.P. onwards.

In ANT5 (2700-2250 cal B.P.), the beginning of the zone was characterised by the collapse of *Fagus* (of 20%), the decline of *Abies* and *Alnus* and an increase in *Corylus*. Poaceae and API values (*Plantago lanceolata*, *Rumex acetosa/acetosella* and *Artemisia*) increased at the same time, and Cerealia percentages were low but continuous. After a short collapse, *Fagus* percentages returned rapidly to 40% but decreased again in favour of *Abies* and *Quercus* at the end of this period.

In ANT6 (2250-1700 cal B.P.), AP/T percentages reduced from 90 to 80%, mainly as a result of a strong decrease in *Abies* (15%). *Fagus* and *Alnus* percentages remained constant along with successive increases of *Betula* and *Corylus* followed by *Ulmus*, *Tilia* and *Fraxinus*. NAP percentages reached 20% because of increases of Poaceae, API, Cerealia and other herbs (Caryophyllaceae and Anthemideae). Among the crops, *Secale*-type pollen appeared.

The last zone, ANT7 (1700-1400 cal B.P.), was characterised by decreases in Poaceae, API and Cerealia and an expansion of woodland (AP/T *ca.* 85%). Increased woodland was led by *Abies* and *Carpinus* before an expansion of *Fagus*. The concomitant increase in *Alnus* and *Betula* suggest a wetland expansion around the lake.

Finally (*ca.* 1500 cal B.P.), Poaceae and API increased again, particularly as a result of *Plantago lanceolata*, before the expansion of *Rumex acetosa/acetosella*.

2.3. Microscopic charcoal analyses

The CHAR record is presented in Fig. 4.4.

Throughout Zones ANT1 to ANT3, the CHAR remained low (mean 0.2 mm²/cm²/yr) with no significant variations. Zones ANT4 and ANT5 were characterised by a general rise in CHAR values (mean 0.35 mm²/cm²/yr) with several low-amplitude peaks (<1 mm²/cm²/yr). The strongest increase in CHAR values occurred in ANT6, with two consecutive peaks with high amplitude between 2000 cal B.P. and 1700 cal B.P. The highest peak reached 11 mm²/cm²/yr, and the second reached 3 mm²/cm²/yr. CHAR values subsequently decreased and fluctuated under 0.7 mm²/cm²/yr until the end of the record in ANT7.

2.4. Magnetic susceptibility measurements

Magnetic susceptibility (MS) values (Fig. 4.4) increased during ANT1 followed by a progressive decline throughout ANT2. MS values reached their minimum at the beginning of ANT3. Subsequent values were relatively stable until a sharp increase at the end of the zone. In ANT4, MS values fluctuated with successive peaks at low amplitude around the same mean value. ANT5 and ANT6 were characterised by an upward trend composed of three peaks (2700-2550; 2150-2000 and 1900-1700 cal B.P.). After this trend, the MS values decreased rapidly in ANT7 and remained constant throughout this period.

3. Discussion

3.1. 5000 years of vegetation dynamics and human impacts (Fig. 4.3 and 4.4)

The Neolithic-early Bronze Age; 6500-3900 cal B.P. (4450-1950 cal B.C.)

Around the middle Neolithic (5850 cal B.P.), decreases in *Ulmus* and *Fraxinus* and an increase in *Corylus* are correlated with an increase in Poaceae and simultaneous occurrences of *Plantago lanceolata* and *Rumex acetosa/acetosella*. The same kind of pollen variation and API occurrences were previously identified in other sites and were interpreted as small anthropogenic clearings (Richard 1994, 1997; Richard and Ruffaldi 1996). This finding can be interpreted as the development of temporary pastoral activity around lac d'Antre. However, it cannot be excluded that a natural woodland transition or local disturbances such as windthrow or aging woodland stands may have caused this type of effect on the pollen spectra (Richard 2000).

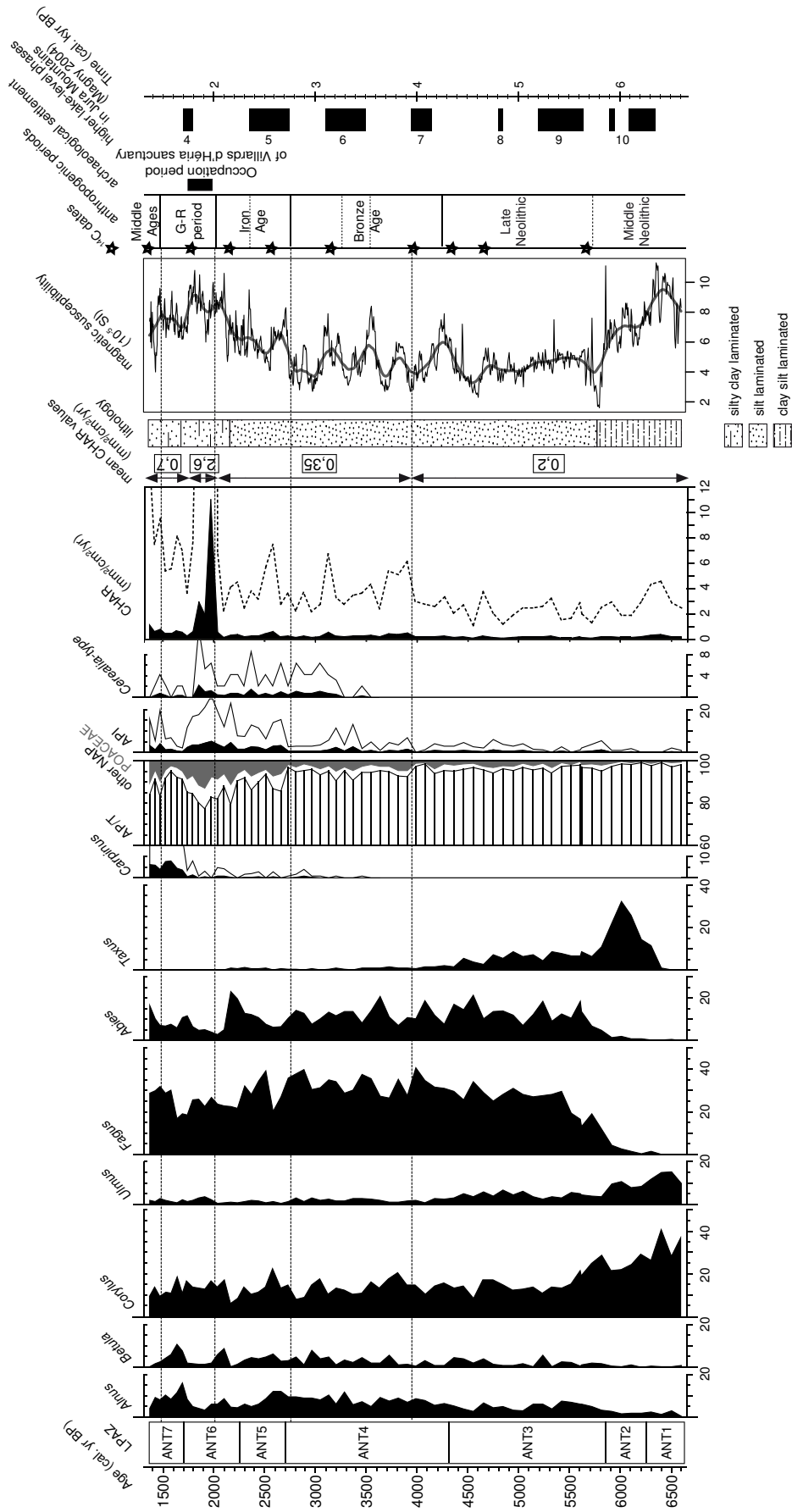


Figure 4.4 - A synthetic pollen diagram, microscopic charcoal influx ($\text{mm}^2/\text{cm}^2/\text{year}$) and magnetic susceptibility with loess smoother (50 samples window) from Lake Antre. Cultural periods are indicated in the right-hand scale with the period of the Villards d'Héria site occupation and lake-level phases described by Magny (2004). The exaggerated curves are x5 for pollen (solid line) and x10 for charcoal (dotted line)

During the late Neolithic (5200-4300 cal B.P.), occurrences of *Plantago lanceolata* and *Rumex acetosa/acetosella* may suggest a new and temporary grazing activity. The intensity of this settlement certainly remained low because these pollen occurrences are difficult to correlate with systematic and synchronous decreases in tree pollen.

During the Neolithic, people seem to have settled at the lowest altitudes around lac de Clairvaux and lac de Chalain (Fig. 4.1b; Pétrequin 1986; Pétrequin *et al.* 2000). Recent pollen and sedimentological analyses at lac de St-Point which is 850 m a.s.l. and 60 km north of lac d'Antre (Leroux *et al.* 2008; Leroux 2010) suggest regular settlement of the area beginning at 6000 cal B.P. However, the highest altitude was usually only crossed by small groups using a shifting cultivation system. This system generated local and temporary impacts that have been revealed by pollen studies in the Jura mountains (Gauthier and Richard 2007; Richard 1994) and in other mountainous areas such as the northern Alps (de Beaulieu and Goeury 2004; Vorren *et al.* 1993) and the Pyrenees (Galop 2006).

The Bronze Age; 3900-2750 cal B.P. (1950-800 cal B.C.)

From 3900 cal B.P. onwards, several increases of NAP percentages such as Poaceae and API, CHAR and MS values are correlated and reveal a fluctuating human influence around the lake. Accordingly, the successive decreases in *Fagus* may represent repeated clearances. From 3200 cal B.P. onwards, late Bronze Age, the continuous curve of Cerealia indicates a permanent agricultural presence near the site.

The intensification of evidence of human activity around the lake was suspected from the discovery of artefacts during archaeological prospection (Nouvel *et al.* 2008). At a regional scale, the archaeological data suggest an increase in human occupation during the early Bronze Age (Martineau *et al.* 2007). Pollen analyses in the Jura mountains revealed human occupation throughout this period (Gauthier 2004; Richard and Gauthier 2007). The human impact was weak and discontinuous and was characterised by small clearances and minor pastoral and agricultural activities such as those detected at lac d'Antre.

The Iron Age, 2750-2000 cal B.P. (800-50 cal B.C.)

The decreases in woodland trees (*Fagus* and *Abies*) and lake shore trees (*Alnus*) beginning in the first Iron Age period ("Hallstatt", ca. 2700 cal B.P.) suggest woodland clearances and an increase in human activity around the lake. Simultaneously these practices caused soil erosion, indicated by increased MS values. *Corylus* benefited from woodland modifications as a pioneer and woodland edge tree (Bégeot 1998).

Between ca 2500 and 2200 cal B.P., a regrowth of woodland, firstly of *Fagus* and secondly

of *Abies*, is contemporary with a sharp decreasing trend of the API and with a stability of the magnetic susceptibility. All these changes are consistent with a temporary decrease in human pressure.

Successive clearances of *Fagus* followed by *Abies* during the second Iron Age (“La Tène”, at 2350 cal B.P.) coincided with an increase in grazing pressure (API and Poaceae), soil erosion (MS) and an increased woodland edge area (*Betula*, *Corylus*). There was no extension of cultivated land during the Iron Age, as Cerealia percentages are consistent with those of the Bronze Age. However, no archaeological remains were discovered at our site, and archaeological data at these altitudes are scarce at a regional scale (Rothé 2001). In the Jura mountains, palaeoenvironmental studies describe a weak and irregular occupation (Gauthier 2004; Gauthier and Richard 2009; Richard and Gauthier 2007), perhaps resulting from a climate cooling estimated from a transgressive phase of the lake level during the first Iron Age (Magny 2001; Van Geel and Magny 2000). Nevertheless, some sites located at high altitudes but close to the main road through the Jura mountains (“La Chaux d’Arlier”, for example) have records of a continuous human impact (Gauthier 2002; Gauthier and Richard 2007). At a regional scale, the fluctuations are different in their chronology and characteristics (Röpke *et al.* 2011; Tinner *et al.* 2003). This suggests rather local events and shows the difficulty of discerning a general trend at a regional scale. Finally, human impact during the Iron Age seems to have been derived from a complex interaction between human activities, local vegetation history and climatic changes.

The Gallo-Roman period, 2000-1474 cal B.P. (50 cal B.C.-476 cal A.D.)

All of the palaeo-proxies show an increase in human impact from 2000 to 1700 cal B.P. These modifications fit well with the archaeological evidence and the settlement of the Villards d’Héria sanctuary from the 1st to the 3rd centuries A.D. (2000-1700 cal B.P.) (Lerat 1998). The building of this sanctuary, described as a major place of worship of the Roman period Sequanie, would certainly have involved an increased local human activity and an expansion of open land, as shown by an increase of Poaceae, Caryophyllaceae and API, such as *Plantago lanceolata*, *Rumex acetosa/acetosella* and *Artemisia*. In parallel, small decreases in tree percentages (*Alnus* and *Fagus*) are recorded and indicate a few supplementary clearances during this period. The soil erosion, recorded by magnetic susceptibility, reaches its maximum with values close to those reached at the end of the Iron Age. Finally, the Gallo-Roman sanctuary construction and settlement continued through the Iron Age occupation and certainly occurred in an already open landscape.

The pollen spectra, with pastoral indicators and low percentages of crop indicators during the Gallo-Roman period, suggest the development of pastoral and small-scale cultivation activities

in the catchment area. This finding is confirmed by the presence of a potential domestic area (Fig. 4.1c), which suggests a permanent human presence and the development of subsistence farming activities in parallel with the religious activities.

Regrowth of woodland (AP/T from 80 to 95%) and a decrease in open-land taxa (Poaceae and API) coincided with the date of the abandonment of the Gallo-Roman sanctuary at the end of the 3rd century A.D. (*ca.* 1700-1650 cal B.P.) that has been demonstrated by archaeological evidence (Lerat 1998). This event may have been a consequence of the instability of political and economic life partly caused by the insecurity arising from the Barbarian invasion between the 4th to 6th centuries A.D. (1650-1450 cal B.P.) (Rothé 2001). The effects of this abandonment on the plant community included the colonisation of the wet zone on the lake shores by *Alnus* and the colonisation of cleared areas by *Betula*. After colonisation by pioneer trees, the woodland cover spread with the expansion of *Fagus* and *Carpinus* involving a stabilisation of the soil, illustrated by a decrease in MS values. Many pollen studies in the Jura mountains (Gauthier and Richard 2007) and in other areas of western Europe (Richoz 1998; Rösch 1992; Tinner *et al.* 2003) have also recorded this agro-pastoral decrease in the 4th or 5th centuries A.D. (1650-1550 cal B.P.). Moreover, the regrowth of *Carpinus* after the human impact during the Roman period has been described in previous studies in eastern France (Etienne *et al.* 2011; Gauthier 2004), in southern Germany (Rösch 2000) and in Poland (Ralska-Jasiewiczowa *et al.* 2003). This pollen was sporadic until the second part of the Gallo-Roman period, when *Carpinus* percentages reached 5%. Hornbeam seems to have benefited from the decrease in human pressure and played a prominent part in the regrowth of woodland in the area. Compared with other trees such as *Abies*, *Fagus* or *Quercus*, *Carpinus* grows more rapidly, has a high stump sprouting ability and produces a large amount of pollen, which may have facilitated its expansion.

The beginning of the early Middle Ages, 1474-1400 cal B.P. (476-550 cal A.D.)

After the short regrowth of woodland with *Carpinus* and *Fagus*, there are signs of site re-occupation. The increase in Poaceae, API and Cerealia pollen highlight the new establishment of pasture, cultivated land and open land around lac d'Antre. This kind of farming renewal after the end of the Barbarian invasions around the 6th or 7th century A.D. (1450-1350 cal B.P.) has been described in other pollen studies in Jura (Gauthier 2004) and in southern Germany (Rösch 1992).

3.2. The role of fire in vegetation dynamics

Along with the study of the evolution of vegetation dynamics, this study reconstructs the first fire history for the Jura mountains. The climate and vegetation of this area limit natural ignition and

fire spread. Therefore, the fire activity detected from CHAR can easily be ascribed to burning by humans. Thus, our study area brings together a palaeoenvironmental archive from lac d'Antre and an archaeological site, the sanctuary of Villards d'Héria, which provides the opportunity to investigate the link between fire history and human activities.

The first increase in CHAR values occurs during the early Bronze Age (*ca.* 3900 cal B.P.). These values coincide with the first weak signs of human impact characterised by the increase in API percentages, indicators of landscape openness (Poaceae) and a few clearance practices (Fig. 4.4). At 3200 cal B.P., another increase of CHAR values is correlated with the decreases of *Fagus* and *Abies* and an increase of Cerealia-type. The fire was certainly used to clear areas for the expansion of the farming around the lake. Indeed, several studies in Switzerland, in the northern and southern Alps, have shown a strong correlation between charcoal and anthropogenic pollen indicators beginning with the early Bronze Age (4250 cal B.P.) (Gobet *et al.* 2003; Tinner *et al.* 2005; Valsecchi *et al.* 2006). Thus, fire was intentionally used for the clearance of woodlands and the establishment of pastures and cultivated land.

The Iron Age is characterised by the first phase of woodland reduction which affected local vegetation. A peak in CHAR values at *ca.* 2600 cal B.P. coincided with *Fagus* and *Abies* clearances, an increase in pasture pollen indicators (API and Poaceae) and the presence of crop cultivation (Cerealia-type pollen). This increase of CHAR values may be the result of the use of fire to clear new areas and favour the expansion of pasture. Although the human activity became more pronounced, peak amplitudes and trends of CHAR values were of the same order of magnitude as those during the Bronze Age.

The strongest fire phase recorded in the lac d'Antre sequence occurred during the Gallo-Roman occupation of the sanctuary. The two highest peaks of the sequences, 11 mm²/cm²/yr and 3mm²/cm²/yr, were correlated with the increase in API and Cerealia-type pollen and with the lowest AP/T percentages recorded (approximately 80%). Thus, the general increase in CHAR values during the settlement of the Gallo-Roman sanctuary (2.6 mm²/cm²/yr) coincided with an increased landscape openness and the expansion of areas for grazing and other farming activities. Given the proximity between the settlement and the lake, domestic activities such as heating, cooking (Sadori *et al.* 2004; Sadori and Giardini 2007) or other undetermined activities relating to the life in the sanctuary may have caused an increase in CHAR values. The use of fire as part of farming practices may have been a side benefit from the production of charcoal.

From 1500 cal B.P., the decrease in general CHAR values coincided with the abandonment of the sanctuary demonstrated by archaeologists. This decrease in fire events corroborates the decrease in farming and grazing practices and a period of regrowth of woodland around lac d'Antre. The increase in CHAR values around 1500 cal B.P. indicates a period of fire use to re-open the

surrounding landscape before another expansion of grazing and farming activities.

The reconstitution of the fire history for lac d'Antre fits well with the successive periods of human impact identified by pollen analysis and archaeological discoveries. However, the use of fire across these different historical periods was not uniform.

First, fire use was absent or very sparse during the Neolithic and was not correlated with the slash-and-burn agriculture described in other studies of this period (Carcaillet 1998; Clark *et al.* 1989; Martineau *et al.* 2005; Rius *et al.* 2009; Tinner *et al.* 2005). In addition, fire was not the main tool for tree clearance during the Bronze and Iron Ages around lac d'Antre. Several studies in Switzerland have recorded higher charcoal influxes during the Bronze Age, from 3950 cal B.P. (Gobet *et al.* 2003; Valsecchi *et al.* 2006) or the Iron Age at approximately 2550 cal B.P. (Tinner *et al.* 2005) and have related these influxes to clearances of the tree cover by humans. Conversely, fire seems to have played a primary role during the Gallo-Roman period, 2000 to 1800 cal B.P.. This period is generally characterised by low fire occurrences during which fire was used to maintain meadows and fields in a general pattern of keeping the territory open (Rius *et al.* 2009). This particularity in our fire record is certainly the result of the existence of lac d'Antre in the middle of an archaeological site in full expansion during the Gallo-Roman period, which involved a concentrated and sharp increase in human pressure and resource requirements.

3.3. Natural or human influences on the expansions of *Taxus baccata*, *Fagus sylvatica* and *Abies alba*

The data available permit a discussion of a specific aspect of the vegetation dynamics. The cause of the appearance of *Fagus* and *Abies* has been extensively discussed in the literature (Tinner and Lotter 2006; Valsecchi *et al.* 2008). However, at lac d'Antre, a rapid expansion of *Taxus* beginning at *ca.* 6350 cal B.P. coincided with the disappearance of the mixed oak woods, and its decline corresponded with the development of the beech-fir woods (Fig. 4.3). In the literature, few pollen studies have identified such a sharp *Taxus* expansion, and this may be linked to the difficulty in identifying yew pollen and the short period of time when it was present (Fig. 4.5). Most of the pollen analyses that have mentioned the occurrence of *Taxus* (> 5%) during the Atlantic Period (8850 to 5350 cal B.P. in western Europe) are located in the Jura mountains and in their southern regions (Fig. 4.6a). Percentages of *Taxus* of approximately 10% were recorded in Chalain (Richard 1997) and Arinthod (de Beaulieu and Richard, unpublished), both of which are located close to lac d'Antre. In the southern part of the Jura mountains, similar percentages were described in Pluvis (Borel *et al.* 1990) and higher percentages (30%) in Cerin (Ruffaldi 1993). From 5 to 20% were recorded in "Ile Crémieu", in the southern Jura mountains in Hières-



Figure 4.5 - Photo de pollen de *Taxus baccata* au microscope grossissement x500

sur-Amby (Clerc 1988) and in Moras (unpublished) and in the sub-alpine foothills areas in St. Julien de Ratz, Grand Ratz and Grand Lemps by Clerc (1988). Anthracological (charcoal) studies have also described, in the same area of southern Jura and pre-Alps and during an identical period with a stronger expansion between 7450-6950 cal B.P., an expansion of yew by charcoal identification in cultural layers (Martin and Thiébault 2010). Finally, this type of sharp *Taxus* expansion has also been detected in other pollen studies in France at Marais du Grand-Chaumet (Vannière 2001) and in Switzerland at Seedorf (Richoz 1998). From a geographical point of view, *Taxus* does not seem to have an altitudinal preference, growing equally well in both hills and mountains < 800 m a.s.l..

The phases of the *Taxus* expansion are dated in some of these sites by AMS radiocarbon dates. The possible age of *Taxus* establishment and expansion at lac d'Antre was established from the extrapolated part of the age-depth model. These radiocarbon dates were calibrated with CALIB 6.0.1 using the IntCal09 calibration curve. They correspond to different moments in the invasion of *Taxus* (Lang 1992): establishment (Tet), expansion (Tex), stabilisation (Ts) and recession (Tr) (Fig. 4.6b).

In the present state of the data, the distributions of *Taxus* invasions are not contemporary with the geographical locations of the sites. Thus, the migration lag appears to be a factor that influenced *Taxus* development. *Taxus* expansion seems to follow a south-north transect. The first establishments occur in the sub-alpine foothills at sites 1, 2 and 3, before its colonisation of the southern part of the Jura mountains at sites 4, 5 and 6. Following this, yew became established northwards to the latitudes of the Jura at lac d'Antre, site 8 and in western France at site 12.

Additional studies on the migration of *Taxus* in France and other countries will be necessary to confirm the hypothesis of a refuge area for *Taxus* close to sub-alpine mountains, before its migration towards the north.

For all sites previously cited, the establishment of *Taxus* took place between the decrease of the mixed oak woodland and the spread of *Fagus*. *Taxus* appeared at three sites (sites 1, 2 and 3) during a phase in which *Abies* was well established; so yew establishment does not seem to

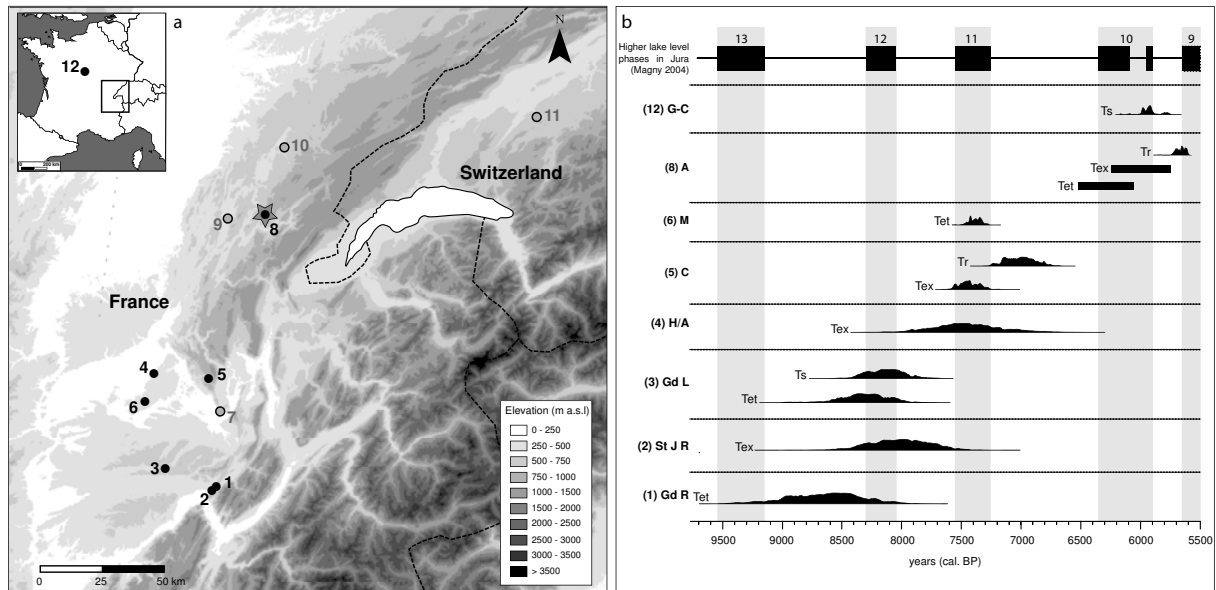


Figure 4.6 - (a) The geographic location of sites with a percentage of *Taxus* > 5 % during the Atlantic: 1 - St Julien de Ratz, St J R (650 m); 2 - Grand Ratz, Gd R (650 m); 3 - Grand Lemps, Gd L (456 m); 4 - Hières sur Amby, H/A (212 m); 5 - Cerin, C (764 m); 6 - Moras, M (304 m); 7 - Pluvis (215 m); 8 - Antre, A (798 m); 9 - Arinthod (450 m); 10 - Chalain (484 m); 11 - Seedorf (609 m); 12 - Marais du Grand-Chaumet, G-C (145 m). **(b)** The distribution of the dates (2 σ range) for the *Taxus* episode record for the round black sites: Tet: *Taxus* establishment; Tex: *Taxus* expansion; Ts: *Taxus* stabilisation; Tr: *Taxus* recession correlated with the higher lake level phases in Jura (Magry 2004). The black squares for the Antre sequence correspond to radiocarbon date estimates using the age-depth model

have been limited by fir. However, for the large majority of the pollen studies, *Taxus* recession is linked with the expansion of *Fagus*, which also follows the direction of its migration from a refuge area in the sub-alpine foothills (de Beaulieu *et al.* 1994; Magri *et al.* 2006). Thus, as with its appearance and expansion, the recession of *Taxus* seems to have followed a south-north direction.

Just as global climate change, local parameters such as geographical location, altitude, micro-climate, inter-specific competition, soils (Haas *et al.* 1998; Tinner and Lotter 2006) and human activities (Richoz 1998; Valsecchi *et al.* 2008) all may have played roles in the appearance and expansion of *Fagus* and *Abies*, these factors also probably influenced the establishment of *Taxus*. At all of the sites studied, *Taxus* appeared during the Holocene climatic optimum (9000-5500 cal B.P.) but only after its maximum, when a progressive climatic degradation to (wetter and colder conditions caused the decline of the mixed oak woodland and the transition to a beech-fir woods (de Beaulieu *et al.* 2006). For the majority of the sites (sites 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10 and 12) *Taxus* seems to have benefited from this global climatic context to grow and become an established population during the transition between these two woodland associations. At sites 1, 2 and 3, *Taxus* expansion also coincides with the decline of the mixed oak woodland. However, the

concomitant presence of *Taxus* and *Abies* is probably the result of the early expansion of *Abies* in this area linked with the proximity of the Würm refuge area (Clerc 1988).

During the Pleistocene, in the previous interglacial periods (during Oxygen Isotope Stages 5e, 9e and 11c), similar significant increases of yew are recorded in several sites in France (de Beaulieu *et al.* 2006; Pons *et al.* 1992; Reille *et al.* 1998). The climatic context and vegetation dynamics that existed when *Taxus* appeared and developed were very similar to those of the Holocene. This highlights the important role played by the global climatic conditions in the dynamics of *Taxus*. Regional climatic conditions seem also to have played a role in *Taxus* development. Indeed, the yew expansion at lac d'Antre (and sites 11 and 12) was correlated with the higher lake-level called "10 – Grand Maclu" (6350 to 5900 cal B.P.) described by Magny in the Jura mountains corresponding to a cooling and humid phase (Fig. 4.6b; Magny 1995, 2004). In two other sites (sites 4 and 5), the *Taxus* expansion occurred earlier, but it was also correlated with a high lake-level phase "11 – Cerin". This might be linked to the ecological preferences of *Taxus* for high atmospheric humidity without extreme low temperatures (Verrière-Cuvillier 2001).

No human impact was recorded during the beginning of the mixed oak woodland decline and the expansion of *Taxus* and the regression of lac d'Antre. However, the potentially weak human impact described previously is synchronous with the expansions of *Fagus* and *Abies*. This small disturbance of the woodland cover may have facilitated the spread of these two trees at a local scale. However, human influence appears to have been too weak to exceed the natural disturbances and certainly cannot solely account for the spread of *Fagus* and *Abies* at the regional or European scale (Giesecke *et al.* 2007; Huntley 1996; Richoz 1998; Tinner and Lotter 2006).

4. Conclusion

The main results of this multi-proxy study of the lac d'Antre sequence are as follows:

[1] This study provides new data on the regional human history and corroborates or completes the available but scarce archaeological data. Indeed, the palaeoenvironmental results reveal earlier and later human settlement apart from the Gallo-Roman establishment at Villards d'Héria. The first weak signs of human settlement are detectable in the early middle Neolithic (*ca.* 5850 cal B.P.) and in the Bronze Age (*ca.* 3900 cal B.P.). However, a more extensive and intensive human pressure began during the Iron Age (2700 cal B.P.), when woodlands and lakeshores were both affected by clearances. Further archaeological investigations are needed to confirm that these settlements existing before the well-known Gallo-Roman sanctuary was founded.

The establishment of the Sequane sanctuary took place at the same time as an Iron Age occupation

at the site. There was an increase of open landscape for the development of the sanctuary that coincided with farming activities in a generally wooded landscape. There is also a close chronological correlation between our different proxies and the date of Gallo-Roman occupation (1st century A.D.) and abandonment (4th century A.D.) of the site demonstrated by numerous archaeological data. A previously unknown human impact phase was recorded during the Middle Ages, but archaeological discoveries have not yet confirmed these results.

[2] The periods of increased fire activity detected were all attributable to burning by humans. During the Bronze and Iron Ages, the increase from the low CHAR values recorded during the clearance phases reflect a limited use of fire as a means of managing the landscape in the Jura mountains. The main phase of fire use was recorded during the first part of the Gallo-Roman period and was correlated with the higher population pressure revealed by pollen analyses and archaeological studies. During this period, fire was probably mainly used for domestic activities relating to the life in the sanctuary and may also have been used as part of the farming practices in the catchment area.

[3] The establishment of *Taxus baccata*, *Fagus sylvatica* and *Abies alba* seems mainly to have been influenced by climatic variations during the middle Neolithic (6400 to 5500 cal B.P.). The end of the maximum climatic optimum and the development at a regional scale of a cold and wet climatic phase was favourable to the establishment of *Taxus* (6350-5900 cal B.P.). Climatic and human factors may have played a role in this period of change in the woodlands. However, the human impact detected around lac d'Antre was too weak to exceed the climatic impact. Finally, the establishment of *Taxus*, *Fagus* and *Abies* near our site seems to have been mainly driven by climatic variations.

Further analyses on the upper part of the sequence, from the Middle Ages to the present day, will complete our knowledge of the history of human settlement and activities around this site.

Chapitre 5



Le Lac de Moras

1. Contexte scientifique, études précédentes, mode de présentation des données

Depuis 2002, le PCR (Programme Collectif de Recherche) « Peuplement et milieu en bas Dauphiné (Isle Crémieu) de l'apparition de l'agriculture à l'époque moderne » dirigé par Jean-François Berger a enrichi la recherche concernant l'impact des sociétés agro-pastorales sur l'environnement dans le haut bassin rhodanien, depuis le Néolithique. Les impacts successifs de ces sociétés ont été perçus au travers d'études pluridisciplinaires (études de sources documentaires, études sédimentaires et paléopaysagère de paléoméandres fluvio et lacustro-palustres, investigations archéologiques). Les sites étudiés sont principalement localisés dans les plaines alluviales autour du plateau de l'Isle Crémieu (Fig. 5.1a). Dans l'optique de comparer les données des plaines avec les données du plateau, le lac de Moras situé sur ce plateau avait été pressenti.

Le potentiel du lac de Moras à accumuler des dépôts sédimentaires depuis le Tardiglaciaire et durant l'Holocène a été mis en évidence par Pierre Mandier dans les années 1980. Dans l'optique d'étudier le dernier maximum glaciaire, un forage de 19,8 m de profondeur a été réalisé sur la berge au nord du lac (Fig. 5.1b). Ce forage a atteint la base des dépôts lacustres qui ont été datés par datation radiocarbone AMS à 28155 ± 515 BP. Des études polliniques et sédimentologiques ont été réalisées sur les sédiments situés à la base de la séquence couvrant le Pléniglaciaire et une partie du Tardiglaciaire (Mandier *et al.* 2003).

Un carottage de 18,5 m de profondeur a donc été réalisé par l'équipe du PCR sur la berge située à l'ouest du lac (Fig. 5.1b). Des études lithostratigraphiques ont été effectuées sur l'ensemble de la séquence dans le but de reconstituer les variations de niveau de lac et des analyses polliniques pour reconstituer l'histoire paléo-botanique. Cependant seuls le Tardiglaciaire (1,50 m) (Argant *et al.* 2008) et le Boréal (3,90 m) (Laine 2007) ont pu être renseignés car les grains de pollen étaient dégradés ou mal conservés dans la partie supérieure de la séquence.

Dans le cadre de cette thèse, ce lac possède toutes les qualités requises pour pouvoir traiter des interactions homme/environnement/climat. En effet, à l'échelle locale, la présence d'une occupation humaine a été attestée pour l'époque romaine par des investigations archéologiques. Des fouilles subaquatiques menées par Yves Billaud (2003) ont mis à jour une pirogue datant de cette époque (Fig. 5.1b). Les études pluridisciplinaires menées au cours du PCR dans la région sont un atout majeur car elles resituent l'histoire du lac de Moras dans un contexte régional et permettent de discriminer les particularités locales propres aux abords du lac, des particularités plus régionales.

Ainsi dans le cadre du programme ANR « PYGMALION », une séquence sédimentaire couvrant

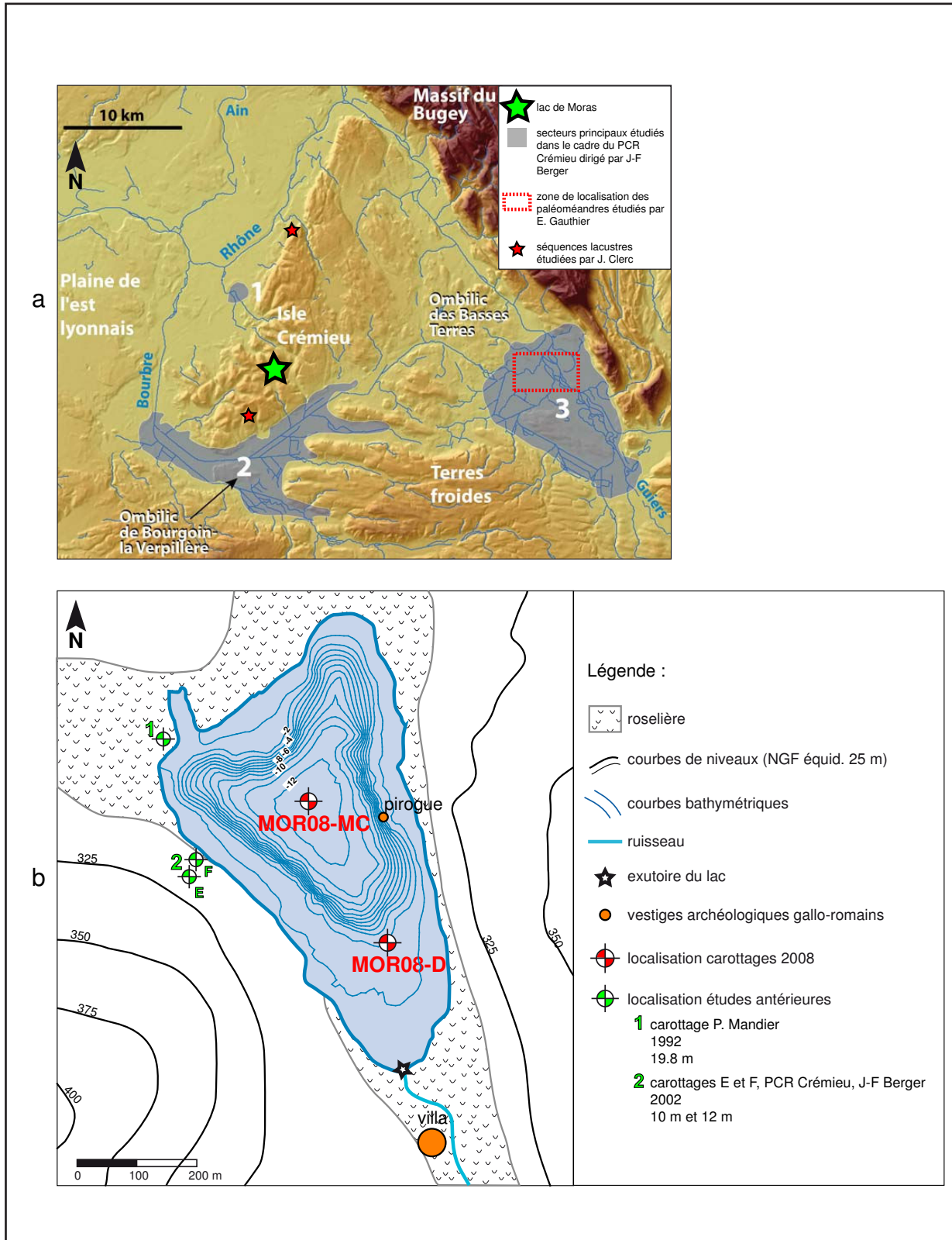


Figure 5.1 - (a) Carte de localisation des principaux sites étudiés dans la région autour du lac de Moras ; (b) Carte des pourtours et de la bathymétrie du lac de Moras. Localisation des différents carottages et des principaux vestiges archéologiques

le Tardiglaciaire et l'ensemble de l'Holocène a été prélevée dans la zone la plus profonde du lac afin de s'affranchir des effets des variations de niveau du lac (risques de hiatus sédimentaire et de mauvaise conservation des grains de pollen). La séquence ainsi obtenue a fait l'objet d'une analyse en continu des différents proxies (pollens, charbons, sédiments) dans de bonnes conditions de conservation permettant la reconstitution de l'histoire agro-pastorale depuis le Néolithique jusqu'à nos jours.

A ce jour, peu d'études paléoenvironnementales à haute résolution analytique et temporelle et en continu sur l'Holocène ont été menées dans cette région. Au cours des années 1980, de nombreuses études palynologiques ont été réalisées par Jeannine Clerc (1988) sur des tourbières et lacs couvrant l'Holocène dans cette zone géographique (sur le plateau et dans la plaine alluviale) (Fig. 5.1b). Cependant, ces analyses ne permettent pas d'apprécier pleinement l'impact de l'homme sur son milieu en raison de la faible dilatation sédimentaire dans la partie supérieure de l'Holocène et du mode de présentation des résultats (intégrant les spores et hygrophiles dans la somme pollinique totale).

Dans le cadre du PCR, des études polliniques ont été réalisées par Emilie Gauthier (Gauthier 2012) sur des paléoméandres localisés dans la plaine alluviale pour documenter l'évolution de l'impact de l'homme (Fig. 5.1b). La mise bout à bout des données polliniques obtenues sur les différents méandres étudiés mais ayant fonctionné à différentes époques, permet d'acquérir une continuité dans l'information paléobotanique. Toutefois, certaines périodes restent non documentées (fin de l'âge du Bronze-âge du Fer et seconde moitié du Moyen Age-époque moderne) et l'image pollinique s'est révélée occasionnellement perturbée par des occurrences d'inondations.

Dans ce chapitre sont donc présentés :

- sous forme d'article « Land-use changes and environmental dynamics in the upper Rhone valley since Neolithic Times inferred from sediments of Lac Moras », l'impact des pratiques agro-pastorales successives sur le milieu, depuis le néolithique jusqu'à nos jours, à travers les résultats des analyses paléoenvironnementales effectuées sur la carotte sédimentaire prélevée dans la zone profonde (MOR08-MC) du lac. A partir de ces résultats, les effets des pratiques agro-pastorales sur l'érosion sont discutés. Les phases majeures de façonnement du paysage par l'homme sont mises en évidence et interprétées à la lumière des innovations des techniques agricoles et des changements politiques et sociétaux successifs mis en évidence par les données archéologiques;
- l'étude des variations de niveau du lac à partir des résultats de l'analyse des concrétions carbonatées et des variations de sédimentation effectuées sur la carotte prélevée en zone littorale (MOR08-D).

2. Land-use changes and environmental dynamics in the upper Rhone valley since Neolithic Times inferred from sediments of Lac Moras

Élise Doyen¹, Boris Vannière¹, Jean-François Berger², Fabien Arnaud³, Kazuyo Tachikawa⁴,
Edouard Bard⁴

¹Laboratoire Chrono-Environnement, UMR 6249/CNRS, Université de Franche-Comté, 16 route de Gray,
25030 Besançon Cedex, France

²UMR 5600/CNRS « Environnement Ville Société », Université Lyon 2, Faculté Ghhat, 5 Avenue Pierre
Mendès-France, 69676 Bron Cedex, France

³Laboratoire EDYTEM, UMR5204/CNRS, Université de Savoie, Pôle Montagne, 73376 Le Bourget du
Lac, France

⁴CEREGE, UMR7330/CNRS, Université Aix-Marseille, Europôle de l'Arbois, BP 80 13545 Aix en Provence
Cedex 4

Cet article a été accepté dans la revue « The Holocene »

Abstract

Lake Moras is a small lake located on a low-elevation plateau in the upper Rhône Valley (304 m a.s.l). The upper five meters of accumulated sediment in the lake span 7500 years and offer a detailed record of environmental perturbations and land-use history at a local scale. A multi-proxy analysis (pollen, charcoal and geochemical parameters) led to the establishment of four periods of landscape dynamics. The first evidence of human impacts was recorded during the Neolithic and Bronze Age (6000 to 2700 cal. BP). These impacts were temporary and most likely affected small areas. The second period, in the Iron Age/classical antiquity (2200 to 1900 cal. BP), appears to be a key period in which the intensification of anthropogenic pressure (primarily grazing with localised areas of cultivation) caused high-intensity erosion events and deeply affected soil stability. During the Middle Ages, wheat, rye and hemp cultures as well as tree farming (walnut, chestnut) were intensively developed. From 50 cal. BP (the 19th century) onward, crop cultivation declined and was gradually replaced by meadows and pastures. According to these transformations in agro-pastoral practices, the associated use of fire changed. Whereas fire was used intensively to clear wild areas from the Neolithic to the early Middle Ages, its use was restricted to cleaning agro-pastoral areas during the second part of the Middle Ages. These periods correspond to the different reconstructed types of land-use. These changes correspond to population growth, the evolution of settlement patterns and the increase in agrarian productivity by technological advances. The present landscape is a result of this coupled agrarian and environmental history. It is notable that the first permanent alteration occurred as early as classical antiquity.

