Sensibilité des milieux de montagne aux forçages climatiques et anthropiques depuis 14 000 ans dans les Alpes du Sud

Elodie Brisset

▶ **To cite this version:**

Elodie Brisset. Sensibilité des milieux de montagne aux forçages climatiques et anthropiques depuis 14 000 ans dans les Alpes du Sud. Sciences de la Terre. Aix-Marseille Université, 2014. Français. NNT : . tel-01095721

HAL Id: tel-01095721

https://theses.hal.science/tel-01095721

Submitted on 18 Dec 2014

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.

Doctorat Aix-Marseille Université

École doctorale 355 : Espaces, Cultures et Sociétés

Spécialité : Géographie Physique

Laboratoires CEREGE et IMBE

par

Elodie Brisset

Sensibilité des milieux de montagne aux forçages climatiques et anthropiques depuis 14 000 ans dans les Alpes du Sud

Approche multidisciplinaire (sédimentologie, géochimie, palynologie) et multi-sites (lac Petit, lac de Vens et lac d'Allos)

- Volume I -

Soutenue le 6 mai 2014 devant le jury composé de

Jean-Nicolas Haas, professeur, Université de Innsbruck, rapporteur

Michel Magny, directeur de recherche, Université de Franche-Comté, rapporteur

Etienne Dambrine, professeur, Université de Savoie, examinateur

Laurent Lespez, professeur, Université Paris Est Créteil, examinateur

Nicolas Thouveny, professeur, Aix-Marseille Université, examinateur

Edward Anthony, professeur, Aix-Marseille Université, directeur de thèse

Frédéric Guiter, maître de conférences, Aix-Marseille Université, co-directeur de thèse

Cécile Miramont, maître de conférences, Aix-Marseille Université, co-directrice de thèse

Cette thèse a bénéficié des financements :

Bourse doctorale régionale, Région PACA et Union Européenne

Programme LADICIA, Région PACA (pilotage C. MIRAMONT)

Programme d'Intérêt Transfrontalier, Parc National du Mercantour, ALCOTRA (responsables des taches 1 et 2 : F. GUITER et C. MIRAMONT, pilotage F. SUMERA)

Programme Commun de Recherche, Parc National du Mercantour (pilotage F. SUMERA)

Programme HOMERE, fédération de recherche ECCOREV (pilotage F. GUITER, C. PAILLES)

Programme ARTEMIS, INSU, CNRS (pilotage M. REVEL)

BQR interne laboratoire GeoAzur (pilotage M. REVEL)

International Federation of Palynological Societies

Remerciements

Comme on pourra s'en rendre compte tout au long de ce manuscrit, la démarche que j'ai adoptée est multidisciplinaire et a donc été un moteur à de nombreuses collaborations scientifiques. Toutes ces collaborations m'ont permis d'approfondir les nombreuses pistes de recherche qui se sont dévoilées durant les quatre dernières années. Ce manuscrit est aussi le fruit d'une réflexion collective et d'un contexte de travail convivial et gratifiant. Pour ces raisons, je tiens à remercier vivement les personnes ayant contribué à ce travail.

Mes premiers remerciements vont aux rapporteurs et aux examinateurs de ce travail qui m'ont fait l'honneur d'accepter de l'évaluer : Jean-Nicolas Haas, Michel Magny, Etienne Dambrine, Laurent Lespez et Nicolas Thouveny.

Je tiens également à remercier les personnes ayant participé au comité de pilotage de thèse : Fabien Arnaud, Jacques-Louis de Beaulieu, Frédéric Guiter, Michel Magny, Cécile Miramont et Marie Revel. Je remercie également Fabien Arnaud, Édouard Bard, Éric Chaumillon, Claire Delhon, Takeshi Nakagawa, Jérôme Poulenard, Kazuyo Tachikawa, Marie Revel et Franck Suméra pour leurs remarques et leur regard critique et bienveillant, lors de réunions moins officielles mais tout aussi importantes, sur l'avancement de mon travail.

Un grand merci à mes trois co-directeurs de thèse, Edward Anthony, Frédéric Guiter et Cécile Miramont, qui m'ont permis de mener mes travaux dans des conditions exceptionnelles, depuis les prémices de la demande de financement pour la bourse doctorale, aux nombreux programmes déposés pour financer les analyses, et jusqu'à l'aboutissement de ce travail.

Dès la licence, j'ai profité du regard aiguisé de Cécile et de sa lecture des paysages, tout en l'aidant à tronçonner des arbres subfossiles dans les ravins duranciens. D'ailleurs, c'est avec Cécile et Hélène Bruneton, les voyant décrypter les emboîtements des terrasses à grand gestes, que je n'ai plus su regarder les paysages sans y rechercher des indices de leur mise en place. La géomorphologie c'était chouette, mais il fallait élargir mes compétences à d'autres disciplines pour mieux comprendre les interactions entre les différentes composantes des environnements. Les sédiments lacustres permettaient d'étudier de nombreux indicateurs sur une même archive et ainsi de s'affranchir en partie de corrélations inter-sites, parfois acrobatiques. Cécile m'a permis de concrétiser cette démarche à l'échelle du massif du Mercantour en déposant une demande de bourse de thèse à la région PACA. Tout de suite à l'IMBE, le couloir dendro-géomorpho (Cécile) s'est

rapproché du couloir palyno (Fred) : le pont entre les deux c'était moi. Il s'en est passé des aventures en quatre ans, des bulgogis aussi. Un immense merci à tous les deux pour votre amitié, votre disponibilité, votre investissement et votre motivation. Un beau trio à tout bien considérer… que nous reformerons à l'avenir, je l'espère !

L'ambition de réaliser une approche multi-lacs a été rendue possible grâce à la confiance de Franck Suméra (responsable du carottage au Lac Petit et à l'origine des programmes de recherche financés par le Parc National du Mercantour et croisant les études paléoenvironnements et archéologiques), de Marie Revel (responsable du carottage au Lac de Vens) et de Cécile Miramont (responsable du carottage au lac d'Allos). Cette étude n'aurait pas pu naître sans le prélèvement des sédiments lacustres par l'équipe Lac du laboratoire EDYTEM et plus spécialement sans l'expérience et la motivation de Fabien Arnaud, Charline Giguet-Covex, Emmanuel Malet, Jérôme Poulenard, Pierre Sabatier et Bruno Wilhelm.

L'étude se voulant multidisciplinaire, et comme la palynologie et la sédimentologie ne suffisant encore pas à explorer la quantité d'informations contenue dans les sédiments pour la reconstitution des écosystèmes terrestres et des dynamiques érosives, j'ai pu être formée et bénéficier des compétences (et du matériel) de nombreuses personnes, chercheurs, maîtres de conférence, ingénieurs et techniciens. Je remercie vivement Valérie Andrieu-Ponel, Fabien Arnaud, Édouard Bard, Dahvya Belkacem, Stéphane Bonnet, Daniel Borschneck, Paul Capiez, Éric Chaumillon, Christophe Colin, Christian Crouzet, Etienne Dambrine, Jacques-Louis de Beaulieu, Michel Decobert, Claire Delhon, François Demory, Jean-Robert Disnar, Marta Garcia, Stéphane Guédron, Frédéric Guibal, Michael Köhler, Christian Marshall, Jean-Dominique Meunier, Florence Mocci, Morteza Djamali, Jérôme Marin, Takeshi Nakagawa, Gaspard Pagès, Christine Paillès, Philippe Ponel, Jérôme Poulenard, Pierre Sabatier, Faycal Soufi, Franck Suméra, Marie Revel, Florence Ruaudel, Doriane Sabatier, Kazuyo Tachikawa, Alain Tonetto. Un grand merci à tous pour m'avoir permis l'utilisation de vos outils de travail, pour m'avoir transmis votre expérience, vos questionnements, et pour avoir participé à l'acquisition de données.

Je remercie les (post-) doctorants et étudiants en master qui ont contribué, grâce aux nombreuses discussions, aux participations à l'acquisition de données et à notre entraide sur les subtilités techniques, à la réussite de ce travail : Adèle Binétruy, Guénaëlle Bony, Rosine Cartier, Clément Flaux, Charline Giguet-Covex, Jean-Philippe Jenny, Olga Kaeuffer, Yoan Laurent, Vincent Parot, Jade Petersen, Yoann Poher, Mélanie Renard, Anaëlle Simonneau, Rémi Sinet, Guillaume Soulet, Vincent Tamisier, Théo Tchong Kim One, Tiané Troussier, Bruno Wilhelm… et tant d'autres qui, je l'espère, m'excuseront de ne pas les avoir cités ici.