Key-words

palaeoecology, fire practices, soil erosion, land-uses and landscape history, environmental impact, Holocene, France

2.1. Introduction

In continental Europe, almost all present-day landscapes are the direct results of several millennia of anthropogenic disturbances and management. Over time, numerous factors have influenced the nature and intensity of land use. On the one hand, socio-economic characteristics such as social organisation and population density are obvious key factors (Dearing and Jones, 2003; Dotterweich, 2008; Gaillard and Digerfeldt, 1991). On the other hand, societal transformations depended partly on technical advances, which hence played an important role in the creation of anthropised landscapes (Dearing, 1991; Rasmussen, 2005; Zolitschka *et al.*, 2003). The role played by the climate can be superimposed on the effect of the previously described anthropic factors as an additional driver on the expansion of agricultural lands and the emergence of new land-use practices (Enters *et al.*, 2008; Mercuri *et al.*, 2011; Tinner *et al.*, 2003).

Long-term reconstructions of land uses are preferentially carried out using multi-proxy analyses of small lacustrine systems (Gaillard and Digerfeldt, 1991; Richoz, 1998; Roberts *et al.*, 2004). In these sedimentary records, anthropogenic pollen indicators (API) are not mask by arboreal pollen from the regional vegetation (Sugita, 1994). Moreover, lake sedimentation might be rapidly affected by soil erosion because the cascade effects of sediment transport are minimised (Enters *et al.*, 2008; Lang and Hönshardt, 1999). Lac Moras and its catchment area are representative of these morphological parameters, are associated with a well-documented archaeological context and benefit from an interesting framework of knowledge due to other palaeoenvironmental studies performed in the same geographical area (Berger *et al.*, 2010; Bernigaud, 2012; Giguet-Covex *et al.*, 2011).

Therefore, the aims of this study are to detect and characterise, from the Neolithic to the present, the different phases of land use based on the study of several palaeoenvironmental proxies (pollen, microscopic charcoal and sediment analyses). These proxies may be interpreted in the light of the successive innovations in agricultural techniques and societal changes that are documented in regional archaeological and historical data. Finally, these results allow us to discuss the effects of successive agro-pastoral practices on the composition of local vegetation, the use of fire and soil erosion.

2.2. Settings

2.2.1. Environmental settings

Lac Moras (05°16'06"E, 45°40'55"N, 304 m a.s.l.) is located in eastern France, 35 km east of Lyon, in the southern part of the Isle Crémieu plateau (Fig. 5.2a). The mean altitude of the Isle

Crémieu plateau is 325 m a.s.l. The lowest altitudes are occupied by alluvial plains and wetlands, which were completely drained during the 19th century AD. The climate is semi-continental. The mean annual precipitation is *ca.* 960 mm/year and the mean July and January temperatures are 19.9°C and 2.2°C.

Lac Moras is a moraine-dammed lake created during the last glacial maximum by a Rhone or Isere glacier ice tongue (Coutterand *et al.*, 2009; Mandier *et al.*, 2003). The lake (20 ha; Fig. 5.2b) has a total catchment area (400 ha) which is composed of a Jurassic calcareous substratum (184 ha) covered in several places by moraine deposits (167 ha; Fig. 5.2c). Fifty ha of reed beds occupy the lakeshores. Currently, the catchment area, which totals between 350 and 420 m a.s.l., is covered by grasslands and a few fields and hardwood forests (primarily *Quercus robur*, *Quercus petraea* and *Carpinus betulus*; Fig. 5.2d). The vegetation belongs primarily to the *Quercus/Carpinus* series, but the Delphino-jurassian *Quercus pubescens* series has also been recorded (Dobremez *et al.*, 1986). The occurrence of these series is favoured by Mediterranean influences.

Several subaquatic springs discharge into the lake. At the southern extremity, lake waters drain into a small stream and flow into the Catelan canal. The Bourbre River connects this canal to the Rhône. Currently, the water depth of the lake is maintained by a spillway, most likely of

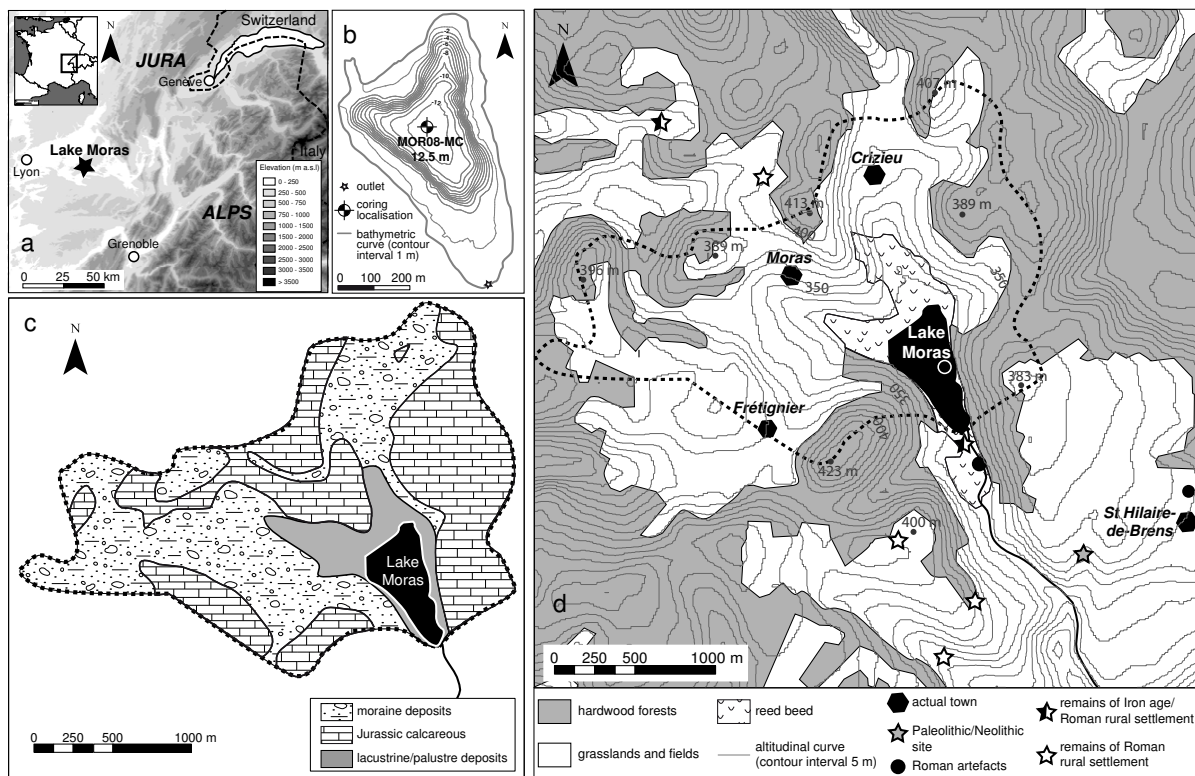


Figure 5.2 - a) Location of Lac Moras, **b)** Bathymetric map of the lake and location of the core samples, **c)** Geological context of the catchment area, **d)** Topography, vegetation cover and archaeological context around the lake.

medieval origin, and is approximately 12.5 m at the deepest point.

2.2.2. Historical and archaeological setting

2.2.2.1. Data at the catchment area scale (Fig. 5.2d)

A Neolithic habitation is suspected but only supported by few archaeological remains. One kilometre south of the lake, a stone axe artefact dated to the late Neolithic period was discovered in the Messenas cave (Châtain, 1980).

A Roman settlement is known based on the discovery of the remains of a Roman villa close to the lake's outlet. In the same location, some ceramics and amphora dated from La Tène (2300-2050 cal. BP) were discovered, attesting to an older occupation (Bertrand *et al.*, 2011). A lead pipe characteristic of the Roman period was found 100 m to the southwest (Chauffin, 1981). Moreover, a pirogue discovered during underwater surveys was radiocarbon dated to 1920 ± 50 BP (40 cal. BC - 220 cal. AD) (Billaud, 2003). Within a two kilometre radius around the lake, archaeological discoveries suggest the presence of one settlement dating from La Tène as well as at least six rural Roman settlements.

The medieval period is documented by the discovery of a wooden gate at the outlet of the lake, dated from the 11th-12th centuries AD. Fortified houses built during the 13th-15th centuries AD are still present in the current villages of Moras and Saint Hilaire-de-Brens.

2.2.2.2. Data at the regional scale

The first farmers have reached the Rhodanian corridor approximately 7300 cal. BP (Voruz, 1996) but regionally the first occupation appears during the Late Neolithic period (3000-2300 cal. BP). More than fifty sites are mentioned, with at least 8 within 5 km of the perimeter of Lac Moras (Bernigaud, 2012). The introduction of bronze metal occurred approximately 4300 cal. BP (Vital, 2005) but only few artefacts dated from the Late Bronze Age are recorded on the plateau (Bocquet and Haussman, 2001). It is the same case for the period between the Hallstatt and the first half of La Tène (Bertrand *et al.*, 2011). The number of archaeological sites dating from the "Allobroges" period (*ca.* 2300-2050 cal. BP) increases both in the plain than on the plateau. (Bernigaud, 2012; Bertrand *et al.*, 2011).

Approximately 121 cal. BC, these areas fell under the control of the Roman Empire, but the transalpine region was not administered by them until 74 cal. BC. The privileged status of this territory ("honorary Roman colony") during the classical antiquity certainly favoured local economic prosperity. Numerous villas and rural settlements were created or updated in both the

plain and the Crémieu plateau (Bertrand *et al.*, 2011; Royet *et al.*, 2006). From the end of the classical antiquity, some of the primary rural sites and other areas were abandoned (Bertrand *et al.*, 2011). Populations regrouped in cities and often built fortifications.

The collapse of the Roman Empire led to the settlement of the Burgondes Germanic tribe in the middle of the 5th century AD before the integration of this territory into the Frankish Kingdom in the 6th century AD. During the High Middle Ages, the area was annexed to the Dauphiné principality in 1280 cal. AD and to the French kingdom in 1349 cal. AD (Pelletier *et al.*, 1994). From the 19th century AD, the development of industrialisation led to territory's reorganisation. Numerous towns became important industrial centers, each specialising in a particular field (e.g., paper, textile, metallurgy) and numerous wetlands were drained (Bernigaud, 2012).

2.3. Methods

2.3.1. Sampling and sediment characterisation

Three overlapping sediment cores were collected using a coring platform and stationary piston corers (UWITEC system) from the deepest part of the lake (Fig. 5.2b). This study addresses the first 4.6 metres of the sediment, i.e., the carbonated silt sedimentation that overlays a basal clayed facies. From a visual description, two different sedimentary units were distinguished: i) more or less carbonated beige silt (460-180 cm) and ii) brown silt (180-0 cm) (Fig. 5.3). Magnetic susceptibility and gamma density were measured at 5 mm intervals using a Geotek Multi Sensor Core Logger along these 460 cm. Sediment colour variations were assessed using high resolution pictures. These three parameters enabled the correlation of the overlapping core-sections to create a master core series without any gap (MOR08-MC).

2.3.2. Chronology

Six samples of isolated terrestrial plant remains, distributed along the sequence, were dated by the Poznan Radiocarbon Laboratory and the LMC14 laboratory. Ages were calibrated at 2σ ranges (95.4 %) in CALIB 6.0.1 using the IntCal09 calibration curve (Reimer *et al.*, 2004) (Table I). The age-depth model was constructed using Clam software (smooth spline model) to present the data along a chronological scale (Blaauw, 2010) (Fig. 5.3).

2.3.3. Pollen analyses

One hundred and thirteen subsamples of 1 cm³ of sediment were taken at 5 cm intervals along

Laboratory code	Type	Sample depth (cm)	AMS ¹⁴ C (radiocarbon BP)	Age cal. yr BP (2σ range)
Poz-27997	plant remains	144-145	720 ± 30	568-722
Poz-27993	plant remains	206-209	1190 ± 35	988-1236
Poz-27998	plant remains	273.5-274.5	2090 ± 30	1992-2143
Poz-27999	plant remains	341.5-342.5	2980 ± 40	3005-3323
SacA-12346	plant remains	404.5-405.5	4170 ± 30	4584-4831
Poz-27994	plant remains	459.8-462	6480 ± 50	7279-7477

Table. 5.1 - AMS-radiocarbon dates from Lac Moras calibrated with the CALIB 6.0.1 program using the Intcal09 calibration curve.

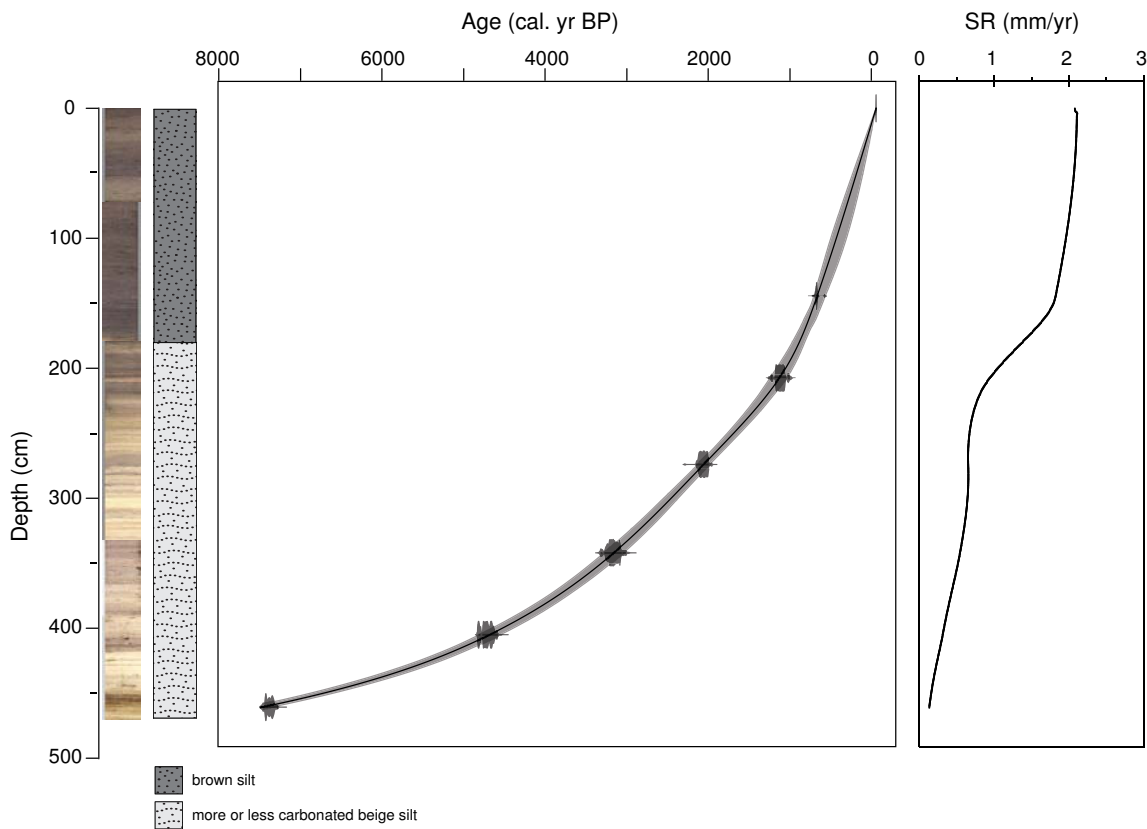


Figure 5.3 - Lithology and age depth-model with expected ages along the sequence (bold line), 95% confidence intervals (grey line), 2σ range probability distribution and estimated sedimentation accumulation rate (SAR in mm/yr).

the core and prepared for pollen analysis using the standard procedure described by (Faegri and Iversen (1989). *Lycopodium clavatum* tablets were added to each subsample (Stockmaar, 1971). Pollen grains were identified and counted at 500x magnification.

At least 500 pollen grains of terrestrial plants (TLP, Total Land Pollen) were identified and counted in each subsample using transmitted light. Pollen identification was based on determination keys (Beug, 2004), photography books (Reille, 1998) and a reference collection of modern pollen types. Grass pollen grains over 40 μm in diameter and over 10 μm in annulus diameter were classified as the *Cerealia*-type to exclude a large part of the wild grass pollen (Andersen, 1979; Beug, 2004). Pollen counts were expressed as percentages of TLP, excluding pteridophytes, aquatics, Cyperaceae, *Cannabis/Humulus* pollen types and indeterminable grains from the total pollen sum. Pollen data are divided into eight Local Pollen Assemblage Zones (LPAZ) by constrained cluster analysis (CONISS).

2.3.4. Microscopic charcoal analyses

Sub-samples of 1 cm^3 were taken in parallel to the pollen samples for microscopic charcoal analysis. Microscopic charcoal were extracted using the procedure described by Turner *et al.* (2008), which consists of the removal of carbonates (with HCl), bleaching (with H_2O_2), sieving (200 μm) and a density separation (using LST: Lithium heteropolytungstate with a specific gravity of 2.5). *Lycopodium clavatum* tablets were added to each sub-sample (Stockmaar, 1971) to estimate the accumulation rate of microscopic charcoal.

Microscopic charcoal counting was conducted using the following method: they were identified under transmitted light as black and opaque particles with angular contours (Clark, 1988); then the identification was verified using reflective light (using an oil immersion technique) to distinguish microscopic charcoal from organic matter, which is black and opaque but does not reflect light (Vannière, 2001). Charcoal measurements (area, length and width) were taken using picture analysis software (Qwin Standard). Only particles between 86 μm^2 and 2000 μm^2 in area were included in the reconstruction of regional fire history (Patterson, 1987). Past regional fire activity was presented as the charcoal accumulation rate per surface (CHAR express in $\text{mm}^2/\text{cm}^2/\text{years}$).

2.3.5. Sediment analyses

Organic matter and carbonate contents were determined using Loss in Ignition (Dean, 1974) from aliquots of pollen and charcoal samples. From these same samples, total nitrogen (N) and

organic carbon (TOC) were measured using a Vario-max CNS analyser. The organic matter C/N ratio was computed to be used as a proxy for organic matter provenance.

Geochemical core logging was undertaken using an ITRAX XRF core scanner (CEREGE laboratory, Aix-en-Provence, France). The relative abundance of the Si, Ca, Ti, K, Fe and Al was measured all along the sequence using a chromium tube with the same setting (30 kV, 15 mA), a count-time of 15 s and a sampling step of 5 mm.

ICP-MS analyses were performed by the ACTLABS laboratory (Ancaster, Canada) on 35 selected samples distributed throughout the sequence. The aim was to confirm the validity of the ITRAX results. The resulting data are expressed as oxide weight percentages (%w) with a standard error of 0.01%. They were subsequently corrected by the sediment influx (mg/cm²/yr) calculated using the dry density (mg/cm³) and the mean sedimentation (cm/yr) estimated from the age-depth model.

2.4. Results and interpretation

2.4.1. Chronology

The MOR08-MC sequence extends from 7500 years to the present (Fig. 5.3). The mean sedimentation (SR) increases progressively between 7500 and 2700 cal. BP from 0.13 to 0.60 mm/yr, then remains almost constant at approximately 0.65 mm/yr between 2700 and 1500 cal. BP, with a strong increase in mean sedimentation from 0.7 to 1.8 mm/yr taking place from 1500 to 700 cal. BP. Finally, the SR increases further between 700 cal. BP to the present, reaching values above 2 mm/yr.

2.4.2. Vegetation dynamics inferred from pollen during the last 7500 years (Fig. 5.4)

LPAZ 1, from 7500 to 6500 cal. BP (early Neolithic)

From 7500 to 7000 cal. BP, the mixed oak forest is growing, with the first appearance of *Fagus* recorded in approximately 7000 cal. BP. Beginning in 6900 cal. BP, declines in the primary trees of the mixed oak forest, *Ulmus*, *Tilia* and *Fraxinus*, are synchronous with the sharp expansion of *Taxus*, reaching 20% from 6800 cal. BP to 6500 cal. BP. The strong increase in the dominance of *Taxus* in this period is not an isolated event at the regional scale (Clerc, 1988; Ruffaldi, 1993). The spread of this species and the reasons for its appearance and expansion have already been discussed in Doyen *et al.* (in press), who concluded that this pattern was controlled by both regional and global climatic conditions.

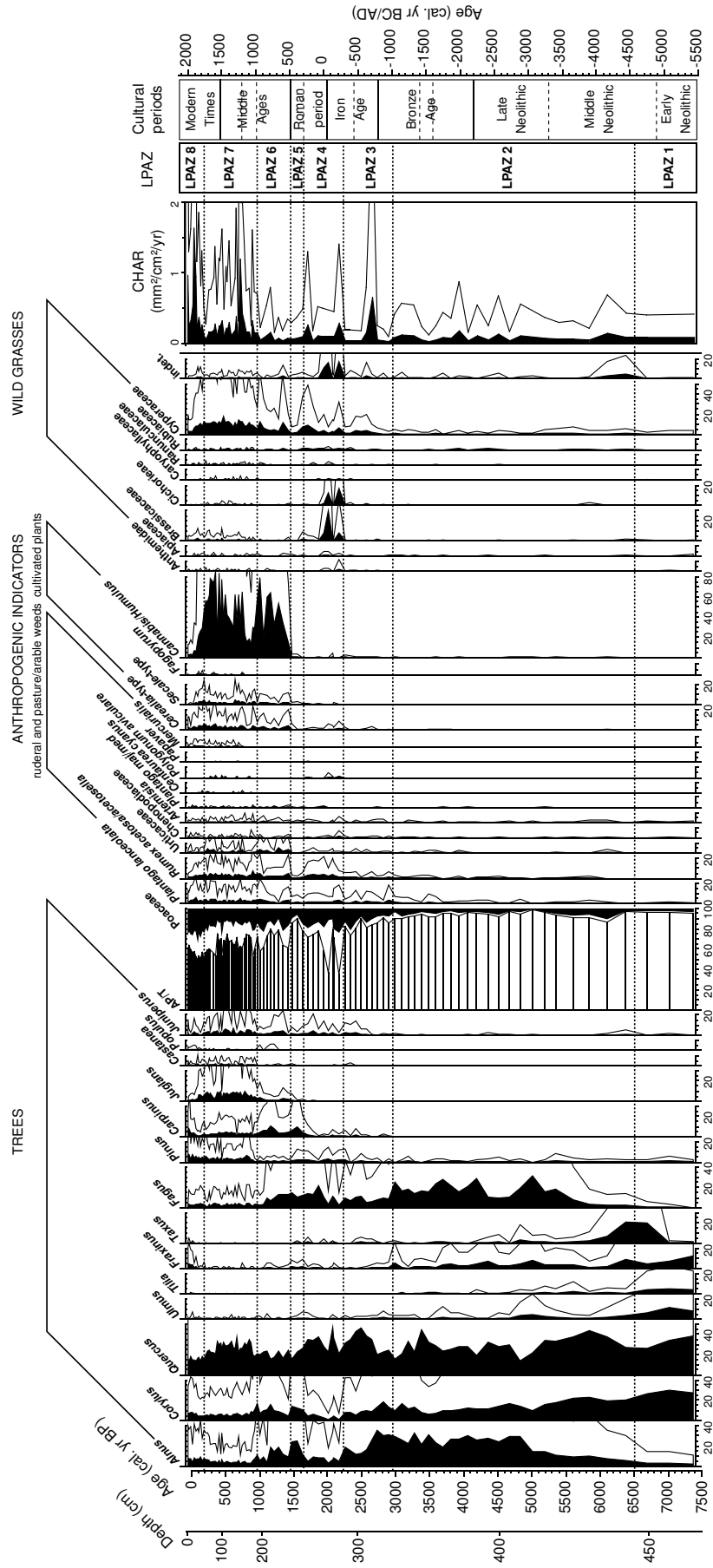


Figure 5.4 - The successive periods of land use over 7500 years, determined from a synthetic pollen diagram (in %) and microscopic charcoal influx ($\text{mm}^2/\text{cm}^2/\text{year}$) from the core MOR08-MC. The exaggerated curves are x5 for pollen (solid line) and x10 for charcoal (dotted line). Aric mor ad consulica; nortero bsenica peribunt.

Dactum occhuidis ommo maio, num iam, tanu es, ut ficae te telus auctuamdiēs sigil cor ublinenatum licibus reme nesilium si iam sus, vis, Ti. Publica; hil vilici contem, quam

LPAZ 2, from 6500 to 3000 cal. BP (Middle Neolithic to the Bronze Age)

During the Middle Neolithic (from 6300 cal. BP), a *Taxus* decline is correlated with an increase in abundance of open land herbs (Poaceae), potential indicators of human presence (*Plantago lanceolata*, *Rumex acetosa/acetosella*, Urticaceae, *Artemisia*), and an occurrence of *Cerealia*-type. The increase in CHAR values at the same time may imply the use of fire to clear land areas. This potential human impact appears to have had only temporary consequences. Indeed *ca.* 5400 cal. BP, the anthropogenic indicators decreased in strength (Poaceae, *Plantago lanceolata*) or even disappeared (*Cerealia*-type, Urticaceae), and the forest cover increased again (mainly with *Fagus*).

Several other temporary settlements seems to be establish near the lake around 4900 cal. BP (Late Neolithic), 4100 cal. BP (early Bronze Age I) and 3600 cal. BP (early Bronze Age III). Clearances are indicated by decreases of several trees (*Quercus*, *Fagus*, *Fraxinus* and *Ulmus*). In parallel, increases of open land taxa (Poaceae, *Plantago lanceolata*, *Rumex acetosa/acetosella*, Urticaceae and *Artemisia*) may reflect grazing activities and regular occurrences of cereals, around 4100 cal. BP, indicated the establishment of local cultivation.

LPAZ 3, from 3000 to 2250 cal. BP (end of the Late Bronze Age and Iron Age)

The same variations of trees and anthropogenic pollen indicators, than during the previous period, are recorded at the end of the Late Bronze Age (*ca.* 3000 cal. BP) and suggested anew grazing practices and small-scale cultivation activities. Beginning in 2700 cal. BP, supplementary clearances are recorded among the woodland trees; *Corylus* percentages decrease while *Fagus* and *Fraxinus* abundances remain low. Near the lake shore, the decrease of *Alnus* (from 30 to 10%) confirms the recession of wet forests in favour of the expansion of wet meadows (Cyperaceae). A peak in the CHAR value is concomitant with alder and hazel clearances and may imply the use of fire as a tool for clearing forested areas. In parallel, the sparse occurrence of *Cerealia*-type pollen attests that harvesting was not very developed, whereas grazing continued to be the primary land-use. The grazing pressure is further confirmed by the expansion of *Juniperus* from 2600 cal. BP (Richoz, 1998).

LPAZ 4, from 2250 to 1600 cal. BP (end of the Iron Age and classical antiquity)

Tree taxa (*Alnus*, *Corylus*, *Fagus* and *Fraxinus*) are again affected by clearing and reach their lowest percentages since the Neolithic. This pollen evidence is correlated with a peak in CHAR values, which may testify to the use of fire for forest clearance. The relative increase of regional (*Pinus*) vs. local pollen inputs confirms an increase in landscape openness around Lac Moras.

The increase in the abundance of *Cerealia*-type and the beginning of a continuous curve indicate the establishment of permanent arable fields in the watershed. However, grazing practices intensified and continued to dominate anthropogenic activities (increases in Poaceae, *Plantago lanceolata*, *Rumex acetosa/acetosella*, Urticaceae, Chenopodiaceae, Ranunculaceae, Cichorieae and Brassicaceae).

During this period, two peaks of herbs occurred, represented primarily by Cichorieae and Brassicaceae. The pollen of Cichorieae is among the most resistant pollen grains to deterioration in poor conditions for preservation (Couteaux, 1977). High percentages of Brassicaceae, recorded in parallel, demonstrate the strong resistance of this pollen. The same samples also contained high percentages of indeterminable pollen grains. Once stored in soils, pollen grains are exposed to oxidation and biological deterioration. This may cause damage to their exine, which makes identification more difficult or impossible (Havinga, 1964). As a result, the pollen content of soils is composed of the most resistant pollen and numerous damaged pollens. Thus, these two samples contain pollen from soils that were transported into the lake by erosion (Wilmshurst and McGlone, 2005).

LPAZ 5, from 1600 to 1450 cal. BP (late antiquity)

Approximately 1650 cal. BP, the grazed areas appear to be abandoned (decreases of Poaceae, API and *Juniperus*) and are overgrown by woodlands (AP/T increased from 55 to 75%) with a reforestation by *Fagus*, *Alnus*, *Corylus* and *Carpinus*.

LPAZ 6, from 1450 to 950 cal. BP (early Middle Ages)

Beginning in 1450 cal. BP, an abrupt increase in anthropogenic impacts is recorded. The sharp decrease in the percentage of tree pollens (approx. 25%) indicates clearances of *Alnus*, *Corylus* and *Carpinus*, which were previously favoured by the decrease in human impact. Simultaneously, pastoralism is again well-represented by the high percentages of *Plantago lanceolata*, Urticaceae, *Rumex acetosa/acetosella*, *Plantago maj/med* and *Juniperus*, but intensive and well-diversified farming practices also begin to be developed. The cultivation of *Juglans* begins around 1450 cal. BP. The strong development of crop farming is indicated by higher percentages of *Cerealia*-type and the large-scale cultivation of *Secale*-type.

The large increase in *Cannabis/Humulus* percentages corresponds to the rise of hemp cultivation around the lake and retting practices into the lake. From 1300 to 1100 cal. BP, pastoral activity decreases and some tree species (*Alnus*, *Corylus* and *Carpinus*) increase, whereas agricultural activities continue. This reforestation dynamic does not necessarily imply a decrease in anthropogenic pressure but could be linked to a modification in farmland management practices

(Clerc, 1988; Rasmussen, 2005). Moreover, the intensification of cultivation does not necessarily involve an expansion of the area of fields. The decrease in pasture activity and development of best-maintained cultivation could result in the reforestation of some areas.

LPAZ 7, from 950 to 200 cal. BP (High Middle Ages, Late Middle Ages and beginning of the Modern Time)

The variation in tree pollen (*Fagus*, *Carpinus*) attests to the requirement for open spaces for the diversification and expansion of agricultural activities. In 950 cal. BP, the *Alnus* curve decreases once again, whereas an increase in Cyperaceae implies the expansion of meadow areas. In this period, tree farming practices of *Juglans* and *Castanea* were booming. Both crop cultivation (*Cerealia*-type, *Secale*-type and *Cannabis/Humulus*) and grazing (*Plantago lanceolata*, Urticaceae and *Juniperus*) are still commonly practiced and *Fagopyrum* (buckwheat) was introduced. The strong development of crop cultivation and the proximity of fields are indicated by increases in the pollen of field weeds such as *Centaurea cyanus*, *Polygonum aviculare* and *Mercurialis*. At the same time, the general increase in CHAR influx implies the repeated use of fire in relation to the intensification and expansion of cultivation.

LPAZ 8, from 200 cal. BP to the present (Modern Time)

Beginning in 200 cal. BP, hemp retting and cultivation declined, followed one hundred years later by declines in crop cultivation (*Cerealia*-type, *Secale*-type, *Fagopyrum* and crop weeds) and tree farming (*Juglans* and *Castanea*). Then the catchment area became reforested, primarily by *Corylus*, *Fraxinus* and *Carpinus*, whereas *Quercus* percentages decrease progressively from 400 cal. BP. The increase of Poaceae and the continuous presence of wild grasses and ruderal/pasture weeds may indicate the replacement of some ancient cultivated areas by grassland.

2.4.3. Sediment analysis

The Lac Moras is a carbonated lake with a production of authigenic carbonate resulting from bio-precipitation into the lake. But like the watershed is composed by carbonate substratum and by detrital formation such as moraine, the allochthonous inputs differ from the autochthonous carbonated sedimentation by their richness in terrigenous elements such as Si, Ti, K, Fe, Al and their oxide forms (plus Na₂O and MgO) (Fig. 5.5). The elements, in their oxide form (corrected by the sediment influx), has been summed to create a synthetic curve “terrigenous elements” which may be interpreted as an increase in the erosion of soils from the watershed (Fig. 5.6).

From 7500 to 2200 cal. BP (Z1, Fig. 5.5-5.6), the sediment is dominated by carbonates with

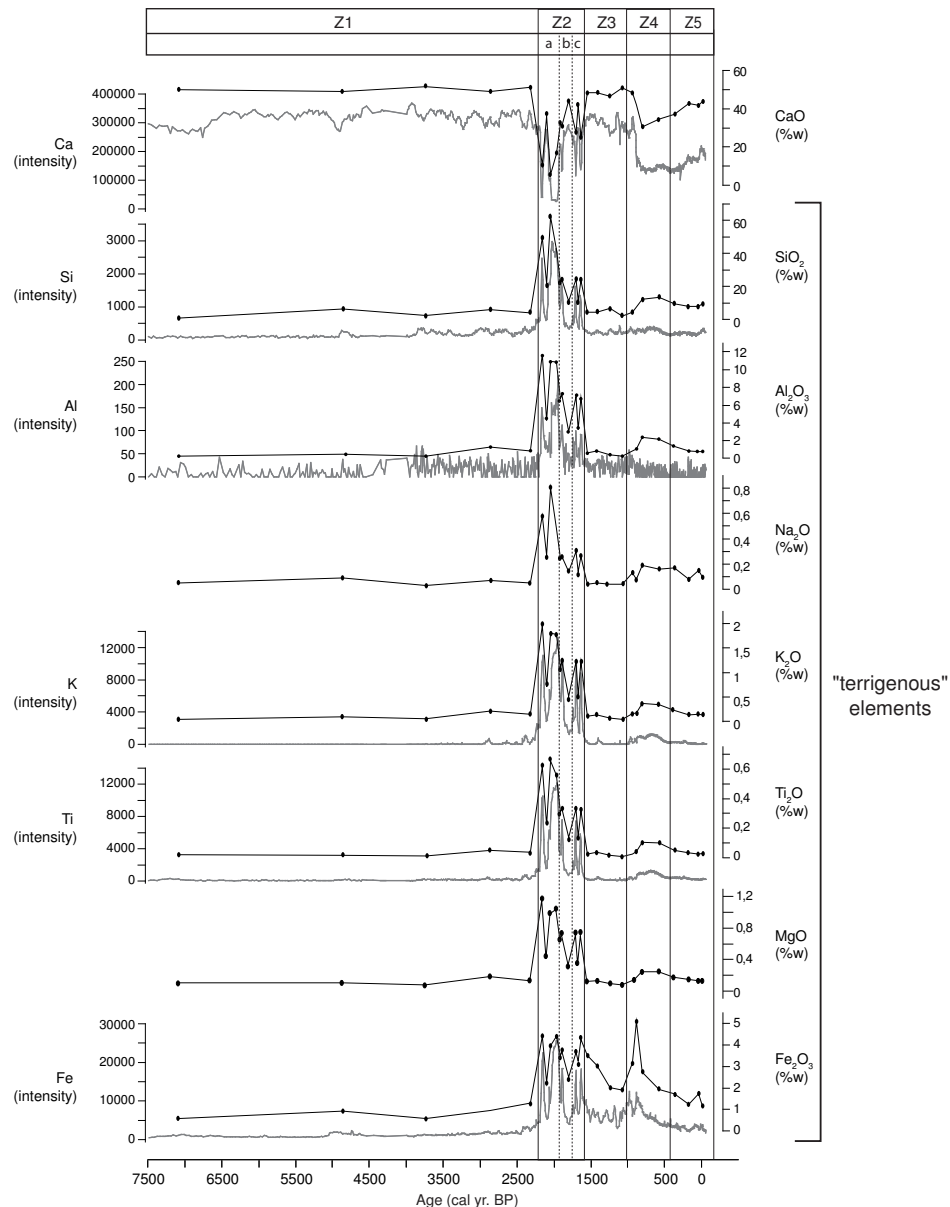


Figure 5.5 - The results of the ITRAX and ICP analyses for the main elements of the MOR08-MC sediment over 7500 years.

high and constant values of CaO. The low concentrations of terrigenous elements, as well as the negative correlation of CaO and MgO, indicate that carbonates are primarily of autochthonous origin, i.e., bio-precipitated within the lake itself. Next, the terrigenous elements oscillated from 2200 to 1600 cal. BP, with two successive strong increases (from 2200 to 1900 cal. BP, Z2a) followed by a sharp decrease (from 1900 to 1700 cal. BP, Z2b) and finally by two weaker increases (from 1700 to 1600 cal. BP, Z2c), which are correlated with decreases of CaO. Thus, the carbonaceous sediment is diluted by inputs of terrigenous elements related to the erosion of the surrounding soils. The first two increases of the terrigenous elements also coincided with two pollen samples containing a pollen spectrum typically preserved in soils (*cf.* pollen results

section) (Fig. 5.6). This is confirmed by an increase of the C/N ratio. These values, from 10 to 15 for the two first peaks and greater than 15 for the two following peaks, are characteristic of inputs of terrestrial organic matter (Tyson 1995).

From 1600 to 1000 cal. BP (Z3), the amount of terrigenous elements returns to the previous low baseline values and the sediment is dominated anew by carbonates. From 950 to 400 cal. BP (Z4), a new increase of the terrigenous elements is recorded but with a lower intensity compared to the previously described period (Z2a and Z2c). From 400 cal. BP (Z5) onward, a decrease of the terrigenous elements is correlated with an increase of carbonate, which may suggest an increase in lake productivity (Giguet-Covex *et al.*, 2010).

2.5. Discussion (of the last 7500 years)

2.5.1. Four steps in the landscape history of agro-pastoral practices

The pollen analysis highlights four phases of specific anthropogenic practices (intensity and type) (*cf.* Fig. 5.6): the first phase covers the Neolithic, the Bronze Age and Hallstatt, the second includes La Tène and classical antiquity, the third corresponds to the Middle Ages and the fourth corresponds to the Modern period.

Archaeological data, knowledge of the history of socio-economic systems at the regional scale and the diffusion of technological advances at a global scale, specifics to each of these periods, could improve the understanding of the shaping of the landscape at a local scale.

Middle Neolithic to Late Bronze Age (6500 to 3000 cal. BP; 4500 to 1000 cal. BC)

During these periods, there are successive phases of forest clearing, grazing practices and the use of fire, alternating with periods of forest re-growth, reductions of grazing pressure and the use of fire. The landscape remained largely forested (AP/T fluctuates between 90 and 95%), reflecting the weakness and temporary nature of these successive settlements. Archaeologists and palaeoecologists have defined, for the Neolithic and the Bronze Age, a typical system of anthropogenic land-use (Galop, 2006; Richard, 2000; Sadori *et al.*, 2004). When settling in a new site, human groups practice slash and burn until that soil fertility was exhausted. This type of shifting cultivation had a limited intensity and affected only small areas, in a landscape that was still largely forested. This scheme corresponds well with the type of anthropogenic impact identified during the Middle Neolithic to the Bronze Age.

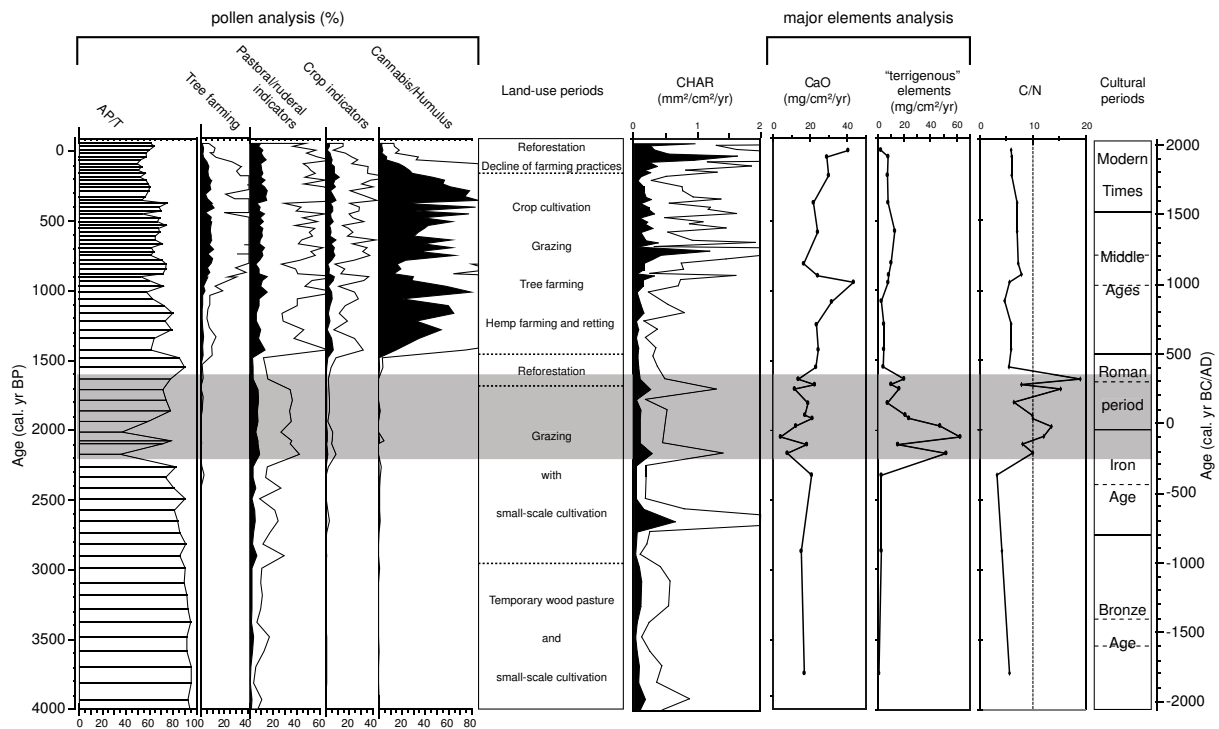


Figure 5.6 - Comparison of the pollen, charcoal and sediment analyses over 4000 years.