Je tiens aussi à remercier vivement Annie Cochemé et Nathalie Polvani, gestionnaires de notre équipe, qui ont toujours facilité mes démarches.

Rosine et Yoann, qui ont déjà bien repris le flambeau, je vous souhaite de très beaux résultats, de belles thèses et encore des dizaines (que dis-je, des centaines au moins, en trois ans) de bons moments tous ensemble ! Longue vie aux pots dendro, aux mercredis œnologie, aux niji express, et aux bulgogis ! Merci aussi à Jérémy Migliore, Marine Pouget, Maryse Alvitre pour tous ces bons moments ensemble !!

Une bise à mes parents, dont la lecture assidue a permis de clarifier un certain nombre de phrases au sens obscur et de coquilles. Ravie de voir qu'en quelques années vous ne regardez plus, vous non plus, les paysages de la même façon. Ça mérite bien de repartir vadrouiller pour tester les acquis ! Une bise à Nicolas, qui lui aussi a pris goût aux grands espaces sauvages.

Sommaire

Introduction **5**

Chapitre I. Choix méthodologiques pour l'étude pluridisciplinaire des trois enregistrements sédimentaires lacustres **15**

A. Caractérisation du sédiment et sédimentologie 17

A.I. Description visuelle et photographie 17

A.II. Frottis et tamisages 17

A.III. Teneur en eau et densité sèche 18

A.IV. Microgranulométrie laser 18

A.V. Lames minces et comptages de lamines 18

A.VI. Diffraction aux rayons-X du cortège argileux 19

B. Géochimie élémentaire 19

B.I. Analyses haute résolution semi-continues 19

B.II. Échantillonnage discret 21

C. Analyse pollinique 23

D. Datation des sédiments 23

D.I. Isotopes du ^{210}Pb et du ^{137}Cs pour la datation des sédiments récents 23

D.II. ^{14}C AMS pour la datation des sédiments holocènes 23

D.III. Modèle âge-profondeur 24

Chapitre II. Le Lac Petit : dynamique d'un géosystème anthropisé **27**

A. Site d'étude 29

A.I. Contexte géographique et géomorphologique du bassin-versant du Lac Petit 29

A.II. Contexte morphologique du site de carottage 33

B. Résultats et interprétations 34

B.I. Sédimentologie et chronologie 34

B.II. Une première approche multidisciplinaire sur une séquence lacustre holocène dans les Alpes du Sud : le Lac Petit ou l'histoire d'un géosystème dégradé – Article n°1 37

B.III. De l'irréversibilité d'une dégradation plurimillénaire ? – Article n°2 50

B.IV. Structuration et dynamiques des écosystèmes à Millefonts : croisement des données polliniques fossiles et paléoentomologiques 66

B.V. L'homme et son environnement : croisement des données avec les études archéologiques 71

C. Conclusion 87

Chapitre III. L'enregistrement sédimentaire du Lac de Vens : trajectoire des géosystèmes depuis la fin de la déglaciation 89

A. Site d'étude 91

A.I. Contexte géographique et géomorphologique du bassin-versant du Lac de Vens 91

A.II. Contexte morphologique du site de carottage 94

B. Résultats et interprétations 97

B.I. Constitution de la série synthétique 97

B.II. Chronologie 100

B.III. Caractérisation des sédiments 101

B.IV. Analyse pollinique 140

C. Interprétations multiproxies et discussion 144

C.I. Apport du Lac de Vens à la révision du schéma de la Déglaciation dans les Alpes du Sud – Article n 3 144

C.II. Dynamique et déstabilisation du géosystème de Vens depuis la fin de la dernière glaciation 192

D. Conclusion 211

Chapitre IV. Le remplissage du Lac d'Allos : une variabilité hydrologique haute fréquence holocène 215

A. Site d'étude 217

A.I. Contexte géographique et géomorphologique du bassin-versant du Lac d'Allos 217

A.II. Contexte morphologique du site de carottage 223

B. Résultats 226

B.I. Constitution de la série synthétique ALO-11 226

B.II. Caractérisation des sédiments 230

B.III. Modèles d'âge et taux de sédimentation 257

C. Interprétations multiproxies et discussion 263

C.I. Le Lac d'Allos dans le schéma de la Déglaciation du Verdon (Article n°4) 263

C.II. Dynamique et déstabilisation du géosystème d'Allos depuis la fin de la dernière glaciation 279

C.III. Estimation de la variabilité paléohydrologique enregistrée à Allos 288

D. Conclusion 315

Chapitre V. Synthèse et discussion 319

A. Cadre interprétatif commun des évolutions des géosystèmes de Petit, Vens et Allos 322

A.I. Évolution des paysages dans trois sites d'étude : une approche synthétique 322

A.II. Des similitudes et des divergences dans l'évolution des paysages mises en évidence par des analyses en composantes principales 324

B. Discussion générale 329

B.I. Forçages climatiques et/ou anthropiques : une histoire en deux temps ? 329

B.II. La complémentarité des indicateurs du détritisme 339

Conclusions et perspectives **347**
Bilan des principaux résultats 349
Retour sur l'approche méthodologique 351
Perspectives 353

Références bibliographiques **357**

Listes des figures, des tableaux et des planches photos **395**
Liste des figures (hors articles) 396
Liste des tableaux (hors articles) 402
Liste des planches photos (hors articles) 403

Liste des annexes **405**

Table des matières **407**

Abstract **415**
Résumé **417**

Introduction

Les paysages actuels sont l'aboutissement de plusieurs millénaires d'évolution et d'interactions complexes au sein des différents compartiments des écosystèmes. Ainsi, la gestion actuelle de ces écosystèmes, en particulier dans les zones les plus sensibles que sont les montagnes méditerranéennes, repose sur une bonne connaissance de leurs évolutions passées et la nécessité de replacer la période actuelle dans des trajectoires à long terme. Une **approche rétrospective** est en particulier indispensable pour trouver des situations passées analogues aux changements récents et en particulier aux changements rapides et aux évènements exceptionnels (DeMenocal et al., 2000 ; Alley et al., 2003 ; Scheffer et Carpenter, 2003). Reconstituer les dynamiques environnementales passées à l'échelle plurimillénaire permet d'apprécier le rythme des ajustements de l'environnement, les tendances et les discontinuités de l'évolution en réponse aux forçages climatiques et anthropiques ainsi que la capacité de résilience des écosystèmes (Messerli et al., 2000).

La dégradation des terres est une des réponses des géosystèmes aux perturbations extérieures susceptible d'affecter les environnements et les pratiques que les sociétés en ont. La **question de l'érosion** est de plus en plus cruciale dans le contexte des changements globaux, de l'augmentation de la pression démographique et des risques liés aux changements climatiques. Les processus d'érosion sont des éléments essentiels responsables du façonnement de nos paysages et sont particulièrement exacerbés dans les montagnes méditerranéennes caractérisées par :

- l'importance des affleurements géologiques fortement érodibles ;
- l'importance des dénivelées ;
- l'agressivité des précipitations.

L'étude des dynamiques érosives ne peut être dissociée de celle de la **couverture végétale** rendue peu protectrice en conséquence des activités agro-pastorales plurimillénaires. Ainsi, l'étude de l'érosion nécessite une **approche systémique, pluridisciplinaire** et ne peut pas être envisagée indépendamment des **environnements végétaux** et du **contexte géomorphologique** des sites étudiés.