Late Bronze Age/Iron Age transition to classical antiquity (3000 to 1600 cal. BP; 1000 cal. BC to 350 cal. AD)

Beginning in 3000 cal. BP, the small and scattered clearances recorded during the Neolithic and the Bronze Age appear to transition to larger clearances of woodland cover. The landscape continues to gradually become more open from the Bronze Age/Iron Age transition (*ca.* 2700 cal. BP), and grazing practices developed whereas the indices of cropping remained sparse (Fig. 5.6). In the watershed, the archaeological remains of settlements dating from the end of the Bronze Age and Hallstatt are scarce. At a regional scale, the Late Bronze Age/Iron Age transition is better documented; the appearance of the first signs of drainage system control (2700-2500 cal. BP) are recorded around humid areas in the lower plains and around the Crémieu plateau (Berger *et al.*, 2008). A general expansion of agro-pastoral pressure is often described for western Europe (Tinner *et al.*, 2003), most likely in response to the development of new agricultural methods such as fallowing and the use of swing ploughs pulled by cattle (Carozza and Marcigny, 2007; Mazoyer and Roudart, 1998).

In La Tène and Roman periods (2300-1600 cal. BP; 350 cal. BC–350 cal. AD), an intensification of anthropogenic pressure can be observed (clearances, expansion of grazing and continuous crops cultivation) in all of the palaeoenvironmental proxies corresponded at a regional scale of

the arrival of “Allobroges” people and the economic prosperity of classical antiquity (Bertrand *et al.*, 2011). In the fluvial plains, the use of man-made hydraulic systems becomes more and more common from 2100 cal. BP, up to a period of maximum anthropogenic pressure in 1700 cal. BP (Berger, 2010; Berger and Bravard, 2012; Berger *et al.*, 2008). These historical and archaeological data indicate the intensification of agro-pastoral activities at a regional scale and are well correlated with the expansion of anthropogenic impacts for Lac Moras.

Technological advances developed most likely played an important role in building the landscape. From the 3rd century BC onward, the widespread use of iron enabled the production of more resistant and efficient tools (Brun and Ruby, 2008; Ferdière *et al.*, 2006). The invention of iron tools on swing ploughs allowed farmers to plow deeper and faster. This potentially made it possible for an existing community to cultivate a more extensive territory with a more serious impact on soil stability. This assumption is corroborated by several strong erosive events occurring at this time, which further attested to the expansion of farmlands.

Furthermore, the appearance of metal scythes enabled the harvest of larger amounts of forage and induced the development of livestock farming (Brun and Ruby, 2008; Ferdière *et al.*, 2006). In fact, grazing practices appear to dominate the anthropogenic activities near the lake, whereas crop cultivation does not really appear to have developed. Such a situation contrasts with the results of records from nearby Lac du Bourget, around which the Late Bronze and Iron Ages are marked by the intensification of cereal cultivation (Bouby and Billaud, 2001; Gauthier and Richard, 2009) but these results were obtained in archaeological sites context.

Middle Ages to the beginning of the Modern Time (1450 to 200 cal. BP; 500 to 1800 cal. AD)

Near Lac Moras at the beginning of the Middle Ages, a modification of agricultural land management practices began with an increase and diversification of farming activities (crops cultivation, hemp cultivation and retting, and tree farming). The previous organisation of the agro-pastoral activities seems to be modified with the development of cultivation at the expense of pastoral activities. This new expansion and re-organisation of farming activities was linked to political reorganisations that induced changes in the socio-economic and settlement networks. At the regional scale, a new development of agrarian practices is also indicated by the excavation of new irrigation canals and the re-use of ancient ones from 1450 to 1300 cal. BP in the plains (Berger, 2010).

The end of the Merovingian period (1300 to 900 cal. BP) is characterized by a decrease in the exploitation of the humid lowlands and the abandonment of the hydraulic networks around the Crémieu plateau as well as a very diffuse settlement pattern (Berger, 2010; Bernigaud, 2012). Peaty horizons, signatures of swamp expansion, develop and bury the Roman and Burgondes

agrarian landscapes. However, no changes in farming activities or intensity were recorded around Lac Moras. The enduring farming activities in the watershed, at a time when they almost disappeared from the lowlands, is consistent with evidence of the relocation of the settlement system on the plateau, primarily around the Larina site (Porte, 2011) and in some of the current villages (Bernigaud, 2012).

From the 10-11th centuries AD, the European population grew rapidly (Fossier, 1984), and this demographic explosion induced both an expansion and an intensification of farming activities, resulting in growing anthropogenic disturbances of the environment (Enters *et al.*, 2008; Rasmussen, 2005). This demographic expansion and associated socio-economic evolutions also affected agro-pastoral development at the regional scale. Wetlands in the plains are appropriated for human activities, primarily for pastoral use (Berger, 2010).

Around Lac Moras, new forest clearings in approximately 1000 cal. AD indicate the expansion of cropped areas as well as a new diversification and intensification of cultivation activities. This is most likely also linked with the improvement of agricultural techniques. The diffusion at this time of the mouldboard plough, the improvement of the harness and the use of horses as hauling animals facilitated the cultivation of heavy soils and improved agricultural yields (Leturcq, 2004). Throughout Western Europe, these technological advances led to a predominance of cereal cropping over pastoral activities in low-altitude areas (Leturcq, 2004). At the same time, these activities weakened soil structural stability and favoured erosion processes.

End of the Modern times 200 cal. BP to the present; (1800 cal. AD to the present)

From 200 cal. BP onwards around Lac Moras, large areas of farmland are reforested or replaced by grasslands. This modification in land use may have been precipitated by the modification of the agrarian economy related to the industrialisation and the improvement of agrarian techniques during the 18-19th centuries and then by the mechanisation of the agriculture from the middle of the 20th centuries. These significant technological advances involved changes in land ownership and management.

2.5.2. Fire history in relation to land use changes

The charcoal record indicated significant variations in influx values (CHAR) and occurrences of peaks, implying changes in the fire regime and, most likely, several uses for fire depending on the dominant types of agro-pastoral activity (Fig. 5.4-5.6). In this area, the detected fire activity can be ascribed to human ignition because the climate and type of vegetation limit the natural ignition and spread of fires.

During the Neolithic and Bronze Ages, very low CHAR values indicate that fires are very rare and most likely localised to small areas when used for slash-and-burn practices to open woodlands for shifting cultivation.

In the Iron Age and the Roman period, the mean values of CHAR are generally relatively low except for three well-marked individual peaks. The first and highest peak (*ca.* 2700 cal. BP) is correlated with the oldest significant clearings in the watershed. The second peak (*ca.* 2200 cal. BP) occurred during the second significant forest clearance phase at the beginning of the erosive period. The third peak occurred at the end of the Roman Empire and just before the decrease of local human activities. Whereas the anthropogenic pressure was continuous over these periods, the use of fire is punctuated and corresponds to particular steps in land cover changes. These characteristics in the CHAR record reflect the use of fire as a tool to open new forest areas or areas of scrub encroachment (fuel regeneration) to agro-pastoral development.

At the beginning of the Middle Ages, the mean values of CHAR remained low, and only one individualised peak is recorded. The development and the diversification of farming activities began without any use of fire, but the peak in CHAR is well-correlated with several tree clearances. Therefore, fire appears to have a same role in landscape management as during the Iron Age/Roman period. From 950 to 200 cal. BP, a general rise in CHAR values and several successive peaks are recorded. However, when these numerous occurrences of fire are recorded, the landscape remained largely open. This use of fire is not the same as during the previous periods and appears to be more strongly linked with the management of the agro-pastoral areas. This transition in fire use from a clearing tool (Iron Age, Roman period and early Middle Ages) to a management tool for agro-pastoral areas in a generally open landscape (High and Late Middle Ages to the beginning of the Modern period) is perceptible in the sediment data through the modifications in the mean values of CHAR and the occurrences of peaks. Several other reconstructions of fire history have also highlighted different uses of fire as a tool for landscape shaping along the Holocene and especially between these Iron Age/Roman and Middle Ages periods (Rius *et al.*, 2009).

2.5.3. Effects of climate and anthropogenic forcing on soil erosion

A period of intensive soil erosion (from 2200 to 1600 cal. BP) affected the catchment area but erosive events were also described at this chronological time in other regional sites. In the upper Rhone basin, a maximum phase of hydro-sedimentary activity of the fluvial system was described from 2100 to 1700 cal. BP (Berger *et al.*, 2008). Meanwhile, in the northern French Alps, an erosive event was recorded around high-altitude Lac d'Anterne (2063 m a.s.l) from

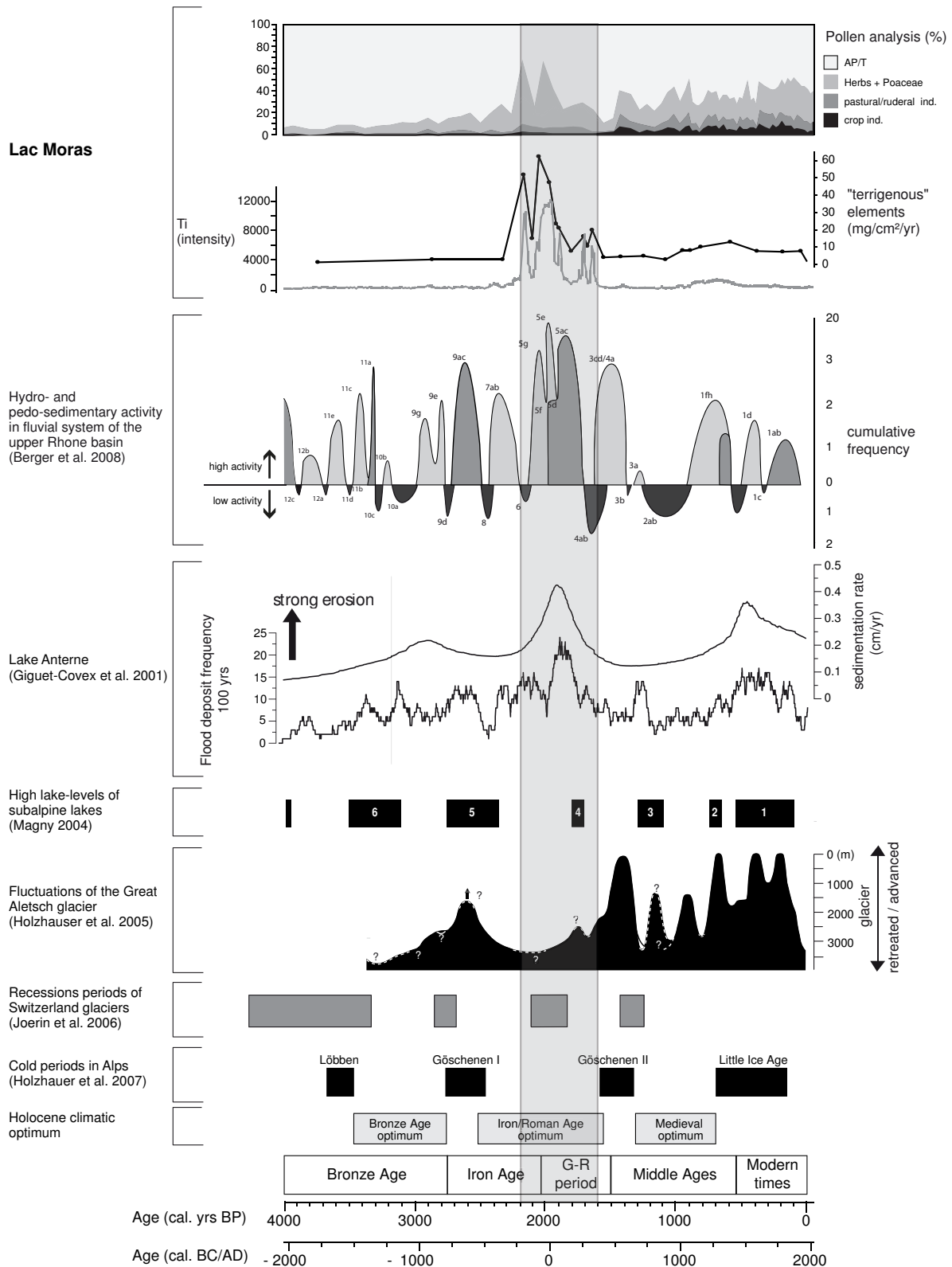


Figure 5.7 - Comparison of the periods of erosive events of Lake Moras with regional sites and integration in the context of regional climate.

2400 to 1800 cal. BP (Giguet-Covex *et al.*, 2011) (Fig. 5.7). This pattern raises the question of the nature (climatic or anthropogenic) of the mechanisms that induced or increased the impact of these terrigenous events.

Regional climatic indicators (Fig. 5.7) from 2200 to 1600 cal. BP describe a retreat of the Alpine glaciers (Holzhauser, 2007; Holzhauser *et al.*, 2005; Joerin *et al.*, 2006) and no lacustrine transgression in the Jurassic and French subalpine lakes (Magny, 2004). These warmer and drier climatic conditions are not compatible with a natural increase in runoff and soil erosion. During this same period, the pollen analysis of Lac Moras described an increase in grazing and farming practices, supported by numerous local archaeological remains (*cf.* Fig. 5.2d). Regional data provided by Giguet-Covex *et al.* (2011) and Berger *et al.* (2008) also suggest a development of anthropogenic activities during periods of erosion and advance the predominance of anthropogenic factors in the disturbances to their systems. At the European scale, several studies also highlight a strong connection between the occurrence of high erosion events and anthropogenic impacts (Dearing and Jones, 2003; Zolitschka, 1998; Zolitschka *et al.*, 2003). Finally, in accordance with the characteristics of the terrigenous episode, the types of anthropogenic impacts identified around Lac Moras and regional data, the occurrence of the terrigenous period is most likely the effect of an anthropogenic forcing arising from an expansion of grazed and cultivated areas.

The breaking point at which human activities become significant enough to generate erosive events is dated from 2200 cal. BP. Such erosion intensity was reached only once along this sequence but it was not a momentary event as it lasts for 600 years, in a context where the dominant anthropogenic practice appears to be pastoral activity. This event could correspond to the first removal of soils from the catchment area, which had built up since the beginning of the Holocene and which had previously remained largely under forest cover. This episode of strong soil erosion ended approximately 1600 cal. BP in concomitance with a decrease in anthropogenic pressure. However, the renewed development of human influence (mainly cultivation practices) in 1450 cal. BP did not induce a new period of high soil erosion. From 950 to 400 cal. BP (High and Late Middle Ages, *cf.* Fig. 5.6), the robust expansion of agricultural practices resulted in an increase in erosion, but the effect of this erosion on lake sedimentation is much lower than the Iron Age/Gallo-Roman episode.

The soil erosion processes could have been modified by the potential creation of soil terraces for trees and crops farming during the Middle Ages. Unless, another explanation may be exposed. The low intensity of erosion recorded during the Middle Ages may be explained by the condition of the affected soils, which had already been used and eroded during La Tène/classical antiquity. The anthropogenic pressure during La Tène/classical antiquity period could have removed most of the easily mobilised material in the catchment area. The interval between these two periods of

intensive anthropogenic pressure may not have been sufficient to allow a replenishment of the store of easily eroded soils.

2.6. Conclusion

Based on pollen, charcoal and sediment analyses, the Lac Moras sedimentary record documents four primary periods that characterise the land use history surrounding the lake and marked the steps in landscape building over the last seven millennia. First, temporal and localised agro-pastoral activities characterise the Neolithic and Bronze Ages (shifting cultivation). Then, from 2700 cal. BP through the Iron Ages and classical antiquity, the anthropogenic pressure on the land intensified and became continuous; pastoral activities dominated, whereas crop cultivation appears to have affected only small areas. Conversely, from 1450 cal. BP through the Middle Ages, crop cultivation became dominant, and there was also a diversification of agricultural activities including tree farming, hemp cultivation and retting. Finally, from the 18th -19th centuries to nowadays, there was an abandonment for the most part of farming activities, which were replaced by forests, meadows and grasslands. Over time, human resource requirements (e.g., for food, wood, and textile fibres) appear to be the primary factor driving the innovation and adaptation of agricultural tools and practices and leading to the successive anthropogenic shaping of the landscape. This primary factor is strongly modulated by political and societal changes over time.

In parallel, the use of fire in landscape management changed from a casual tool for opening forested areas, used from the Neolithic to the early Middle Ages (slash-and-burn type), to a frequently used cleaning tool during the High and Late Middle Ages.

The oldest human environmental impact is detected during the Middle Neolithic, but it is only at the end of the Iron Age and during classical antiquity that human activities significantly modified the lacustrine sedimentation dynamics by driving strong soil erosion. It appears that a threshold was reached in the environmental history and human impact on the studied lands. The intensity of soil erosion is promoted by weathering, soil denudation and cultivation practices, but it is limited by the stock of material available. During classical antiquity (i.e., c. 600 years), it is likely that most of the pristine soil covers around Lac Moras were eroded and sufficiently modified to create a new landscape. During the Middle Ages, the new clearings and intensive agro-pastoral activities do not generate similar soil erosion. At a regional scale, La Tène and the Roman period also appear to be key periods of landscape modelling linked to vegetation and soil disturbances. From that period, anthropogenic pressures have been continuous up to the present, although they

have undergone some fluctuations.

The La Tène/Roman phase of intensified erosion had a deep and sustained impact on the soils and land cover; it serves as a tipping point that initiated a new environmental history. A new dynamic that includes human activities as the primary forcing has increased exponentially from that time until the present.

3. Etude de la dynamique de variation de niveau du lac par l'analyse des concrétions carbonatées et des changements de type de sédimentation

3.1. Carottage D

Un second carottage a été effectué au sud du lac (Fig. 5.1) dans une zone moins profonde (sous une hauteur d'eau de 1,80 m) afin de reconstituer d'éventuels changements de niveaux du lac en relation avec des changements climatiques ou des activités anthropiques.

3.2. Lithologie

Les différentes unités sédimentaires de la séquence (Fig. 5.8) sont composées de craies organiques brunes avec des morceaux de bois et des débris de mollusques (U1, 555-475 cm), de craies organiques beiges jaunes alternant avec deux niveaux de tourbes peu épais (U2, 475-445 cm), de craies organiques beiges et blanches (U3, 445-410 cm), de craies organiques brunes avec des morceaux de bois et des débris de mollusques (U4, 410-385 cm), de tourbe dégradée (U5, 385-175 cm), de tourbe fibreuse (U6, 175-120 cm), à nouveau de tourbe dégradée (U7, 120-10 cm) et finalement de craies organiques blanches (U8, 10-0 cm).

3.3. Chronologie

Au total 11 datations radiocarbone AMS ont été réalisées tout le long de cette séquence sédimentaire sur des macro-restes d'origine terrestre. Les âges obtenus ont été calibrés à 2σ avec CALIB 6.0.1 qui utilise la courbe de calibration IntCal09 (Reimer *et al.* 2009). Un modèle âge-profondeur (de type « smooth spline model ») a été construit en utilisant la routine Clam élaborée par Blaauw (2010) (Fig. 5.8).

Entre 3800 et 3660 cm, le taux de sédimentation passe de 2,9 à 6,7 mm/an. A partir de 3660 cal.

BP, ce taux de sédimentation diminue progressivement pour atteindre 0,8 mm/an vers 2200 cal. BP. Cette tendance s'inverse entre 2200 et 1300 cal. BP où le taux de sédimentation augmente de nouveau et atteint 2,4 mm/an. Dans la partie supérieure de la séquence entre 1300 cal. BP et l'actuel les valeurs restent constante autour de 2,4 mm/an.

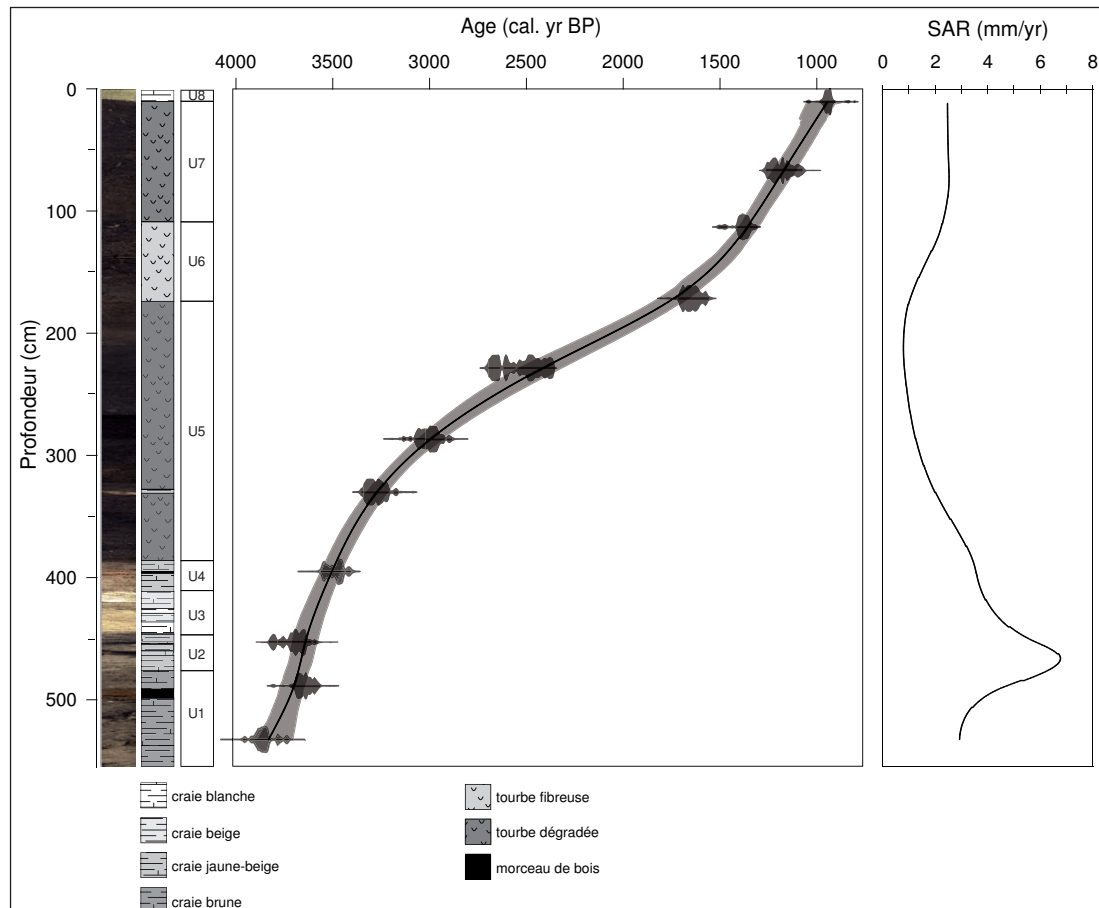


Figure 5.8. - Lithologie, modèle âge-profondeur de type «smooth spline» et taux d'accumulation sédimentaire de la carotte MOR08-D

La dernière date effectuée à 10,5 cm de profondeur donne un âge calibré (à 2σ) entre 804-1050 cal. BP et suggère l'existence depuis cette période jusqu'à une période assez récente d'un hiatus sédimentaire.

3.4. Résultats des analyses des niveaux de lac

Les analyses de niveau de lac sont effectuées selon la méthode décrite dans le chapitre 2, partie 4.3.

Un échantillon d'1 cm d'épaisseur a été prélevé tous les 2 cm. Il représente ainsi en moyenne trois ans, soit une résolution moyenne d'un échantillon tous les six ans. Les particules analysées, exprimées en pourcentage relatif, sont classées selon quatre grands types : les concrétions

carbonatées, les mollusques, les fragments de végétaux et les particules diverses (Fig. 5.9). L'analyse de 250 cm de stratigraphie contenus dans les unités sédimentaires U1, U2, U3 et U4 situées entre 3900 et 3400 cal. BP (555-385 cm) permet de distinguer sept grandes phases de variations des niveaux de lac (Fig. 5.9) :

Phase 1

La présence de plusieurs morceaux de bois intercalés dans les sédiments, les nombreux fragments de végétaux de type ligneux et la présence continue de restes de tests de mollusques témoignent de la relative proximité de la rive.

Parmi les concrétions carbonatées, la concrétion de type « plaque » domine largement tandis que les concrétions de type « chou-fleur » et « tubes » restent minoritaires. En termes de végétation, le type « plaque » correspond à la nupharaie qui se développe principalement sur la plateforme carbonatée. Les concrétions de type « oncolithes » dont l'environnement de formation et de dépôt se trouve majoritairement dans la zone de battement de l'eau, sont présentes de façon discontinue.

Phase 2

Elle correspond à une hausse du niveau du lac marquée par la chute du pourcentage de type plaque au profit du type « tube » accompagné de l'apparition et de la présence en continue d'oogones. Le type « tube » et les oogones correspondent à des concrétions d'algues vertes de type characées qui vivent majoritairement sur le tombant de la plateforme carbonatée. Parallèlement les concrétions correspondant à la zone la plus proche du littorale (oncolithes et chou-fleur) n'apparaissent plus que très sporadiquement.

L'augmentation du pourcentage de concrétions carbonatées et la diminution des pourcentages de fragments de végétaux témoignent d'une augmentation du niveau du lac qui semble avoir favorisé l'accumulation de dépôts carbonatés. Les résultats de la perte au feu confirment cette observation avec une baisse du pourcentage de matière organique.

Phase 3

Cette phase est marquée par une baisse du niveau du lac comme en témoigne l'augmentation du pourcentage de concrétions de type « plaque » au détriment de celles de type « tube », la présence du type « chou-fleur » de manière continue et des oncolithes de façon sporadique. Cette tendance à la baisse du niveau du lac est également attestée par l'intercalation de niveau tourbeux entre les niveaux crayeux, la diminution du pourcentage total de concrétions et l'augmentation des pourcentages de fragments de végétaux ligneux.

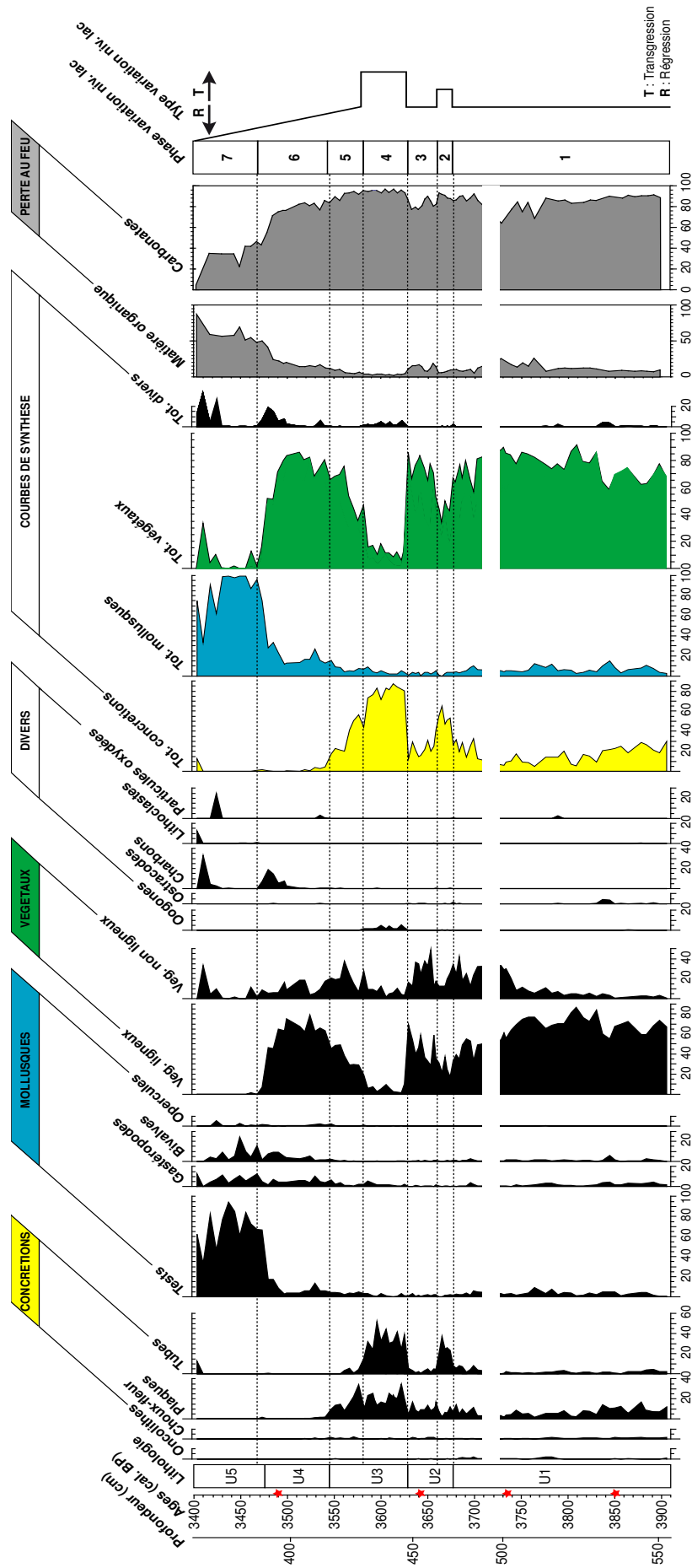


Figure 5.9. - Reconstitution des variations du niveau du lac de Moras réalisée sur le forage MOR08-D à partir de l'analyse des concrétions carbonatées, des restes de mollusques, de végétaux et divers autres particules et des analyses de perte au feu

Phase 4

Une nouvelle augmentation du niveau du lac a lieu durant cette quatrième phase. Les variations de la dynamique des concrétions carbonatées les variations sont les mêmes que celles observées dans la seconde phase. Cependant cette augmentation du niveau du lac semble d'une ampleur plus importante que précédemment. Plusieurs observations confirment cette hypothèse : le faciès crayeux devient beige clair voir blanc, le pourcentage de matière organique (5%) est le plus bas enregistré dans cette séquence, le pourcentage de carbonates (95%) le plus élevé et les pourcentages de fragments de végétaux diminuent considérablement.

Phase 5

Le niveau du lac s'abaisse durant cette cinquième phase, le type « tube » diminue puis disparaît complètement tandis que le type « plaque » domine à nouveau devant le type « chou-fleur ». La diminution du pourcentage total de concrétions carbonatées et la nouvelle augmentation des pourcentages de végétaux ligneux se fait progressivement au cours de cette phase. Le milieu devient ainsi de moins en moins propice à la précipitation des carbonates. L'augmentation du pourcentage total de restes de mollusques témoigne du rapprochement de la rive.

Phase 6

Le niveau du lac continue de baisser. La progression d'une sédimentation de type organique au détriment de la sédimentation carbonatée est attestée par la quasi-disparition des concrétions carbonatées dans les sédiments, par la présence de nombreux fragments de végétaux ligneux et par l'augmentation progressive du pourcentage de matière organique qui passe de 15% en début de phase à 25% en fin de phase. Le rapprochement de la zone de battement des eaux est marqué par l'augmentation des pourcentages de restes de mollusques et la présence de charbons émoussés.

Phase 7

L'abaissement du niveau du lac se poursuit de façon inéluctable. Un faciès tourbeux se développe. Dans ce faciès, l'occurrence de plusieurs niveaux de tourbe riches en restes de mollusques met en évidence des périodes de variation de faible ampleur du niveau du lac. Puis à partir de 360 cm, le faciès de nature uniquement tourbeux ne renferme plus de macro-restes identifiables reflétant les variations de niveaux du lac.

3.5. Mise en perspective des résultats avec le contexte régional

Les deux hausses de niveau enregistrées pour le lac de Moras (entre 3677-3662 et 3627-3576 cal. BP) peuvent être corrélées à la hausse générale de niveau enregistré par Magny (2008) pour le lac de Concise (Suisse). Cette hausse est datée entre 3723 et 3596 cal. BP et est encadrée par deux phases d'abaissement du plan d'eau, correspondant à deux phases d'occupation des rives. Durant cette même période, aucune hausse de niveau n'a été enregistrée pour les lacs jurassiens. Les hausses enregistrées au lac de Moras et à Concise n'ont peut être pas eu une ampleur suffisante pour pouvoir être enregistrée dans tous les lacs.

La diminution du niveau du lac de Moras débute en 3580 cal. BP, se poursuit et s'amplifie avec le développement de tourbe à partir de 3480 cal. BP. Cette phase de régression est corrélée, d'un point de vue régional, avec des phases de transgressions de niveau de lac. Pour le lac de Concise, une phase de transgression lacustre démarre à partir de 3520 cal. BP. Concernant les lacs jurassiens, une phase de transgression s'amorce au même moment (3500 cal. BP) pour se terminer en 3100 cal. BP. Ces hausses de niveaux semblent liées à une péjoration des conditions climatiques régionales caractérisée par des étés plus frais et plus humides (Magny 2004, Haas *et al.* 1998). Durant cette période, les fluctuations du lac de Moras ne semblent plus en adéquation avec cette dynamique régionale, il semble que la dynamique locale prend le dessus. La baisse du niveau est donc probablement liée à une dynamique naturelle d'atterrissement naturel du lac.

3.6. Bilan des changements majeurs du niveau du lac de Moras

Dans des conditions naturelles si l'homme n'intervient pas, la grande majorité des lacs sont destinés à se combler. C'est ainsi que les premiers signes d'atterrissement naturel du lac de Moras sont enregistrés sur le carottage E (Berger *et al.* 2010), à partir de 8400 cal. BP, par le passage d'un faciès crayeux à un faciès qui restera tourbeux jusqu'à l'actuel (Fig. 5.10). Il se poursuit progressivement jusqu'à être enregistré sur la carotte MOR08-D par une transition craie/tourbe à environ 3540 cal. BP. Le comblement semble se poursuivre de façon naturelle jusqu'aux environ de 2200 cal. BP, date à laquelle une augmentation du taux de sédimentation sur la carotte MOR08-D pourrait être attribuée à l'action de l'homme. En effet, c'est à partir de cette date que des événements érosifs attribués à l'intensification des pratiques agricoles sur le bassin versant sont enregistrés sur la carotte profonde (MOR08-MC).

A partir de 1025 ± 30 BP (804-1050 cal. BP) jusqu'à une période assez récente (non datée actuellement, à 10 cm de profondeur) il n'y a pas eu de dépôt de sédiment au niveau du carottage MOR08-D. Un abaissement du lac semble être à l'origine de cette absence de sédiments. Depuis

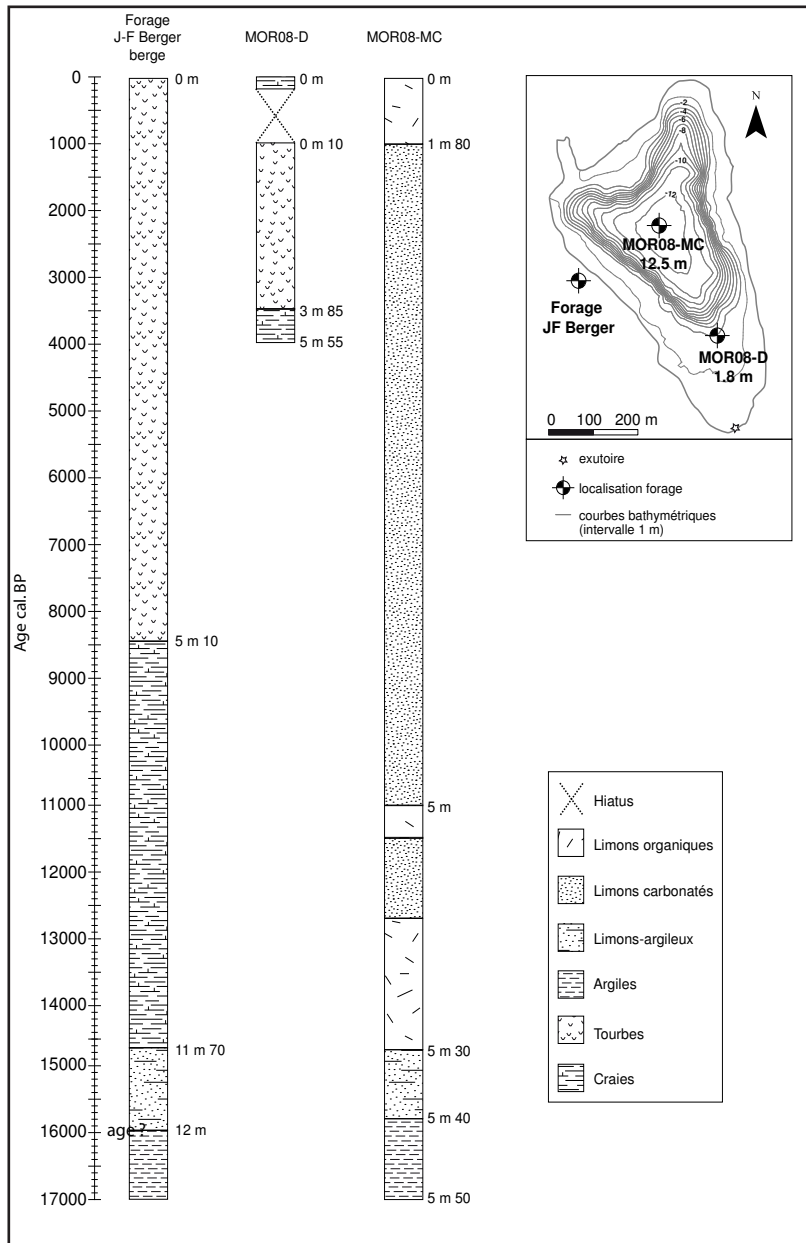


Figure 5.10. - Corrélation en fonction du temps, de la lithologie des différents forages effectués autour et dans le lac de Moras

une période assez récente, des sédiments se déposent à nouveau au niveau du carottage D sous une hauteur de 1,80 m d'eau, récemment le niveau du lac a donc été rehaussé artificiellement.

3.7. Perturbation de l'état écologique du lac dès le Moyen Age ?

En 2003, les autorités locales ont mis en évidence par des mesures de la qualité des eaux, le mauvais état écologique du lac de Moras (Fig. 5.11) L'agriculture locale et les déchets domestiques ont été identifiés comme étant les principales sources de phosphore et d'azote dans les sédiments modernes. Les données de la séquence sédimentaire MOR08-MC, prélevée dans la zone la plus profonde du lac, permet de situer les sédiments récents dans une unité sédimentaire correspondant à des limons bruns et possédant un flux de matière organique oscillant autour

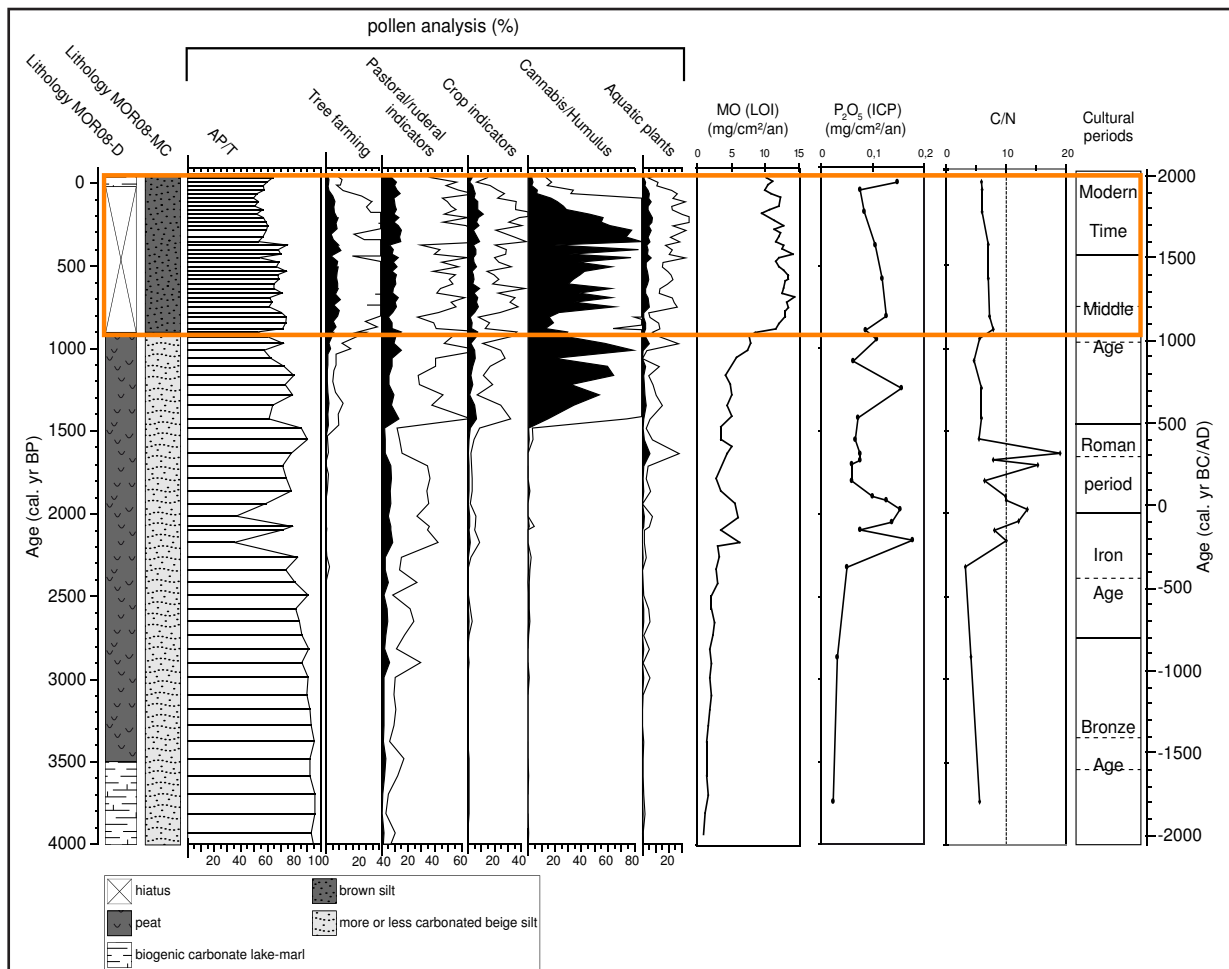


Figure 5.11 - Comparaison des résultats des analyses polliniques, du flux de matière organique mesuré à partir de la perte au feu, du flux de phosphate mesuré d'après les analyses ICP, du rapport C/N réalisées sur la carotte MOR08-MC sur les 4000 dernières années

de 10 mg/cm²/an. La transition avec l'unité précédente (5 mg/cm²/an de matière organique et une accumulation de limons beiges plus ou moins carbonatés) est brève et datée aux alentours de 900 cal. BP. Cette modification des caractéristiques sédimentaires du remplissage lacustre apparaît dans un contexte de forte pression agro-pastorale autour du lac. L'augmentation de la matière organique et du phosphate peuvent être liés au fort développement du rouissage et à l'enrichissement des sols par les engrais (Bradshaw et al 2005). Ces activités constituent des sources d'apport en nutriment qui peuvent entraîner une croissance excessive des algues. Ces algues en appauvrissant l'oxygène peuvent provoquer la réduction de la minéralisation de la matière organique dans le lac (Bradshaw *et al.* 2005; Grönlund *et al.* 1986). L'origine autochtone de la matière organique est confirmée par la valeur du rapport C/N qui reste inférieur à 10.