L'activité érosive recouvre à la fois des phénomènes continus (érosion des sols) mais aussi des événements ponctuels, discontinus, comme les crues torrentielles constituant des risques majeurs. Ces deux types de phénomènes reflètent à la fois la sensibilité des versants (érodibilité d'une surface) et l'agressivité des évènements météorologiques (érositivité des précipitations) (Hatfield et Maher, 2009 ; Nearing et al., 2005). Ainsi le détritisme est un marqueur particulièrement ambigu, traduisant à la fois les effets des changements climatiques et des impacts anthropiques (Bravard, 1992, 1996 ; Jorda et Provansal, 1996 ; Dearing, 1991 ; Zolitschka et al., 2003). Les causes historiques de l'érosion actuelle des sols et de l'ampleur des processus de colluvionnement et d'alluvionnement sont difficiles

à évaluer et la question des responsabilités respectives des forçages climatiques et anthropiques reste souvent en suspens malgré l'abondance des études de cas et des synthèses abordant cette question en Europe (e.g. Lang, 2003 ; Dotterweich, 2005 ; Chiverell et al., 2007 ; Berger et al., 2008 ; Fuch et al., 2011) et dans la zone méditerranéenne (e.g. Lespez, 2003 ; Butzer, 2005 ; Casana, 2008 ; Dusar et al., 2011 ; Fletcher et Zielhofer, 2013). Reconstituer la part des rôles du climat et des sociétés dans la variabilité du détritisme suppose d'être en mesure de différencier ce qui relève incontestablement de chacun des forçages ; comme le constatait Bravard et al. en 1992 « une difficulté première réside dans le fait que la réponse à cette question sort du champ technique » car « les données de terrain sont insuffisantes à rendre compte de la complexité des faits ».

Afin d'envisager quelles sont les réponses des environnements aux perturbations auxquelles ils sont soumis (i.e. climatiques et anthropiques), **la problématique principale** qui sous-tend mon travail de thèse est celle de la **reconstitution des paléoenvironnements en montagne depuis le retrait des derniers glaciers pléistocènes**. Cette étude sera **multidisciplinaire** et le fil conducteur sera celui de l'érosion, paramètre intégrateur des changements des environnements et de leur sensibilité, indissociable des changements du couvert végétal, du climat et des effets des modalités de mise en valeur de l'espace par les sociétés.

Parmi les formations superficielles utilisées pour étudier l'évolution du détritisme, les sédiments accumulés dans les **lacs** alpins depuis le retrait des grands glaciers pléistocènes sont de bons candidats. En effet, les lacs représentent des pièges naturels aux transferts sédimentaires. Les sédiments lacustres sont caractérisés par :

- une sédimentation continue dans le temps ne comportant pas de hiatus d'enregistrement ;
- la possibilité d'établir une chronologie de la séquence sédimentaire par des méthodes de datation absolue et de réaliser des modélisations âge-profondeur ;
- un taux d'accumulation sédimentaire suffisamment élevé, permettant de retracer des fluctuations environnementales avec une bonne résolution et à l'échelle pluri-décennale à milléniale ;
- une richesse d'indicateurs biotiques et abiotiques préservés au cours du temps.

Cette dernière caractéristique est tout particulièrement intéressante car elle autorise une approche **multi-indicateurs** par le croisement des marqueurs des processus érosifs, de la végétation, des sols, de la pression anthropique, et permet d'évaluer la réponse des géosystèmes aux changements d'occupation du sol, à la fois sur la période pré-anthropique et la période anthropisée (Lotter et Birks, 2003 ; Enters et al., 2010 ; Giguet-Covex et al., 2011 ; Massa et al., 2011 ; Doyen et al., 2013 ; Lavrieux et al., 2013 ; Simonneau et al., 2013). Ainsi notre travail, résolument **multidisciplinaire,** à la

rencontre des disciplines des Sciences de la Vie, de la Terre et de la Société, s'attachera à l'étude de plusieurs **marqueurs du détritisme** présents dans les archives sédimentaires lacustres :

- le taux de sédimentation, la concentration et le flux de la fraction détritique exprimant la quantité de matériel mobilisé lors du transport sédimentaire ;
- la granulométrie des particules informant de l'énergie des processus lors du transport sédimentaire ;
- la composition de la fraction détritique et le degré d'altération renseignant sur la source des apports détritiques ;
- le comptage des lamines fournissant une information sur la fréquence des apports détritiques.

Ces analyses seront systématiquement confrontées à des **analyses paléoécologiques**, à savoir :

- le contenu pollinique des sédiments qui permet de reconstituer l'évolution de la couverture végétale et de distinguer l'impact de la présence humaine au travers de la reconnaissance de taxons spécifiquement liés à l'anthropisation ;
- le contenu en insectes fossiles qui permet de préciser l'allure de l'environnement végétal à l'échelle du site, quand cela est possible.

Notre étude porte sur le **massif du Mercantour** et s'inscrit dans deux principaux programmes de recherche financés par les acteurs locaux : la région PACA (LADICIA) et le Parc du Mercantour (PIT). Le Mercantour, culminant à 3000 m, est situé à l'extrémité sud des Alpes (Figure 1A), à une trentaine de kilomètres de la mer Méditerranée. Au-dessus de 2000 m d'altitude, à la limite supérieure de la forêt, dans un paysage ouvert parsemé de mélèzes, de genévriers et de rhododendrons laissant progressivement la place aux pelouses alpines à graminées, une multitude de lacs et de tourbières occupent les dépressions abandonnées par les glaciers pléistocènes. Parmi celles-ci, nous avons sélectionné trois sites d'étude : trois lacs situés à la même altitude et dont la taille des bassins-versants est comparable (environ 5 km^2), abritant des remplissages sédimentaires de différentes natures permettant l'utilisation de marqueurs complémentaires (Figure 1B).

- **Le Lac Petit** (2200 m), comme son nom l'indique, est un lac de petite taille (0.01 km^2), à sédimentation de nature biogénique (diatomite) où nous pourrons identifier la trace des rythmes de l'érosion des sols ;
- **Le Lac de Vens** (2300 m) est un lac de taille plus importante (0.1 km^2), dans lequel la sédimentation biogénique est perturbée par des apports détritiques ponctuels ; nous nous attacherons à distinguer les effets de l'érosion des sols et du ravinement ;
- **Le Lac d'Allos** (2200 m) est un lac de grande taille (0.5 km^2) dans lequel la sédimentation laminée est dominée par les apports détritiques permettant de reconstituer une chronique plurimillénaire des dépôts de crues.

Nous retracerons les dynamiques paléoenvironnementales à l'échelle des 13000 dernières années pour les lacs d'Allos et de Vens (archives couvrant la totalité du remplissage sédimentaire lacustre) et des derniers 5000 ans pour le lac Petit (archive partielle du remplissage sédimentaire). Les **objectifs** de ce travail sont axés sur la reconstitution :

1. des environnements de sédimentation lacustres et terrestres ;
2. des dynamiques pédologiques ;
3. de la variabilité de la torrentialité ;
4. des dynamiques de végétation ;
5. des activités anthropiques : principalement des activités pastorales, des activités de défrichement et des activités minières.

En fonction du potentiel de chacune des archives sédimentaires à répondre à ces problématiques spécifiques, nous avons appliqué des stratégies d'échantillonnage et des outils différents sur chaque site. Mais, même si les outils diffèrent, les champs de la géomorphologie, de la sédimentologie, de la géochimie élémentaire et de la paléoécologie seront toujours croisés sur les trois sites. Notre analyse s'attachera à différencier les comportements communs des particularités locales, et à tenter de distinguer les influences respectives des sociétés et des forçages climatiques sur l'évolution des paysages alpins d'altitude.

Compte tenu du nombre important de données recueillies et de la variété de celles-ci, il est apparu peu réaliste de les rassembler uniquement sous la forme d'une compilation d'articles publiés, sous presse ou en préparation. Certains aspects de la démarche scientifique sur chacun des sites n'auraient pas figuré dans ce manuscrit alors qu'ils ont nourri plusieurs interprétations que la concision nécessaire pour une publication n'aurait pas permis de développer. Afin de présenter ces éléments de manière synthétique, le mémoire de thèse a donc revêtu une forme hybride, réunissant à la fois articles et sections « *plus classiques* » : le manuscrit rassemble les données publiées et celles en cours d'exploitation organisées par site d'étude. Afin d'alléger le manuscrit, nous avons choisi de dissocier le **manuscrit** à proprement parler dans ce premier volume (**Volume I**) et les documents **annexes** dans un second volume (**Volume II**).

Les **méthodes** employées dans ce travail seront exposées dans le **Chapitre I**. Nous y détaillerons les choix méthodologiques et analytiques réalisés sur chacune des archives sédimentaires en fonction de leur potentiel à reconstituer les paléoenvironnements. Les méthodes seront détaillées par champ disciplinaire avec :

- la caractérisation des sédiments et sédimentologie ;
- l'analyse géochimique semi-quantitative et quantitative des sédiments ;

- l'analyse pollinique ;
- la datation des séquences sédimentaires.