A la même période vers 900 cal. BP, l'absence de sédimentation sur la carotte MOR08-D met en évidence une baisse du niveau du lac. Cette baisse de niveau semble confirmée au même moment, sur la carotte MOR08-MC, par l'expansion des pourcentages de plantes aquatiques submergées (*Potamogeton*, *Sparganium*/*Typha angustifolia*, *Nymphaea*, *Nuphar* et *Typha latifolia*). Cette

augmentation des pourcentages de plantes aquatiques traduit probablement la diminution de la distance entre les zones de berges, où se développent la plupart de ces plantes aquatiques, et la zone du point de forage. La diminution de la hauteur de la colonne d'eau peut aussi être à l'origine d'une moins bonne dégradation de la matière organique dans le lac et donc de son accumulation dans le fond.

La découverte d'une vanne en bois à l'exutoire du lac, datée du 11^{ème}/12^{ème} siècle, suggère que l'abaissement du niveau du lac est artificiel et est probablement liée au développement d'activités anthropiques comme par exemple la pisciculture et/ou l'irrigation.

Ce sont donc certainement des effets combinés de pratiques anthropiques sur le bassin versant et de gestion de niveau du lac qui sont à l'origine, depuis plusieurs centaines d'années, du mauvais état écologique actuel de ce lac de Moras.

4. Perspectives d'étude sur ce lac

- (1) Afin d'approfondir la question concernant la perturbation de l'état écologique du lac, il serait intéressant de faire des études complémentaires, par exemple en étudiant les diatomées ou les microfossiles non polliniques. Par l'étude des changements de type de population de diatomées (Bradshaw *et al.* 2005, Goslar *et al.* 1999, Perren *et al.* 2012) ou de microfossiles non polliniques (Riera *et al.* 2006), ces différents proxies permettent d'identifier des périodes de changements d'état écologique des eaux
- (2) Pour compléter et aller plus loin dans la reconstitution des variations de niveaux du lac, il serait intéressant d'effectuer un forage supplémentaire dans une zone du lac peu profonde afin de prélever une séquence sédimentaire crayeuse datée de l'âge du Bronze jusqu'à l'actuel. Ceci, afin de mettre en évidence des variations de niveau du lac liées à des changements climatiques et d'éventuelles gestions de niveau par l'homme.
- (3) Dans l'optique de compléter cette étude de reconstitution de l'anthropisation de l'environnement, il serait très intéressant d'associer des paysages aux principales phases d'anthropisation mis en évidence par les données paléoenvironnementales à l'échelle du bassin versant. Pour cela, il faudrait trouver des indices d'occupation du paysage passé dans le paysage actuel.
Le parcours rapide à pied d'une partie du bassin versant a permis de relever dans les zones actuellement boisées des indices d'occupation passées comme par exemple des



Figure 5.12. - Localisations autour du lac et illustrations des différentes structures repérées sous le couvert forestier par prospection et de la structure repéré sur dans un champ sur la photo aérienne

murets en pierre, des formes de cuvettes ressemblant à des fours à chaux, les traces d'anciennes terrasses de culture (Fig. 5.12). Il serait intéressant de relever ces structures sur une carte afin de voir leurs répartitions dans le paysage et éventuellement de trouver des indices pour pouvoir les dater (par ramassage de matériels en surface, par observation de coupes sédimentaires...).

L'observation précise de la photographie aérienne du bassin versant a permis de relever une forme concentrique dans une des parcelles entourant le lac. La comparaison de la forme de cette structure avec celles observées sur d'autres sites laisse penser que ce pourrait être les traces d'un enclos funéraire de l'âge du Bronze (Fig. 5.12). Afin d'en dire plus sur la question, il serait intéressant de faire des prospections géophysiques dans cette parcelle.

Chapitre 6



Le Lac de Paladru

10000 ans d'histoire de l'anthropisation reconstituée à partir de l'analyse paléoenvironnementale des sédiments du lac de Paladru

Elise Doyen¹, Anaëlle Simonneau², Boris Vannièr¹, Carole Bégeot¹, Laurent Millet¹, Emmanuel Chapron², Eric Verdel³, Fabien Arnaud⁴

¹Laboratoire Chrono-Environnement, UMR 6249/CNRS, Université de Franche-Comté, 16 route de Gray, 25030 Besançon Cedex, France

²Laboratoire ISTO, UMR 7327, Université d'Orléans, 1A rue de la Férollerie, 45071 Orléans Cedex 2, France

³Conservation du patrimoine en Isère, 30 rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble Cedex 1

⁴Laboratoire EDYTEM, UMR5204/CNRS, Université de Savoie, Pôle Montagne, 73376 Le Bourget du Lac, France

Cet article va être traduit en anglais pour pouvoir être prochainement soumis dans une revue internationale

Résumé

Le lac de Paladru est un lac naturel situé en bordure des Préalpes françaises (492 m a.s.l) dont l'occupation des rives, depuis plusieurs millénaires, est documentée par des recherches archéologiques et historiques. La possibilité d'une confrontation de ces données, aux données paléoenvironnementales, s'avère être pertinente pour traiter de la question de l'anthropisation des paysages. Quatre mètres de sédiments lacustres ont été prélevés et ont fait l'objet d'une étude multi-paramètres (pollens, macro- et micro-charbons, analyses géochimiques) afin de reconstituer les dynamiques de végétation, de feux et d'érosion au cours des 10 000 dernières années.

Les premières traces d'activités agro-pastorales, temporaires et basées sur la technique de l'abattis-brûlis, sont détectées pendant le Néolithique (à partir de 5000-4500 cal. BP). A l'âge du Bronze, les activités anthropiques s'étendent et se pérennisent sur le bassin versant. Cependant, ce n'est qu'à partir du second âge du Fer (2300 cal. BP) que l'expansion des activités agro-pastorales devient suffisamment intense pour engendrer d'importants phénomènes d'érosion des sols. Après une brève diminution de la pression anthropique, entre 1700 et 1400 cal. BP, le début du Moyen Age est marqué par un mode d'exploitation plus intense et de nouvelles pratiques agricoles. Durant l'époque moderne, les activités agricoles sont en déclin en raison du développement des activités industrielles.

La confrontation des enregistrements en micro- et macro-charbons révèle des changements d'usages du feu au cours du temps. Durant le Néolithique et l'âge du Bronze, la prédominance du signal macro-charbons témoigne de l'usage du feu en tant qu'outil de conquête, tandis qu'à partir de la fin de l'âge du Fer jusqu'à la période actuelle, la prédominance du signal micro-charbons traduit un usage du feu principalement pour l'entretien des espaces agro-pastoraux.

La comparaison des données d'érosion de Paladru avec celles du lac de Moras, système très sensibles aux perturbations anthropiques locales, et celles du lac du Bourget, système intégrateur des impacts anthropiques et climatiques, démontre la sensibilité du lac de Paladru aux impacts anthropiques et confirme le rôle clé de la période âge du Fer/époque romaine dans l'histoire de l'anthropisation des paysages, à l'échelle régionale.

Mots clefs

pratiques du feu, érosion des sols, dynamique de végétation, anthropisation des paysages, Holocène, Préalpes françaises

1. Introduction

L'impact de l'homme sur son environnement est devenu exponentiel au cours des derniers siècles. L'enjeu écologique est tel, que la mise en perspective sur le long terme, de ce forçage anthropique est aujourd'hui un des défis majeurs des recherches paléoenvironnementales (Dearing & Jones 2003 ; Dearing 2006). Il s'agit plus précisément d'estimer les rôles respectifs de l'homme et du climat dans la dynamique des écosystèmes durant l'Holocène. Cette distinction vise d'une part à mieux appréhender la variabilité naturelle et d'autre part à mesurer la durabilité des changements imputables aux activités anthropiques (Dotterweich 2008 ; Mercuri *et al.* 2012). Depuis les débuts de l'agriculture au Néolithique et jusqu'à nos jours, l'homme n'a cessé de modeler les paysages qui l'entouraient afin de satisfaire ses besoins en ressources. Au cours du temps, il a su faire évoluer son mode d'exploitation de l'environnement, adapter ses techniques aux contextes socio-économiques et politiques mais également en fonction du climat et des caractéristiques du milieu dans lequel il se trouvait (Doyen *et al.* in press ; Enters *et al.* 2008). Ainsi, il apparaît important de retracer l'histoire de ces usages des sols et de rendre compte autant que possible de leurs impacts sur les écosystèmes. C'est ce que permet une étude comparée des dynamiques écologiques et climatiques passées, avec des données archéologiques utilisées en tant que traceurs de l'occupation humaine. Cette approche rétrospective s'appuie sur des archives sédimentaires plurimillénaires et l'utilisation de plusieurs indicateurs biologiques (pollens et charbons de bois) et physiques (éléments géochimiques) complémentaires, témoins des dynamiques paléoenvironnementales. De plus, les dépôts sédimentaires lacustres représentent des archives pertinentes car ils sont peu perturbés et continus dans le temps (Arnaud *et al.* 2005).

Le lac de Paladru (Isère, France) bénéficie d'un cadre privilégié pour aborder ces questions d'interactions entre l'homme et son milieu sur l'ensemble de l'Holocène. En effet, le contexte archéologique autour de ce lac et sur son bassin versant est particulièrement riche et bien renseigné grâce à de nombreuses campagnes de fouilles et de prospections archéologiques (Bocquet 1974 ; Bocquet *et al.* 1987) parfois couplées à des études d'archives historiques (Colardelle & Verdel 1993). Ainsi les principaux objectifs de ce papier sont (i) de retracer l'histoire des feux locaux (macro-charbons) et régionaux (micro-charbons) et de comprendre les changements d'usages du feu en relation avec l'évolution des pratiques anthropiques au cours de l'Holocène ; (ii) de reconstituer les dynamiques d'érosion autour du lac de Paladru et de les comparer aux signaux détritiques de deux autres séquences lacustres localisées dans la même zone géographique ; le lac de Moras (Isère, France) et le lac du Bourget (Savoie, France) ; et (iii) d'identifier et de caractériser les différentes phases d'anthropisation du bassin versant du lac de Paladru à la

lumière des variations de la dynamique végétale, des usages successifs du feu et des occurrences de phases d'érosion des sols puis de confronter ces résultats aux données archéologiques locales et régionales disponibles.

2. Présentation du site

2.1. Contexte environnemental

Le lac de Paladru (5°32'06"E, 45° 27' 18"N) est localisé dans la partie Est de la France, à une trentaine de kilomètres au nord-ouest de Grenoble. Il est situé plus précisément à 492 m d'altitude dans les collines du Bas-Dauphiné qui bordent à l'ouest le massif de la Chartreuse (Fig. 6.1a). Le climat est tempéré, frais, à tendance continentale avec des températures moyennes de 2 °C pour le mois le plus froid (janvier) et de 19°C pour le mois le plus chaud (juillet) et une moyenne annuelle de précipitation de 1160 mm/an.

Cet ancien lac de barrage morainique fait partie des plus grands lacs naturels de France avec une superficie de 3,92 km². Il est alimenté par deux affluents, le Surand et le Courbon, et ses eaux se jettent dans la Fure, un affluent de l'Isère (Fig. 6.1b). Actuellement son niveau est régulé par un système de vanne (mis en place en 1868) qui maintient artificiellement une hauteur d'eau d'environ 36 m. Le bassin versant qui lui est associé, possède une superficie de 52 km² et est bordé de collines qui culminent entre 660 et 780 m d'altitude. Le substrat géologique, principalement composé de molasses gréseuses d'âge Miocène, est masqué à plusieurs endroits par des dépôts morainiques d'âge Pléistocène. Les sols sont recouverts en majorité de prairies de champs et de forêts de feuillus, principalement de la chênaie à charmes (*Quercus petraea*, *Quercus robur*, *Carpinus betulus*), des châtaigniers (*Castanea sativa*) et des hêtres (*Fagus sylvatica*).

2.2. Contexte archéologique (Fig. 6.1c)

La plus ancienne occupation sur les rives du lac est localisée au site des « Baigneurs » et date du Néolithique moyen. Ce site a été occupé à deux reprises entre 2750 et 2650 av. JC (Bocquet 1974 ; Bocquet *et al.* 1987). Pour les périodes de l'âge du Bronze et de l'âge du Fer, aucune découverte archéologique n'a été recensée. Par la suite, une nouvelle occupation des rives du lac est attestée à l'époque romaine, par la présence de vestiges d'habitats sur trois sites localisés au bord du lac (Bourgealière, Ourcière et La Genèvière). Dans le bassin versant, 10 sites présentent également des vestiges datant également de la période romaine, du I^{er} siècle av. JC aux III-IV^{ème} siècles ap. JC (sites d'habitats ou dépendances agricoles). Pour la période du Haut Moyen Age, aucune

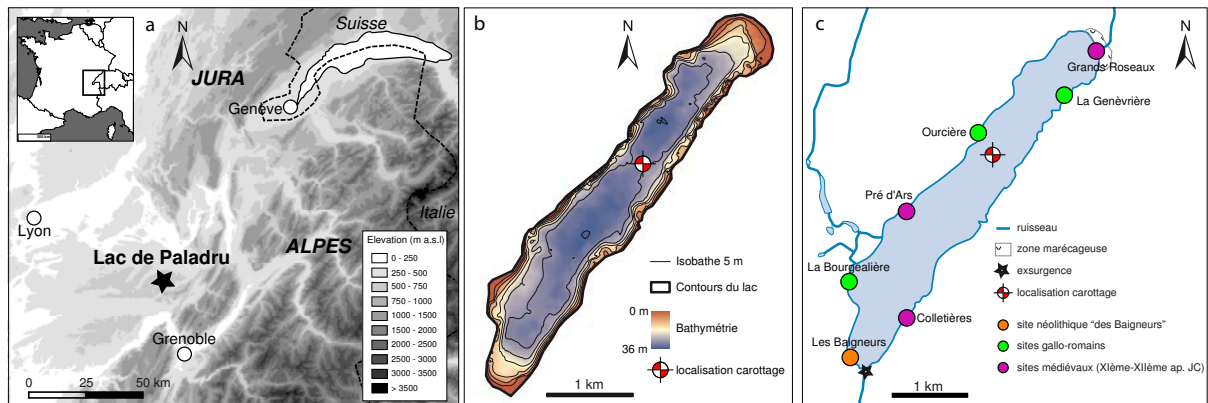


Figure 6.1 - (a) Localisation du lac de Paladru ; (b) Carte bathymétrique du lac et localisation du point de forage ; (c) Localisation des principaux sites archéologiques sur les rives du lac.

trace d'habitat n'a été identifiée jusqu'à présent. Les premiers vestiges datant du Moyen Age ont été découverts sur les berges du lac et correspondent aux restes de trois villages contemporains (habitats fortifiés, aristocratiques à vocations agricoles et artisanales), fréquentés pendant une trentaine d'années aux alentours de l'an mille (entre 1000 ap. JC à 1030 ap. JC). Il s'agit des sites de « Colletière » au sud du lac, « Grands Roseaux » au nord et de « Pré d'Ars » à l'ouest (Colardelle & Verdel 1993). A partir de 1030 ap. JC, la forte densité de sites datés du XI^{ème} ap. JC recensés sur le bassin versant (5 mottes castrales et 4 sites présentant des fortifications de terre) témoigne de l'édification de nombreux petits centres de pouvoirs. A la fin du XI^{ème} et au début du XII^{ème} siècle ap. JC, la reprise en main par des seigneurs plus puissants a engendré une recentralisation du pouvoir. La plupart des sites fortifiés sont alors abandonnés, sauf quelques uns qui seront réutilisés et remplacés par de puissants châteaux (Clermont, Paladru et Virieu). C'est autour de ces principaux pôles que les habitats et les terroirs se sont regroupés durablement pendant toute la période médiévale (Colardelle & Verdel 1993). En parallèle, l'implantation du monastère de la Silve Bénite (au nord-ouest du lac) au XII^{ème} siècle ap. JC, a certainement dû perturber la géographie du peuplement, tout comme l'installation, à partir du XIV^{ème} siècle, de sites artisanaux (travail du fer, scie à eau, artisanat du textile, moulin à foulon...) dans les fonds de vallées afin d'exploiter la force hydraulique (Colardelle & Verdel 1993). Dans la période récente, la révolution industrielle au XIX^{ème} siècle, provoque une intensification de l'industrialisation dans les vallées (papeterie, tissage, scierie, métallurgie). Ces activités industrielles ont contribué à la vie économique et sociale de la région jusqu'au XX^{ème}.

3. Matériel et méthodes

3.1. Prélèvement sédimentaire

Des mesures de sismiques acoustiques ont été réalisées pour établir une image du remplissage sédimentaire du lac, depuis un bateau pneumatique couplé à un GPS avec un sondeur de sédiment (12 kHz). L'objectif étant de définir une zone de carottage optimale offrant une séquence sédimentaire continue et non perturbée par des glissements de terrains. Cette zone (45°27'5''N, 5°32'3''E) a été identifiée dans la partie profonde du lac (à 30 m de profondeur) (Fig. 6.1b-c).

Cinq forages en quinconce (PAL09-01, PAL09-02, PAL09-03, PAL09-04 et PAL09-05) ont été prélevés dans la même zone depuis une plateforme de carottage (UWITEC système).

Plusieurs paramètres ont été mesurés sur chacune des carottes. La susceptibilité magnétique et la densité des sédiments ont été mesurées à un intervalle de 5 mm avec le Geotek Multi Sensor Core Logger. Des images à haute résolution ont été prises afin de rendre compte des variations de couleur des sédiments. Ces trois paramètres ont été utilisés pour corrélérer les niveaux sédimentaires des sections des carottes PAL09-02 et PAL09-03 et créer une carotte maitresse « PAL09-MC » sur laquelle toutes les analyses seront par la suite effectuées.

3.2. Chronologie

La chronologie a été établie sur l'ensemble de la séquence à partir de 12 datations radiocarbone (Table 6.1), réalisées au Spectromètre de Masse par Accélérateur (AMS) au Laboratoire radiocarbone de Poznan et au Laboratoire LMC14 de Gif-sur-Yvette. Les datations ont été réalisées sur des échantillons de macro-restes d'origine terrestre (feuille, graine ou bois). La période récente a été datée à partir des mesures de ^{137}Cs et de ^{210}Pb sur la partie supérieure de la séquence (entre 0 et 16 cm), selon un pas de 5 mm, par le laboratoire ISTO (Orléans). Les datations obtenues ont été calibrées à 2σ à l'aide du logiciel CALIB 6.0.1. (Reimer *et al.* 2009) et un modèle âge de type « loess » a été construit à l'aide de la routine CLAM (Blaauw 2010) utilisable sous le logiciel R (Fig. 6.2).

3.3. Analyses polliniques

Pour les analyses polliniques, des échantillons de 1,8 cm³ de sédiments ont été prélevés à un intervalle de 8 cm sur toute la séquence sédimentaire. Les échantillons ont été préparés selon la méthode standard décrite par Faegri and Iversen (1989). Les pollen sont déterminés et comptabilisés au microscope à un grossissement $\times 500$. Un minimum de 500 grains de pollens,

code laboratoire	profondeur échantillon (cm)	age ^{14}C (radiocarbon BP)	age cal. BP (2σ)
Poz-37099	58,3-61,3	750 ± 60	561-790
Poz-37096	97,7-99,7	1250 ± 30	1082-1273
SacA-20695	99,7-101,7	1245 ± 25	1120-1270
SacA-20696	124,7-126,7	1525 ± 25	1350-1520
Poz-37098	161,2-162,2	2220 ± 60	2064-2347
SacA-20699	190-192	2670 ± 30	2750-2840
SacA-20697	230-232	3410 ± 30	3580-3720
Poz-37094	260-262	4210 ± 40	4616-4853
SacA-20701	265,6-267,1	4270 ± 35	4810-4880
SacA-20700	300-302	5055 ± 30	5730-5900
Poz-37093	330-332	6650 ± 80	7427-7656
Poz-37095	394-396	8670 ± 50	9534-9770

Table 6.1 - Dates radiocarbone AMS du lac de Paladru calibrées à l'aide du programme CALIB 6.0.1 utilisant la courbe de calibration Intcal09

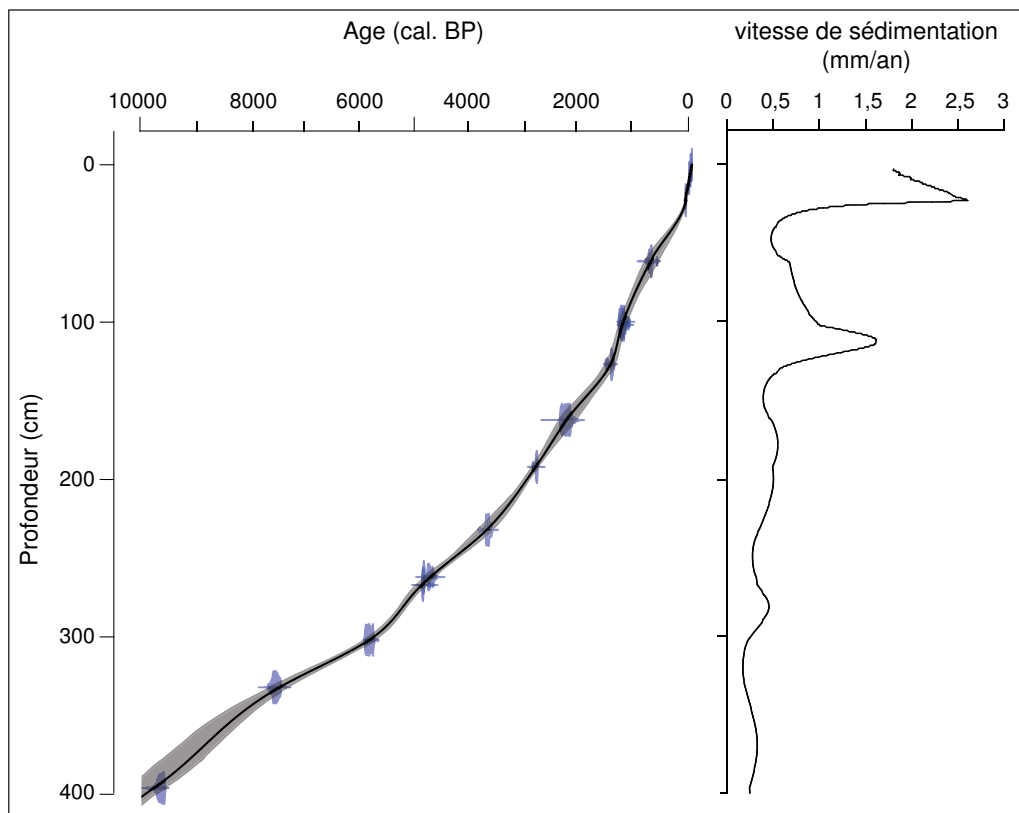


Figure 6.2 - Modèle âge-profondeur représentant le modèle moyen pour cette séquence (trait noir), les intervalles de confiance à 95% (intervalle gris), les dates calibrées à 2σ et la vitesse de sédimentation (mm/an)

hors taxon dominant, est identifié et compté pour chaque échantillon. Les poacées d'une taille supérieure à 40 μm ont été classées comme *Cerealialia*-type (Beug 1961 ; Küster 1988 ; Tweddle *et al.* 2005) afin d'exclure certaines espèces de poacées sauvages qui ont un diamètre compris entre 38 et 40 μm et pour ne pas surévaluer le nombre de céréales.

Les résultats en pourcentages ont été calculés par rapport au nombre total de pollens excluant les spores, les pollens de plantes aquatiques, les pollens de cypéracées et les pollens indéterminés. Le diagramme a été divisé en neuf zones polliniques (LPAZ1 à LPAZ9) (Fig. 6.3).

3.4. Analyse des charbons

3.4.1. Macro-charbons

280 échantillons de 1,8 cm^3 ont été prélevés en continu pour l'analyse des macro-charbons de bois sur une épaisseur de 1 cm. Les macro-charbons ont été extraits par attaque à l'acide chlorhydrique (HCl), puis à l'eau oxygénée (H_2O_2) et enfin par tamisage à 200 μm (Rhodes 1998 ; Whitlock & Larsen, 2001). La totalité du refus de tamis (particules supérieures à 200 μm) est analysée sous la loupe binoculaire. Chaque charbon comptabilisé est mesuré au grossissement *50 à l'aide d'un réticule composé de 100 carrés ayant chacun une superficie de 62 500 μm^2 . Les résultats sont ensuite exprimés en influx de macro-charbons (« macro-CHAR » exprimé en $\text{mm}^2/\text{cm}^2/\text{an}$) (Fig. 6.4c).

A partir de ces données, des fréquences de feu ont été calculées selon la méthode de décomposition du signal décrite par Higuera *et al.* (2007). Les résultats bruts ont été traités à l'aide du logiciel CHARanalysis développé par Higuera *et al.* (2009). L'IFF (Inferred Fire Frequency), c'est à dire, le nombre d'épisodes de feux par fenêtre de 500 ans a pu ainsi être calculé (Fig. 6.4a).

3.4.2. Micro-charbons

200 échantillons de 1,8 cm^3 ont été prélevés en continu pour l'analyse des micro-charbons de bois sur une épaisseur de 2 cm de sédiment. Les charbons ont été extraits suivant la procédure de Turner *et al.* (2008) qui consiste en une attaque des carbonates (avec HCl), au blanchiment de la matière organique (avec H_2O_2), en un tamisage (200 μm) et en une séparation densimétrique (avec du LST: Lithium heteropolytungstate possédant une densité de 2,5). Des tablettes contenant une quantité connue de spores exotiques de *Lycopodium clavatum* ont été ajoutées à chaque échantillon (Stockmaar 1971) pour estimer la concentration en micro-charbons.

Les charbons détectés en lumière transmise apparaissent sous la forme de particules noires et opaques avec un contour angulaire (Clark 1988). Leur détermination est contrôlée en lumière

réfléchi (en utilisant la technique d'immersion à huile) afin de différencier les micro-charbons de la matière organique noire, opaque qui ne reflète pas la lumière. Un minimum de 200 particules, en additionnant charbons et lycopodes, est compté par échantillon (Finsinger & Tinner 2005 ; Turner *et al.* 2008). Tous les charbons détectés sont ensuite mesurés (longueur, largeur et surface) en utilisant le logiciel d'analyse d'images (Qwin Standard). L'activité régionale des feux durant le passé a été reconstruite en calculant l'influx en micro-charbons (« micro-CHAR » exprimé en $\text{mm}^2/\text{cm}^2/\text{an}$) (Fig. 6.4c).

3.4.3. Comparaison des données micro- et macro-charbons

Afin d'appréhender l'histoire des feux à différentes échelles spatiales autour du bassin versant, les analyses des macro- et micro-charbons ont été comparées entre elles. Pour ce faire, les résultats des macro-charbons ont été sommés deux à deux (Fig. 6.4b) afin de comparer les échantillons aux mêmes côtes de profondeur que les micro-charbons. Une moyenne mobile de type « loess smoother » a été tracée à partir des résultats en influx de chacune des deux séries (Fig. 6.4b-c). Puis, les valeurs de la moyenne mobile des macro-charbons ont été soustraites à celles des micro-charbons, donnant ainsi une unique courbe (Fig. 6.4d) facilitant la comparaison entre les deux séries.

3.5. Analyses sédimentologiques

Des analyses géochimiques à haute résolution ont été effectuées au laboratoire du CEREGE (Aix en Provence, France) grâce à un « core scanner » de type Cox Analytics ITRAX. Les abondances relatives de Si, Ca, Ti, K et Fe ont été mesurées selon un pas d'échantillonnage de 5 mm suivant les paramètres suivant : 30 kV, 12 mA, temps de mesure de 15 s, tube Cr (Fig. 6.5).

Pour discuter des questions d'érosion des sols, les résultats de titane obtenu sur la séquence de Paladru ont été comparés à ceux du obtenu au lac de Moras et au lac du Bourget. Pour faciliter la comparaison des résultats de titane entre chacun des sites, il est nécessaire de standardiser les données. Au préalable, les séries sont toutes ré-échantillonnées selon un pas de temps fixe (15 ans). La procédure de standardisation consiste ensuite en trois calculs qui sont appliqués sur les données de titane de chacun des sites : (1) les valeurs sont rééchelonnées entre 0 et 1 en utilisant une transformation « minimax »; (2) la variance est homogénéisée pour enlever la variabilité haute fréquence en utilisant la transformation « Box-Cox »; et (3) les données sont rééchelonnées une nouvelle fois pour obtenir les Z-scores (Fig. 6.6), dont la donnée correspond au nombre d'écart-type par rapport à la moyenne (Power *et al.* 2008).

4. Résultats

4.1. Chronologie

De 13000 à 1500 cal. BP, la vitesse de sédimentation moyenne est de 0,3 mm/an (Fig. 6.2). Cette vitesse augmente fortement à partir de 1500 cal. BP, elle atteint un maximum de 1,5 mm/an puis elle diminue à partir de 1100 cal. BP et atteint en moyenne 0,8 mm. A partir de 150 cal. BP, elle augmente de nouveau fortement jusqu'à nos jours, avec une moyenne de 1,9 mm/an.

Entre 10 000 cal. BP et aujourd'hui, la résolution moyenne de l'analyse des micro-charbons est donc de 50 ans/échantillon et de 38 ans/échantillon pour les macro-charbons.

4.2. Analyses polliniques (Fig. 6.3)

LPAZ1 / 2650-2400 cal. BP

Le rapport AP/T est élevé (supérieur à 85%), les pourcentages des taxons arboréens sont dominés par ceux du hêtre. Parmi les herbacées, les pourcentages de plantes associées aux zones de pâtures (*Plantago lanceolata*, *Rumex acetosa/acetosella*, Chenopodiaceae, Papaver et Rubiaceae) sont élevés en début de zone, puis ils diminuent à partir de 2500 cal. BP et restent dans de bas pourcentages jusqu'à 2400 cal. BP.

LPAZ2 / 2400-1700 cal. BP

La diminution du rapport AP/T (de 85 à 75%), autour de 2400 cal. BP, semble en grande partie liée aux diminutions des pourcentages du hêtre, du frêne et du sapin. A l'inverse les pourcentages du chêne augmentent. En parallèle, une augmentation des pollens de plantes herbacées associées à l'ouverture du milieu et au développement de zones de pâtures (Poaceae, *Plantago lanceolata*, *Rumex acetosa/acetosella*, Urticaceae) est enregistrée. Il s'ensuit une expansion de *Juniperus* à partir de 2300 cal. BP. L'expansion de ce taxon est généralement associée au développement des activités pastorales.

A partir de 2100 cal. BP, de faibles pourcentages de pollen de céréales sont enregistrés (*Cerealia*-type < 1 %) et c'est à partir de cette période que la courbe des céréales devient ininterrompue et ceci jusqu'à nos jours.

LPAZ3 / 1700-1400 cal. BP

A partir de 1650 cal. BP, le rapport AP/T passe de 70 à 85% suite à la ré-augmentation des pourcentages des taxons arboréens tels que le noisetier, l'aulne, le sapin et le charme. Les

pourcentages des herbacées associées aux pâtures diminuent (*Poaceae*, *Plantago lanceolata*, *Rumex acetosa/acetosella*, *Urticaceae*) tandis que les pourcentages des céréales restent présents mais diminuent légèrement et *Secale-type* apparaît à partir de 1700 cal. BP.

LPAZ4 / 1400-1250 cal. BP

La réduction générale du couvert forestier est marquée par la forte diminution du rapport AP/T (de 85 à 60%). Une grande partie des taxons arboréens voient leurs pourcentages diminuer. Les diminutions du hêtre, du charme et du sapin sont directement suivies par les diminutions du bouleau, de l'aulne, du noisetier et du chêne. A l'inverse les pourcentages de châtaignier puis de noyer augmentent légèrement et simultanément aux pourcentages des indicateurs pastoraux et des céréales.

LPAZ5 / 1250-1100 cal. BP

Une nouvelle augmentation du rapport AP/T de 60 à 80% est observée à partir de 1250 cal. BP. La majorité des espèces arborées affectées durant la phase précédente ont leurs pourcentages qui augmentent à nouveau (aulne, noisetier, chêne et charme), tandis que ceux du hêtre, du noyer et du châtaignier diminuent. Les pourcentages des indicateurs pastoraux et des céréales diminuent également. C'est à partir de cette période que l'expansion des pourcentages de *Cannabis/Humulus* commence à s'amorcer.

LPAZ6 / 1100-700 cal. BP

A partir de 1100 cal. BP, le ratio AP/T diminue (de 80 à 60%) principalement en raison de la forte baisse des pourcentages du hêtre et de l'aulne. Les pourcentages des indicateurs pastoraux (*Poaceae*, *Plantago lanceolata*, *Rumex acetosa/acetosella*, *Urticaceae*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*) et des indicateurs de cultures (*Cerealia-type* et *Secale-type*) augmentent à nouveau et ceux de *Cannabis/Humulus* continuent d'augmenter.

Vers 900 cal. BP, une hausse concomitante des pourcentages de noyer et de châtaignier est enregistrée. Au même moment, les pourcentages de *Cannabis/Humulus* commencent à enregistrer une baisse.

LPAZ7 / 700 -550 cal. BP

Une nouvelle hausse du rapport AP/T est enregistrée en début de zone principalement liée à l'augmentation des pourcentages du chêne et du pin ainsi que de légères augmentations des pourcentages du bouleau, de l'aulne et du noisetier. En parallèle, les pourcentages de *Cannabis/Humulus* atteignent leurs plus basses valeurs vers 650 cal. BP et les pourcentages de céréales et

de certains indicateurs pastoraux et rudéraux (*Plantago lanceolata*, *Rumex acetosa/acetosella*) diminuent.

LPAZ8 / 550-50 cal. BP

La diminution progressive du rapport AP/T tout au long de la zone indique une ouverture du milieu, les pourcentages du charme, de l'aulne, du bouleau, du chêne et du hêtre diminuent. Les pourcentages des indicateurs pastoraux retrouvent les valeurs atteintes dans la zone LPAZ6 et ceux des céréales atteignent les plus hautes valeurs de la séquence (> 5%).

Vers 400 cal. BP, les premiers pollens de sarrasin (*Fagopyrum*) sont enregistrés.

LPAZ9 / 50 cal. BP à l'actuel

C'est aux alentours de 50 cal. BP que le rapport AP/T atteint les plus basses valeurs de la séquence (autour de 45%) puis augmente fortement pour atteindre 80% à l'époque actuelle. Les pourcentages de plusieurs taxons arboréens diminuent brièvement tels que l'aulne, le noisetier, le bouleau et le chêne puis ils ré-augmentent brusquement à la période actuelle. Au même moment, les pourcentages du frêne et du charme ne font qu'augmenter et ceux du noyer diminuer.

Les pourcentages des céréales (*Cerealia-type*, *Secale-type* et *Fagopyrum*) et de *Cannabis/Humulus* diminuent nettement à partir de 50 cal. BP tandis que ceux des Poaceae et des indicateurs pastoraux augmentent assez fortement.

4.3. Analyses charbons

4.3.1. Macro-charbons (Fig. 6.4a-b)

Le macro-CHAR se stabilise dans des valeurs basses jusqu'à 5000 cal. BP (phase C1). Plusieurs augmentations d'assez forte ampleur se succèdent dans la période comprise entre 5000 et 2700 cal. BP (phase C2). A partir de 2700 cal. BP, il diminue puis reste jusqu'à 1500 cal. BP dans de très faibles valeurs (phase C3), les plus basses enregistrées sur la séquence. Finalement entre 1500 cal. BP et aujourd'hui (phase C4), le macro-CHAR augmente à nouveau mais dans une moindre mesure par rapport à la phase C2.

Le traitement statistique des données, effectué sur l'ensemble de la séquence, identifie trois phases de haute fréquence de feu : la première entre 10000 et 8200 cal. BP avec un IFF autour de 5 épisodes de feu/500ans, la seconde de 5000 et 2700 cal. BP avec un IFF maximum de 8 épisodes de feu/500ans, et la troisième entre 1600 et 0 cal. BP avec un IFF autour de 4 épisodes de feu/500ans. Une phase de faible fréquence de feu est enregistrée entre 8200-5000 cal. BP avec

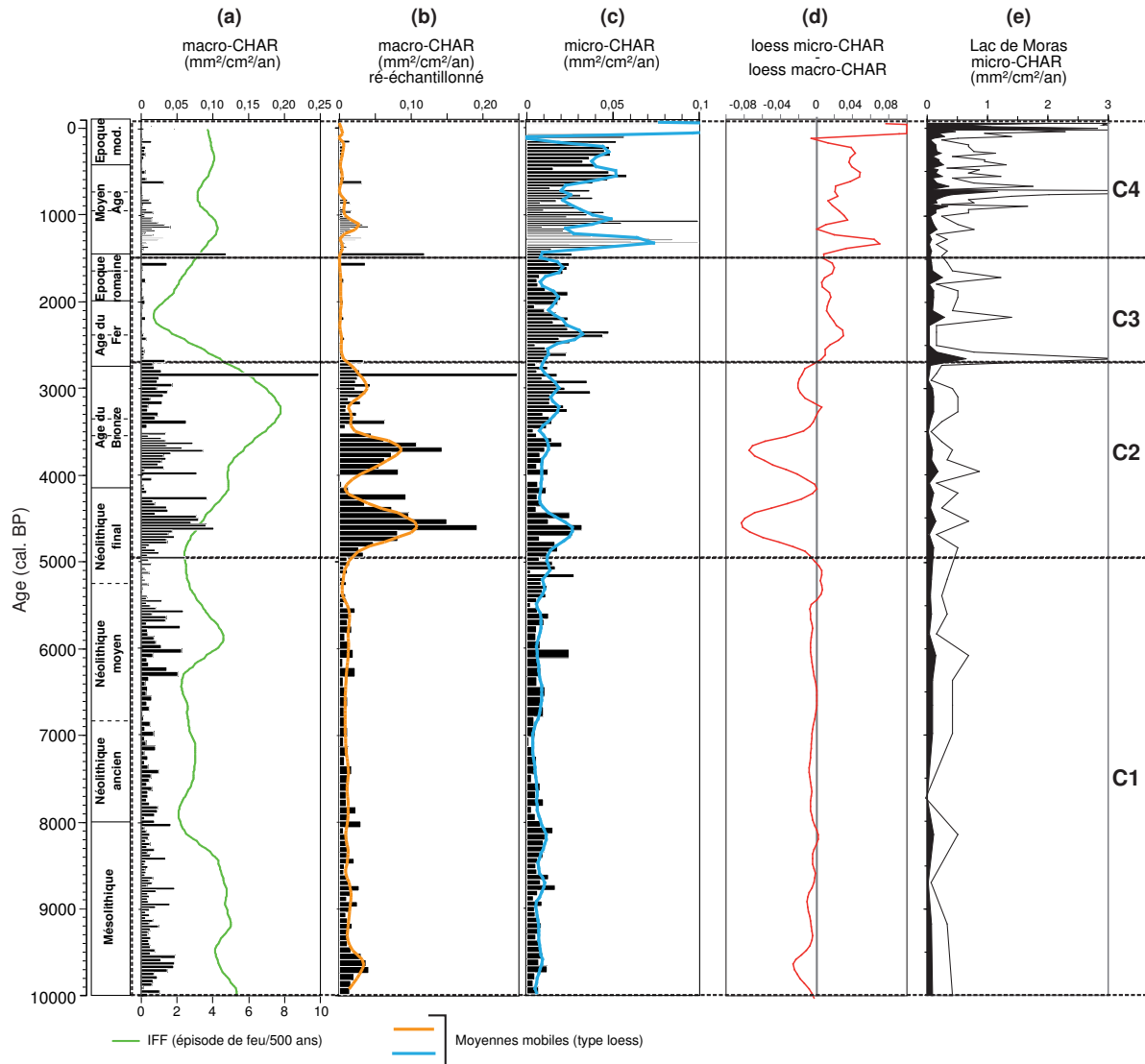


Figure 6.4 - (a) influx en macro-charbons (diagramme) et fréquence de feux IFF (courbe verte) du lac de Paladru ; (b) influx en macro-charbons calculé après ré-échantillonnage des échantillons (diagramme) et moyenne mobile (courbe orange) ; (c) influx en micro-charbons (diagramme) et moyenne mobile (courbe bleue) ; (d) courbe présentant les résultats de la soustraction de la moyenne mobile réalisée à partir des valeurs des influx micro-charbon par celle des macro-charbons ; (e) influx en micro-charbons du lac de Moras (Isère)

un IFF autour de 3 épisodes de feu/500 ans tandis qu'aucun épisode de feu n'est enregistré entre dans la période comprise entre 2700 et 1500 cal. BP.

4.3.2. Micro-charbons (Fig. 6.4c)

Entre 10000 et 5000 cal. BP, les valeurs du CHAR restent basses et stables, aucune fluctuation significative n'est enregistrée (phase C1). Une hausse générale du CHAR ainsi que quelques phases d'augmentations des valeurs de plus forte amplitude sont enregistrées entre 5000 et 1500 cal. BP (phase C2 et C3). A partir de 1500 cal. BP a lieu une forte augmentation générale des

valeurs du CHAR et des oscillations de plus forte amplitude se succèdent régulièrement jusqu'à la période actuelle (phase C4).

4.3.3. Comparaison des données micro- et macro-charbons

La soustraction des valeurs de la moyenne mobile des macro-charbons (Fig. 6.4b) par celle des micro-charbons (Fig. 6.4c) permet d'identifier plusieurs phases de variations (Fig. 6.4d). Entre 10 000 et 5000 cal. BP, les valeurs correspondant à la différence entre les moyennes mobiles des deux séries présentent peu de fluctuations et restent assez stables autour de zéro (phase C1). Entre 5000 et 2700 cal. BP, les valeurs présentent des variations d'assez grande ampleur dans des valeurs négatives témoignant de la dominance de l'intensité du macro-CHAR par rapport au micro-CHAR (phase C2 et C3). Entre 2700 cal. BP et aujourd'hui, les valeurs présentent des fluctuations dans des valeurs positives illustrant cette fois-ci la dominance de l'intensité en micro-CHAR (phase C4).

4.4. Analyses sédimentologiques

De 10000 cal. BP à 2300 cal. BP, les valeurs de la fraction sédimentaire carbonatée dominant, la sédimentation du lac semble principalement constituée par la précipitation de carbonate authigène (Fig. 6.5). A partir de 2300 cal. BP, cette sédimentation majoritairement authigène est perturbée à plusieurs reprises par des apports en éléments terrigènes (Ti, K, Al, Fe et Si). Le bassin versant étant composé de molasse et de moraine, la fraction détritique est composée d'un mélange de silicates et de carbonates. A chaque apport détritique, la fraction carbonatée authigène diminue tandis que la fraction terrigène augmente. Une première phase de diminution des carbonates et d'augmentation des éléments terrigènes a lieu entre 2300 et 2100 cal. BP, elle est suivie de près par une seconde phase qui s'étend de 2000 à 1600 cal. BP. La phase suivante est enregistrée entre 1400 et 1200 cal. BP et une dernière phase est datée de 1000 cal. BP à la période actuelle (Fig. 6.5).