Le **Chapitre II** sera consacré à **l'analyse de l'enregistrement sédimentaire du lac Petit**. Les travaux archéologiques menés dans le bassin-versant du lac Petit (Morin et Rosenthal, 2004 ; Pagès, 2009 ; Suméra et Geist, 2010) ont révélé une occupation médiévale et moderne à vocation pastorale et minière. Le carottage du lac Petit était donc une cible de choix pour évaluer l'impact des sociétés montagnardes sur les milieux d'altitude. Après une description du contexte du site de carottage (Chapitre II-A.), nous interpréterons et discuterons de nos résultats selon quatre thèmes :

- le cadre paléoenvironnemental général sera développé sous la forme d'un premier article (Brisset et al., 2012) reposant sur une caractérisation sédimentologique, géochimique et pollinique préliminaire de la séquence du lac Petit (Chapitre II-B.II.) ;
- l'expression des dynamiques pédologiques et érosives sera abordée sous la forme d'un second article (Brisset et al., 2013) associant une caractérisation géochimique quantitative de la fraction terrigène des sédiments et une analyse pollinique à plus haute résolution (Chapitre II-B.III.) ;
- l'analyse pollinique sera ensuite croisée avec une analyse paléoentomologique afin de préciser la structuration et les dynamiques des écosystèmes du bassin-versant (Chapitre II-B.IV.) ;
- les relations entre les sociétés et leur environnement seront plus particulièrement abordées dans le Chapitre II-B.V. traitant d'une part de la question de l'impact des activités pastorales et de l'érosion sur le cycle des nutriments et d'autre part de la question de l'impact des activités minières sur le couvert forestier et les sols.

Le **Chapitre III** présente les résultats acquis sur **la séquence sédimentaire du lac de Vens**. Les travaux antérieurs de Petersen (2010) et Petersen et al. (2014) (Annexe 1 dans le Volume II) ont montré à partir de carottages courts que la sédimentation à caractère authigène (diatomées) était ponctuellement intercalée avec des lamines d'origine détritique et des dépôts de remaniements gravitaires. Cette première étude a montré qu'au niveau de la zone profonde du lac, les 170 premiers centimètres représentent environ 3000 ans. Notre étude du carottage long de cette même zone profonde permet de prolonger la séquence sédimentaire jusqu'au début du remplissage du lac de Vens, il y a 14 000 ans. Dans un premier temps nous placerons cet enregistrement dans son contexte géographique et morphologique (Chapitre III-A.). Nous détaillerons ensuite les résultats obtenus comprenant, la constitution de la série synthétique, la construction de la chronologie de la séquence, la caractérisation sédimentologique puis géochimique des sédiments et enfin l'analyse pollinique. Le

croisement de ces résultats permettra une interprétation et une discussion autour de deux thèmes principaux :

- le cadre de la Déglaciation dans le massif du Mercantour sera réévalué à travers une synthèse des études sédimentologiques et polliniques des lacs et des tourbières du massif sous la forme d'un troisième article (Brisset et al., en préparation) (cf. Chapitre III-C.I.) ;
- la reconstitution synthétique des étapes de la mise en place des paysages, de leur stabilisation et de leur déstabilisation depuis le retrait des glaciers, sera développée dans le Chapitre III-C.II. en s'appuyant sur le croisement des données sédimentologiques, géochimiques et polliniques.

Le **Chapitre IV** est consacré à l'étude de la **séquence sédimentaire longue du lac d'Allos**. La partie supérieure du remplissage sédimentaire du lac d'Allos a fait l'objet de carottages courts (couvrant les 1400 dernières années), d'une étude granulométrique et d'analyses paléoécologiques auxquelles nous ferons référence (Wilhelm, 2012 ; Wilhelm et al., 2012 (Annexe 2 dans le Volume II); Etienne et al., 2013). Ces premiers travaux ont notamment permis de retracer l'histoire des crues d'un torrent affluent du lac depuis 1400 ans. Nous proposerons ici d'étendre le cadre spatio-temporel de l'analyse et nous réaliserons une étude sur l'évolution paléoenvironnementale depuis le Tardiglaciaire à partir du carottage de l'intégralité du remplissage lacustre. Nous analyserons les changements paysagers autour du lac à différentes échelles temporelles emboîtées. Nous travaillerons d'une part, sur les changements paléoenvironnementaux à long et moyen termes à partir de l'étude sédimentologique et géochimique des principales unités stratigraphiques, et d'autre part à plus haute fréquence à partir d'analyses sédimentologiques à l'échelle des lamines. Nous présenterons dans un premier temps l'ensemble des résultats acquis durant ce travail (Chapitre IV-A.) : la constitution de la séquence composite, la caractérisation sédimentologique et géochimique des lithotypes et des unités stratigraphiques le long du profil synthétique et enfin la construction du modèle âge-profondeur. Puis, nous interprèterons et discuterons l'ensemble de ces données autour de trois thèmes principaux :

- l'apport de cette nouvelle longue séquence à la connaissance des modalités de la déglaciation post-wurmienne dans la vallée du Haut-Verdon (thème présenté sous la forme d'un quatrième article, Brisset et al., sous presse) (Chapitre IV-C.I.) ;
- les dynamiques des écosystèmes et les phases de stabilité ou de déstabilisation du couple bassin-versant/lac depuis la fin du Tardiglaciaire jusqu'à aujourd'hui (Chapitre IV-C.II.) ; l'interprétation de nos résultats se fera à la lumière des données obtenues sur l'évolution du couvert végétal et de l'anthropisation fournies par des analyses polliniques et des prospections archéologiques ;

- la variabilité paléohydrologique depuis 7400 ans reconstituée à partir de l'étude à haute résolution sur lames minces des épaisseurs et de la granulométrie des dépôts de crues (Chapitre IV-C.III.).

Le **Chapitre V** propose **une synthèse et une discussion de l'évolution des dynamiques paléoenvironnementales des trois sites étudiés**. Dans un premiers temps, nous tenterons d'établir un cadre général commun de l'histoire tardi-holocène dans le Mercantour et de déceler les spécificités locales par le croisement des proxies communs aux trois sites (Chapitre V-A.). Puis dans un second temps, nous aborderons une série de questionnements émergeant de la comparaison inter sites (Chapitre V-B.) selon deux thématiques :

- la récurrente question des interactions climat/homme/environnement dans la progression puis la maturation des écosystèmes depuis la fin de la déglaciation ;
- l'utilisation du détritisme comme un indicateur des rythmes, des tendances et des discontinuités de l'évolution paléoenvironnementale.

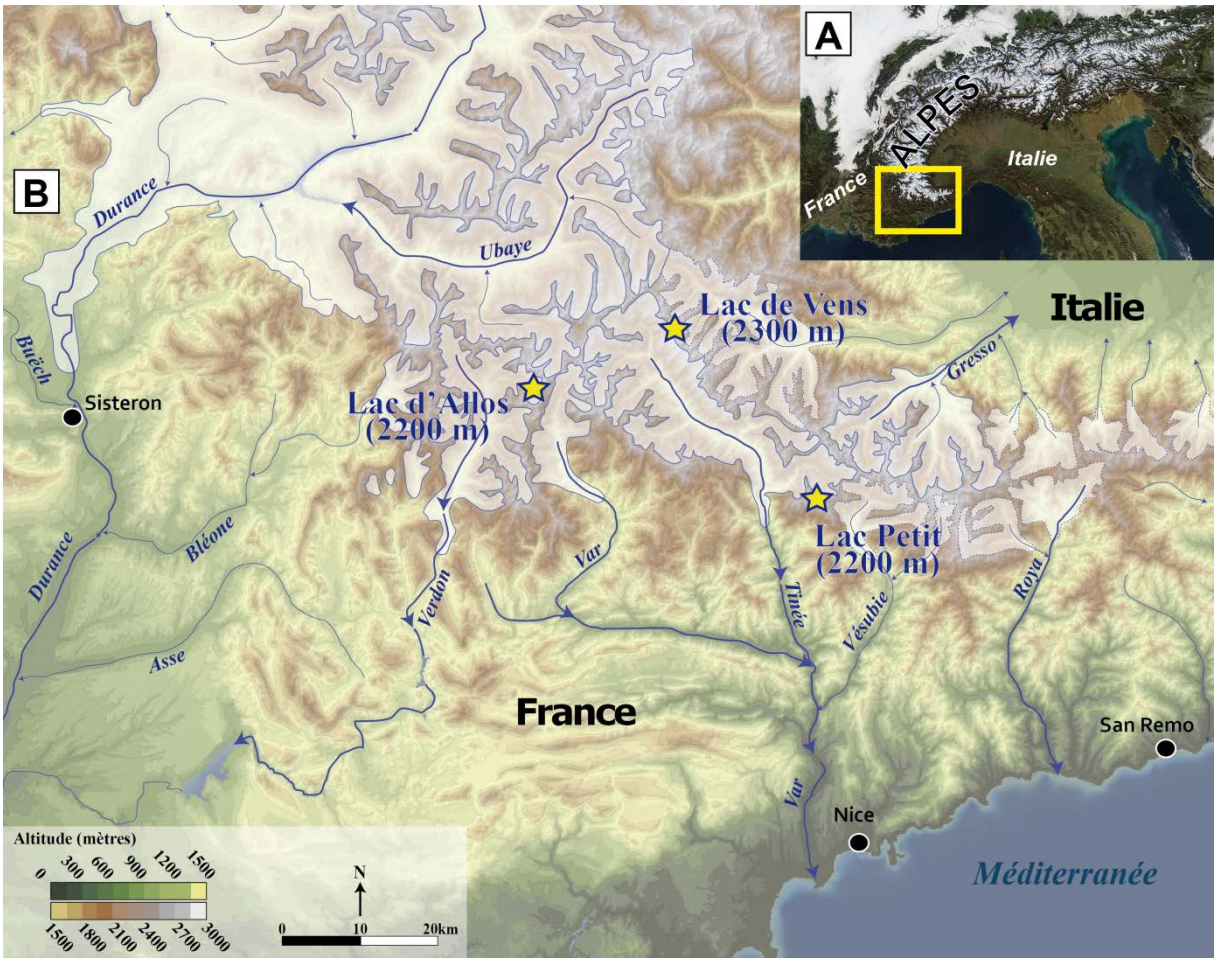


Figure 1 : A) Localisation du massif du Mercantour. B) Carte de localisation des lacs étudiés. Les aplats de couleur blanche délimitent l'extension des glaciers würmiens (Brisset et al., en préparation).

Chapitre I. Choix méthodologiques pour l'étude pluridisciplinaire des trois enregistrements sédimentaires lacustres

La démarche multidisciplinaire de mon travail repose sur l'étude multi-paramètres du sédiment par des outils empruntés à la sédimentologie, la géochimie et la paléoécologie. Le Tableau 1 récapitule les analyses menées par site dans le cadre de mon travail.

Tableau 1 : Synthèse des analyses menées dans le cadre de cette étude par site.

	Petit	Allos	Vens
Ouverture/Photographie	X	X	X
Granulométrie	X	X	X
Lames minces		X	
Diffraction aux rayons-X			X
Dosage des élements majeurs	X	X	X
Dosage du C, N, S	X	X	X
Pyrolyse Rock-Eval	X		
Dosages de la silice biogénique	X		X
Dosage du mercure	X		X
Dosage des éléments traces	X		
Spectrocolorimétrie	X		X
Susceptibilité magnétique		X	X
Spectroscopie Infrarouge	X		X
XRF core scanner	X	X	X
Microscopie Électronique à Balayage	X	X	
MEB couplée sonde EDS		X	
Analyse pollinique	X	X	X
Datations ^{14}C	X	X	X
Datations au ^{210}Pb et au ^{137}Cs	X		

A. Caractérisation du sédiment et sédimentologie

A.I. Description visuelle et photographie

Une première description visuelle de la carotte est réalisée pour déterminer les grands types de faciès en s'appuyant sur la texture du matériel, son organisation et sa couleur. La carotte est photographiée avec une résolution fine (1 pixel = 40 µm).

A.II. Frottis et tamisages

Une première observation de la fraction grossière est réalisée sur des échantillons frais (tamisés à l'eau à 100 µm et observés sous la loupe binoculaire) afin d'obtenir une première caractérisation de la composition du sédiment. Dans un second temps, des frottis de sédiment (dilués dans de la glycérine et montée entre lame et lamelle) sont observés sous microscope à immersion à huile (grossissements 2000x et 5000x).

A.III. Teneur en eau et densité sèche

La teneur en eau est mesurée par différence entre le poids humide et sec de l'échantillon, rapporté à 100 %. L'échantillonnage est réalisé à volume constant afin de rapporter le poids sec à une unité de volume pour calculer la densité sèche du sédiment par la formule suivante :

Densité sèche du sédiment total ($g.cm^3$) = poids sec (g) * unité de volume (cm^3)

A.IV. Microgranulométrie laser

Les analyses granulométriques ont été réalisées sur un microgranulomètre laser Malvern 1000 pour le lac Petit (au laboratoire d'EDYTEM, collaboration avec F. Arnaud), un Malvern 2000 pour le lac d'Allos et le lac Petit (au laboratoire d'Aix-Marseille Université, responsable : D. Sabatier) et un Beckman Coulter LS200 pour le lac de Vens (au laboratoire de GeoAzur, M. Revel). Cet appareil permet de mesurer l'abondance relative en particules de diamètre compris entre 0,06 et 1 à 2 mm (selon le modèle). Son fonctionnement repose sur l'obscuration d'un faisceau laser par des particules de sédiments en suspension, assimilées à des disques opaques. L'appareil mesure le pourcentage de volume occupé par chacune des classes granulométriques.

A.V. Lames minces et comptages de lamines

Le sédiment frais est échantillonné par U-Channel appliqué directement sur la surface des ½ carottes. Des blocs de 10 cm de longueur sont découpés en biseaux afin d'assurer la continuité des dépôts (biseautage de ~2 cm). L'imprégnation du sédiment est réalisée en trois temps :

- Déshydratation par remplacement de l'eau par de l'acétone ;
- Imprégnation de la résine sous vide contrôlé ;
- Séchage à l'air ambiant afin d'assurer la polymérisation et le durcissement du bloc.

Le bloc induré est ensuite divisé en plaquette de 0,5 cm d'épaisseur, collé sur une lame puis amincit à une épaisseur d'environs 25 µm. Une première série test de lames minces a été réalisée en collaboration avec F. Soufi (EDYTEM) et C. Marshall (IMBE). Puis une seconde série a été réalisée par M. Köhler du laboratoire MK Factory (Potsdam, Allemagne).

Le comptage des lamines a été réalisé en continu sous une loupe binoculaire à un grossissement de 50x. La totalité des lames minces a été analysée par au moins deux personnes différentes (ont participé au comptage : Tiané Troussier (M2R, IMBE), Cécile Miramont (IMBE), Olga Kaeuffer (M1R, IMBE), et moi-même). Les lamines ont ensuite été délimitées sur une image scannée des lames minces (résolution de 2300 ppp), sous le logiciel Illustrator.

Afin de ne pas amplifier les distorsions de longueur dues à la préparation des lames minces (craquelures, dilatation des extrémités), nous avons assemblé les scans de lames minces individuels sur les photos prises à haute résolution des ½ carottes (1 pixel = 40 µm). Les fichiers assemblés ont

été importés sous le logiciel de comptage de lamines PeakCounter 2.1[1] (développé par T. Nakagawa ; Marshall et al., 2012). Ce logiciel permet de mesurer l'épaisseur (c. à d. le nombre de pixel) entre chacun des repères positionnés, tout en permettant d'identifier des groupes de repères par un codage de 1 à 9. La position en pixel et le code de chaque repère sont ensuite exportés sous la forme d'un tableau.

A.VI. Diffraction aux rayons-X du cortège argileux

Le cortège des minéraux argileux a été mesuré par la méthode de la diffraction des rayons-X (DRX) sur un diffractomètre Panalytical X'Pert Pro au laboratoire IDES (en collaboration avec C. Colin (Université Paris 6). La fraction argileuse a été extraite suivant le protocole de Colin et al., (1999) par décantation après avoir éliminé la matière organique (eau oxygénée) et les carbonates (acide acétique 20 %). Trois lames par échantillons ont été réalisées et mesurées par DRX dans des conditions différentes : dans des conditions dites normales sans aucun traitement préalable, après contact avec de l'éthylène-glycol pendant 24 h et enfin après chauffage à 490°C pendant 2 h.