La soustraction des données du Z-score des données titane du lac du Paladru avec celles du Bourget permet de faire apparaître 6 principales phases (Fig. 6.6) : une phase 1 (8000 à 2300 cal. BP), une phase 3 (1600 à 1400 cal. BP) et une phase 5 (1200 à 1000 cal. BP) pour lesquelles les valeurs restent globalement en dessous de zéro ; une phase 2 (2300 à 1600 cal. BP) caractérisée par des valeurs nettement au dessus de zéro ; et une phase 4 (1400-1200 cal. BP) et une phase 6 (1000 cal. BP à la période actuelle) caractérisées par des valeurs oscillant autour de zéro.

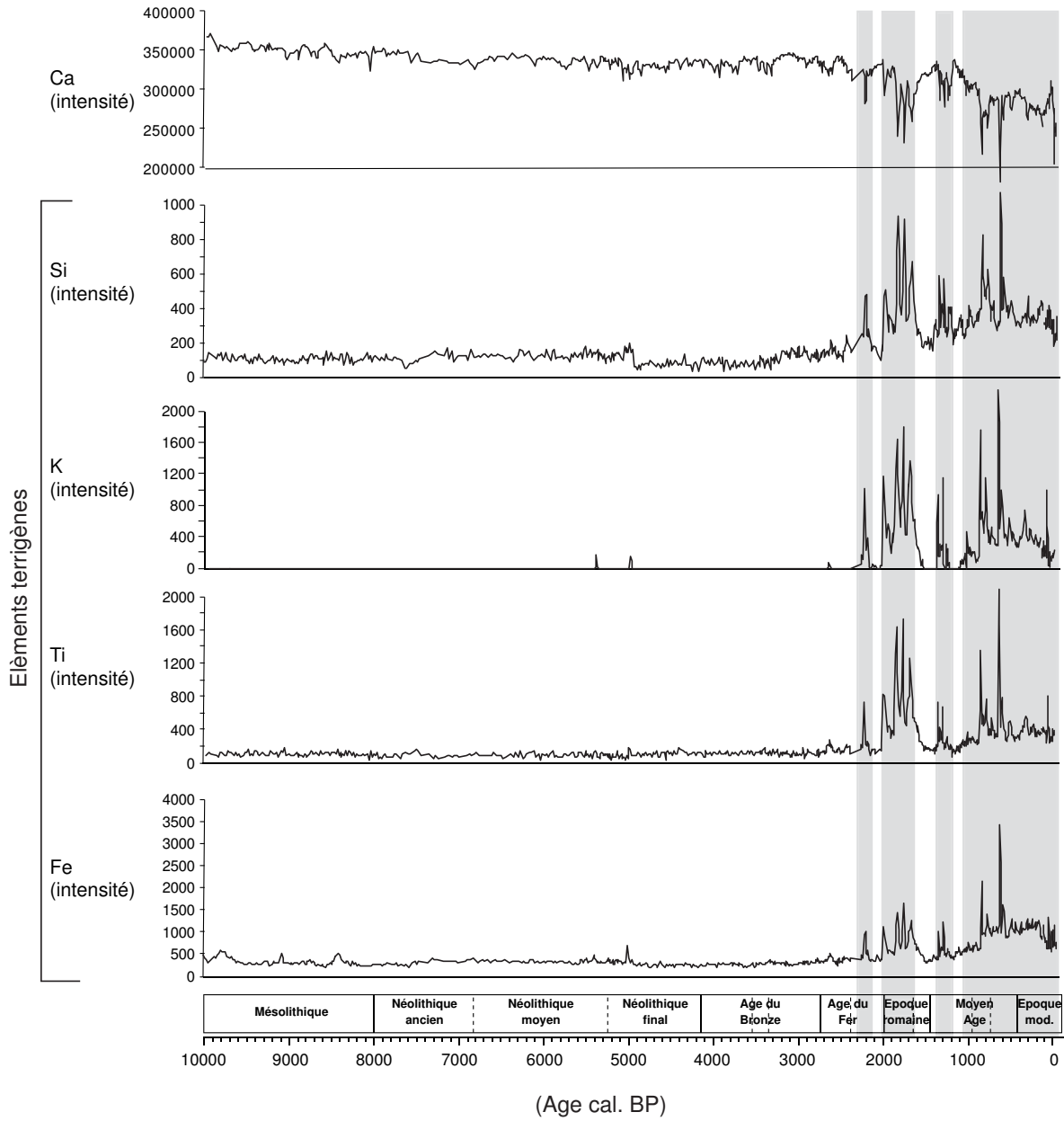


Figure 6.5 - Résultats des analyses Itrax des principaux éléments réalisées sur les sédiments du lac de Paladru et principales périodes d'augmentations des éléments terrigènes (rectangles gris)

5. Discussion

5.1. L'activité des feux en relation avec les phases successives d'anthropisation (Fig. 6.4)

Afin d'appréhender l'histoire des feux à différentes échelles spatiales autour du bassin versant, les analyses des micro-charbons et des macro-charbons ont été combinées. En fonction de leur taille, le mode de transport diffère entre ces deux types de charbon lors d'un incendie. L'analyse des micro-charbons, plus facilement mobilisés sur de longues distances, fournit une histoire des feux à une échelle régionale, de l'ordre de la dizaine à la centaine de kilomètres (Tinner *et al.* 1998), tandis que l'analyse des macro-charbons est utilisée pour détecter des feux dans un rayon d'environ un kilomètre autour du point de forage (Higuera *et al.* 2007). Cependant, en fonction des variations successives de l'intensité de la pression anthropique sur le couvert forestier, les distances de provenance des micro- et des macro-charbons ont certainement dû changer au cours du temps. Les usages successifs du feu, le type de végétation brûlée pendant les différentes phases de pratiques agro-pastorales sont trop peu connues et ont également pu avoir un effet sur la taille des charbons émis et enregistrés dans les sédiments.

Quatre principales phases de variations des données micro- et macro-charbons sont observées pour le lac de Paladru :

- du Mésolithique jusqu'au Néolithique moyen (de 10000 à 5000 cal. BP), les données des deux types de charbon varient de manière identique, elles oscillent dans de faibles valeurs et ne présentent aucune augmentation de forte ampleur. Pendant le Mésolithique, les impacts anthropiques sont peu étendus et temporaires, ils sont donc difficiles à identifier par les données paléoenvironnementales (Behre *et al.* 2007). Au cours de cette période, l'impact humain sur l'activité des feux peut donc être considérée très localisée et donc rarement identifiable. A partir de l'expansion de la culture néolithique en Europe (*ca.* 7000 cal. BP), l'utilisation du feu pour le développement des activités anthropiques est attestée par de nombreuses études (Clark *et al.* 1989 ; Rius *et al.* 2009 ; Vannière *et al.* 2008). A cette époque, le système de culture itinérant basé sur la technique de l'abattis brulis nécessitait un usage fréquent du feu. Etant donné la faible activité des feux enregistrée durant cette période, il semble qu'il n'y ait pas eu de fréquentations des abords des lac ou si il y en a eu, leurs impacts étaient trop faible pour engendrer une augmentation significative de la dynamique des feux.

De plus à partir de 8200 cal. BP, une intensification des vents d'ouest apportent des conditions climatiques plus humides sur l'Europe entre 43° et 50° de latitude, tandis que les zones plus au nord ou au sud de l'Europe semblent marquées par un climat plus sec (Magny *et al.* 2003).

Le lac de Paladru se situant à une latitude de 45°N, les conditions plus humides ont pu limiter le déclenchement et la diffusion des feux et ont donc pu contribuer à maintenir les influx et fréquences de feux dans de faibles valeurs.

- pendant le Néolithique et l'âge du Bronze de 5000 à 2700 cal. BP (phase C2, Fig. 6.4), des augmentations du macro-CHAR et du micro-CHAR sont enregistrées simultanément, cependant les augmentations du macro-CHAR sont de bien plus forte ampleur. L'augmentation du signal incendie est certainement lié à l'usage du feu en relation avec le développement des activités agropastorales et la pratique de l'abattis-brulis qui était très courante au Néolithique et encore répandue à l'âge du Bronze (Rius *et al.* 2009 ; Vannière & Martineau 2005). Dès lors, les augmentations de CHAR observées au lac de Paladru illustrent certainement des usages du feu par l'homme. La prédominance des valeurs du macro-CHAR par rapport aux valeurs du micro-CHAR peut avoir plusieurs explications : (i) le type de feu utilisé (feu de défrichage, de conquête) et le type de végétation brûlée (principalement arborée) peuvent avoir générés beaucoup de particules de charbons de grande taille, (ii) étant donné la faible étendue des occupations humaines exploitées par la méthode de l'abattis-brulis, le nombre de micro-charbons émis lors des défrichements par le feu n'est peut être pas suffisant pour que l'augmentation en micro-charbons se détache nettement du bruit de fond, (iii) durant le Néolithique, l'espace boisé encore très dense et couvrant de grandes superficies favorise certainement les apports locaux de macro-charbons et limite les apports régionaux en micro-charbons. Par comparaison, au lac de Moras (Fig. 6.4e ; Doyen *et al.* in press), les augmentations de micro-charbons associées aux périodes d'occurrence des activités anthropiques pendant le Néolithique et l'âge du Bronze restent également de faible ampleur.

- la période couvrant l'âge du Fer et l'époque romaine de 2700 à 1500 cal. BP (phase C3, Fig. 6.4) est caractérisée par plusieurs augmentations du micro-CHAR, tandis que le macro-CHAR ne présente aucune augmentation. Dès lors, le type de particules majoritairement enregistrées dans les sédiments lacustres change. Ce très faible signal en macro-charbons concorde avec les résultats des analyses réalisées par (Brochier *et al.* 2007) qui n'avaient pas retrouvé de macro-charbons dans les sédiments de la carotte littorale pendant cette même période. Pour le lac de Moras (Doyen *et al.* in press), le signal incendie en micro-charbons possède une configuration proche de celle enregistrée à Paladru.

Les hausses d'influx en micro-charbons ne peuvent pas être uniquement le fruit d'apports régionaux puisque de nombreux vestiges d'habitats romains ont été découverts aux abords du lac. Ce changement de type de charbon majoritairement enregistré peut traduire une modification de l'utilisation du feu et/ou une diminution de son usage. En effet, à partir de cette période, le

changement de pratique agro-pastorale d'un système agraire forestier (à jachère forestière) à un système post-forestier (à jachère herbeuse) engendre probablement un changement de type d'utilisation du feu. Son utilisation en tant qu'outil de conquête devient sûrement moins fréquente puisque le paysage est à présent déboisé de manière durable. Son usage est sans doute désormais davantage réservé à l'entretien des espaces agro-pastoraux (Vannière 2001). Ce changement de type d'utilisation du feu a pu engendrer un changement du type de végétation brûlée et donc de taille de charbons produite. Dans les Pyrénées, Rius *et al.* (2009) observe également pendant la même période, une baisse de l'influx en macro-charbons qu'il attribue au changement de pratique et à la diminution de la quantité de biomasse disponible.

- A partir de la période médiévale et jusqu'à la période moderne de 1500 à la période actuelle (phase C4, Fig. 6.4) le signal de micro-CHAR atteint ses valeurs les plus élevées depuis 10000 cal. BP, tandis qu'en parallèle de faibles augmentations du macro-CHAR sont enregistrées. Les variations entre les deux signaux présentent une assez bonne concordance dans le temps.

La domination des valeurs de micro-CHAR par rapport à celles des macro-charbons peut être liée au type d'utilisation du feu, comme pendant la période précédente, mais également à l'augmentation de la contribution des apports régionaux. En effet, durant ces périodes ce type d'apport a pu s'intensifier en raison de l'importante ouverture des paysages engendrée par l'expansion des activités anthropiques en lien avec la forte densité d'occupation régionale (Doyen *et al.* in press).

Cette étude démontre qu'il existe des différences d'enregistrement entre le signal en micro- et en macro-charbons sur le long terme. Actuellement, peu d'études combinent ces deux approches du signal incendie et ont été le plus souvent réalisées sur de petites fenêtres temporelles telle que le Néolithique (Colombaroli *et al.* 2008) ou sur la période moderne (Tinner *et al.* 1998). Les quelques études existantes (Kaltenrieder *et al.* 2010) pointent également des différences moins prononcées entre le signal micro- et macro-charbons. Toutefois comme ces études ont été réalisées dans des régions très sensibles au feu naturel, le rôle anthropique sur le signal incendie a été moins considéré car plus difficilement identifiable.

Finalement, il semble que dans le contexte environnemental du lac de Paladru, l'activité des feux ait été principalement contrôlée par l'homme et donc par l'évolution de l'usage du feu en fonction des pratiques successives et de l'évolution de la nature de la biomasse. Il serait donc pertinent dans l'avenir de réaliser de nouvelles comparaisons du signal en micro- et macro-charbons sur d'autres sites pour étayer ou infirmer les relations observées entre les deux signaux.

5.2. Signification du signal détritique, essai de discrimination des rôles respectifs de l'homme et du climat (Fig. 6.6)

La mise en évidence d'éventuelles relations de causes à effets entre les activités agro-pastorales et l'érosion des sols nécessite de replacer cette séquence dans son contexte climatique, afin de distinguer les phases d'érosion associées aux activités anthropiques et celles liées aux changements climatiques. La taille du bassin versant du lac étudié semble être un facteur déterminant dans l'enregistrement des phénomènes érosifs. En effet, plus la taille du bassin versant est petite, plus il apparaît sensible à des perturbations anthropiques locales ; plus ce bassin versant est grand, plus ces variations anthropiques locales sont diluées dans la dynamique régionale/globale des relations climat-érosion (Arnaud *et al.* 2008). Ainsi, les variations du signal détritique du lac du Bourget (bassin versant de 560 km²) présentent une forte corrélation principalement avec les changements climatiques régionaux. Le développement des activités anthropique a pu jouer un rôle secondaire en modulant le signal détritique comme durant le second âge du Fer et l'époque romaine (Arnaud *et al.* 2012). A l'inverse, les événements érosifs du lac de Moras (bassin versant de 4 km²) semblent principalement corrélés avec le développement des activités anthropiques à l'échelle du bassin versant, le climat jouant alors dans ce cas un rôle secondaire (Doyen *et al.* in press). La taille du bassin versant du lac de Paladru se situant entre ces deux lacs (52 km²), il est intéressant de comparer son signal détritique avec le contexte climatique global (Holzhauser 2007 ; Magny 2004) et les signaux détritiques enregistrés dans les lacs du Bourget (Arnaud *et al.* 2005 ; Arnaud *et al.* 2008) et de Moras (Doyen *et al.* in press) afin de comprendre quel facteur, climatique ou anthropique, influence principalement la dynamique d'érosion dans un système tel que celui du lac de Paladru.

Depuis le Néolithique jusqu'au début de l'âge du Fer (de 8000 à 2300 cal. BP), le signal détritique du lac de Paladru oscille dans de faibles valeurs (Fig. 6.5). La soustraction des Z-scores de Paladru et du Bourget (Fig. 6.6) indique une dominance des valeurs du Bourget et suggère ainsi un contrôle des processus érosifs principalement par le facteur climatique. En effet, durant cette période, les phases de détritisme du lac du Bourget sont bien corrélées aux phases climatiques humides caractérisées par un renforcement des précipitations (Arnaud *et al.* 2008), à l'inverse le signal en titane (Ti) du lac de Paladru ne semble pas lié à ces variables climatiques tout comme le signal enregistré pour le lac de Moras (Fig. 6.6).

Ce n'est qu'à partir de la période comprise entre la fin de l'âge du Fer et le Haut Empire (2300 à 1500 cal. BP) que des événements érosifs de fortes ampleurs commencent à être enregistrés pour

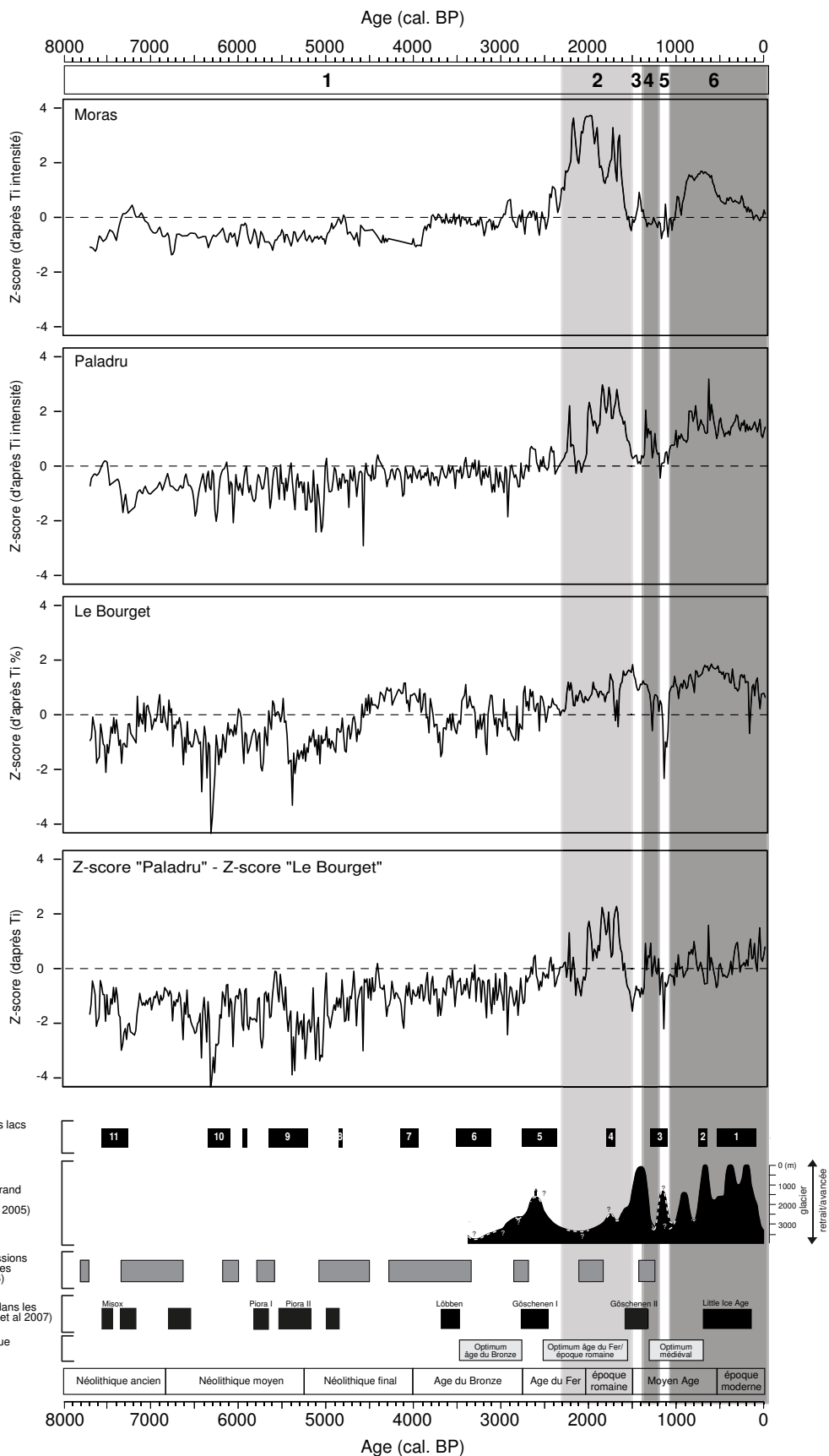


Figure 6.6 - Comparaison des Z-scores des lacs de Moras , Paladru et du Bourget et confrontation avec des données climatiques régionales

le lac de Paladru (Fig. 6.5). Cette phase d'érosion est synchrone de la période de fort détritisme enregistrée au lac de Moras. Parallèlement, le signal détritique enregistré pour le lac du Bourget augmente, mais ne présente pas de hausses d'aussi forte ampleur qu'à Paladru et à Moras comme l'atteste la domination des valeurs du Z-score de ces deux lacs par rapport au Bourget (Fig. 6.6). Le contexte climatique régnant durant cette période (chaud et peu de précipitations) est *a priori* moins favorable à une forte érosion des sols. La domination des valeurs du Z-score de Moras et de Paladru par rapport au Bourget suggère une amplification des facteurs anthropiques locaux. Ainsi, les événements détritiques enregistrés durant cette période pour le lac de Paladru semblent résulter, comme pour le lac de Moras (Doyen *et al.* in press), d'une importante mobilisation des sols à la suite de l'accroissement de la pression des activités agro-pastorales à l'échelle du bassin versant.

Une nouvelle augmentation d'apports en éléments terrigènes est observée entre 1400 et 1200 cal. BP (Fig. 6.5). Celle-ci est bien marquée pour le lac de Paladru, mais reste de moins forte ampleur que celle de l'âge du Fer et de la période romaine. Cette augmentation est située juste après celle de plus faible ampleur enregistrée au lac de Moras (1400 à 1350 cal. BP) et recoupe l'augmentation du signal détritique enregistrée pour le Bourget (1450 à 1300 cal. BP) (Fig. 6.6). La concordance temporelle de ces phases sur les différentes séquences n'est pas parfaite, mais il est probable que ces augmentations des flux détritiques soient contemporaines. Toutefois, il est difficile de déterminer l'origine de cet événement car à Moras, il est synchrone avec une nouvelle phase d'augmentation de la pression anthropique (Doyen *et al.* in press), tandis qu'Arnaud *et al.* (2012) interprètent cette phase au regard d'un changement climatique attesté par les avancées glaciaires.

Une dernière phase d'augmentation du signal détritique a lieu pour le lac de Paladru à partir de 900 cal. BP et jusqu'à une période récente (Fig. 6.5). Cette hausse est corrélée avec des augmentations du signal détritique d'un même ordre de grandeur que sur les deux autres lacs (Moras et Bourget, Fig. 6.6). Le maintien du signal détritique dans de hautes valeurs pourrait être lié à la pression anthropique, marqué à Moras par une intense activité agro-pastorale (Doyen *et al.* in press), mais également à la détérioration climatique du Petit Age Glaciaire de 700 à 100 cal. BP (Holzhauser 2007 ; Magny 2004). En effet, les sols cultivés sont plus vulnérables à l'érosion lors de phase de détérioration climatique que les sols forestiers. Pour le lac du Bourget, l'érosion semble de façon prépondérante liée au climat (Arnaud *et al.* 2012). Pendant cette phase, les facteurs anthropiques et climatiques ont probablement joué un rôle concordant et concomitant sur l'érosion des sols. Ceci est illustré par des variations des valeurs de Z-scores (Fig. 6.6), autour

des valeurs nulles, suggérant ainsi l'existence de multiples causes (anthropiques, climatiques) engendrant ces processus érosifs.

5.3. Reconstitution de l'histoire de l'anthropisation depuis le Néolithique jusqu'à nos jours (Fig. 6.7)

10000 à 2800 cal. BP/8000 BC à 850 BC/Mésolithique-Néolithique-Age du Bronze

Les premières hausses significatives de l'activité des feux enregistrées à partir de 5000 cal. BP témoignent de l'occurrence des premiers impacts anthropiques autour du lac. La prépondérance d'apports locaux de charbons (fort influx en macro-CHAR) est concordante avec le type de pratiques agraires qui régnait pendant cette période, une agriculture restreinte, basée sur la technique de l'abattis brûlis, dans un espace encore largement boisé (Richard 2000, Rösch 1992, 2000). Durant cette période, les différentes augmentations de l'activité des feux (en influx et fréquence) enregistrées entre 5000 et 4200 cal. BP puis entre 4000 et 2700 cal. BP témoignent de la succession d'implantations anthropiques autour du lac. La phase d'anthropisation (5000 à 4200 cal. BP) recoupe la période d'occupation du site des « Baigneurs » datée par les archéologues entre 4700 à 4680 cal. BP. A l'inverse, aucun site archéologique témoignant de la présence de l'homme durant l'âge du Bronze n'a été mis au jour jusqu'à présent autour du lac et ce malgré une occupation clairement attestée des Alpes et de ses marges durant cette période (Billaud & Marguet 2007 ; Bocquet & Haussman 2001 ; Gauthier & Richard 2008). L'absence d'augmentation de l'érosion des sols en parallèle de ces implantations anthropiques attestent de la faible intensité de leur impact sur l'écosystème.

2400 à 1600 cal. BP/450 BC à 350 AD/Second âge du Fer-Haut Empire

Cette période est marquée par une intensification de l'impact de l'homme sur les paysages, de nouveaux défrichements et le développement des activités pastorales et agraires. Parallèlement, le type de particule carbonisée majoritairement enregistré change tout comme le type de pratiques. Les hausses du signal incendie, principalement en micro-charbons, illustrent le changement d'usage du feu d'un outil uniquement de conquête d'espaces agraires à une utilisation pour l'entretien des espaces déjà ouverts. Les événements érosifs de forte ampleur enregistrés durant toute cette période témoignent de l'accroissement de la pression des activités agro-pastorales à l'échelle du bassin versant. Le développement de ces activités agro-pastorales, mis en évidence par les données paléo-environnementales corrobore les données archéologiques attestant de l'implantation de sites autour du lac durant la période romaine tandis que la période du second âge du Fer n'est actuellement pas renseignée par les données archéologiques.

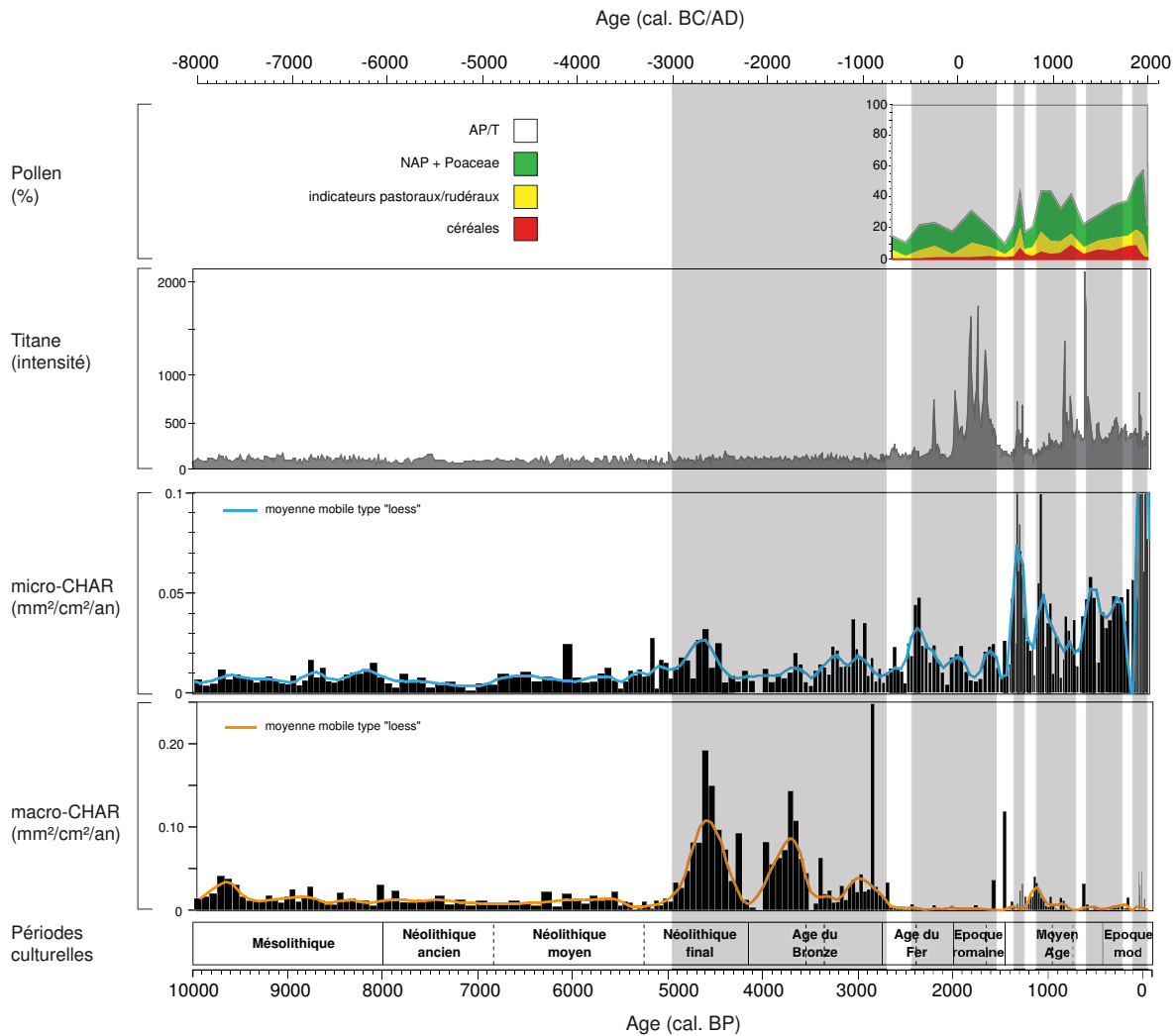


Figure 6.7 - Confrontation des données polliniques d'anthropisation, des influx en micro- et macro-charbons de bois et des valeurs de titane sur 10 000 ans de la séquence sédimentaire du lac de Paladru. Mise en évidence des principales phases d'anthropisation des paysages (rectangles gris)

À l'échelle régionale, le début de cette phase (*ca.* 2300 cal. BP/350 BC) correspond à l'occupation de ce territoire par les Allobroges et est caractérisée par une expansion du nombre de sites archéologiques. Cette dynamique se poursuivra après la conquête romaine durant tout le Haut Empire (Bernigaud 2012 ; Bertrand *et al.* 2011). De nombreuses études paléo-environnementales régionales mettent également en évidence une phase d'intensification de l'anthropisation à partir du second âge du Fer. Ainsi, l'utilisation des systèmes hydrauliques se développe dans les plaines alluviales du haut bassin rhodanien (Berger & Bravard, 2012 ; Berger *et al.* 2008). L'étude effectuée sur le lac de Moras (Doyen *et al.* in press) enregistre également une expansion des activités agro-pastorales de même nature qu'autour du lac de Paladru, et également associée à une phase d'érosion des sols.

1600 à 1400 cal. BP/350 AD à 550 AD/Bas Empire

Une grande partie des espaces ouverts précédemment (pâtures et champs) est abandonnée puis recolonisée par la ripisylve et la forêt. Cette diminution de la pression anthropique est également marquée par la diminution de l'érosion des sols et de l'influx en micro-charbons. Cette diminution de l'emprise de l'homme sur les paysages peut être liée aux contextes socio-économiques et politiques « troublés » qui régnaient à cette époque. Les données archéologiques enregistrent à l'échelle régionale une nette diminution du nombre de sites entre le IV et le V^{ème} siècle ap. JC et un regroupement des populations dans de plus grands espaces urbains qui se dotent de fortifications (Bertrand *et al.* 2011). Les données paléoenvironnementales effectuées sur les paléo-méandres du haut bassin rhodanien (Berger 2010) et sur le lac de Moras (Doyen *et al.* in press) mettent également en évidence une phase de déprise agro-pastorale entre 1700 et 1500 cal. BP et témoignent du caractère régional de cette phase.

1400 à 550 cal. BP/550 AD à 1400 AD/Période Médiévale

Durant l'époque médiévale, les activités agro-pastorales restent de même nature (céréaliculture, pastoralisme, arboriculture et culture et rouissage du chanvre) mais plusieurs fluctuations des indices polliniques d'anthropisation, du signal incendie et du signal détritique témoignent de variations de l'intensité de l'occupation des paysages.

1400 à 1100 cal. BP/550 AD à 850 AD/Moyen Age I

La période située entre 1400 et 1200 cal. BP est marquée par de nouvelles occurrences de défrichements, la diversification et le développement d'activités agricoles (céréaliculture), de l'arboriculture (noyers et châtaigniers) et par une activité pastorale qui reste toujours présente. Au même moment, l'usage du feu pour défricher et entretenir les espaces agraires est confirmé par les augmentations des influx en micro- et macro-charbons. La forte dominance du micro-CHAR par rapport au macro-CHAR témoigne de l'importante ouverture du paysage et de la forte densité d'occupation aux alentours du lac. Simultanément, une nouvelle augmentation des éléments terrigènes atteste de phénomènes d'érosion des sols liés aux défrichements et à la mise en valeur de terres supplémentaires dans le bassin versant. Les premiers impacts enregistrés au début du Moyen Age (entre 1400 et 1250 cal. BP), ne sont actuellement pas documentés par les données archéologiques locales. Cependant, les études paléo-environnementales effectuées dans la zone littorale du lac (Brochier *et al.* 2007) témoignent de l'occurrence d'activités anthropiques entre le V^{ème} et le VIII^{ème} siècles ap. JC (1400 et 1150 cal. BP). Ces résultats soutiennent l'hypothèse d'un développement des activités anthropiques dès le début du Moyen Age autour du lac de

Paladru. Le contexte régional du V^{ème} siècle ap. JC est marqué par la chute de l'Empire romain et par la prise de pouvoir des Burgondes, puis des Francs au VI^{ème} siècle. Les données de cette étude témoignent du renouveau et du développement des activités agro-pastorales certainement en relation avec ces réorganisations politiques et les nouveaux besoins économiques qu'elles engendrent. Cette intensification et cette diversification des pratiques agricoles ont également été observées à la même époque autour du lac de Moras (Doyen *et al.* in press) et par l'étude des paléo-chenaux du Rhône situés dans les anciennes zones de marais (Berger 2010).

La brève reprise forestière, la baisse de l'activité des feux et du signal détritique enregistrée entre 1250 et 1100 cal. BP, pourraient correspondre à une phase de diminution de la pression de l'homme sur l'environnement mais également à une réorganisation des terres agricoles. En effet, l'introduction et le réel développement de la culture du chanvre (*Cannabis/Humulus*) a certainement engendré un changement d'organisation des cultures. Ceci n'implique par nécessairement de nouvelles ouvertures du paysage et peut au contraire impliquer le reboisement d'espaces agraires (Rasmussen 2005). La production et le travail artisanal du chanvre sont attestés au XI^{ème} sur le site de Colletière (*cf.* Fig. 6.1c) et la mention dans les textes historiques de battoirs à chanvre, dans les vallées adjacentes au lac (vallées du Courbon, du Surand et de la Fure), témoignent de l'essor d'une activité économique autour de cette fibre textile à partir du XIV^{ème} et jusqu'au cours du XIX^{ème} siècle ap. JC (Colardelle & Verdel 1993). La culture du chanvre est très développée à partir du Moyen Age à l'échelle régionale, comme l'indiquent les forts pourcentages de pollen de *Cannabis* retrouvés dans le lac de Moras (Doyen *et al.* in press) et dans les paléo-méandres du Rhône (Gauthier 2012), et à l'échelle européenne (Rasmussen 2005 ; Wehrli *et al.* 2007).

1100 à 550 cal. BP/850 AD à 1400 AD/Moyen Age 2

A partir de 1100 cal. BP, de nouveaux défrichements (diminution des taxons arborés composant la ripisylve et la forêt) sont associés à une augmentation d'indices polliniques indiquant le développement de pâtures et cultures et à l'expansion de la culture du noyer et du châtaignier. Les nouvelles augmentations enregistrées du signal incendie témoignent toujours d'une forte activité des feux à une échelle régionale. Le signal détritique attestant de l'érosion des sols augmente légèrement à partir de 1100 cal. BP, puis plus nettement à partir de 900 cal. BP. Tous les proxys paléo-environnementaux étudiés démontrent l'intensification de l'exploitation du milieu par l'homme durant cette période.

Cette augmentation de la pression anthropique a été également mise en évidence au lac de Paladru, du IX^{ème} au X^{ème} siècles ap. JC, par les données paléoenvironnementales sur la carotte

littorale (Brochier *et al.* 2007). La période d'occupation des habitats palafitiques de l'an mil semble ainsi s'inscrire dans la continuité de cette occupation débutée vers le IX^{ème} siècle qui se poursuit jusque vers 700 cal. BP.

A partir de 700 et jusqu'à 550 cal. BP, l'augmentation du couvert forestier, la diminution des indicateurs polliniques d'anthropisation associés aux activités agro-pastorales, du signal incendie et de l'érosion des sols illustrent une brève diminution de l'emprise anthropique.

Cette reconquête forestière est confirmée régionalement (Bernigaud 2012) et pourrait être liée aux épidémies de peste, au contexte d'instabilité politique et/ou aux conflits armés régionaux qui affectent la région aux XIV^{ème} et XV^{ème} siècles ap. JC.

550 à 50 cal. BP/1400 AD à 1900 AD/Epoque Moderne

Cette période est marquée par de nouveaux déboisements, une ré-expansion des activités agro-pastorales, l'introduction de nouvelles espèces (tel que le sarrasin), une arboriculture à son apogée et en parallèle un usage du feu toujours marqué par des fortes hausses du micro-CHAR. Le signal détritique reste dans des valeurs élevées et atteste d'une érosion des sols toujours intense et en parallèle des activités anthropiques. A partir de cette période, l'emploi de l'énergie hydraulique se développe autour du lac et de nombreux sites artisanaux (moulins, battoirs à chanvre, martinets de forge) s'implantent le long des vallées jouxtant le lac (Colardelle & Verdel 1993). A l'échelle régionale, les données paléo-environnementales enregistrent ce net regain de l'exploitation des zones humides (Berger 2010 ; Bernigaud 2012) et confirment cette croissance économique et démographique régionale.

50 à -50 cal. BP/18-19^{ème} ap. JC à aujourd'hui

Toutes les activités agro-pastorales (céréaliculture, arboriculture, culture du chanvre) pratiquées depuis le début du Moyen Age sont en déclin. Il semble qu'une grande partie des zones cultivées aient été reconverties en prairie tandis que les reliquats de zones boisées semblent défrichés. Ces défrichements et la réorganisation des activités agro-pastorales ont lieu au moment de la révolution industrielle. L'activité industrielle est alors devenue la principale activité économique de la région au détriment de l'agriculture. La forte consommation en bois de ces industries est certainement à l'origine des défrichements enregistrés aux XIX^{ème} et XX^{ème} siècles. En parallèle, les influx en macro- et surtout en micro-charbons illustrent la forte activité des feux qui peut être liée à l'émission de particules par les nombreuses industries lors de l'utilisation et de la combustion de ce charbon de bois malgré l'utilisation de plus en plus fréquente de la coke en tant que combustible.

Au cours de la période actuelle, les surfaces forestières augmentent, les espaces prairiaux restent très présents et l'activité agricole reste peu développée. Le besoin en combustible lié à la présence des industries diminue puisqu'à partir du milieu du XX^{ème} siècle, la grande majorité des activités industrielles périclité.

6. Conclusion

La confrontation des différents indicateurs environnementaux (pollen, charbon, géochimie) illustre quatre grandes périodes d'anthropisation autour du lac de Paladru caractérisées par des types et des intensités de pratiques agro-pastorales différentes. Premièrement, durant le Néolithique et l'âge du Bronze (5000 à 2700 cal. BP/3050 BC à 850 BC), les occupations sont temporaires et localisées, le feu est utilisé pour défricher de nouveaux espaces mais ceci n'engendre pas d'érosion notable des sols. Puis, à l'âge du Fer et pendant la période romaine (2400 à 1600 cal. BP/450 BC à 250 AD), la pression anthropique s'intensifie et devient continue. L'usage du feu change passant d'un outil de conquête à un outil d'entretien des espaces agraires. Cette intensification de l'impact anthropique génère dès lors une forte érosion des sols. Durant le Moyen Age (à partir de 1400 cal. BP/550 AD), les pratiques agraires s'intensifient et se diversifient localement et régionalement comme en témoigne la forte augmentation en micro-charbons, et cette dynamique engendre toujours de fortes érosions à l'échelle du bassin versant. Finalement, au cours de l'époque moderne et contemporaine (100 cal. BP jusqu'à nos jours), la plupart des activités agricoles sont abandonnées au profit des activités industrielles.

Ces phases d'anthropisation successives du bassin versant du lac de Paladru, mises en évidence par données paléoenvironnementales, sont bien corrélées à celles déjà attestées par les données archéologiques pour le Néolithique final, l'époque romaine, le Moyen Age et l'époque moderne mais permettent également de détecter des phases d'impact anthropique non renseignées par l'archéologie à l'âge du Bronze (4000 à 2800 cal. BP/2050 BC à 850 BC), à l'âge du Fer (2400 à 2000 cal. BP/450 BC à 50 BC) et au Haut Moyen Age (1400 à 950 cal. BP/550 AD à 1000 AD). Ces étapes d'anthropisation autour du lac de Paladru sont fortement corrélées à la dynamique régionale d'anthropisation mise en évidence dans le haut bassin rhodanien par des études paléoenvironnementales de séquences lacustres et palustres (Berger 2010, Berger & Bravard 2012 ; Doyen *et al.* in press).

Ce travail démontre également l'intérêt de confronter des données locales (macro-charbons) et régionales (micro-charbons) afin d'appréhender de façon plus complète le rôle du feu dans les dynamiques successives d'anthropisation des paysages. De même, il illustre le rôle de la taille

du bassin versant dans les processus érosifs et la nécessité de confronter des reconstitutions du signal détritique de plusieurs systèmes lacustres, de taille variable et donc affectés différemment par les forçages anthropiques et/ou climatiques, afin d'en dissocier le rôle dans les dynamiques érosives.

Chapitre 7

Conclusion et perspectives

1. Synthèse et Conclusion

1.1. Trois grandes phases d'évolution des écosystèmes depuis le dernier maximum glaciaire (Fig. 7.1)

Les études effectuées sur les sites de Moras et de Paladru, à partir du dernier retrait glaciaire jusqu'à la période actuelle, permettent d'identifier trois périodes (**A**, **B** et **C**) :

- La période **A**, datée du Tardiglaciaire (14500 à 11500 cal. BP), est marquée par une forte variabilité de la composition et de la densité du couvert végétal et par une importante instabilité des sols. En effet, les nouvelles conditions climatiques plus chaudes de l'interglaciaire engendrent une végétalisation des sols favorisant leur stabilisation et leur développement. Cependant, ces écosystèmes sont encore instables et donc vulnérables aux variations climatiques froides telles que le Dryas récent (de 12500 à 11500 cal. BP).

- Durant la période **B**, au début de l'Holocène (11500-2300 cal. BP), la relative stabilité des conditions climatiques entraîne une stabilisation durable des sols par le couvert végétal principalement arborée (biostasie). Durant toute cette phase, aucune modification notable du type de végétation n'est enregistrée. Les paysages restent majoritairement recouverts de forêts, composées surtout de feuillus et seules les espèces forestières changent au cours du temps. Plusieurs impacts anthropiques sont enregistrés mais restent de faible ampleur et de courte durée dans le temps. Aucune augmentation significative de l'érosion n'est observée. Il semble donc que les forçages climatique et/ou anthropique n'aient pas été suffisants, que ce soit dans leurs intensités et leurs durées, pour engendrer des modifications remarquables des écosystèmes.