Les phases argileuses ont été identifiées selon la position des pics de diffraction (001) sur les trois diffractogrammes. L'estimation semi-quantitative (justesse de ~5 %) de l'aire des pics de l'illite (10 Å), de kaolinite/chlorite (7 Å) et de la smectite (17 Å) a été réalisée sur le diffractogramme obtenu sur la préparation à l'éthylène-glycol à l'aide du logiciel MacDiff (Petschick et al., 1996). La proportion en chlorite et kaolinite a été calculée relativement par dédoublement du pic facilement identifiable à 3.57 Å/3.54 Å. L'indice d'altération de l'illite a été obtenu par le rapport de la surface des pics de l'illite mesurée à 5 Å et à 10 Å (Esquevin, 1969). Un rapport faible indique la présence d'une illite peu altérée ferromagnésienne (biotite, mica) alors qu'un rapport élevé traduit de la présence d'une illite plus altérée alumineuse.

B. Géochimie élémentaire

B.I. Analyses haute résolution semi-continues

Des analyses non-destructives ont été menées dans un premier temps afin de caractériser les variations semi-quantitatives de nombreux composés. Ces analyses permettent d'obtenir un premier aperçu en très haute résolution de la composition des sédiments.

B.I.1. Spectrocolorimétrie

La couleur du sédiment a été analysée par spectrocolorimétrie sur un Minolta CM 2600d (laboratoires d'EDYTEM, F.Arnaud ; et de GeoAzur, M. Revel). Cet appareil permet de décomposer le spectre de réflectance dans le domaine du visible, des longueurs d'ondes 400 à 700 nm avec un pas

[1] logiciel PeakCounter : http://dendro.naruto-u.ac.jp/~nakagawa/

de 10 nm, et permet de distinguer des composés sédimentaires variés (Balsam et al., 1999) tels que la matière organique, l'opale, les argiles minéralogiques, les carbonates biogéniques. Les indices colorimétriques globaux sont présentés dans l'espace colorimétrique international L* a* b* (L* est la clarté du sédiment – c. à d. l'axe de variation blanc/noir ; a* est l'axe de variation rouge/vert, et b* est l'axe de variation bleu/jaune).

La surface du sédiment préalablement rafraîchie est recouverte d'un film en polyéthylène. Le spectromètre est calibré sur standards internationaux noir et blanc avant acquisition. La mesure est réalisée tous les 3 mm avec une ouverture de spectrocolorimètre de 7 mm pour assurer le recouvrement.

B.I.2. Susceptibilité magnétique

Les mesures de susceptibilité magnétique ont été réalisées sur un Barrington équipé d'un capteur de surface au laboratoire du CEREGE en collaboration avec F. Demory pour la carotte ALO11, et au laboratoire GeoAzur (M. Revel) pour VEN10-II. Le capteur est appliqué directement sur la surface du sédiment préalablement filmée. Les mesures ont été réalisées selon un pas de 1 cm.

B.I.3. Spectrométrie infrarouge

La spectroscopie a été réalisée sur un spectromètre Infrarouge à transformée de Fourier (IRFT) NICOLET 380 (Smart Diffuse Reflectance) du laboratoire EDYTEM (collaboration J. Poulenard). Le spectre d'absorption infrarouge d'un échantillon de sédiment reflète les caractéristiques des liaisons chimiques des composés en présence, avec des pics d'intensités proportionnels à la concentration du composé dans l'échantillon (Farmer, 1974). La mesure du fond est mesurée sur de la poudre de Potassium de Bromure (K-Br) anhydre. Les mesures sont réalisées sur le sédiment sec finement broyé.

B.I.4. XRF core scanner

Les profils des variations relatives de 31 éléments chimiques (depuis Al à U) ont été mesurés sur l'ITRAX core scanner (CEREGE, collaboration K. Tachikawa, M. Garcia et E. Bard). Cet appareil permet de réaliser un scan non-destructif sur des ½ carottes ou *U-channel* (longueur max. 1800 mm). L'excitation des atomes du sédiment par une intense source au rayons-X génère une réémission de radiations de moindre énergie (fluorescence), caractéristiques des atomes présents.

Les paramètres analytiques ont été spécifiquement déterminés sur chacun des enregistrements sédimentaires afin d'assurer de meilleurs résultats sur les éléments d'intérêt :

- PET09P2 – source Mo, 40 kV et 35 mA, 60 secondes, tous les 2 mm ;
- ALO11 – source Cr, 35 kV et 45 mA, 15 secondes, tous les 1 mm ;
- VEN10-II – source Cr, 30 kV and 40 mA, 15 secondes, tous les 1 mm.

B.I.5. Cartographie élémentaires avec sonde EDS

La mesure ponctuelle et la cartographie de certains éléments chimiques a pu être réalisée de façon semi-quantitative sur des échantillons frais, tamisés, et imprégnés de résine, à l'aide d'une microsonde EDS (Spectrométrie en énergie dispersive) couplée au microscope électronique à balayage au Service commun d'Aix-Marseille Université avec A. Tonetto selon le principe d'une excitation au rayons-X.

B.II. Échantillonnage discret

Des échantillons ont été préparés pour un dosage des concentrations élémentaires afin de caractériser quantitativement les variations géochimiques suspectées par les observations sédimentologiques et les analyses réalisées en continu le long de la carotte (spectrocolorimétrie, susceptibilité magnétique, XRF core scanner, cartographie élémentaire avec une microsonde EDS). Le dosage des concentrations élémentaires nous permet de quantifier les variations entre les fractions sédimentaires dominantes.

B.II.1. Analyses des éléments majeurs

Deux méthodes ont été utilisées pour le dosage des éléments majeurs :

- Par ICP-AES Thermo X7 (Inductively Coupled Plasma – Atomic Emission Spectrometry), au Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (SARM – Nancy). Les échantillons secs et broyés finement sont mis en solution par une fusion alcaline ($LiBO_2$) selon le protocole décrit dans Carignan et al., (2001). L'incertitude des mesures, contrôlée sur des standards internationaux, est de ± 1 %. Les concentrations des échantillons mesurés pour la carotte PET09P2 et ALO11 sont toutes au-dessus du seuil de détection. Les oxydes SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, TiO_2 et P_2O_5 ont été dosés ;
- Par Fluorescence aux rayons-X par Paul Capiez (Université Claude Bernard, Lyon). Une perte au feu de 70 minutes à 1000°C est réalisée pour éliminer la matière organique, puis les échantillons sont excités par une source de rayons-X, générant des radiations de moindre énergie dont les longueurs d'onde sont caractéristiques des atomes présents. Les oxydes Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, TiO_2 et P_2O_5 ont été dosés.

B.II.2. Analyses en Carbone, Azote et Soufre

Les mesures des concentrations en carbone, azote et soufre total ont été réalisées sur un Flash 2000 Series Thermofisher à l'IMBE en collaboration avec F. Ruaudel sur des échantillons de PET09P2, ALO11 et VEN10-II. 5 mg de sédiment réduits en poudre sont pesés et emballés dans une nacelle en sélénium. Les échantillons sont placés dans une chambre et chauffés à 900-1000 °C. La réaction des échantillons à l'oxygène provoque la formation de gaz élémentaires qui après réduction sont séparés

par chromatographie. Les éléments sont ensuite mesurés par un détecteur de conductivité thermique.

Dans le cas de sédiments carbonatés (ALO11 et VEN10-II), la concentration en carbone inorganique a été calculée à partir des dosages en CaO, en posant les hypothèses que (1) la totalité du Ca est portée par la calcite ($CaCO_3$), et que (2) la totalité du carbone inorganique (TIC) est associé à la fraction en calcite, tel que :

$CaCO_3$ (%) = Ca (%) * 100/40

TIC (%) = $CaCO_3$ (%) * 12/100

Dans un second temps, la fraction en carbone organique (Corg) a été calculée à partir du carbone total mesuré (TC) suivant l'équation :

Corg (%) = TC (%) – TIC (%)

B.II.3. Pyrolyse Rock-Eval

L'origine de la matière organique a été déterminée en collaboration avec J.-R. Disnar de l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO) par pyrolyse Rock-Eval, pour des échantillons prélevés sur PET09P2. L'échantillon (env. 100 mg de sédiment sec et broyé) est chauffé à 300°C puis 600°C sous courant de gaz inerte (Hélium). Les produits libérés au cours de la pyrolyse sont détectés par ionisation de flamme.

Des pics de volatilisation en carbone sont obtenus au cours de la pyrolyse. Le pic S_2 correspond à des hydrocarbures libres (issus du craquage du kérogène) et le pic S_3 à la quantité de CO_2 issue du craquage de la matière organique. Nous utiliserons l'index d'hydrogène (IH) et l'indice d'oxygène (IO) pour caractériser l'origine des matières organiques :

IH = (S_2 / %COT) x 100 IO = (S_3 / %COT) x 100

B.II.4. Analyses des éléments traces

L'analyse des éléments traces a été réalisée sur la carotte PET09P2 afin d'approfondir la question de l'impact des pollutions liées aux activités minières anciennes. Les échantillons ont été traités chimiquement par fusion au $LiBO_2$ puis mesurés sur un ICP-MS Thermo-Elemental X7 au laboratoire du SARM (Nancy, France).

B.II.5. Analyses de la silice biogénique

Les concentrations en silice biogénique ont été mesurées au CEREGE en collaboration avec J.-D. Meunier selon la méthode de De Master (1981). La silice est progressivement dissoute dans une solution de NaOH à chaud, et sous-prélevée à 3, 4 et 5 heures. La silice dissoute est ensuite mesurée

par réaction au jaune de molybdate. L'intensité du jaune a été mesurée par spectrophotométrie sur un Jasco V-650 spectrophotomètre.

B.II.6. Mercure

La concentration en mercure total (THg) a été mesurée au laboratoire ISTerre par S. Guédron sur un analyseur AMA 254 (ALTEC-CAS) par spectrométrie d'absorption atomique après décomposition thermale et amalgamation par de l'or (Roos-Barraclough et al., 2002 ; Guédron et al., 2009). La limite de détection (définie comme trois fois la déviation standard du blanc est de 5 $ng.g^{-1}$). Les mesures ont été réalisées à haute résolution ; tous les 1 cm dans le cas du lac Petit et dans le cas du lac de Vens tous les 2 cm entre 0 et 475 cm puis tous les 10 cm entre 475 et 875 cm. La précision relative mesurée est de ± 7% (± 3 $ng.g^{-1}$) sur 18 réplicas pour les échantillons du lac Petit et de ± 7 % (± 5 $ng.g^{-1}$) sur 25 réplicas pour ceux de Vens.

C. Analyse pollinique

Le matériel sporo-pollinique est concentré chimiquement selon le protocole (Faegri et Iversen, 1975) : attaques acides HCl et HF, défloculation à NaOH et acétolyse à chaud. La filtration à 10 et 160 µm du culot restant permet d'obtenir un concentré de matériel de type palynomorphes (10 à 100 µm). Une goutte de ce culot diluée dans la glycérine est montée sur une lame mince pour être observée au microscope à immersion à huile (grossissement 400 à 1000 fois). La détermination des éléments fossiles a reposé sur des ouvrages de référence (Reille, 1999 ; Moore et al., 1991 ; Komarek et Jankovska, 2001) et sur la consultation de la palynothèque de référence de l'IMBE.

D. Datation des sédiments

D.I. Isotopes du ^{210}Pb et du ^{137}Cs pour la datation des sédiments récents

L'analyse radio-élémentaire (^{210}Pb et ^{137}Cs) a été réalisée sur les 20 premiers centimètres de la carotte du lac Petit par Olivier Magand du Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE) de Grenoble. Ces analyses ont été préalablement réalisées sur les carottes sédimentaires courtes du bassin profond du lac d'Allos (Wilhelm, 2012) et du lac de Vens (Petersen, 2010).

D.II. ^{14}C AMS pour la datation des sédiments holocènes

Les macrorestes prélevés dans le sédiment sont soigneusement nettoyés. Les déterminations spécifiques ont été réalisées par Claire Delhon (CEPAM) et Frédéric Guibal (IMBE). Les datations ^{14}C AMS ont été réalisées par le programme national Artemis (lac de Vens) et par le laboratoire de Poznan (Petit, Allos et Vens). Les datations radiocarbone sont étalonnées sur la courbe de calibration

IntCal09 (Reimer et al., 2011) et sont exprimées en années calendaires (cal. BP et cal. BC/AD), selon un intervalle de probabilité de 2 écarts-type.

D.III. Modèle âge-profondeur

Les modèles âge-profondeur ont été réalisés sous le module Clam du logiciel R (Blaauw, 2010), suivant une interpolation mathématique répétée 10 000 fois pour estimer l'enveloppe de probabilité à 95 % du modèle.

Le calcul du modèle d'âge a été réalisé sur la sédimentation définie comme continue en excluant les dépôts caractéristiques d'un temps de mise en place instantané (dépôts de crues et homogénites). Dans la séquence du lac de Vens, seuls les dépôts instantanés repérables à l'œil nu (d'épaisseur supérieure à 1 cm) ont été pris en compte ; au lac d'Allos, l'observation du sédiment en lames minces a permis d'identifier tous les dépôts instantanés, même à l'échelle infra-millimétrique (sur les 7 premiers mètres de la séquence). Dans le cas du lac Petit, nous avons montré que la sédimentation est exclusivement continue ; ainsi le modèle d'âge a été calculé sur la profondeur réelle.

Chapitre II. Le Lac Petit : dynamique d'un géosystème anthropisé

SOMMAIRE DU CHAPITRE II

A. Site d'étude
B. Résultats et interprétations
- B.I. Sédimentologie et chronologie
- B.II. Une première approche multidisciplinaire sur une séquence lacustre holocène dans les Alpes du Sud
- B.III. De l'irréversibilité d'une dégradation plurimillénaire ?
- B.IV. Structuration et dynamique des écosystèmes à Millefonts
- B.V. L'homme et son environnement

C. Conclusion

A. Site d'étude

Le lac Petit (N 44°06.789, E 7°11.343, 2200 m d'altitude) se situe dans l'avant-pays méridional du massif du Mercantour, entre les vallées de la Vésubie et de la Tinée, sur la commune de Valdeblore.

A.I. Contexte géographique et géomorphologique du bassin-versant du Lac Petit

Le bassin-versant des Millefonts (6 km^2), abritant le lac Petit, est un cirque glaciaire hérité, perché au-dessus de la vallée principale du Bramatan à des altitudes comprises entre 2045 et 2670 m. Le bassin-versant (Figure 2, Figure 3) est caractérisé par un modelé relativement doux. Les versants exposés sud et sud-est sont peu pentus (20°) alors que les versants exposés nord-ouest sont plus escarpés. Ces derniers sont actuellement drapés de tabliers d'éboulis et abritent en contrebas des bourrelets morainiques bien conservés à 2300 m d'altitude. Le fond du cirque est caractérisé par une morphologie étagée, avec une alternance de zones de verrous à roches moutonnées et de zones surcreusées. Le substrat encaissant est exclusivement composé de roches métamorphiques (contact œillés et de migmatites). Une bande de mylonite riche en hématite délimite le contact entre ces deux formations (Faure-Muret, 1967).

Le vallon de Millefonts, des « mille sources », est occupé par cinq lacs (le lac Gros à 2395 m, le lac Long à 2370 m, les lacs Rond et de la Motte à 2300 m et le lac Petit à 2200 m) formés à la suite du retrait des glaciers et connectés entre eux par des écoulements saisonniers. Le lac Petit est alimenté par un petit ruisseau prenant sa source à l'est dans de vastes chaos morainiques abritant des reliquats de neige hivernale et fondant jusqu'à la fin de l'été. Le lac Petit est un lac circulaire de 150 m de diamètre ayant une profondeur de 7 m. L'exutoire du lac, au sud est incisé sur 2 m de hauteur dans le verrou géologique. L'exutoire a été barré par une retenue d'1,5 m de hauteur construite en 1947 AD (Beniamino, 2006). Cet aménagement hydraulique sur le lac Petit a été réalisé dans un contexte plus large d'une exploitation de la ressource en eau dans le massif du Mercantour (barrages, galeries, canaux) afin d'alimenter les réseaux d'irrigation en lien avec une intensification des rendements agricoles en terrasses dans les basses-vallées au début du XIX^{ème} siècle (Gili, 2012).

Le paysage du bassin-versant de Millefonts (Figure 3 et Planche photo 1) est ouvert et totalement déboisé. Une pelouse écorchée se développe sur les vastes replats et colonise les tabliers d'éboulis. Dans le bassin-versant du lac Petit, ces pelouses occupent des sols peu développés de type Cambisol et représentent 72 000 m^2 (24 % de la surface). Une lande à Ericaceae se développe sur des sols de type Podzol sur le verrou bordant le lac Petit (1500 m^2, Planche photo 1A). La limite supérieure de la forêt se situe à 2000 m d'altitude, même si quelques mélèzes isolés subsistent jusqu'à 2200 m (Planche photo 1C).