- Ce n'est qu'à partir de la seconde moitié de l'Holocène (2300 cal. BP à la période actuelle), période **C**, que des perturbations de nature similaire à celles du Tardiglaciaire, sont à nouveau enregistrées. Les analyses polliniques enregistrent des réductions importantes et durables du couvert forestier. En parallèle, les analyses géochimiques mettent en évidence de fortes augmentations de l'érosion des sols. La transition de la phase B à la phase C enregistre une intensification de la pression anthropique, qui devient dès lors suffisamment importante pour modifier durablement, intensément et inéluctablement les écosystèmes. Cette rupture de l'équilibre des écosystèmes est également observée sur plusieurs sites en Europe pour le même cadre chronologique (Zolitschka 1998, 2003 ; Arnaud *et al.* 2012). Ces perturbations sont enregistrées jusqu'à la période actuelle et témoignent d'un maintien d'une pression anthropique continue et intense depuis la seconde moitié de l'âge du Fer. Toutefois, les modifications des écosystèmes n'ont pas été uniformes

durant toute la phase C. Cette thèse illustre la manière dont la pression anthropique a évolué et a été maintenue jusqu'à aujourd'hui par des forçages anthropiques de différentes natures.

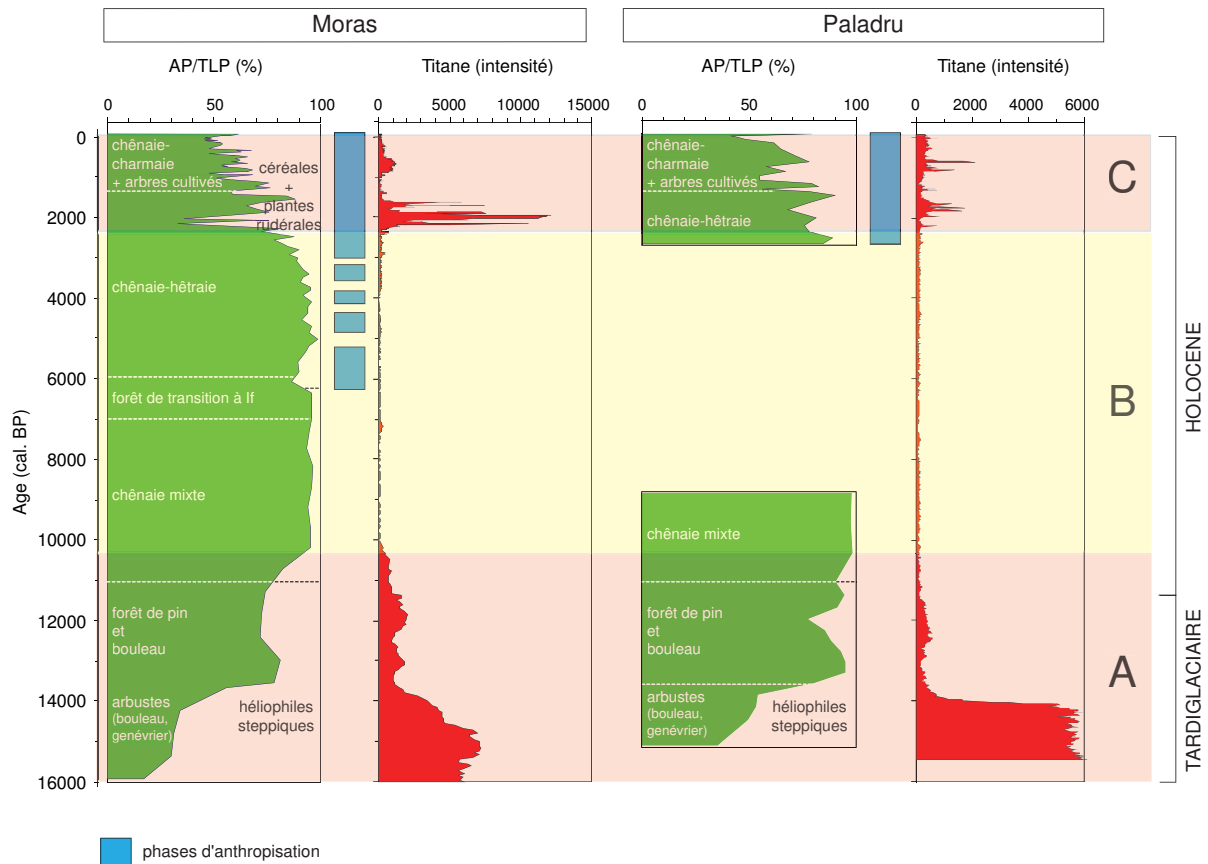


Figure 7.1 - Trois principales phases de variations (A, B et C) des évolutions des dynamiques végétales (rapport AP/TLP) et sédimentaires (résultats des analyses itrax du titane) mises en évidence sur les de lacs de Moras et de Paladru sur les 16000 dernières années.

1.2. Caractérisation de l'anthropisation des écosystèmes (Fig. 7.2)

Dans les périodes A et B, les occupations du Néolithique et de l'âge du Bronze se présentent de façon identique sur les trois sites. Pour le Néolithique, le type d'impact anthropique enregistré est de courte durée, de faible intensité dans un environnement encore très forestier et sans concordance dans le temps entre les trois sites étudiés. Ceci correspond bien au système agricole, de type itinérant et basé sur la technique de l'abattis brûlis, caractéristique de cette période. Ce schéma change légèrement à partir de la fin de l'âge du Bronze (3000 cal. BP), période à partir de laquelle les défrichements s'intensifient et les activités agro-pastorales deviennent plus pérennes. A partir du second âge du Fer (période C), les résultats des lacs de Paladru et de Moras présentent de fortes similarités concernant le type, l'intensité et la temporalité des différentes étapes successives de l'anthropisation des écosystèmes jusqu'à la période actuelle. Les variations des

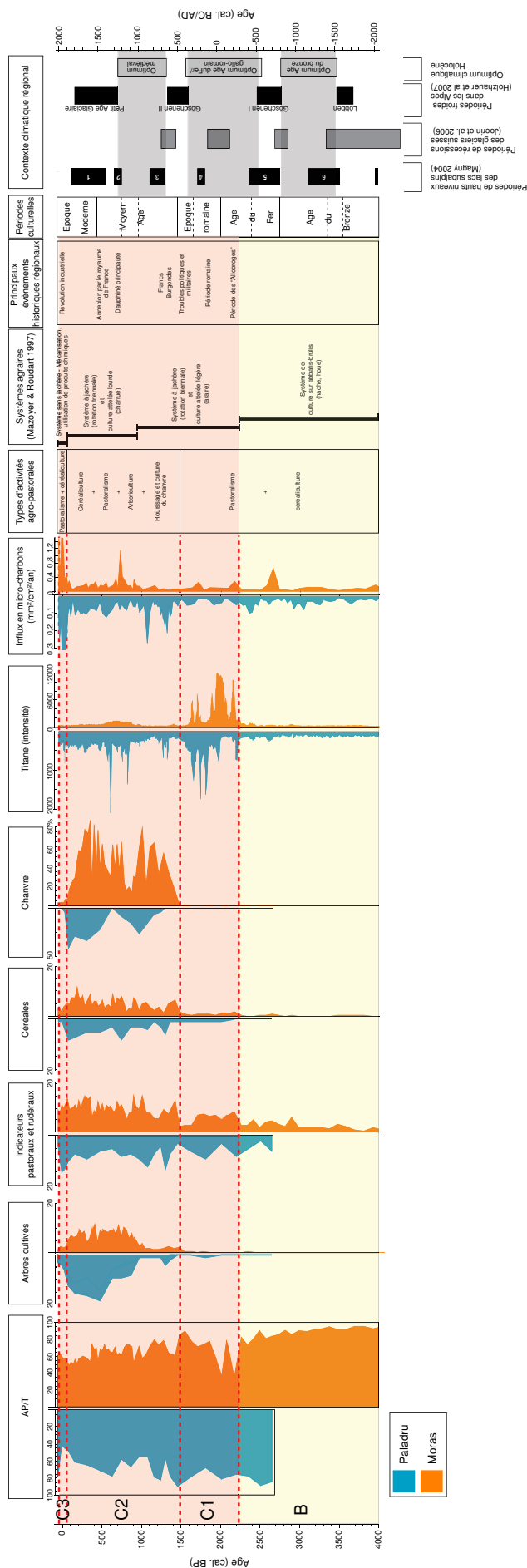


Figure 7.2 - Comparaison des données de végétations (évolutions des principaux taxons polliniques qui mettent en évidence l'anthropisation des paysages), d'érosion (évolution du titane, un des principaux élément terrigène) et du signal incendie (influx en micro-charbons) des lacs de Moras et de Paladru sur les 4000 dernières années et mise en perspective avec des données climatiques régionales. Un agrandissement de la figure est disponible en annexe (**Annexe 1**)

indicateurs polliniques d'anthropisation et les résultats des analyses géochimiques permettent de distinguer trois mises en valeurs différentes des paysages (Fig. 7.2) :

(C1) A partir du second âge du Fer, la pression de l'homme s'intensifie, les activités restent le pastoralisme et la céréaliculture et ceci jusqu'à la fin de la période romaine. L'impact de l'homme sur son environnement devient pérenne comme l'atteste la présence continue de céréales jusqu'à la période actuelle.

(C2) Durant le Moyen Age et le début de la période Moderne, les activités agricoles se diversifient et leurs emprises sur les paysages s'accroissent. Le pastoralisme reste toujours présent, la céréaliculture est en pleine expansion et d'autres activités se développent telles que l'arboriculture (noyer et châtaigner), la culture du chanvre et son rouissage.

(C3) A la fin de la période Moderne, la pression des différentes activités agro-pastorales diminue, de même que la diversité des pratiques. De nombreuses zones cultivées sont remplacées par des prairies et seulement quelques zones cultivées subsistent, les espaces forestiers se développent à nouveau.

La confrontation des données paléoenvironnementales avec des données archéologiques locales et régionales démontre qu'une grande majorité des changements paléo-environnementaux observés durant ces 2500 dernières années sont corrélés à des changements d'ordre politique, démographique, sociaux-économique mais également aux évolutions techniques (Fig. 7.2).

Ceci amène à s'interroger sur le rôle du climat durant cette période d'impacts anthropiques majeurs. Une forte corrélation est observée entre les phases d'intensification de la pression anthropique et les phases d'amélioration climatique comme l'optimum de l'âge du Fer/époque romaine (2500 à 1600 cal. BP/550 BC à 350 AD) et l'optimum climatique médiéval (1300 à 700 cal. BP/650 AD à 1250 AD) (Fig. 7.2). Ces phases d'amélioration climatique ont certainement pu jouer un rôle en favorisant l'implantation et l'expansion des différentes activités agricoles. La phase de diminution de l'impact anthropique, enregistrée entre 1600 et 1400 cal. BP (350 AD à 550 AD), est corrélée à une phase de détérioration climatique marquée dans les Alpes par des avancées glaciaires (Holzhauer *et al.* 2007), une diminution des températures et l'augmentation des précipitations (Buntgen *et al.* 2008). Ces conditions climatiques ont pu avoir un effet néfaste sur les cultures en les endommageant et en réduisant les rendements (Tinner *et al.* 2003). Le Petit Age Glaciaire daté entre 650 et 100 cal. BP (1300 AD à 1850 AD), semble qu'en à lui avoir eu peu d'effet visible sur l'anthropisation puisque les activités agro-pastorales restent intenses. Seule la mise en place de la révolution industrielle et de la mécanisation de l'agriculture viendront modifier ces pressions anthropiques, principalement par des changements démographiques (exode rural) et de pratiques agraires.

Les variations climatiques au cours des 2500 dernières années ont certainement joué un rôle

dans les dynamiques d'anthropisation des écosystèmes. Cependant, le climat n'a probablement pas été l'initiateur de ces phases successives. Il s'est superposé à de nombreux facteurs locaux et régionaux (démographique, politique et socio-économique) en amplifiant, l'expansion ou le ralentissement, des activités agro-pastorales pendant une phase d'emprise ou de déprise de la pression anthropique. Un grand nombre de facteurs entre ainsi en compte dans la dynamique des écosystèmes et il est difficile d'appréhender et de quantifier leurs parts respectives sur les changements environnementaux. En effet, une même perturbation peut être initiée ou modulée par une ou plusieurs des composantes des facteurs climatiques (pluviométrie, température...) et anthropiques (outils, démographie, économie...), mais également selon différentes échelles spatiales et temporelles. Les variations climatiques enregistrées entre 2500 cal. BP et la période actuelle, en l'absence d'un impact anthropique, n'auraient certainement pas engendrées à elles seules les modifications des écosystèmes observées autour de ces trois lacs. Le climat ne semble donc n'avoir été qu'une variable amplificatrice des modifications anthropiques de ces différentes composantes des écosystèmes depuis au moins deux millénaires.

1.3. L'érosion des sols

Plusieurs études réalisées dans les Alpes ont tenté, entre autres, de dissocier la part des forçages climatiques et anthropiques dans les processus érosifs (Arnaud 2003 ; Giguet-Covex *et al.* 2011). Il s'agit généralement de systèmes situés dans des contextes montagneux à plus de 2000 mètres d'altitude car à ces altitudes les bassins versants sont caractérisés par une faible couverture végétale, des sols peu épais, une alimentation hydrique par des systèmes torrentiels et surtout possèdent des stocks « infini » de matériaux érodables. De par ces caractéristiques, ces systèmes réagissent fréquemment et rapidement sous la forme de crues aux différentes perturbations climatiques ou anthropiques qui peuvent affecter leurs bassins versants au cours du temps (Giguet-Covex *et al.* 2012 ; Wilhelm *et al.* 2011, 2012). Parallèlement, le lac du Bourget (Arnaud *et al.* 2005, 2012 ; Chapron *et al.* 2005; Debret *et al.* 2010) a été étudié. Il s'agit d'un système lacustre de grande taille, avec un bassin versant important et aux affluents drainant des zones de hautes altitudes. Ces deux cas d'études présentent cependant des inconvénients inhérents à ces systèmes, une forte sensibilité aux changements environnementaux dans le premier cas et la formation d'un signal détritique intégrateur de nombreux paramètres dans le second cas, qui rendent difficile la distinction de l'influence des forçages climatique et anthropique sur les phénomènes érosifs. A l'opposé, les lacs de Paladru et Moras sont situés à basse altitude (inférieur à 500 m) et entourés d'une végétation forestière plus dense, de sols plus évolués, sans tributaire hydrologique important. Ces différents paramètres rendent ces systèmes beaucoup moins sensibles à l'érosion

en l'absence de perturbations anthropiques ou climatiques de fortes intensités. De plus, ils ont été anthropisés depuis le Néolithique, selon des pressions et surtout des pratiques anthropiques différentes. Ils offrent donc une vision à long terme de l'évolution de l'érosion au cours de phases successives d'anthropisation et sous diverses formes de pratiques agraires.

Depuis le début de l'Holocène jusqu'à 2500 cal. BP (période A et B, Fig. 7.1 et 7.2), les variations climatiques ou les pratiques anthropiques n'ont pas été assez intense pour engendrer une hausse enregistrable, et donc *a priori* significative, de l'érosion des sols. Il semble que depuis le Tardiglaciaire, le seul facteur à avoir eu un impact suffisamment intense pour engendrer à nouveau une importante érosion des sols soit les activités anthropiques et celles-ci seulement à partir du second âge du Fer (période C1, Fig. 7.2). L'intensité de cette pression anthropique semble alors avoir été suffisante pour franchir un seuil engendrant des phénomènes significatifs d'érosion des sols. De nouvelles phases d'érosion des sols sont enregistrées au cours de l'époque médiévale (vers 1400 cal. BP et de 1000 cal. BP à l'actuel, périodes C2 et C3, Fig. 7.2).

La temporalité de ces phases d'érosion présente une forte synchronicité avec les périodes de changements d'ordres socioculturels (politique, économique, démographique, ...) et/ou l'introduction de nouveaux outils et techniques agraires :

- les changements d'ordres socioculturels successifs, en engendrant des réorganisations et des expansions de l'espace agricole en fonction des nouveaux besoins en ressources, jouent un rôle important sur l'érosion des sols. Cependant, pour appréhender plus précisément l'importance de ces facteurs, il est nécessaire que paléoenvironmentalistes, archéologues et historiens aient l'opportunité de confronter leurs approches et d'échanger leurs connaissances mutuelles sur une même zone d'étude.

- les évolutions technologiques ont certainement joué un rôle non négligeable sur l'érosion des sols en favorisant par exemple les défrichements, l'expansion des surfaces cultivées mais également en améliorant le labour. Toutefois, il serait important de posséder des informations plus précises sur les dates locales de l'introduction des différentes évolutions technologiques afin d'approfondir cette question.

D'un point de vue climatique, il semble que la plupart de ces phases ont lieu pendant des périodes plutôt chaudes et sèches telles que l'optimum climatique romain et médiéval, et ne sont pas initiées ou amplifiées par la péjoration du Petit Age Glaciaire (Fig. 7.2). A l'opposé, la plupart des augmentations des régimes de crue dans les études alpines ont lieu pendant des phases de détériorations climatiques marquées par des augmentations des précipitations (Giguet-Covex *et al.* 2012 ; Wilhelm *et al.* 2011, 2012). Ainsi, les phénomènes érosifs enregistrés dans ce type de lacs (Moras et Paladru) s'avèrent être plus sensibles aux forçages anthropiques qu'aux forçages

climatiques.

Dès lors, les sites de basses altitudes se révèlent être plus en adéquation à l'étude du rôle des forçages anthropiques sur l'érosion des sols de part leurs occupations plus précoces, plus continues et plus denses mais également de part la plus grande diversité de pratiques agro-pastorales. Toutefois, ces systèmes présentent le désavantage de posséder un stock moins important de matériaux facilement érodables, ce qui pose problème pour estimer des variations d'intensité de l'érosion entre plusieurs phases d'anthropisations successives.

1.4. Pollens de céréales et pratiques agraires (Fig. 7.3)

Les taxons polliniques caractérisant l'anthropisation des paysages pendant l'âge du Fer et l'époque romaine suggèrent un paysage composé principalement de pâtures et de quelques cultures. En effet, sur les trois lacs étudiés, les pourcentages de pollens associés aux pâtures sont élevés tandis que les pourcentages de pollen de céréales n'excèdent pas 2 %. Au Moyen Age, les forts pourcentages de céréales (entre 5 et 10 %) suggèrent au contraire l'existence de nombreuses zones de cultures mêlées à des zones de pâtures. Cette différence des pourcentages de céréales, et donc *a priori* de types de pratiques agro-pastorales, entre ces deux périodes peuvent s'expliquer par (1) l'augmentation des besoins en nourriture liée au fort essor démographique de la période médiévale ; (2) l'évolution des techniques agricoles permettant d'étendre la superficie des zones exploitables, d'améliorer la fertilité des champs et la rentabilité du bétail ; (3) le développement de la culture d'autres espèces de céréales (seigle) et l'amélioration des rendements.

La comparaison de ces pourcentages de céréales entre les trois sites étudiés dans cette thèse soulève tout de même quelques questions, notamment durant la période correspondant à l'âge du Fer et à l'époque romaine. Ainsi, la présence continue de céréales témoigne de la présence permanente de champs autour de ces lacs mais les pourcentages enregistrés restent de faibles valeurs (inférieurs 2 %). Concernant le lac d'Antre, ces faibles pourcentages peuvent s'expliquer par la vocation principalement religieuse du site, le climat montagnard et des versants pentus donc peu favorables à l'implantation de champs. Il est toutefois étonnant de retrouver à Moras et à Paladru des pourcentages de céréales identiques à ceux enregistrés à Antre. Dès lors, pourquoi ces pourcentages de céréales ne sont pas plus élevés sur ces deux sites, *a priori*, plus propices au développement d'activités agricole ? Cette question est d'autant plus pertinente puisque des vestiges archéologiques d'habitations, de *villae* ou de dépendances agricoles ont été retrouvés en bordure ou sur les bassins versants de ces deux lacs. On peut alors émettre l'hypothèse que les

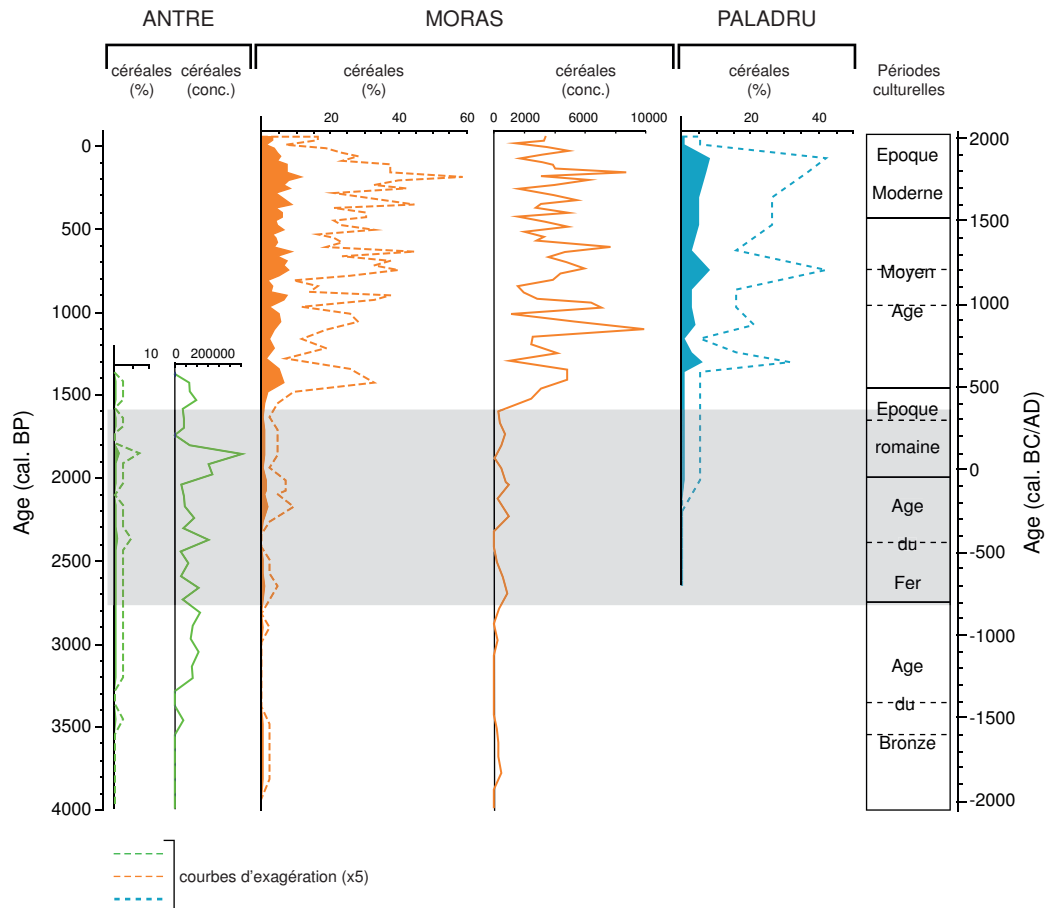


Figure 7.3 - Comparaison des pourcentages et des concentrations absolues des pollens de céréales des lacs d'Antre, de Moras et de Paladru sur les 4000 dernières années

bassins versant des trois lacs étudiés aient été, à cette époque, peu sujet à la culture de céréales et que l'étendue des zones pastorales était supérieure à celle des champs.

Partant de ce postulat :

- existe-t-il des sites (situés dans des zones géographiques réunissant des conditions plus appropriées à la culture de céréales) pour lesquels des pourcentages de céréales plus élevés sont enregistrés durant l'âge du Fer et l'époque romaine. Dans ce cas, certaines régions étaient-elles plutôt dédiées à l'élevage tandis que d'autres à la céréaliculture ? Ces interrogations s'intègrent à la question de la possible existence de spécificités agraires régionales liées à de multiples facteurs géographiques locaux (nature des sols, altitude, climat...), aux techniques et à la nature des plantes cultivées (Lepetz & Matterné 2003 ; Vannièrre 2001). Les études polliniques à basse altitude actuellement disponibles, par exemple sur le Plateau lorrain (Etienne 2011), enregistrent comme à Antre, Moras et Paladru des indices polliniques principalement associés au pastoralisme et de faibles pourcentages de céréales (1 à 2 %). Toutefois, les séquences polliniques étudiés en

basse altitude sont encore trop rares en France afin de réaliser des comparaisons et de développer pleinement cette question.

- ce constat pourrait être également lié à des biais d'ordre méthodologique. Est-ce que l'image pollinique reflète convenablement la réalité des paysages à cette époque ? Les faibles pourcentages de céréales signifient-ils réellement qu'il y avait peu de champs, ou est-ce que ceux-ci peuvent être dus à leurs faibles rendements (nombre de pieds et production pollinique) ? Les insuffisances de la culture attelée légère pendant l'antiquité en Europe du Nord-Ouest constatée par Mazoyer & Roudart (1997) peut en partie aider à répondre à la question puisque « *dans ce genre de système, les cultures céréalières ne peuvent être que fort peu étendues, mal fumées, mal préparés et d'un faible rendement* ». Par ailleurs, des travaux effectués par Soepboer *et al.* (2010) ont montré qu'il existait, pour la période actuelle, un biais important (facteur de 10) entre les pourcentages de pollen de céréales retrouvés dans les lacs et la proportion de zones cultivées dans les paysages environnants. Cependant, l'évolution de ce biais au cours du temps en fonction des espèces cultivées et des pratiques agraires utilisées est encore peu connue.

1.5. Le feu, un élément transversal des dynamiques climatique et anthropique - Caractérisation du régime des feux en régions tempérées depuis 15000 ans (Fig. 7.2 et 7.4)

Cette thèse illustre tout l'intérêt d'étudier le signal incendie dans des régions possédant un climat et une végétation limitant le déclenchement et la propagation naturelle des feux. Mais également au sein desquelles l'usage du feu en relation avec les activités agricoles est peu étayé historiquement, contrairement aux Pyrénées par exemple où des pratiques telles que l'essartage, l'écobuage et les feux pastoraux sont documentées (Rius 2010). Les reconstitutions du signal incendie des trois lacs étudiés démontrent qu'il existe dans ces environnements une dynamique des feux associée, à la fois, aux forçages climatiques et anthropiques.

Durant le Tardiglaciaire et le début de l'Holocène, les variations de la dynamique des feux (influx, fréquence) sont fortement corrélées aux fluctuations climatiques et aux modifications de la biomasse. Ainsi, la première augmentation significative de l'influx et de la fréquence de charbons est enregistrée à partir de 14500 cal. BP (transition Dryas ancien/Bølling). Au cours du Dryas récent (12500 à 11500 cal. BP), l'influx peut être décomposé en deux phases avec une diminution de 12500 à 12000 cal. BP puis une augmentation entre 12000 et 11500 cal. BP. Le début de l'Holocène est ensuite marqué par les plus fortes valeurs d'influx et de fréquence des feux (IFF autour de 7 épisodes de feu/500 ans) depuis le retrait glaciaire, mais ceux-ci diminuent

à partir de 11000 cal. BP. Dès lors, ces variations peuvent être liées à deux dynamiques combinées du climat et de la végétation : des conditions climatiques plus chaudes et l'expansion d'une végétation plus dense et arborée entraînent l'augmentation de l'influx et de la fréquence de feux ; à l'opposé le refroidissement des conditions climatiques, la diminution et le changement de composition de la biomasse engendrent une diminution de l'influx et de la fréquence des feux (cf. Chapitre 3).

Très peu d'études de reconstitution du signal incendie dans des régions tempérées d'Europe

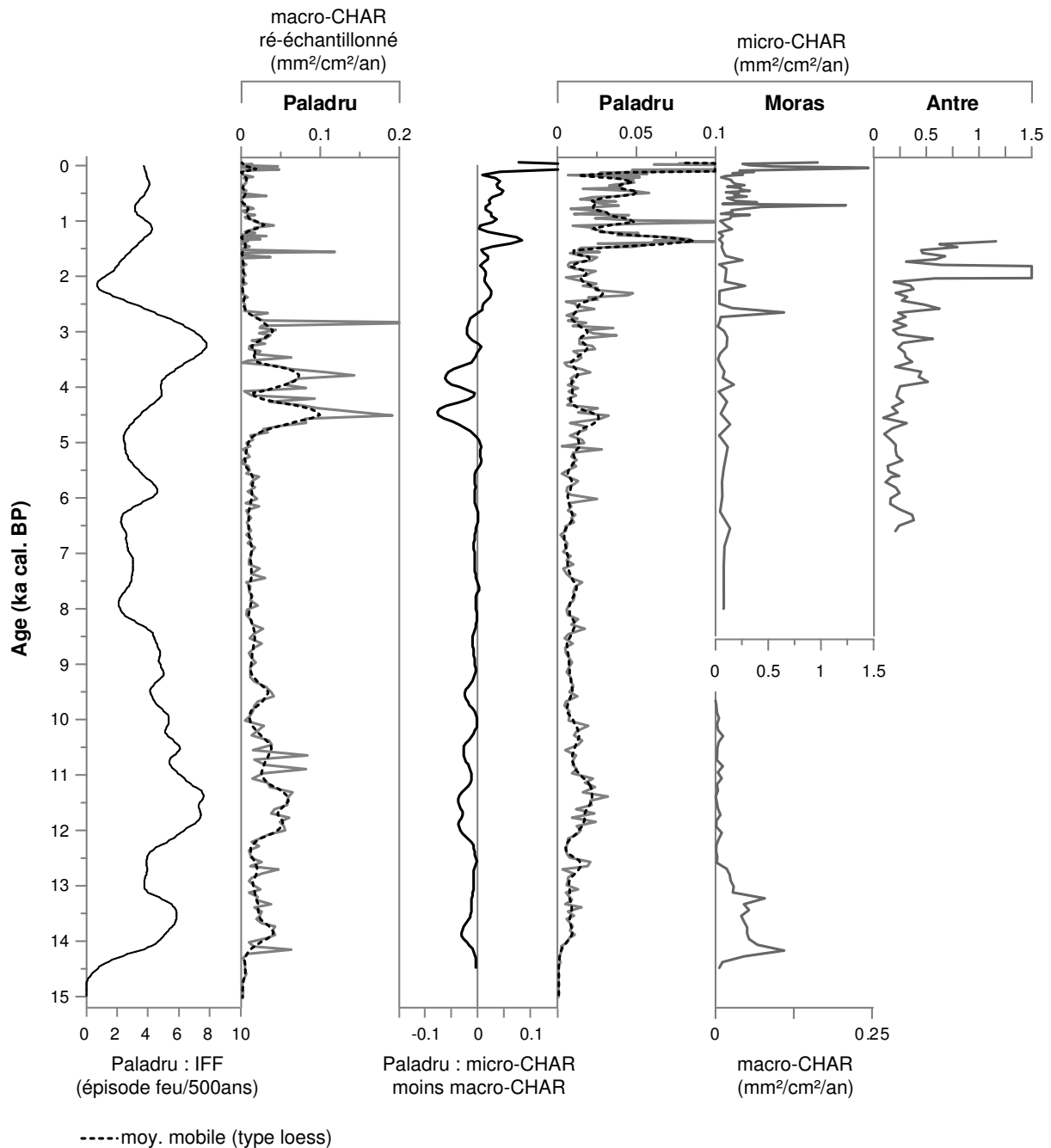


Figure 7.4 - Comparaison des données du signal incendie des trois lacs étudiés dans cette thèse

L'IFF a été calculé à partir des données en macro-charbons du lac de Paladru

La soustraction micro-CHAR moins macro-CHAR correspond à la soustraction des moyennes mobiles (en pointillés)

et couvrant cette période temporelle ont été jusqu'ici réalisées. Ceci limite donc les possibles comparaisons avec d'autres séquences réalisées dans des contextes environnementaux similaires. Toutefois, un plus grand nombre de données sont disponibles pour des régions telles que le bassin méditerranéen (Kaltenrieder *et al.* 2010 ; Vescovi *et al.* 2010) et l'Amérique du nord (Brunelle *et al.* 2005 ; Marlon *et al.* 2009 ; Millspaugh *et al.* 2000). Ainsi, les reconstitutions du signal incendie enregistrées dans la région méditerranéenne pendant le Tardiglaciaire, présentent peu de similitudes avec les résultats de cette thèse. Par contre ceux obtenus en Amérique du Nord présentent plusieurs similarités, notamment les phases d'augmentations de la dynamique des feux à 14700 cal. BP, entre 12000 et 8200 cal. BP, et la baisse enregistrée entre 8200 et 5000 cal. BP.

Au cours de l'Holocène moyen (8200 à 5000 cal. BP), ce qui correspond globalement aux périodes culturelles du Mésolithique et du Néolithique, les influx en micro- et en macro-charbons des trois lacs étudiés oscillent dans un faible ordre de grandeur et à Paladru, les fréquences de feu sont les plus faibles enregistrées sur toute la séquence (IFF autour de 3 épisodes de feux/500 ans).

Cette période correspond à l'optimum climatique holocène (*ca.* 9000 à 5000 cal. BP), mais plusieurs études ont démontré qu'au cours de cette phase, il y avait une hétérogénéité du climat en Europe occidentale selon un gradient latitudinal. En effet à 8200 cal. BP, une intensification des vents d'ouest apportent des conditions climatiques plus humides sur l'Europe entre 43 ° et 50 ° de latitude, tandis que les zones au nord ou au sud de ces gradients, sont marquées par un climat plus sec (Magny *et al.* 2003 ; Vannièr *et al.* 2012). Ce mécanisme pourrait expliquer les faibles influx enregistrés pour les trois lacs étudiés et les faibles fréquences de feu enregistrées au lac de Paladru (latitude 45°N). Les conditions climatiques humides ayant certainement limité le déclenchement et la propagation des feux. Inversement, de forts influx en macro-charbons et de hautes fréquences de feux sont enregistrées entre 8000 et 5000 cal. BP, sur plusieurs sites situés au sud de la latitude 43 N, dans les Pyrénées françaises (Rius *et al.* 2012 ; Rius *et al.* 2011), dans le sud des Alpes (Kaltenrieder *et al.* 2010) et dans la partie nord-ouest de la région méditerranéenne (Vannièr *et al.* 2011). Ces études concluent à la prédominance des conditions climatiques régionales chaudes et sèches sur l'activité du feu et mettent le rôle des activités humaines sur un plan secondaire.

Pendant le Mésolithique, les impacts anthropiques sont très difficiles à identifier par les données paléoenvironnementales car ils sont très localisés, à petite échelle et de courte durée (Behre *et al.* 2007). A cette époque, la population était certainement trop faible pour engendrer un impact significatif sur la fréquence des incendies à l'échelle régionale ou mondiale (Power *et al.* 2008). Ainsi, au cours de cette période, l'impact humain sur l'activité du feu peut être considéré comme

rare et très localisée.

Durant l'expansion de la culture néolithique en Europe, de nombreuses études réparties dans l'ensemble de l'Europe, enregistrent des occurrences de feux (*ca.* 7000 cal. BP) (Clark *et al.* 1989 ; Rius *et al.* 2009 ; Vannièrè *et al.* 2008.). Ces augmentations sont liées à une histoire locale de l'implantation de ces sociétés puisque le système de culture dominant était alors basé sur la technique de l'abattis brulis et nécessitait une utilisation régulière du feu pour les défrichements et la mise en culture. Malgré la présence sporadique d'indices d'anthropisation enregistrée autour des lacs, il semble que le signal incendie (micro- ou les macro-charbons) ait peu augmenté en parallèle à ces occupations temporaires. Par conséquent, il semble que les conditions climatiques plus froides et plus humides que pendant la période précédente ont été un frein à l'activité naturelle des feux et que les potentiels impacts anthropiques n'ont pas été d'assez forte ampleur pour avoir un effet sur le signal incendie.

Pendant le Tardiglaciaire et la première moitié de l'Holocène (de 14700 à 5000 cal. BP), les signaux en micro- et en macro-charbons, étudiés conjointement sur le lac de Paladru, suivent les mêmes variations. Il semble que le contrôle essentiellement climatique du signal incendie entraîne une même tendance entre signal local (macro-charbons) et régional (micro-charbons). A l'opposé, au cours de la seconde moitié de l'Holocène, les variations de micro- et de macro-charbons se disjoignent (Fig. 7.4). Une forte réaction du signal macro-charbons (forte accumulation en charbon et fréquence de feux élevée) est enregistrée pendant les phases d'anthropisation de la fin du Néolithique et de l'âge du Bronze (5000 à 2700 cal. BP/3050 à 850 BC), tandis qu'en parallèle les augmentations des influx en micro-charbons sont de faibles amplitudes (période B, Fig. 7.2). Cette faible réaction du signal en micro-charbons est également observée pour les lacs de Moras et d'Antre pendant la même période (Fig. 7.4). Pour ces deux lacs, il est difficile d'appréhender le moment à partir duquel l'homme a intégré le feu dans ces pratiques agro-pastorales, tant les augmentations d'influx en charbon pendant les phases supposées d'anthropisation sont de faible ampleur.

Les différences d'enregistrement entre les signaux de macro- et de micro-charbons semblent apparaître à partir du moment où l'homme commence à intégrer le feu en tant qu' « outil » (*ca.* 5000-4500 cal. BP/3050-2550 BC). En effet, en parallèle de l'évolution des pratiques agro-pastorales au cours du temps, les usages du feu ont changé : différents types feu ont été utilisés (feu pour défricher, débroussailler, entretenir), divers types de végétation ont brûlé et les changements du degré d'ouverture du paysage a certainement joué un rôle sur les apports locaux et régionaux de particules de charbons.

Pour le lac de Paladru, le passage d'un « contrôle naturel » des feux à un « contrôle anthropique »

semble donc se situer autour de 5000-4500 cal. BP (3050-2550 BC), soit au Néolithique final. A cette époque, les occurrences de feu, majoritairement enregistrée par les macro-charbons, semblent liées à une utilisation localisée du feu pour ouvrir les paysages et pour implanter des cultures (abattis-brûlis). Dans plusieurs zones géographiques telles que les Alpes (Tinner *et al.* 1999 ; Gobet *et al.* 2003 ; Carcaillet *et al.* 2009 ; Kaltenrieder *et al.* 2010 ; Valsecchi *et al.* 2006), l'Italie (Vannière *et al.* 2008 ; Sadori *et al.* 2004) et les Pyrénées (Rius *et al.* 2009), le « contrôle anthropique » sur le signal incendie est proposé à partir de 4500-4000 cal. BP (2550-2050 BC). Concernant les conditions climatiques, c'est à partir de 5500-5000 cal. BP, qu'elles deviennent plus froides et plus humides en relation avec le début de la période « Néoglaciale » (Renssen *et al.* 2009). Dans les Alpes cette période est caractérisée par une baisse des températures (Larocque *et al.* 2010) et une augmentation des conditions d'humidité (Haas *et al.* 1998 ; Magny 2004). Or durant cette période, la fréquence des feux augmente alors que, selon les conditions climatiques, elle devrait au contraire baisser. Cette divergence renforce l'hypothèse qu'à Paladru, entre 5000 à 2700 cal. BP (3050 à 850 BC), l'homme influence l'activité des feux (fréquence et intensité) aussi fortement que le forçage climatique car l'IFF atteint les mêmes valeurs (7 épisodes de feu/500 ans) que celles enregistrées entre 12000 et 11000 cal. BP à la fin à du Dryas récent et au début de l'Holocène.

A partir de l'âge du Fer et pendant l'époque romaine (2700 to 1500 cal. BP/ 750 BC à 450 AD), les augmentations de l'influx en micro-charbons sont corrélées de façon plus évidentes avec les périodes de défrichements et d'expansion des activités agro-pastorales (période C1, Fig. 7.2). Par contre, aucune augmentation de l'accumulation en macro-charbons n'est enregistrée au lac de Paladru (Fig. 7.4), les valeurs de fréquence de feux sont donc les plus basses enregistrées sur toute la séquence. Cette faible proportion en macro-charbons pendant la période d'expansion des activités agro-pastorales et d'importante érosion des sols ne traduit pas nécessairement une absence d'utilisation du feu. En effet, ces différences d'enregistrement des signaux macro- et micro-charbons peuvent traduire la main mise de l'homme sur l'activité des feux et peuvent être liées à des changements de type d'utilisation du feu (l'utilisation de feux d'entretien devient prépondérante par rapport aux feux de conquête), de type de végétation brûlée et de différences d'apports locaux ou régionaux.

A partir du Moyen Age (1500 cal. BP/450 AD), les variations de l'influx en micro-charbons changent puisque le bruit de fond augmente, de même que l'ampleur des pics. A Paladru et Moras, les augmentations de l'influx en micro-charbons sont fortement corrélées aux phases d'expansions des activités anthropiques qui ont lieu pendant toute la période médiévale (période

C2, Fig. 7.2). L'influx et la fréquence en macro-charbons augmentent également mais dans une moindre mesure par rapport à ce qui a été enregistré au cours du Néolithique final et de l'âge du Bronze (IFF autour de 4 épisodes de feu/500 ans) (Fig. 7.4). Ces différentes modifications du signal incendie sont ainsi liées à une augmentation de l'utilisation du feu dans une dynamique d'expansion des activités agro-pastorales, que ce soit à une échelle locale et régionale.

Au cours de la période moderne (1850 AD à aujourd'hui), l'augmentation du signal en micro-charbons pourrait être liée à l'industrialisation et à l'émission de particule de charbons par ces industries (période C3, Fig. 7.2). Cette augmentation du signal incendie n'est pas corrélée à une forte expansion des activités agro-pastorales et plutôt même à une période de déprise agricole. Elle traduit donc un nouveau changement du signal incendie en relation avec une nouvelle modification des activités anthropiques et des besoins socio-économiques.

2. Perspectives

2.1. Tenter de mieux caractériser les pratiques agro-pastorales à l'aide d'autres marqueurs

La différence de pratique agro-pastorale enregistrée entre la période de l'âge du Fer/époque romaine et du Moyen Age demande encore à être approfondie, afin d'essayer de mettre en évidence le type d'activité agro-pastorale dominant. L'analyse des spores de champignons coprophiles se développant dans les fèces des animaux peut en partie aider à répondre à cette question. Ces spores parviennent dans le lac par les processus érosifs et peuvent être utilisés en tant que marqueur de la pression pastorale (Cugny et al. 2010). Il serait intéressant de dénombrer ces champignons coprophiles afin d'appréhender l'évolution de la pression pastorale au cours des périodes d'anthropisation successives et de confirmer la domination de l'activité pastorale à l'âge du Fer/époque romaine par rapport à l'époque médiévale sur les lacs étudiés.

2.2. Erosion et anthropisation

Dans l'optique d'améliorer nos connaissances dans ce domaine, il serait pertinent de caractériser plus précisément les flux érosifs associés à chaque période d'anthropisation, prendre plus en compte l'implantation spatiale des activités anthropiques dans le bassin versant et les aménagements associés :

- cette thèse a permis de percevoir, à partir du second âge du Fer, d'importants phénomènes d'érosion des sols en parallèle du développement des activités agro-pastorales. Cependant dans les périodes antérieures correspondant au Néolithique et à l'âge du Bronze, plusieurs occurrences d'activités agro-pastorales sont enregistrées mais ne semblent pas corrélées avec une augmentation significative du signal détritique. Ainsi, il serait pertinent d'utiliser d'autres méthodes pour tenter de mettre en évidence ces phénomènes d'érosion plus infimes, comme l'étude des palynofaciès qui a été envisagé au lac de Paladru par Anaëlle Simonneau (Simonneau *et al.* in review). Cette méthode consiste à caractériser la nature de la matière organique contenue dans les sédiments, en complément de l'étude des apports détritiques minéraux, afin d'identifier des marqueurs spécifiques de matériel d'origine terrestre (litière) ou lacustre (algale). Des apports de matériel organique allochtone ont été ainsi enregistrés à l'âge du Bronze, période pour laquelle aucun apport de matériel détritique minérale n'avait été précédemment enregistré.

- les processus érosifs ont pu être influencés au cours du temps par la localisation et l'intensité des implantations anthropiques au sein du bassin versant, et ainsi affecter suivant les périodes des zones anciennement cultivées ou jusqu'alors enforestées. Cette localisation a pu changer au cours du temps selon les besoins et le contexte politique que ce soit dans l'optique d'une recherche de rendement agricole (implantation sur des terres à fort potentiel agricole) adapté aux techniques agricoles disponibles ou recherche de sécurité (implantation dans des endroits à vocation défensive). La taille du bassin versant a également due jouer un rôle dans l'implantation des activités des sociétés successives (plus le bassin versant est petit, moins les possibilités d'occuper de nouvelles terres sont élevées). Pour aller plus loin dans l'interprétation du signal détritique, il serait important de tenir compte de tous ces paramètres. Il serait donc intéressant de posséder la localisation spatiale, dans les différents bassins versants étudiés, des habitats et des activités à l'époque romaine et au Moyen Age et de déterminer si leurs positions ont changé, ou non, au cours du temps.

- la présence d'obstacles dans le paysage (talus, fossés, etc.) peut limiter les apports détritiques jusqu'au lac et donc donner la perception d'une plus faible érosion alors que la présence de nombreuses activités agricoles tend à penser le contraire. L'étude de la morphologie des paysages anciens, en essayant de localiser les anciens champs (position et forme), les talus, les fossés ou les terrasses, permettrait de mieux comprendre les processus érosifs. Ces paramètres pourraient être renseignés par la prospection pédestre, l'étude de cartes anciennes et également des analyses pédologiques.

2.3. Méthodologie de l'étude des feux

L'étude du signal incendie effectuée dans cette thèse, dans ce contexte environnemental et d'anthropisation, soulève de nombreuses questions et plusieurs points demandent encore à être approfondis :

- Afin de traiter plus précisément des liens entre le climat et le régime des feux naturels au Tardiglaciaire et au début de l'Holocène, il faudrait bénéficier de séquences sédimentaires plus dilatées afin de posséder une meilleure résolution temporelle. Ceci permettrait d'observer plus en détail les variations du signal incendie en relation avec les variations climatique du Tardiglaciaire mais également avec les micro-oscillations climatique comme par exemple l'oscillation Préboréal ou celle de Gerzensee. Dans cette même optique, il serait plus pertinent de comparer les données en paléo-incendie à des données climatiques locales. L'étude des chironomes est par exemple un paramètre intéressant à étudier en parallèle puisqu'il permet d'effectuer des reconstitutions des températures estivales ou hivernales.

- Tout comme les pratiques agro-pastorales ont évolué depuis le Néolithique jusqu'à la période actuelle, les usages du feu ont eux aussi varié (feu de conquête, d'entretien). L'étude combinée des macro- et micro-charbons, comme celle effectuée sur le lac de Paladru, semble être une piste assez intéressante pour tenter de distinguer différents usages du feu au cours du temps. Plusieurs divergences d'enregistrement entre les particules micro- et macro-charbons ont été observées durant les périodes d'anthropisation. Il semblerait donc intéressant d'effectuer plus fréquemment ce type d'étude, dans les zones durablement anthropisés, afin de confirmer ou d'infirmer les résultats obtenus pour le lac de Paladru.

- Dans l'avenir, il serait également important de poser des trappes à sédiments dans plusieurs lacs et à plusieurs endroits dans le lac, afin de mieux comprendre les processus de dépôt des charbons dans ce type d'écosystème. En effet actuellement, lorsqu'il n'y a pas de feux, la part d'apport secondaire de charbons provenant dans le fond du lac par ruissellement du bassin versant ou par remobilisation depuis les zones littorales est encore mal connue.

Les résultats acquis dans cette thèse démontrent tout l'intérêt d'effectuer des études paléo-environnementales, multi-paramètres dans des zones agraires. La multiplicité des pratiques au cours du temps induit une complexification dans les variations des différents paramètres étudiés,

dont il reste encore beaucoup à découvrir. La mise en place de ce type d'étude sur des sites ayant été au préalable documentés par des historiens et des archéologues sera d'autant plus fructueuse.

A decorative L-shaped line consisting of a horizontal top bar, a vertical left bar, and a horizontal bottom bar, all in black. The word 'Bibliographie' is centered within the space defined by these lines.

Bibliographie

-A-

- Ammann B., Birks H.J.B., Drescher-Schneider R., Juggins S., Lang G. and Lotter A.F., 1993.** Patterns of variation in Late Glacial pollen stratigraphy along a north-west–south-east transect through Switzerland - a numerical analysis. *Quaternary Science Reviews* 12: 277-286.
- Andersen S.T., 1979.** *Identification of wild grass and cereal pollen.* Danmarks Geologiske Undersogelse, Arbóg, 69-92.
- Argant J., 1990.** *Climat et environnement au Quaternaire dans le bassin du Rhône d'après les données palynologiques.* Thèse, Université Claude Bernard, Villeurbanne.
- Argant J., Bégeot C. and Marrocchi Y., 2008.** L'environnement végétal au Tardiglaciaire à partir de l'étude pollinique de trois lacs : La Thuile, Saint-Jean-de-Chevelu et Moras. *In* : Pion G. (Ed), *La fin du Paléolithique supérieur dans les Alpes du nord françaises et le Jura méridional. Approches culturelles et environnementales (Réflexions et synthèses à partir d'un projet collectif de recherche).* Mémoire de la Société Préhistorique Française, Paris, 23-40.
- Arnaud F., Revel-Rolland M., Chapron E., Desmet M. and Tribovillard N., 2005.** 7200 years of Rhône river flooding activity in Lake Bourget, France: A high-resolution sediment record of NW Alps hydrology. *The Holocene* 15: 420-428.
- Arnaud F., Wessels M., Chapron E., Revel-Rolland M. and Desmet M., 2008.** Signaux terrigènes dans les grands lacs subalpins : un marqueur régional à haute résolution des conditions paléohydrologiques ? *In*: Desmet M., Magny M. et Mocchi F. (Eds), *Du climat à l'homme. Dynamique Holocène de l'environnement dans le Jura et les Alpes.* Collection EDYTEM - Cahiers de Paléoenvironnements, Chambéry, 77-88.
- Arnaud F., Révillon S., Debret M., Revel M., Chapron E., Jacob J., Giguet-Covex C., Poulénard J. and Magny M., 2012.** Lake Bourget regional erosion patterns reconstruction reveals Holocene NW European Alps soil evolution and paleohydrology. *Quaternary Science Reviews* 51: 81-92.

Auzet A.-V., Guerrini M.-C. et Muxart T., 1992. L'agriculture et l'érosion des sols : importance en France de l'érosion liée aux pratiques agricoles. *Economie rurale* 208: 105-110.

Auzet A.-V., 1987. L'érosion des sols cultivés en France sous l'action du ruissellement. *Annales de Géographie* 537 : 529-556.

-B-

Bégeot C., 1998. Le comportement pollinique du noisetier (*Corylus avellana*), son rôle comme indicateur d'impacts anthropiques ? L'exemple d'un transect dans le sud du Jura. *Acta Botanica Gallica* 145 : 271-277.

Behre K.-E., 1981. The interpretation of anthropogenic indicators in pollen diagrams. *Pollen et spores* 23: 225-245.

Behre K.-E., 1988. The role of man in European vegetation history. In: Huntley B. and Webb T. (Eds), *Vegetation History, Handbook of Vegetation Science*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 633-672.

Behre K.-E., 2007. Evidence for Mesolithic agriculture in and around central Europe? *Vegetation History and Archaeobotany* 16: 203-219.

Berger A. and Loutre M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Sciences Review* 4: 297-317.

Berger J.-F., 2010. *Peuplement et Milieu en bas Dauphiné (Isle Crémieu) de l'apparition de l'agriculture à l'époque moderne*. Rapport d'activité final de triennale du PCR «Peuplement et Milieu en bas-Dauphiné, Ile Crémieu, de l'apparition de l'agriculture à l'époque moderne».

Berger J.-F. & Bravard J.-P., 2012. Le développement économique romain face aux crises environnementales. Le cas de la Gaule Narbonnaise. In: Berger J.-F. (Eds), Actes du colloque «Des climats et des Hommes: glaciologie, climatologie, archéologie, histoire» 17-19 nov. 2009. Météo France-INRAP et Cité des Sciences et de l'Industrie, Paris, 269-289.

- Berger J.-F., Salvador P.-G., Franc O., Verot-Bourelly A. and Bravard J.-P., 2008.** La chronologie fluviale postglaciaire du haut bassin rhodanien. *In: Desmet M., Magny M. et Mocchi F. (Eds) Du climat à l'homme. Dynamique Holocène de l'environnement dans le Jura et les Alpes.* Collection EDYTEM - Cahiers de Géographie, Chambéry, 119-137.
- Bernigaud N., 2012.** *Les anthroposystèmes des marais de Bourgoin-la Verpillère (Isère) du Néolithique final à l'Antiquité tardive.* Thèse, Université de Sophia Antipolis, Nice.
- Bertrand F., Bleu S., Jospin J.-P. et Royet R., 2011.** *Carte archéologique de la Gaule, l'Isère, arrondissement de La Tour-du-Pin, 38/2.* Académie des Inscriptions et Belles-Lettres, Paris, 387 p.
- Beug H.-J., 1961.** *Leitfaden der Pollenbestimmung.* Gustav Fischer Verlag, Stuttgart.
- Beug H.-J., 2004.** *Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiet.* Pfiel, München, 542 p.
- Billaud Y., 2003.** *Le lac de Moras (Isère) : prospection inventaire subaquatique.* DRASSM, Annecy, 16 p.
- Billaud Y. & Marguet A., 2007.** *Les installations littorales de l'Age du Bronze dans les lacs alpins français. Etat des connaissances.* *In: Richard H., Magny M. et Mordant C. (Eds) Environnements et cultures à l'Age du Bronze en Europe occidentale,* Paris, 211-226.
- Birks H.J.B. and Ammann B., 2000.** Two terrestrial records of rapid climatic change during the glacial-Holocene transition (14,000-9,000 calendar years B.P.) from Europe. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 97: 1390-1394.
- Blaauw M., 2010.** Methods and code for "classical" age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology* 5: 512-518.
- Blackford J.J., 2000.** Charcoal fragments in surface samples following a fire and the implications for interpretation of subfossil charcoal data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 164: 33-42

- Bocquet A., 1974.** Un village de la fin du Néolithique en Dauphiné: la station des Baigneurs à Charavines [campagne 1973]. *Bulletin de l'Académie Delphinale* 3 : 78-80.
- Bocquet A., Brochier J.-L., Emery-Barbier A., 1987.** A submerged neolithic village: Charavines «Les Baigneurs» in lake Paladru, France. *In: Coles J.M. and Lawson A.J. (Eds) European wetlands in Prehistory.* Clarendon Press, Oxford, 33-54.
- Bocquet A. & Haussman L., 2001.** Dernières découvertes protohistoriques en nord-Dauphiné et en Savoie. *Bulletin de la Société préhistorique française* : 299-310.
- Borel J.-L., Bravard J.-P. et Monjuvent G., 1990.** *Pluvis, lac disparu: du retrait glaciaire à l'aménagement hydroélectrique.* Revue de Paléobiologie, Muséum d'Histoire Naturelle de Genève, 101 p.
- Bouby L. & Billaud Y., 2001.** Economie agraire à la fin de l'âge du Bronze sur les bords du lac du Bourget (Savoie, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Sciences de la Terre et des planètes* 333 : 749-756.
- Bowman D.M.J.S., Balch J.K., Artaxo P., Bond W.J., Carlson J.M., Cochrane M.A., D'Antonio C.M., DeFries R., Doyle J.C., Harrison S.P., Johnston F.H., Keeley J.E., Krawchuk M.A., Kull C.A., Marston J.B., Moritz M.A., Prentice I.C., Roos C.I., Scott A.C., Swetnam T.W., van der Werf G. and Pyne S.J., 2009.** Fire in the earth system. *Science* 324: 481-484.
- Boyle J.F., Gaillard M.-J., Kaplan J.O. and Dearing J.A., 2011.** Modelling prehistoric land use and carbon budgets: A critical review. *The Holocene* 21: 715-722.
- Bradshaw E.G., Rasmussen P. and Vad Odgaard B., 2005.** Mid-to late-Holocene land-use change and lake development at Dallund S0, Denmark: synthesis of multiproxy data, linking land and lake. *The Holocene* 15, 1152-1162.
- Briggs J.M., Spielmann K.A., Schaafsma H., Kintigh K.W., Kruse M., Morehouse K. and Schollmeyer K., 2006.** Why ecology needs archaeologists and archaeology needs ecologists. *Frontiers in Ecology and the Environment* 4: 180-188.

Brochier J.-L., Borel J.-L. et Druart J.-C., 2007. Les variations paléoenvironnementales de 1000 avant à 1000 après J.C. et la question des «optima» climatiques de l'Antiquité tardive et du Moyen Age sur le piémont des Alpes du nord à Colletière, lac de Paladru, France. *Quaternaire* 18 : 253-270.

Brun C., 2007. *Archéophytes et néophytes. Pour une détermination des marqueurs polliniques forts de l'anthropisation dans les milieux cultivés et rudéraux de Franche-Comté.* Thèse, Université de Franche-Comté, Besançon.

Brun P. & Ruby P., 2008. *L'âge du Fer en France : Premières villes, premiers Etats celtiques.* Editions La Découverte, Paris, 177 p.

Büntgen U., Tegel W., Nicolussi K., McCormick M., Frank D., Trouet V., Kaplan J.O., Herzig F., Heussner K.-U., Wanner H., Luterbacher J. and Esper J., 2008. 2500 Years of European Climate Variability and Human Susceptibility. *Science* 331: 578-582.

Brunelle A., Whitlock C., Bartlein P. and Kipfmüller K., 2005. Holocene fire and vegetation along environmental gradients in the northern Rocky Mountains. *Quaternary Science Reviews* 24: 2281-2300.

-C-

Camill P., Umbanhowar C.E., Teed R., Geiss C.G., Aldinger J., Dvorak L., Kenning J., Limmer J. and Walkup K., 2003. Late-glacial and Holocene climatic effects on fire and vegetation dynamics at the prairie-forest ecotone in south-central Minnesota. *Journal of Ecology* 91: 822-836.

Carcaillet C., 1998. A spatially precise study of Holocene fire history, climate and human impact within the Maurienne valley, North French Alps. *Journal of Ecology* 86: 384-396.

Carcaillet C., Almquist H., Asnong H., Bradshaw R.H.W., Carrión J.S., Gaillard M.-J., Gajewski K., Haas J.N., Haberle S.G., Hadorn P., Müller S.D., Richard P.J.H., Richoz I., Rösch M., Sánchez Goñi M.F., von Stedingk H., Stevenson A.C., Talon B., Tardy C., Tinner W., Tryterud E., Wick L. and Willis K.J., 2002. Holocene biomass

burning and global dynamics of the carbon cycle. *Chemosphere* 49: 845-863.

Carrion J.S., Sanchez-Gomez P., Mota J.F., Yll R. and Chain C., 2003. Holocene vegetation dynamics, fire and grazing in the Sierra de Gádor, southern Spain. *The Holocene* 13: 839-849.

Carozza L. & Marcigny C., 2007. *L'âge du Bronze en France*. Editions La Découverte, Paris, 155 p.

Chapron E., Desmet M., de Putter T., Loutre M.-F., Beck C. and Deconinck J.-F., 2002. Climatic variability in the northwestern Alps, France, as evidenced by 600 years of terrigenous sedimentation in Lake Le Bourget. *The Holocene* 12: 177-185.

Châtain H., 1980. Les haches en pierres polies dans le Bas-Dauphiné. *Evocations* 2: 41-44.

Chauffin J., 1981. Vingt ans après un premier inventaire de nos sites gallo-romains. *Evocations*, 1-10.

Christensen P., Recher H. and Hoare J., 1981. Responses of open forests (dry sclerophyll forests) to fire regimes. In: Gill A.M., Groves R.H. and Noble I.R. (Eds), *Fire and the Australian Biota*. Australian Academy of Science, Canberra, 367-393.

Clark J.L., 1984. Effects of charcoal on pollen preparation procedures. *Pollen et Spores* 26: 559-579.

Clark J.S., 1988. Particle motion and the theory of charcoal analysis: source area, transport, deposition, and sampling. *Quaternary research* 30: 67-80.

Clark J.S., Merkt I. and Muller H., 1989. Post-Glacial fire, vegetation and human history of the northern Alpine Forelands, southwestern Germany. *Journal of Ecology* 77: 897-925.

Claussen M., Brovkin V., Calov R., Ganopolski A. and Kubatzki C., 2005. Did humankind prevent an early glaciation? Comment on Ruddiman's hypothesis of a pre-historic anthropocene. *Climatic Change* 69: 409-417.

- Clerc E., 1840.** *Essai sur l'histoire de la Franche-Comté, Volume 2.* Editions Bintot, Besançon, 320 p.
- Clerc J., 1988.** *Recherches pollenanalytiques sur la paléoécologie tardiglaciaire et holocène du Bas-Dauphiné.* Thèse, Université de Droit, d'Economie et des Sciences, Aix-Marseille.
- Cofer W.R., Koutzenogii K.P., Kokorin A. and Ezcurra A., 1997.** Biomass burning emissions and the atmosphere. *In: Clark J.S., Cachier H., Goldammer J.G. and Stocks B.J. (Eds) Sediment records of biomass burning and global change.* Springer, Berlin, 189-206.
- Colardelle M. & Verdel E., 1993.** *Les Habitats du lac de Paladru (Isère) dans leur environnement : la formation d'un terroir au XIème siècle.* Editions de la Mison des sciences et de l'homme, Paris, 416 p.
- Colombaroli D., Vannièrè B., Chapron E., Magny M. and Tinner W., 2008.** Fire-vegetation interactions during the Mesolithic-Neolithic transition at Lago dell'Accesa, Tuscany, Italy. *The Holocene* 18: 679-692.
- Colombaroli D., Marchetto A. and Tinner W., 2007.** Long-term interactions between Mediterranean climate, vegetation and fire regime at Lago di Massaciuccoli (Tuscany, Italy). *Journal of Ecology* 95: 755-770.
- Conedera M., Tinner W., Neff C., Meurer M., Dickens A.F. and Krebs P., 2009.** Reconstructing past fire regimes: methods, applications, and relevance to fire management and conservation. *Quaternary Science Reviews* 28: 555-576.
- Couteaux M., 1977.** A propos de l'interprétation des analyses polliniques de sédiments minéraux, principalement archéologiques. *In: Laville H. et Renault-Miskovsly J. (Eds) Approches écologiques de l'homme fossile.* Supplément de l'A.F.E.Q, Paris, 259-276.
- Coutterand S., Schoeneich P. et Nicoud G., 2009.** Le lobe glaciaire lyonnais au maximum würmien glacier du Rhône ou/et glaciers savoyards ? *In: Deline P. et Ravanel L. (Eds) Neige et glace de montagne. Reconstitution, dynamique, pratique.* Collection EDYTEM, Cahiers de géographie, 11-22.

Court-Picon M., 2007. *Mise en place du paysage dans un milieu de moyenne et haute montagne du Tardiglaciaire à l'époque actuelle. Analyse du signal palynologique en Champsaur (Hautes-Alpes, France) à l'interface des dynamiques naturelles et des dynamiques sociales.* Thèse, Université de Franche-Comté, Besançon.

Crucifix M., Loutre M.F. and Berger A., 2005. Commentary on «The anthropogenic greenhouse era began thousands of years ago». *Climatic Change* 69: 419-426.

Crutzen P.J. and Stoermer E.F., 2000. The Anthropocene. *Global Change Newsletter* 41: 17-18.

Cugny C., Mazier F. and Galop D., 2010. Modern and fossil non-pollen palynomorphs from the Basque mountains (western Pyrenees, France): the use of coprophilous fungi to reconstruct pastoral activity. *Vegetation History and Archaeobotany* 19: 391-408.

-D-

de Beaulieu J.-L., Richard H., Ruffaldi P. and Clerc J., 1994. History of vegetation, climate and human action in the French Alps and the Jura over the last 15000 years. *Dissertationes Botanicae* 234: 253-275.

de Beaulieu J.-L. & Goeury C., 2004. Les premiers signes de l'anthropisation dans les Alpes françaises d'après l'analyse pollinique. In: Richard H. (Ed) *Néolithisation précoce. Premières traces d'anthropisation du couvert végétal à partir des données polliniques.* Presses universitaires de Franche-Comté, Besançon, 163-171.

de Beaulieu J.-L., Andrieu-Ponel V., Cheddadi R., Guiter F., Ravazzi C., Reille M. et Rossi S., 2006. Apport des longues séquences lacustres à la connaissance des variations des climats et des paysages pléistocènes. *Comptes Rendus Palevol* 5: 65-72.

de Klerk P., 2008. Patterns in vegetation and sedimentation during the Weichselian Late-Glacial in north-eastern Germany. *Journal of Biogeography* 35: 1308-1322.

Dean W., 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: Comparison with other methods. *Journal of*

- Sedimentary Petrology* 44: 242-248.
- Dearing J., 1991.** Erosion and land use. In: Berglund B.E. (Ed) *The cultural landscape during 6000 years in southern Sweden: The Ystad project*. Ecological Bulletin 41 : 283-292.
- Dearing J.A., 2006.** Climate-human-environment interactions: resolving our past. *Climate of the past* 2: 187-203.
- Dearing J.A. and Jones R.T., 2003.** Coupling temporal and spatial dimensions of global sediment flux through lake and marine sediment records. *Global and Planetary Change* 39: 147-168.
- Debret M., Chapron E., Desmet M., Rolland-Revel M., Magand O., Trentesaux A., Bout-Roumazeille V., Nomade J. and Arnaud F., 2010.** North western Alps Holocene paleohydrology recorded by flooding activity in Lake Le Bourget, France. *Quaternary Science Reviews* 29: 2185-2200.
- Dobremez J.-F., Lacassin M. et Mazars M., 1986.** *Carte de la végétation de la France n°53*, Lyon. CNRS.
- Dotterweich M., 2008.** The history of soil erosion and fluvial deposits in small catchments of central Europe: Deciphering the long-term interaction between humans and the environment - A review. *Geomorphology* 101: 192-208.
- Doyen E., Vannière B., Bichet V., Gauthier E., Richard H. and Petit C., 2011.** Vegetation history and landscape management from 6500 to 1500 cal. BP at Lac d'Antre, Gallo-Roman sanctuary of Villards d'Héria, Jura, France. *Vegetation History and Archaeobotany* DOI: 10.1007/s00334-0120364-0.
- Doyen E., Vannière B., Berger J.-F., Arnaud F., Tachikawa K. and Bard E., in press.** Land-use changes and environmental dynamics in the upper Rhone valley since Neolithic Times inferred from sediments of Lac Moras. *The Holocene*.
- Dunod P.-J., 1709.** La découverte entière de la ville d'Antre, en Franche Comté, qui fait changer de face à l'Histoire ancienne, civile et ecclésiastique de la même province et des provinces

voisines. Thomas Lombrail, Amsterdam, 265 p.

-E-

Enache M.D. and Cumming B.F., 2006. Tracking recorded fires using charcoal morphology from the sedimentary basin of Prosser Lake, British Columbia (Canada). *Quaternary Research* 65: 282-292.

Enters D., Dörfler W. and Zolitschka B., 2008. Historical soil erosion and land-use change during the last two millennia recorded in lake sediments of Frickenhauser See, northern Bavaria, central Germany. *The Holocene* 18: 243-254.

Etienne D., 2011. *Les mardelles intra-forestières de Lorraine - Origines, archives paléo-environnementales, évolutions dynamiques et gestion conservatoire.* Thèse, Université Henri-Poincaré, Nancy.

Etienne D., Ruffaldi P., Goepp S., Ritz F., George-Leroy M., Pollier B. and Dambrine E., 2011. The origin of closed depressions in Northeastern France: A new assessment. *Geomorphology* 126:121-131.

-F-

Faegri K. and Iversen J., 1989. *Textbook of Pollen Analysis, 4th Edition.* John Wiley and Sons (Eds), Chichester-New-York-Brisbane-Toronto-Singapore, 328 p.

Ferdière A., Malrain F., Matteredne V., Méniel, P. et Nissen Jaubert A., 2006. *Histoire de l'agriculture en Gaule : 500 av. J.-C. - 1000 apr. J.-C.* Editions Errance, Paris, 231 p.

Finsinger W. and Tinner W., 2005. Minimum count sums for charcoal concentration estimates in pollen slides: accuracy and potential errors. *The Holocene* 15: 293-297.

Finsinger W., Tinner W., van der Knaap W.O. and Amman 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: 612-631.

Flannigan M.D., Krawchuk M.A., de Groot W.J., Wotton M.B. and Gowman L.M., 2009. Implications of changing climate for global wildland fire. *International Journal of Wildland Fire* 18: 483-507.

Foley J.A., DeFries R., Asner G.P., Barford C., Bonan G., Carpenter S.R., Chapin F.S., Coe M.T., Daily G.C., Gibbs H.K., Helkowski J.H., Holloway T., Howard E.A., Kucharik C.J., Monfreda C., Patz J.A., Prentice C., Ramankutty N. and Snyder P.K., 2005. Global Consequences of Land Use. *Science* 570: 570-574.

Fossier R., 1984. *Paysans d'Occident (XIe-XIVe siècles)*. Presses Universitaires France, Paris, 216 p.

-G-

Gaillard M.-J. and Digerfeldt G., 1991. Palaeohydrological studies and their contribution to palaeoecological and paleoclimatic reconstructions. In: Berglund B.E. (Ed) *The cultural landscape during 6000 years in southern Sweden: The Ystad project*. Oikos Editorial Office, Copenhagen, 275-282.

Galop D., 1998. *La forêt, l'homme et le troupeau dans les Pyrénées. 6000 ans d'histoire de l'environnement entre Garonne et Méditerranée. Contribution palynologique*. Thèse, Université du Mirail, Toulouse.

Galop D., 2006. La conquête de la montagne Pyrénéenne au Néolithique. Chronologie, rythmes et transformations des paysages à partir des données polliniques. In: Guilaine J. (Ed) *Populations néolithiques et environnement*. Editions Errance, Paris, 279-295.

Gauthier E., 2002. Évolution des activités agropastorales du Haut Jura (France) au cours des trois derniers millénaires. *Quaternaire* 13 :137-147.

Gauthier E., 2004. *Forêts et agriculteurs du Jura. Les quatre derniers millénaires*. Presses Universitaires de Franche-Comté, Besançon, 197 p.

Gauthier E. & Richard H., 2007. La forêt jurassienne au cours des deux derniers millénaires à la

- lumière de quelques diagrammes polliniques. In: Dupouey J.-L., Dambrine E., Dardignac C. et Georges-Leroy M. (Eds) *La mémoire des forêts*. ONF-INRA-DRAC, Nancy, 57-67.
- Gauthier E. & Richard H., 2008.** Bronze Age at Lake Bourget (NW Alps, France): Vegetation, human impact and climatic change. *Quaternary International* 200: 111-119.
- Gauthier E., 2012.** *Pollen et Microfossiles : des crêts du Jura aux fjords du Groenland*. Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Franche-Comté, Besançon.
- Gavin D.G., Hu F.S., Lertzman K. and Corbett P., 2006.** Weak climatic control of stand-scale fire history during the Late Holocene. *Ecology* 87: 1722-1732.
- GIEC, 2007.** *Bilan 2007 des changements climatiques - Contribution des groupes de travail I, II et III au quatrième*. Rapport d'évaluation du groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, Genève, 103 p.
- Giesecke T., Hickler T., Kunkel T., Sykes M.T. and Bradshaw R.H.W., 2007.** Towards an understanding of the Holocene distribution of *Fagus sylvatica* L. *Journal of Biogeography* 34: 118-131.
- Giguet-Covex C., Arnaud F., Poulenard J., Enters D., Reyss J.-L., Millet L., Lazzarato J. and Vidal O., 2010.** Sedimentological and geochemical records of past trophic state and hypolimnetic anoxia in large, hard-water Lake Bourget, French Alps. *Journal of Paleolimnology* 43: 171-190.
- Giguet-Covex C., Arnaud F., Poulenard J., Disnar J.-L., Delhon C., Francus P., David F., Enters D. and Delannoy J.-J., 2011.** Changes in erosion patterns during the Holocene in a currently treeless subalpine catchment inferred from lake sediment geochemistry (Lake Anterne, 2063 m a.s.l., NW French Alps): The role of climate and human activities. *The Holocene* 21: 651-665.
- Giguet-Covex C., Arnaud F., Enters D., Poulenard J., Millet L., Francus P., David F., Rey P.-J., Wilhelm B. and Delannoy J.-J., 2012.** Frequency and intensity of high-altitude floods over the last 3.5 ka in northwestern French Alps (Lake Anterne). *Quaternary Research* 77: 12-22.

Gobet E., Tinner W., Hochuli P.A., Van Leeuwen J.F.N. and Ammann B., 2003. Middle to Late Holocene vegetation history of the Upper Engadine (Swiss Alps): the role of man and fire. *Vegetation History and Archaeobotany* 12: 143-163.

Goslar T., Ralska-Jasiewiczowa M., van Geel B., Łącka B., Szeroczyńska K., Chróst L. and Walanus A., 1999. Anthropogenic changes in the composition of Lake Gościąg (central Poland), during the last 330 years. *Journal of Paleolimnology*, 22, 171-185.

Grimm E., 1991-1993. *Tilia and Tilia Graph*. Illinois State Museum, Illinois.

Guitter F., Andrieu-Ponel V., Digerfeldt G., Reille M., de Beaulieu J.-L. and Ponel P., 2005. Vegetation history and lake-level changes from the Younger Dryas to the present in Eastern Pyrenees (France): pollen, plant macrofossils and lithostratigraphy from Lake Racou (2000 m a.s.l.). *Vegetation History and Archaeobotany* 94: 99-118.

-H-

Haas J.N., Richoz I., Tinner W. and Wick L., 1998. Synchronous Holocene climatic oscillations recorded on the Swiss Plateau and at timberline in the Alps. *The Holocene* 8: 301-309.

Haberl H., 2012. Addicted to resources. *Global change* 78: 20-23.

Havinga A., 1964. Investigation into the differential corrosion susceptibility of pollen and spores. *Pollen et spores* 6: 621-635.

Heegard E., Birks H.J.B. and Telford R.J., 2005. Relationships between calibrated ages and depth in stratigraphical sequences: an estimation procedure by mixed-effect regression. *The Holocene* 15: 612-618.

Heinselman M.L., 1973. Fire in the Virgin Forests of the Boundary Waters Canoe Area, Minnesota. *Quaternary Research* 3: 329-382.

Heiri O., Lotter A. and Lemcke G., 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal*

of *Paleolimology* 25:101-110.

Heiri O. and Millet L., 2003. Reconstruction of Late Glacial summer temperatures from chironomid assemblages in Lac Lautrey (France). *Journal of Quaternary Science* 20: 33-44.

Higuera P.E., Peters M.E., Brubaker L.B. and Gavin D.G., 2007. Understanding the origin and analysis of sediment-charcoal records with a simulation model. *Quaternary Science Reviews* 26: 1790-1809.

Higuera P.E., Brubaker L.B., Anderson P.M., Brown T.A., Kennedy A.T. and Sheng Hu F., 2008. Frequent fires in ancient shrub tundra: implications of Paleorecords for Arctic Environmental Change. *PLoS ONE* 3: e0001744.

Higuera P.E., Brubaker L.B., Anderson P.M., Sheng Hu F. and 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: 201-219.

Hoek W.Z., 2001. Vegetation response to the 14.7 and 11.5 ka cal. BP climate transitions: is vegetation lagging climate? *Global and Planetary Change* 30: 103-115.

Holzhauser H., 2007. Holocene glacier fluctuations in the Swiss Alps. In: Richard H., Magny M. et Mordant C. (Eds) *Environnements et cultures à l'âge du Bronze en Europe occidentale*. Comité des Travaux Historiques et Scientifiques, Paris, 29-43.

Holzhauser H., Magny M. and Zumbühl H.J., 2005. Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene* 15: 789-901.

Huntley B. and Birks H.J.B., 1983. *An atlas of past and present pollen maps for Europe: 0-13,000 years ago*. Cambridge University Press, Cambridge, 688 p.

Huntley B., 1996. Quaternary palaeoecology and ecology. *Quaternary Science Reviews* 15: 591-606.

Isarin R.F.B. and Bohncke S.J.P., 1999. Mean July temperatures during the Younger Dryas in Northern and Central Europe as inferred from Climate Indicator Plant Species. *Quaternary Research* 51: 158-173.

-J-

Jacob J., Disnar J.R., Arnaud F., Chapron E., Debret M., Lallier-Vergès E., Desmet M; and Revel M., 2008. Millet cultivation history in the French Alps as evidenced by a sedimentary molecule. *Journal of Archaeological Science* 35: 814-820.

Jensen K., Lynch E.A., Calcote R. and Hotchkiss S.C., 2007. Interpretation of charcoal morphotypes in sediments from Ferry Lake, Wisconsin, USA: do different plant fuel sources produce distinctive charcoal morphotypes? *The Holocene* 17: 907-915.

Joerin U., Stocker T. and Schlüchter C., 2006. Multicentury glacier fluctuations in the Swiss Alps during the Holocene. *The Holocene* 16: 697-704.

Jouffroy-Bapicot I., 2010. *Evolution de la végétation du Massif du Morvan (Bourgogne-France) depuis la dernière glaciation à partir de l'analyse pollinique. Variations climatiques et impact des activités anthropiques.* Thèse, Université de Franche-Comté, Besançon.

-K-

Kaltenrieder P., Procacci G., Vannièrè B. and 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: 679-695.

Küster H., 1988. *Vom werden einer Kulturlandschaft: vegetationsgeschichtliche Studien am Auerberg (Südbayern).* Wiley-VCH Verlag GmbH, Weinheim, 236 p.

-L-

Le Bissonnais Y., Thorette J., Bardet C. et Daroussin J., 2002. *L'érosion hydrique des sols en*

- France*. Rapport INRA-IFEN, Orléans, 106 p.
- Laine A., 2007.** *Le Boréal, chronologie, environnement et culturelle matérielle*. Rapport de Master 2, Université de Franche-Comté, Besançon.
- Lambin E.F. and Meyfroidt P., 2011.** Global land use change, economic globalization, and the looming land scarcity. *PNAS* 108: 3465-3472.
- Lang G., 1992.** Some aspects of European late- and post-glacial flora history. *Acta Botanica Fennica* 144: 1-17.
- Lang A. and Hönscheidt S., 1999.** Age and source of soil erosion derived colluvial sediments at Vaihingen-Enz, Germany. *Catena* 38: 89-107.
- Lepetz S. & Matteredne V., 2003.** Elevage et agriculture dans le Nord de la Gaule durant l'époque gallo-romaine : une confrontation des données archéologiques et carpologiques. *Revue archéologique de Picardie* 1-2 : 23-35.
- Lerat L., 1998.** *Les Villards d'Héria (Jura). Recherches archéologiques dirigées par l'auteur de 1958 à 1982 sur le site gallo-romain du «Pont des Arches»*. Presses universitaires de Franche-Comté, Besançon, 246 p.
- Leroux A., 2010.** *Caractérisation et évolution des flux détritiques et authigènes en contexte lacustre carbonaté au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène (lac Saint-Point, Haute-Châine du Jura) : implications paléoclimatiques et paléoenvironnementales*. Thèse, Université de Franche Comté, Besançon.
- Leroux A., Bichet V., Walter-Simonnet A.-V., Magny M., Adatte T., Gauthier E., Richard H. and 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: 883-892.
- Leroyer C., 1997.** *Homme, climat, végétation au Tardi et Postglaciaire dans le Bassin parisien : Apports de l'étude palynologique des fonds de vallée*. Thèse, Université de Paris I, Paris.

Leturcq S., 2004. *La vie rurale en France au Moyen Age - Xe- XVe siècle.* Editions Armand Colin., Paris, 180 p.

Levine J.S. and Cofer W.R., 2000. Boreal forest fire emissions and the chemistry of the atmosphere. *In: Kasischke E.S. and Stocks B.J. (Eds) Fire, climate change and carbon cycling in the Boreal forest.* Springer, New-York, pp 31-48.

Long C.J., Whitlock C., Bartlein P.J. and Millspaugh S.H., 1998. A 9000-year fire history from the Oregon Coast Range, based on a high resolution charcoal study. *Canadian Journal of Forest Research* 28: 774-787.

Lotter A.F., Eicher U., Siegenthaler U. and Birks H.J.B., 1992. Late-glacial climatic oscillations as recorded in Swiss lake sediments. *Journal of Quaternary Science* 7: 187-204.

Lotter A.F., Heiri O., Brooks S., van Leeuwen J.F.N., Eicher U. and 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.

-M-

Maenza-Gmelch TE., 1997. Vegetation, climate, and fire during the late-glacial - Holocene transition at Spruce Pond, southeastern New York, U.S.A. *Journal of Quaternary Science* 12: 15-24.

Magny M., 1992. Holocene lake-level fluctuations in Jura and the northern subalpine ranges, France: Regional pattern and climatic implications. *Boreas* 21: 319-334.

Magny M., 1995. Successive oceanic and solar forcing indicated by Younger Dryas and Early Holocene climatic oscillations in the Jura. *Quaternary Research* 43: 279-285.

Magny M., 2001. Palaeohydrological changes as reflected by lake-level fluctuations in the Swiss Plateau, the Jura Mountains and the northern French Pre-Alps during the Last Glacial–Holocene transition: a regional synthesis. *Global and Planetary Change* 30: 85-101.

- Magny M., 2004.** Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International* 113: 65-79.
- Magny M., 2008.** Les variations holocènes du niveau du lac de Neuchâtel enregistrées par la séquence sédimentaire de Concise, et leurs relations avec les habitats du Néolithique et de l'âge du Bronze. In: Winiger A. (Ed) *La Station lacustre de Concise. Stratigraphie, datations et contexte environnemental*. Cahiers d'Archéologie Romande, Lausanne, 211 p.
- Magny M., de Beaulieu J.-L., Drescher-Schneider R., Vannière B., Walter-Simonnet A.-V., Millet L., Bossuet G. and Peyron O., 2006a.** Climatic oscillations in central Italy during the Last Glacial–Holocene transition: the record from Lake Accesa. *Journal of Quaternary Science* 21: 311-320.
- 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. and Walter-Simonnet A.-V., 2006b.** Environmental and climatic changes in the Jura mountains (eastern France) during the Late-glacial-Holocene transition: a multi-proxy record from Lake Lautrey. *Quaternary Science Reviews* 25: 414-445.
- Magny M. & Ruffaldi P., 1995.** Younger Dryas and early Holocene lake-level fluctuations in the Jura Mountains, France. *Boreas* 24: 155-172.
- Magri D., Vendramin G.G., Comps B., Dupanloup I., Geburek T., Gömöry D., Latalowa M., Litt T., Paule L., Roure J.M., Tantau I., van der Knapp W.O., Petit R.G. and de Beaulieu J.-L., 2006.** A new scenario for the Quaternary history of European beech populations: palaeobotanical evidence and genetic consequences. *New Phytologist* 171: 199-221.
- Mandier P., Evin J., Argant J. et Petiot R., 2003.** Chronostratigraphie des accumulations würmiennes dans la moyenne vallée du Rhône : l'apport des dates radiocarbone. *Quaternaire* 14 : 113-127.
- Marlon J.R., Bartlein P.J. and Whitlock C., 2006.** Fire-fuel-climate linkages in the northwestern

- USA during the Holocene. *The Holocene* 16: 1059-1071.
- Marlon J.R., Bartlein P.J., Walsh M.K., Harrison S.P., Brown K.J., Edwards M.E., Higuera P.E., Power M.J., Anderson R.S., Briles C., Brunelle A., Carcaillet C., Hu F.S., Lavoie M., Long C., Minckley T., Richard P.J.H., Scott A.C., Shafer D.S., Tinner W., Umbanhowar C.E.J. and Whitlock C., 2009.** Wildfire responses to abrupt climate change in North America. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 106: 2519-2524.
- Martin L. & Thiébault S., 2010.** L'if (*Taxus baccata L.*) : histoire et usage d'un arbre durant la Préhistoire récente. L'exemple du domaine alpin et circum-alpin. In: Delhon C., Théry-Parisot I. et Thiébault S. (Eds) *Des hommes et des plantes : exploitation du milieu et gestion des ressources végétales de la Préhistoire à nos jours*. Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, 1-20.
- Martineau R., Vannière B. et Gabillot M., 2007.** *Territoires, environnement et pratiques agricoles au Néolithique final. Approche systématique des espaces agraires et des variations démographiques durant le IIIème millénaire B.C., du Jura suisse au Centre de la France*. Action concertée incitative jeunes chercheurs 2005-2007, Dijon.
- Mazoyer M. & Roudart L., 1997.** *Histoire des agricultures du monde, du Néolithique à la crise contemporaine*. Editions du Seuil, Paris, 705 p.
- Mercuri A.M., Sadori L., Uzquiano Ollero P., 2011.** Mediterranean and north-African cultural adaptations to mid-Holocene environmental and climatic change. *The Holocene* 21: 189-206.
- Mercuri A.M., Bandini Mazzanti M., Torri P., Vigliotti L., Bosi G., Florenzano A., Olmi L., and Massamba N'siala I., 2012.** A marine/terrestrial integration for mid-late Holocene vegetation history and the development of the cultural landscape in the Po valley as a result of human impact and climate change. *Vegetation History and Archaeobotany* 21: 353-372.
- Meyers P. and Teranes J.L., 2001.** Sediment organic matter. In: Last W.M. and Smol J.P. (Eds) *Tracking environmental change using lake sediments*. Dordrecht, Kluwer Publication,

Dordrecht, 239-270.

Millspaugh S.H., Whitlock C. and Bartlein P.J., 2000. Variations in fire frequency and climate over the past 17 000 yr in central Yellowstone National Park. *Geology* 28: 211-214.

Millet L., Vannière B., Verneaux V., Magny M., Disnar J.R., Laggoun-D farge F., Walter-Simonnet A.-V., Bossuet G., Ortu E. and de Beaulieu J.-L., 2007. Response of littoral chironomid communities and organic matter to late glacial lake-level, vegetation and climate changes at Lago dell'Accesa (Tuscany, Italy). *Journal of Paleolimnology* 4: 525-539.

Millet L., Rius D., Galop D., Heiri O. and Brooks S.J., 2012. Chironomid-based reconstruction of Lateglacial summer temperatures from the Ech paleolake record (French western Pyrenees). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 315-316: 86-89.

Miras Y., 2004. *L'analyse pollinique du plateau de Millevaches (Massif central, France) et de sites p riph riques limousins et auvergnats : Approche des pal oenvironnements, des systèmes agro-pastoraux et évolution des territoires ruraux.* Thèse, Université de Franche-Comté, Besançon.

Moritz M.A., Morais M.E., Summerell L.A., Carlson J.M. and Doyle J., 2005. Wildfires, complexity, and highly optimized tolerance. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 102: 17912-17917.

M gica F.F., Antón M.G. and Ollero H.S., 1998. Vegetation dynamics and human impact in the Sierra de Guadarrama, central system, Spain. *The Holocene* 8: 69-82.

-N-

Nakagawa T., 1998. *Etudes palynologiques dans les Alpes Françaises, Centrales et Méridionales : histoire de la végétation Tardiglaciaire et Holocène.* Thèse, Université de Droit, d'économie et des Sciences, Aix-Marseille.

Nouvel P., Luginbuhl T. et Bichet V., 2008. *Etude intégrée d'un complexe religieux gallo-romain. Villards d'H ria (Jura).* *Archéologie, architecture, territoire et environnement.*

Rapport d'activités 2007 du PCR Villards d'Héria.

-O-

Olsson F., Gaillard M.-J., Lemdahl G., Greisman A., Lanos P., Marguerie D., Marcoux N., Skoglund P. and Wäglind J., 2010. A continuous record of fire covering the last 10500 calendar years from southern Sweden – The role of climate and human activities. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 291: 128-141.

Ohlson M. and Tryterud E., 2000. Interpretation of the charcoal record in forest soils: forest fires and their production and deposition of macroscopic charcoal. *The Holocene* 10: 519-525.

Overpeck J.T., Rind D. and Goldberg R., 1990. Climate-induced changes in forest disturbance and vegetation. *Nature* 343: 51-53.

-P-

Patterson W.A., 1987. Microscopic charcoal as a fossil indicator of fire. *Quaternary Science Reviews* 6: 3-23.

Pelletier A., Dory F., Meyer W. et Michel J.-C., 1994. *Carte archéologique de la Gaule 38/1 - L'Isère*. Académie des Inscriptions et Belles-Lettres, Paris, 192 p.

Perren B., Massa C., Bichet V., Gauthier E., Mathieu O., Petit C. and Richard H., 2012. A paleoecological perspective on 1450 years of human impacts from a lake in South Greenland. *The Holocene* 22: 1025-1034.

Pétrequin P., 1986. *Les sites littoraux néolithiques de Clairvaux-les-Lacs (Jura). I, Problématique générale, l'exemple de la station III. Archéologie et culture matérielle*. Maison des Sciences de l'Homme, Paris, 408 p.

Pétrequin A.M. & Pétrequin P., 1988. *Le Néolithique des Lacs, Préhistoire des lacs de Chalain et de Clairvaux (4000-2000 av. J.-C.)*. Collection des Hespérides, Editions Errance, Paris, 285 p.

- Pétrequin P., Arbogast R.M., Bourquin-Mignot C., Duplaix A., Martineau R., Pétrequin A.-M. and Viellet A., 2000.** Le mythe de la stabilité : déséquilibre et réajustements d'une communauté agricole néolithique dans le Jura français, du 32^e au 30^e siècle av. J.-C. *In*: Richard H. et Vignot A. (Eds) *Equilibres et ruptures dans les écosystèmes depuis 20 000 ans en Europe de l'Ouest*. Presse universitaire franc-comtoise, Besançon, 175-190.
- Peyron O., Bégeot C., Brewer S., HEiri O., Magny M., Millet L., Ruffaldi P., Van Campo E. and YU G., 2005.** Late-Glacial climatic changes in Eastern France (Lake Lautrey) from pollen, lake-levels, and chironomids. *Quaternary Research* 64: 197-211.
- Pitkänen A., Huttunen P., Jungner H., Meriläinen J. and Tolonen K., 2003.** Holocene fire history of the middle boreal pine forest sites in eastern Finland. *Annales Botanici Fennici* 40: 15-33.
- Pons A., Guiot J., de Beaulieu J.-L. and Reille M., 1992.** Recent contributions to the climatology of the last glacial-interglacial cycle based on French pollen sequences. *Quaternary Science Review* 11: 439-448.
- Porte P., 2011.** *Larina, de l'Antiquité au Moyen Age. Tome 1 : Etudes archéologiques et historiques en Nord-Isère*. Editions Séguier, Paris, 512 p.
- Power M.J., Marlon J., Ortiz N., Bartlein P.J., Harrison S.P., Mayle F.E., Ballouche A., Bradshaw R.H.W., Carcaillet C., Cordova C., Mooney S., Moreno P.I., Prentice I.C., Thonicke K., Tinner W., Whitlock C., Zhang Y., Zhao Y., Ali A.A., Anderson R.S., Beer R., Behling H., Briles C., Brown K.J., Brunelle A., Bush M., Camill P., Chu G.Q., Clark J., Colombaroli D., Connor S., Daniau A.-L., Daniels M., Dodson J., Doughty E., Edwards M.E., Finsinger W., Foster D., Frechette J., Gaillard M.-J., Gavin D.G., Gobet E., Haberle S., Hallett D.J., Higuera P., Hope G., Horn S., Inoue J., Kaltenrieder P., Kennedy L., Kong Z.C., Larsen C., Long C.J., Lynch J., Lynch E.A., McGlone M., Meeks S., Mensing S., Meyer G., Minckley T., Mohr J., Nelson D.M., New J., Newnham R., Noti R., Oswald W., Pierce J., Richard P.J.H., Rowe C., Sanchez-Goni M.F., Shuman B.N., Takahara H., Toney J., Turney C., Urrego-Sanchez D.H., Umbanhowar C., Vandergoes M., Vannièrè B., Vescovi E., Walsh M., Wang X., Williams N., Wilmshurst J. and Zhang J.H., 2008.** Changes in fire regimes

since the Last Glacial Maximum: an assessment based on a global synthesis and analysis of charcoal data. *Climate Dynamics* 30: 887-907.

Pyne S.J., Andrews P.L. and Laven R.D., 1996. *Introduction to Wildland Fire*. Wiley Publishers, New-York, 808 p.

-R-

Rachoud-Schneider A.-M., 1997. *Histoire de la végétation et de l'emprise humaine dans la région du lac de Biemme (Berne, Suisse) : données palynologiques*. Thèse, Université des Sciences, Berne.

Ranger J. and Nys C., 1994. The effect of spruce (*Picea abies* Karst.) on soil development: an analytical and experimental approach. *European Journal of Soil Science* 45: 193-204.

Ralska-Jasiewiczowa M., Nalepka D. and Goslar T., 2003. some problems of forest transformation at the transition to the oligocratic/ Homo sapiens phase of the Holocene interglacial in the northern lowlands of central Europe. *Vegetation History and Archaeobotany* 12: 233-247.

Rasmussen P., 2005. Mid-to late-Holocene land-use change and lake development at Dallund S0, Denmark: vegetation and land-use history inferred from pollen data. *The Holocene* 15: 1116-1129.

Rasmussen S.O., Andersen K.K., Svensson A.M., Steffensen J.P., Vinther B.M., Clausen H.B., Siggaard-Andersen M.L., Johansen S.J., Larsen L.B., Dahl-Jensen D., Bigler M., Röthlisberger R., Fischer H., Goto-Azuma K., Hansson M.E. and Ruth U., 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research* 111.

Reille M., 1992. *Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord*. Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, Aix-Marseille, 535 p.

Reille M., 1998. *Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord. Supplément 2*. Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, Aix-Marseille, 521 p.

- Reille M., Andrieu V., de Beaulieu J.-L., Guenet P. and Goeury C., 1998.** A long pollen record from Lac du Bouchet, Massif Central, France: for the period *ca.* 325 to 100 ka BP (OIS 9c to OIS 5e). *Quaternary Science Review* 17: 1107-1123.
- Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk-Ramsey C., Buck C.E., Burr G.S., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., McCormac F.G., Manning S.W., Reimer R.W., Richards D.A., Southon J.R., Talamo S., Turney C.S.M., van der Plicht J. and Weyhenmeyer C.E., 2009.** IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51: 1111-1150.
- Rhodes A.N., 1998.** A method for the preparation and quantification of microscopic charcoal from terrestrial and lacustrine sediment cores. *The Holocene* 8: 113-117.
- Richard H., 1983.** *Nouvelles contributions à l'histoire de la végétation franc-comtoise Tardiglaciaire et Holocène à partir des données de la palynologie.* Thèse, Université de Franche-Comté, Besançon.
- Richard H., 1994.** Indices polliniques d'une néolithisation précoce sur le premier plateau du Jura (France). *Comptes Rendus de l'Académie des sciences* 318 : 993-999.
- Richard H., 1997.** Analyse pollinique d'un sondage de 7.5 m. In: Pétrequin P. (Ed) *Les sites littoraux néolithiques de Clairvaux-les-Lacs et de Chalain (Jura) III, Chalain station 3, 3200–2900 av. J.-C.* Maison des Sciences de l'Homme, Paris, 101-112.
- Richard H., 2000.** L'introduction de l'agriculture sur la montagne jurassienne. Plus d'un millénaire de succès et d'échecs apparents. *Etudes rurales* 153-154: 115-127.
- Richard H. & Ruffaldi P., 1996.** L'hypothèse du déterminisme climatique des premières traces pollinique de Néolithisation sur le massif jurassien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 322 : 77-83.
- Richard H. & Bégeot C., 2000.** Le Tardiglaciaire du massif Jurassien : bilan et perspectives de

recherches. *Quaternaire* 2: 145-154.

Richard H. & Gauthier E., 2007. Bilan des données polliniques concernant l'âge du Bronze dans le Jura et le nord des Alpes. In: Richard H., Magny M. et Mordant C. (Eds) *Environnements et cultures à l'Age du Bronze en Europe occidentale*. Editions du CTHS, Paris, 71-87.

Richer S., 2009. *Du pollen à l'Homme : interaction homme/environnement en moyenne et haute montagne dans les Alpes méridionales françaises*. Thèse, University of York/ Université Paul Cézanne, York/Aix-Marseille.

Richoz I., 1998. *Etude paléoécologique de lac de Seedorf (Fribourg, Suisse). Histoire de la végétation et du milieu durant l'Holocène: le rôle de l'homme et du climat*. Dissertationes Botanicae n°293, J. Cramer, Berlin, 177 p.

Riera S., Lopez-Saez J.A. and Julia R., 2006. Lake responses to historical land use changes in northern Spain: The contribution of non-pollen palynomorphs in a multiproxy study. *Review of Palaeobotany and Palynology* 141: 127-137.

Rius D., 2010. *Reconstitution et évolution des régimes de feux holocènes dans les Pyrénées, entre contrôles bioclimatique et anthropique*. Thèse, Université de Franche Comté, Besançon.

Rius D., Vannière B. and Galop D., 2009. Fire frequency and landscape management in the north-western Pyrenean piedmont (France) since the early Neolithic (8000 cal. BP). *The Holocene* 19: 847-859.

Rius D., Vannière B., Galop D. and Richard H., 2011. Holocene fire regime changes from multiple-site sedimentary charcoal analyses in the Lourdes basin (Pyrenees, France). *Quaternary Science Reviews* 30: 1696-1709.

Rius D., Vannière B. and Galop D., 2012. Holocene history of fire, vegetation and land use from the central Pyrenees (France). *Quaternary Research* 77: 54-64.

Roberts N., Stevenson T., Davis B., Cheddadi R., Brewster S. and Arlene-Rosen A., 2004. Holocene climate, environment and cultural change in the circum-Mediterranean region.

In: Battarbee R.W., Gasse F., Stickley C.E. (Eds) *Past climate variability through Europe and Africa*. Springer, Dordrecht, 343-362.

Röpke A., Stobbe A., Oeggl K., Kalis A.J. and Tinner W., 2011. Late-Holocene land-use history and environmental changes at the high altitudes of St Antönien (Switzerland, Northern Alps): Combined evidence from pollen, soil and tree-ring analyses. *The Holocene* 21: 485-498.

Rösch M., 1992. Human impact as registered in the pollen record: some results from the western Lake Constance region, Southern Germany. *Vegetation History Archaeobotany* 1: 100-109.

Rösch M., 2000. Long-term human impact as registered in an upland pollen profile from the southern Black Forest, south-western Germany. *Vegetation History and Archaeobotany* 9: 205-218.

Rothé M.-P., 2001. *Carte archéologique de la Gaule, le Jura*. Académie des Inscriptions et des Belles-Lettres, Paris, 840 p.

Royet R., Berger J.-F., Laroche C., Royet E., Argant J., Bernigaud N., Bouby L., Bui Thi M., Forest V. and Lopez-Saez A., 2006. Les mutations d'un domaine de La Tène au haut Moyen Âge : Le Vernai à Saint-Romain-de-Jalionas (Isère). *Gallia* 63 : 283-325.

Ruddiman W.F., 2003. The anthropogenic greenhouse era began thousands of year ago. *Climatic Change* 61: 261-293.

Ruddiman W.F., Kutzbach J.E. and Vavrus S.J., 2011. Can natural or anthropogenic explanations of late-Holocene CO₂ and CH₄ increases be falsified? *The Holocene* 21: 865-879.

Ruddiman W.F. and Thomson J.S., 2001. The case for human causes of increased atmospheric CH₄ over the last 5000 years. *Quaternary Science Reviews* 20: 1769-1777.

Ruffaldi P., 1991. Première contribution à l'étude de la végétation Tardiglaciaire et Holocène du Bugey: l'exemple de la tourbière de Cerin (Ain, France). *Revue de Paléobiologie* 10:

137-149.

Ruffaldi P., 1993. *Histoire de la végétation du Jura méridional depuis le retrait du glacier Wurmien à partir des analyses palynologiques du lac de Cérin (Ain, France)*. Thèse, Université de Franche-Comté, Besançon.

-S-

Sadori L., Giraudi C., Petitti P. and Ramrath A., 2004. Human impact at Lago di Mezzano (central Italy) during the Bronze Age: a multidisciplinary approach. *Quaternary International* 113: 5-17.

Sadori L. and Giardini M., 2007. Charcoal analysis, a method to study vegetation and climate of the Holocene: The case of Lago di Pergusa (Sicily, Italy). *Geobios* 40: 173-180.

Schoellammer P., 1998. *Recherches des signatures paléoclimatiques dans les remplissages lacustres fini- et postwürmiens du Locle (Neuchâtel-Suisse) et d'Ilay (Jura, France) à partir des analyses palynologiques, minéralogiques et sédimentologiques*. Thèse, Université de Franche-Comté/Université de Neuchâtel, Besançon/Neuchâtel.

Scott A.C., 2000. The Pre-Quaternary history of fire. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 164: 281-329.

Simonneau A., Doyen E., Chapron E., Millet L., Vannière B., Di Giovanni C., Bossard N., Tachikawa K., Bard E., Albéric P., Desmet M., Roux G., La Jeunesse P., Berger J.-F. and Arnaud F., in review. Holocene land-use evolution and associated soil erosion in the French Prealps inferred from Lake Paladru sediments and archaeological evidences. *Journal of Archaeological Science*.

Stähli M., Finsinger W., Tinner W. and Allgower B., 2006. Wildfire history and fire ecology of the Swiss National Park (Central Alps): new evidence from charcoal, pollen and plant macrofossils. *The Holocene* 16: 805-817.

Stockhausen H. and Zolitschka B., 1999. Environmental changes since 13,000 cal. BP reflected in magnetic and sedimentological properties of sediments from Lake Holzmaar

(Germany). *Quaternary Science Reviews* 18: 913-925.

Stockmaar J., 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et spores* 13: 615-621.

Soepboer W., Sugita S. and Lotter A., 2010. Regional vegetation-cover changes on the Swiss 30 Plateau during the past two millennia: A pollen-based reconstruction using the REVEALS model. *Quaternary Science Review* 29: 472–483.

Sugita S., 1994. Pollen representation of vegetation in quaternary sediments: theory and method in patchy vegetation. *Journal of Ecology* 82: 881-897.

Swetnam T.W., Allen C.D. and Betancourt J.L., 1999. Applied historical ecology: using the past to manage for the future. *Ecological Applications* 4: 1189-1206.

-T-

Thévenot E., 1955. Le culte de Mars autour du lac d'Antre. Sur les traces de Mars celtique (entre Loire et mont Blanc). *Dissertationes Archaeologicae gandenses* 3 : 64-85.

Thévenon F., 2003. *Les résidus carbonés de feux dans les sédiments lacustres et océaniques intertropicaux : Implications méthodologiques, climatiques et anthropiques.* Thèse, Université Aix-Marseille III, Aix en Provence-Marseille.

Thompson R. and Oldfield F., 1986. *Environmental magnetism.* Allen and Unwin, London, 227 p.

Tinner W., Conedera M., Ammann B., Gaggeler H.W., Gedye S., Jones R. and Sagesser B., 1998. Pollen and charcoal in lake sediments compared with historically documented forest fires in southern Switzerland since AD 1920. *The Holocene* 8: 31-42.

Tinner W., Conedera M., Brigitta A. and Lotter A.F., 2005. Fire ecology north and south to the Alps since the last ice age. *The Holocene* 15: 1214-1226.

Tinner W., Hubschmid P., Wehrli M., Ammann B. and Conedera M., 1999. Long-term forest

fire ecology and dynamics in southern Switzerland. *Journal of Ecology* 87: 273-289.

Tinner W., Lotter A., Ammann B., Conedera M., Hubschmid P., van Leeuwen F. and Wehrli M., 2003. Climatic change and contemporaneous land-use phases north and south of the Alps. *Quaternary Science Reviews* 22: 1447-1460.

Tinner W. and Lotter A.F., 2006. Holocene expansions of *Fagus sylvatica* and *Abies alba* in Central Europe: where are we after eight decades of debate? *Quaternary Science Reviews* 25: 526-549.

Tinner W., Nielsen E.H. and Lotter A.F., 2007. Mesolithic agriculture in Switzerland? A critical review of the evidence. *Quaternary Science Reviews* 26: 1416-1431.

Turner R., Kelly A. and Neils R., 2008. A critical assessment and experimental comparison of microscopic charcoal extraction methods. In: Fiorentino G. and Magri D. (Eds) *Proceedings of the Third International Meeting of Anthracology*. Archaeopress, Oxford, 265-272.

Tweddle J.C., Edwards K.J. and Fieller N.R.J., 2005. Multivariate statistical and other approaches for the separation of cereal from wild Poaceae pollen using a large Holocene dataset. *Vegetation History and Archaeobotany* 14: 15-30.

Tyson R.V., 1995. *Sedimentary organic matter: organic facies and palynofacies*. Chapman and Hall, London, 640 p.

-U-

Umbanhowar C.E. and McGrath M.J., 1998. Experimental production and analysis of microscopic charcoal from wood, leaves and grasses. *The Holocene* 8: 341-346.

-V-

Valsecchi V., Tinner W., Finsinger W. and Ammann B., 2006. Human impact during the Bronze Age on the vegetation at Lago Lucone (northern Italy). *Vegetation History and Archaeobotany* 15: 9-113.

- Valsecchi V., Finsinger W., Tinner W. and Ammann B., 2008.** Testing the influence of climate, human impact and fire on the Holocene population expansion of *Fagus sylvatica* in the southern Prealps (Italy). *The Holocene* 18: 603-614.
- Van Geel B., 1996.** Factors influencing changing AP/NAP ratios in NW-Europe during the Late-Glacial period. *Il Quaternario* 9: 599-604.
- Van Geel B. and Magny M., 2000.** Mise en évidence d'un forçage solaire du climat à partir de données paléoécologiques et archéologiques. In: Richard H. et Vignot A. (Eds) *Equilibres et ruptures dans les écosystèmes depuis 20 000 ans Europe de l'Ouest*. Presses universitaires franc-comtoises, 107-122.
- Vannière B., 2001.** *Feu, agro-pastoralisme et dynamiques environnementales en France durant l'Holocène. Analyse du signal incendie, approches sédimentologiques et étude de cas en Berry, Pyrénées et Franche Comté*. Thèse, Institut National Agronomique de Grignon, Paris.
- Vannière B., Colombaroli D., Marchetto A., Tinner W. and Chapron E., 2008.** Climate versus human-driven fire regimes in Mediterranean landscapes: the Holocene record of Lago dell'Accesa (Tuscany, Italy). *Quaternary Science Reviews* 27: 1181-1196.
- Vannière B. et Martineau R., 2005.** Histoire des feux et pratiques agraires du Néolithique à l'âge du Fer en région Centre : implications territoriales, démographiques et environnementales. *Gallia Préhistoire* : 167-186.
- Vannière B., Power M.J., Roberts N., Tinner W., Carrión J., Magny M., Bartlein P., Colombaroli D., Daniau A.-L., Finsinger W., Gil-Romera G., Kaltenrieder P., Magri D., Pini R., Sadori L., Turner R., Valsecchi V. and Vescovi E., 2011.** Circum-Mediterranean fire activity and climate changes during the mid-Holocene environmental transition (8500-2500 cal. BP). *The Holocene* 21: 53-73.
- Verrière-Cuvillier A., 2001.** *Place écologique de l'if (Taxus baccata L.) dans les communautés forestières du massif jurassien*. Rapport de Master 2, Université de Franche-Comté, Besançon.

Vescovi E., Ammann B., Ravazzi C. and Tinner W., 2010. A new Late-glacial and Holocene record of vegetation and fire history from Lago del Greppo, northern Apennines, Italy. *Vegetation History and Archaeobotany* 19: 219-233.

Vital J., 2005. Composantes culturelles et économiques du premier Bronze ancien rhodanien. Nouveaux éléments de compréhension. In: *L'âge du Bronze en Europe et en Méditerranée*. Archaeopress, Oxford, 137-146.

Vitousek P.M., Mooney H.A., Lubchenco J. and Melillo J.M., 1997. Human domination of earth's ecosystems. *Science* 277: 494-499.

Vorren K.-D., Morkved B. and Bortenschlager S., 1993. Human impact on the Holocene forest line in the central Alps. *Vegetation History Archaeobotany* 2: 145-156.

Voruz J.-L., 1996. Chronologie absolue de l'Âge du Bronze ancien et moyen. In: Mordant C. et Gaiffe O. (Eds) *Cultures et sociétés du Bronze ancien en Europe. Actes du 117e congrès national des Sociétés savantes, Clermont-Ferrand*. Editions CTHS, Paris, 97-164.

-W-

Wehrli M., Tinner W. and Ammann B., 2007. 16 000 years of vegetation and settlement history from Egelsee (Menzingen, central Switzerland). *The Holocene* 17: 747-761.

Wein R.W. and Groot W.J., 1996. Fire-climate hypotheses for the taiga. In: Goldammer J.G. and Furyaev V.V. (Eds) *Fire in ecosystems in boreal Eurasia*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 502-512.

Wessels M., 1998. Natural environmental changes indicated by Late Glacial and Holocene sediments from Lake Constance, Germany. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 140: 421-432.

Wilhelm B., Arnaud F., Enters D., Allignol F., Legaz A., Magand O., Revillon S., Giguet-Covex C. and Malet E., 2011. Does global warming favour the occurrence of extreme floods in European Alps? First evidences from a NW Alps proglacial lake sediment

record. *Climatic Change* DOI: 10.1007/s10584-011-0376-2.

Wilhelm B., Arnaud F., Sabatier P., Crouzet C., Brisset E., Chaumillon E., Disnar J.-P., Guiter F., Malet E., Reyss J.-L., Tachikawa K., Bard E. and Delannoy J.-L., 2012. 1400 years of extreme precipitation patterns over the Mediterranean French Alps and possible forcing mechanisms. *Quaternary Research* 78: 1-12.

Whitlock C. and Larsen C., 2001. Charcoal as a fire proxy. In: Smol J.P., Birks H.J.B. and Last W.M. (Eds) *Tracking Environment Change Using Lake Sediments. Terrestrial, Algal, and Siliceous Indicators*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 75-97.

Whitlock C. and Millspaugh S.H., 1996. Testing the assumptions of fire-history studies: an examination of modern charcoal accumulation in Yellowstone National Park, USA. *The Holocene* 6: 7-15.

Whitlock C., Higuera P.E., McWethy D.B. and Briles C.E., 2010. Paleoecological perspectives on fire ecology: Revisiting the Fire-Regime concept. *The Open Ecology Journal* 3: 6-23.

Willis K.J. and Birks H.J.B., 2006. What is natural? The need for a long-term perspective in biodiversity conservation. *Science* 314: 1261-1265.

Wilmshurst J. and McGlone M., 2005. Corroded pollen and spores as indicators of changing lake sediment sources and catchment disturbance. *Journal of Paleolimnology* 34: 503-517.

-Z-

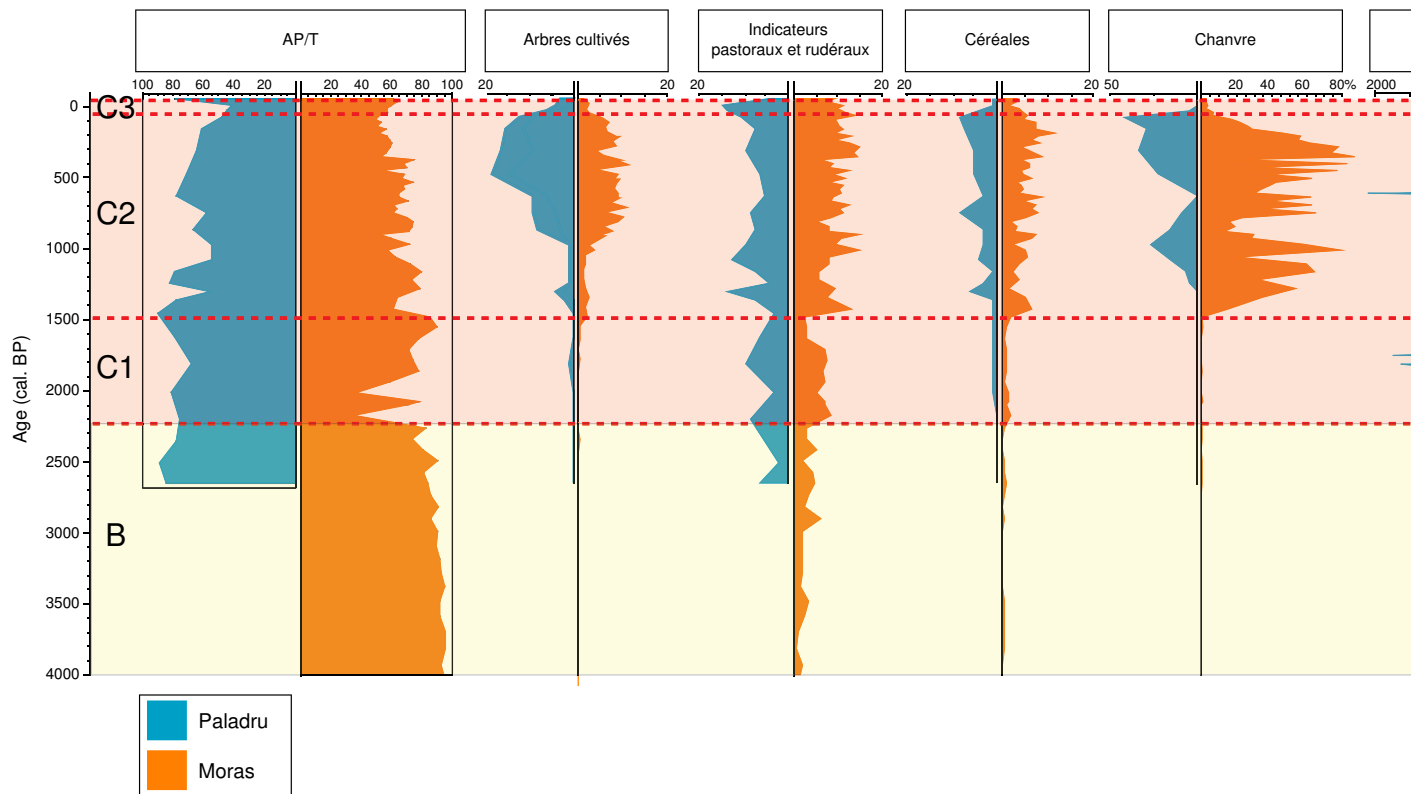
Zackrisson O., 1977. Influence of forest fires on the north Swedish boreal forest. *Oikos* 29: 22-32.

Zolitschka B., 1998. A 14000 year sediment yield record from western Germany based on annually laminated lake sediments. *Geomorphology* 22: 1-17.

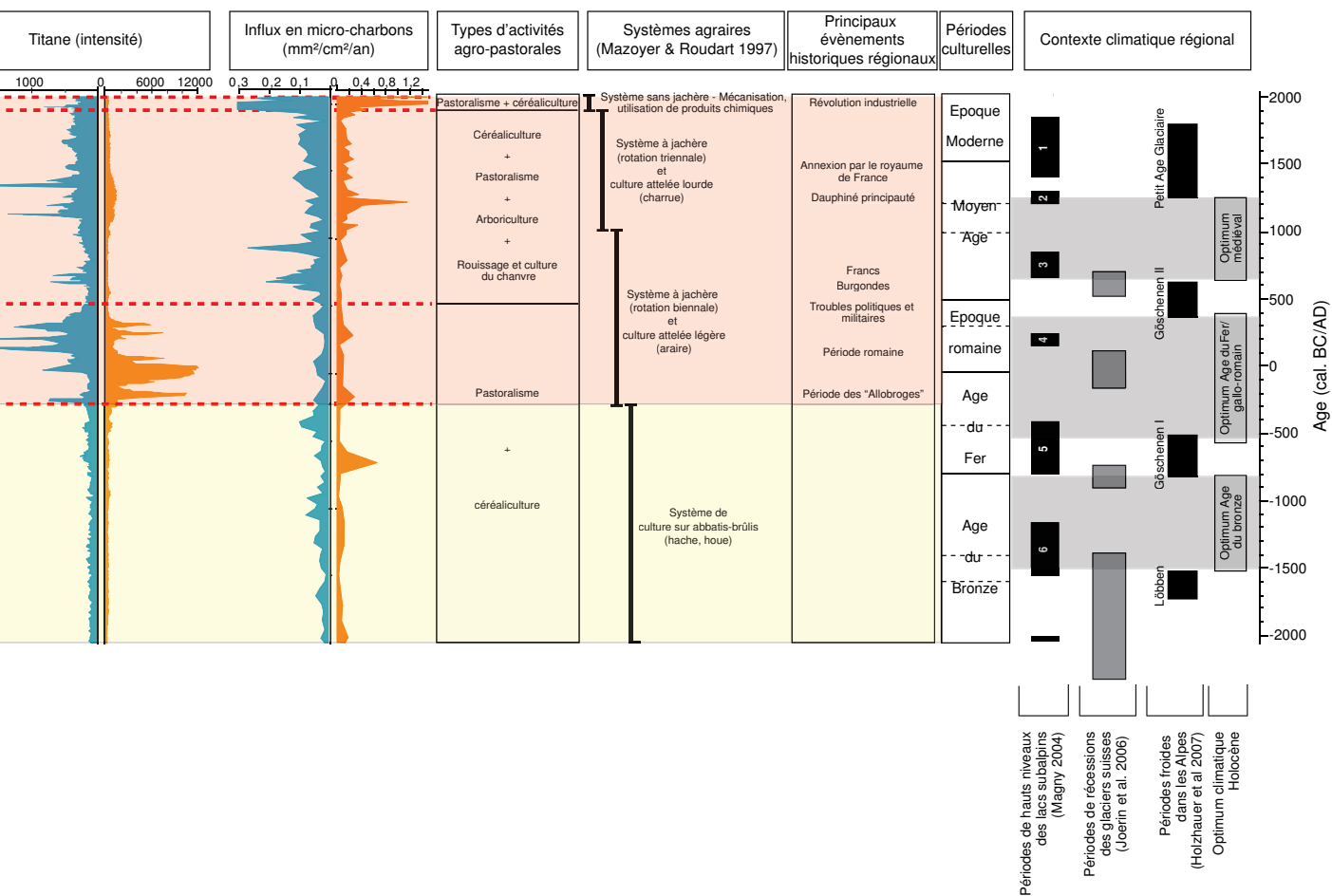
Zolitschka B., Behre K.-E. and Schneider J., 2003. Human and climatic impact on the environment as derived from colluvial, fluvial and lacustrine archives-examples from the Bronze Age the Migration period, Germany. *Quaternary Science Reviews* 22: 81-100.



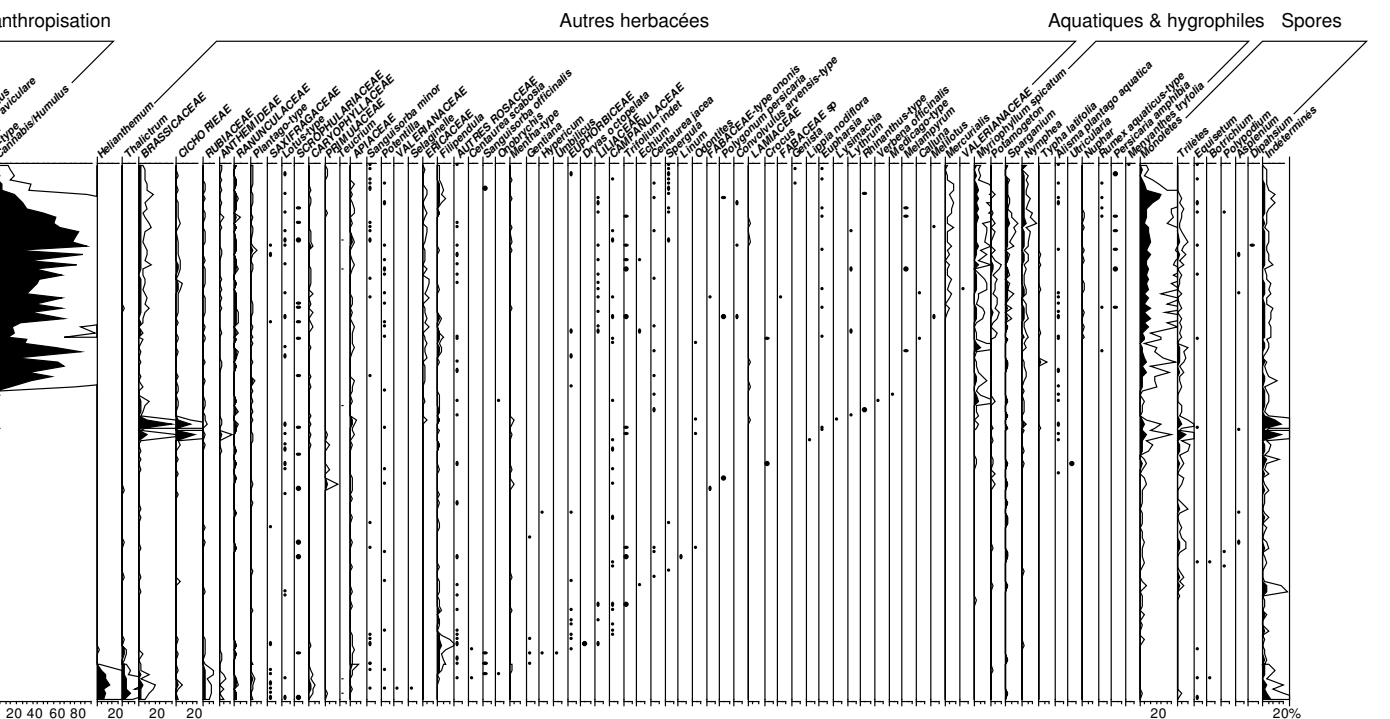
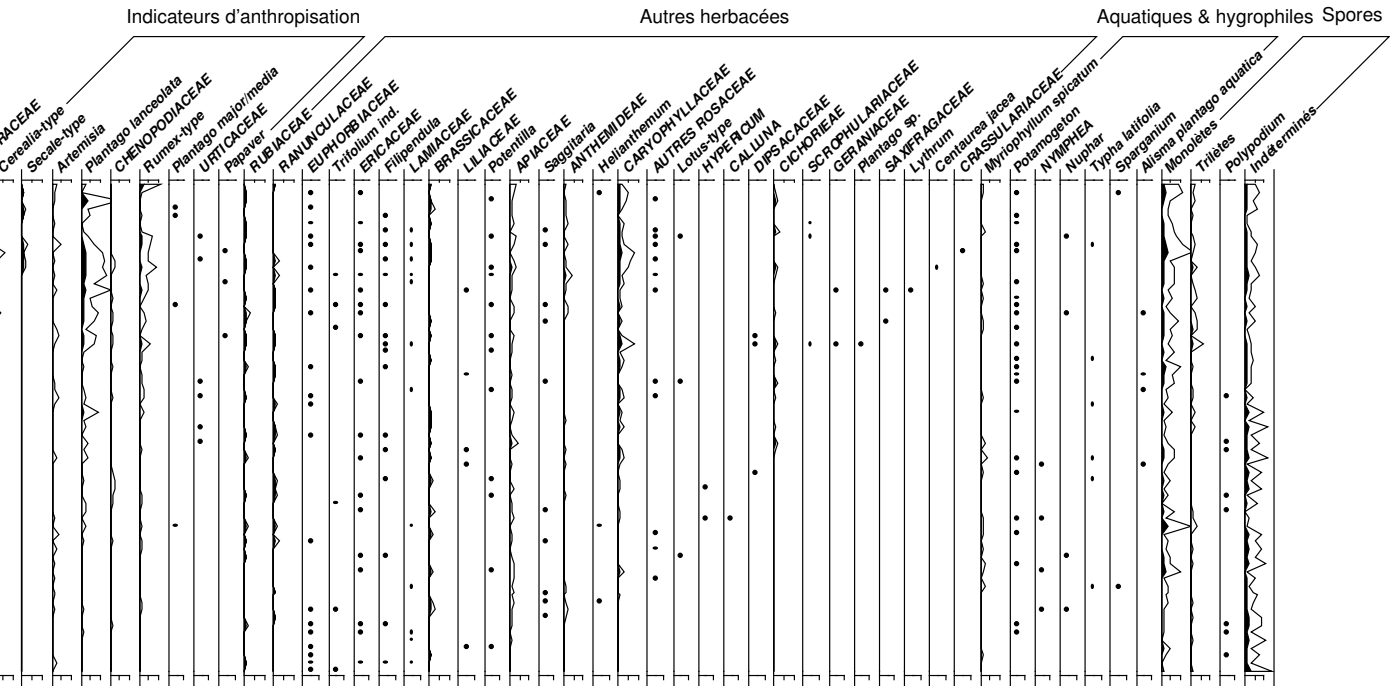
Annexes



Annexe 1 - agrandissement de la figure 7.2 - Comparaison des données de végétations (évolutions des principaux éléments terrigènes) et du signal incendie (influx en micro-charbons) des lacs de Moras et de Paladru



...aux taxons polliniques qui mettent en évidence l'anthropisation des paysages), d'érosion (évolution du titane, Paladru sur les 4000 dernières années et mise en perspective avec des données climatiques régionales.



15 000 ans d'évolution des écosystèmes sous contrôle climatique et anthropique entre Jura et Bas Dauphiné : végétation, feu et érosion des sols

Cette thèse vise à reconstituer les dynamiques de végétation et des sols, ainsi que l'activité des feux depuis la dernière période glaciaire dans le Centre-Est de la France. L'objectif est plus particulièrement de déterminer la période à partir de laquelle les forçages anthropiques prennent le pas sur les forçages climatiques dans la dynamique des écosystèmes et à caractériser la nature et l'intensité des pratiques agro-pastorales qui accompagnent ce changement. Pour cela des analyses paléoécologiques (palynologiques, micro-anthracologiques et géochimiques) ont été réalisées à partir de trois séquences sédimentaires lacustres du Sud-Jura et du Bas Dauphiné.

Du Tardiglaciaire au début de l'Holocène, soit de 14700 à 9000 cal. BP, les évolutions des indicateurs paléoécologiques apparaissent fortement corrélées aux oscillations climatiques régionales et globales. Jusqu'au milieu de l'Holocène, de 9000 à 5000 cal. BP environ, les données polliniques montrent un impact anthropique de faible ampleur sur la couverture forestière, qui n'engendre aucun changement significatif dans l'activité des feux et les dynamiques d'érosion. De plus, durant cette période, aucun changement climatique ne semble avoir été suffisamment intense ou durable pour engendrer des modifications remarquables des écosystèmes. A partir de 5000-4500 cal. BP, les dépôts sédimentaires enregistrent une augmentation de l'activité des feux liée à son utilisation comme outil de conquête par l'homme sur la forêt (essartage par exemple). Cette période correspond au passage d'un régime de feu sous « contrôle naturel » à un régime sous « contrôle anthropique ».

Ce n'est que plus tardivement, vers 2300 cal BP (second âge du Fer), que les activités agro-pastorales deviennent assez intenses pour modifier durablement la couverture végétale et générer une érosion sans précédent des sols. Le régime du feu change à nouveau, suite à une modification de son usage ; il devient alors un outil de gestion des espaces agro-pastoraux et les analyses attestent de son rôle capital dans les dynamiques de transformation et d'évolution des paysages. La pression anthropique devient permanente et un seuil important semble avoir été franchi dans l'histoire locale des agro-systèmes. Au sein de cette période très anthropisée, trois grandes périodes se détachent : l'âge du Fer jusqu'à la période romaine, le Moyen Age et l'époque moderne se distinguent par leurs types de pratiques agro-pastorales et leurs effets sur l'érosion des sols.

15000 years of climate and Human impact on ecosystem dynamic in Jura and Bas Dauphiné inferred from vegetation cover, fire activity and soil erosion changes reconstruction

This thesis aims to reconstruct vegetation and soil dynamics, as well as fire activity variability in the East-central part of France since the Last-glacial period (*ca.* 15000 yr). The objective is most particularly to disentangle the role of climate and anthropogenic forcing factors in ecosystems dynamics. Actually, the problematic concerns the switch from a climatic- to anthropogenic-driven ecosystems and the study of agro-pastoral practices impact which leads to an ecological trajectory change. Thus, palaeoecological analysis (pollen, geochemical and micro-anthracological) were performed from three lake sediment records of Southern Jura Mountains and Bas Dauphiné areas.

During the Late-glacial and the early Holocene period (14700 to 9000 cal. BP), palaeoecological changes appear strongly correlated to regional and global climate oscillations. Until the mid-Holocene (9000 to 5000 cal BP), pollen analysis record a small-scale human impact on forest cover and no significant changes in fire activity and soil erosion. Moreover, none climate change has been sufficiently intense or sustainable to generate remarkable modifications of the ecosystem. From 5000-4500 cal. BP, the sedimentary deposits recorded an increase in fire activity related to its use as a clearing tool. This period corresponds to the switch from a natural to an anthropogenic control on fires activity.

It was only from *ca.* 2300 cal BP (Late Iron Age) that agro-pastoral activities become enough intense to induce sustainable change in the vegetation cover and generate unprecedented erosion of soils. In parallel, the fire use changed and it became a tool for the management of agro-pastoral areas. Therefore, the human impact can be considered as permanent and a tipping point has been reached in the history of landscape shaping. However, three main periods: Iron Age to roman period, medieval and modern times can be distinguished through the development of agro-pastoral practices and their impact on ecosystems, most particularly on soil erosion.