De nombreux vestiges archéologiques ont été mis en évidence dans le vallon de Millefonts par les travaux de Morin et Rosenthal (2001-2004), Pagès (2009, 2010) et Suméra et al. (2008). En effet, des activités pastorales et minières anciennes (Planche photo 1E, F, G) sont attestées autour du lac Petit entre le II^{ème} siècle avant J.C. et le XVII^{ème} siècle après J.C.

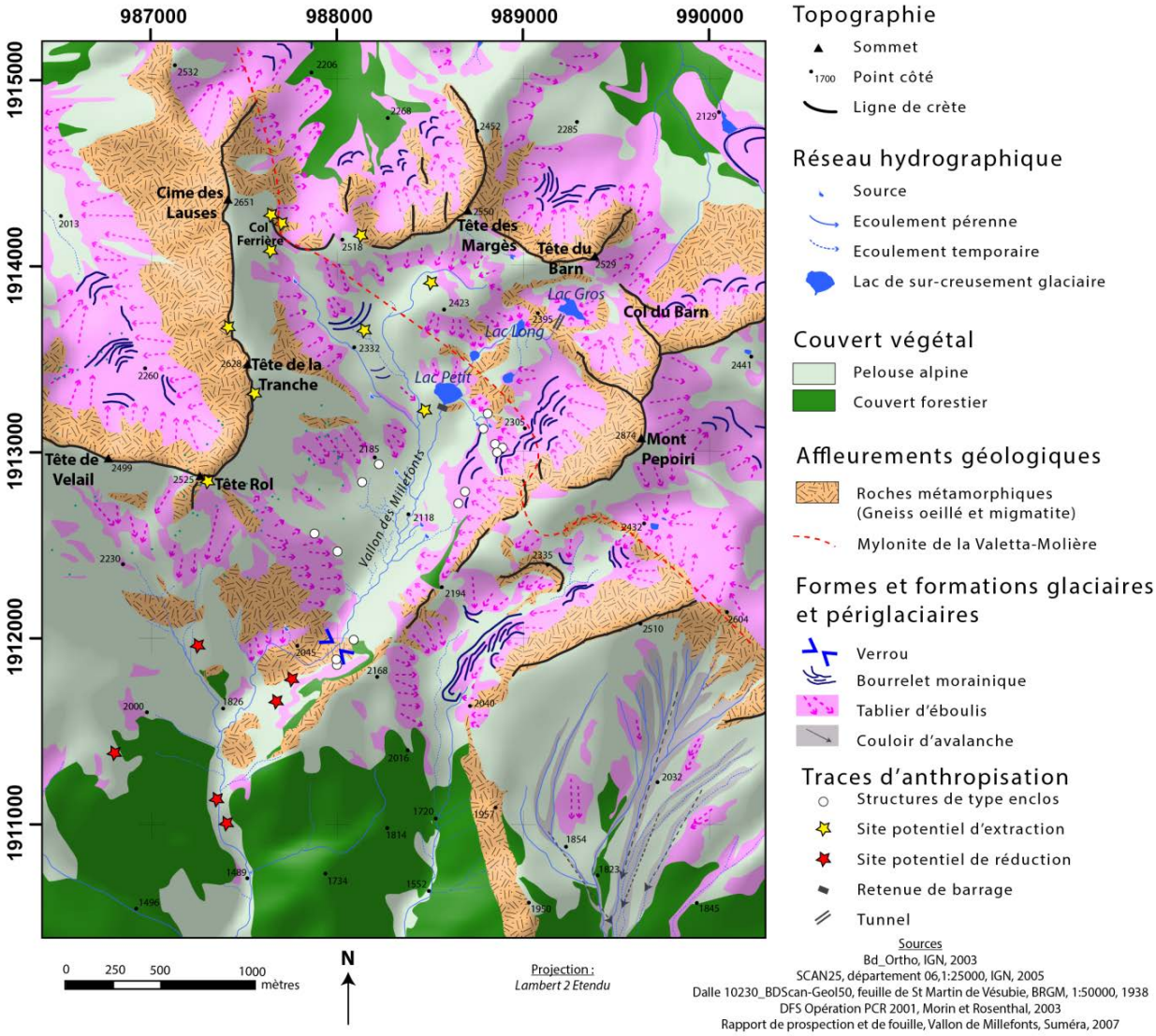


Figure 2 : Géologie, géomorphologie et occupation du sol du bassin-versant de Millefonts.

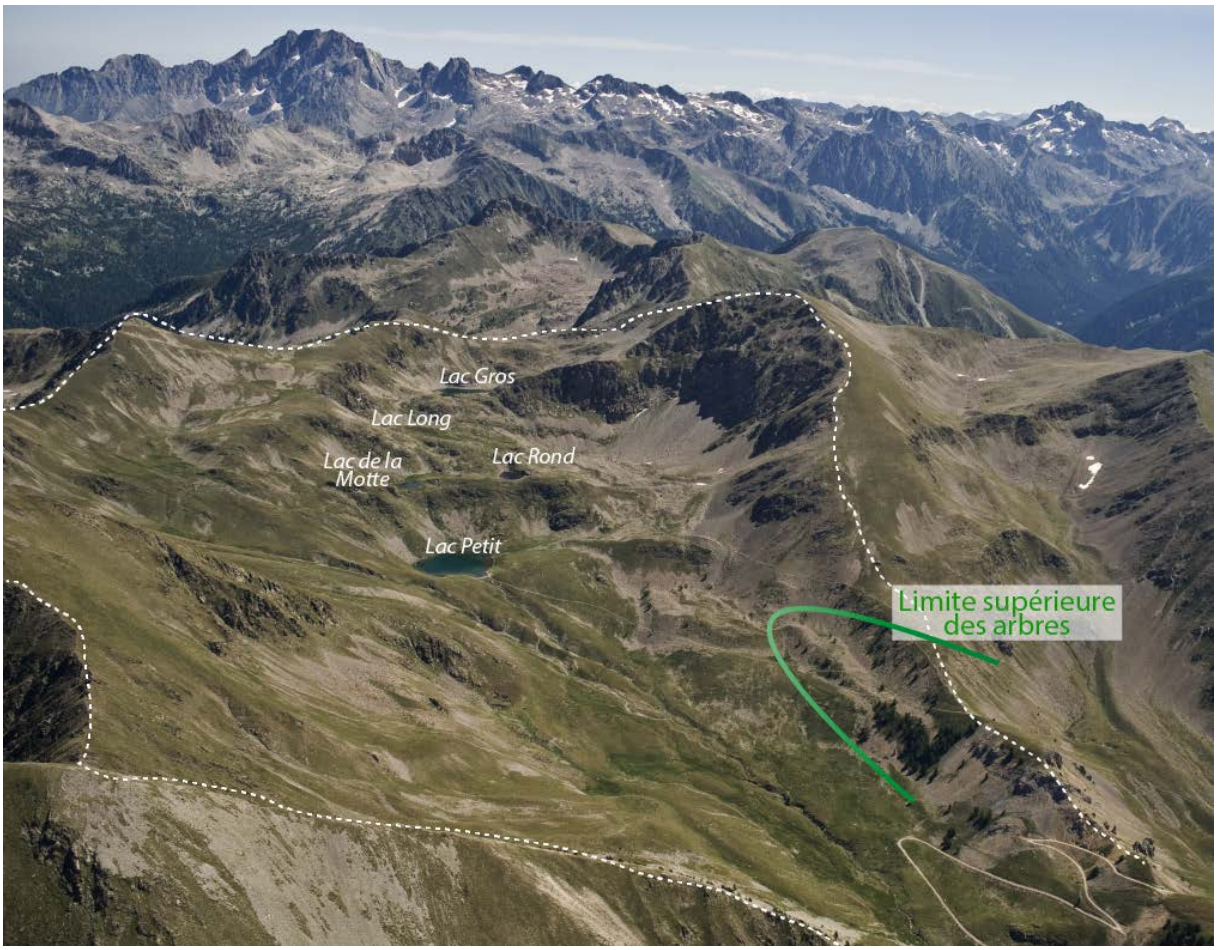


Figure 3 : Le bassin-versant de Millefonts, prise de vue aérienne direction nord-est (C. Hussy, SRA PACA).

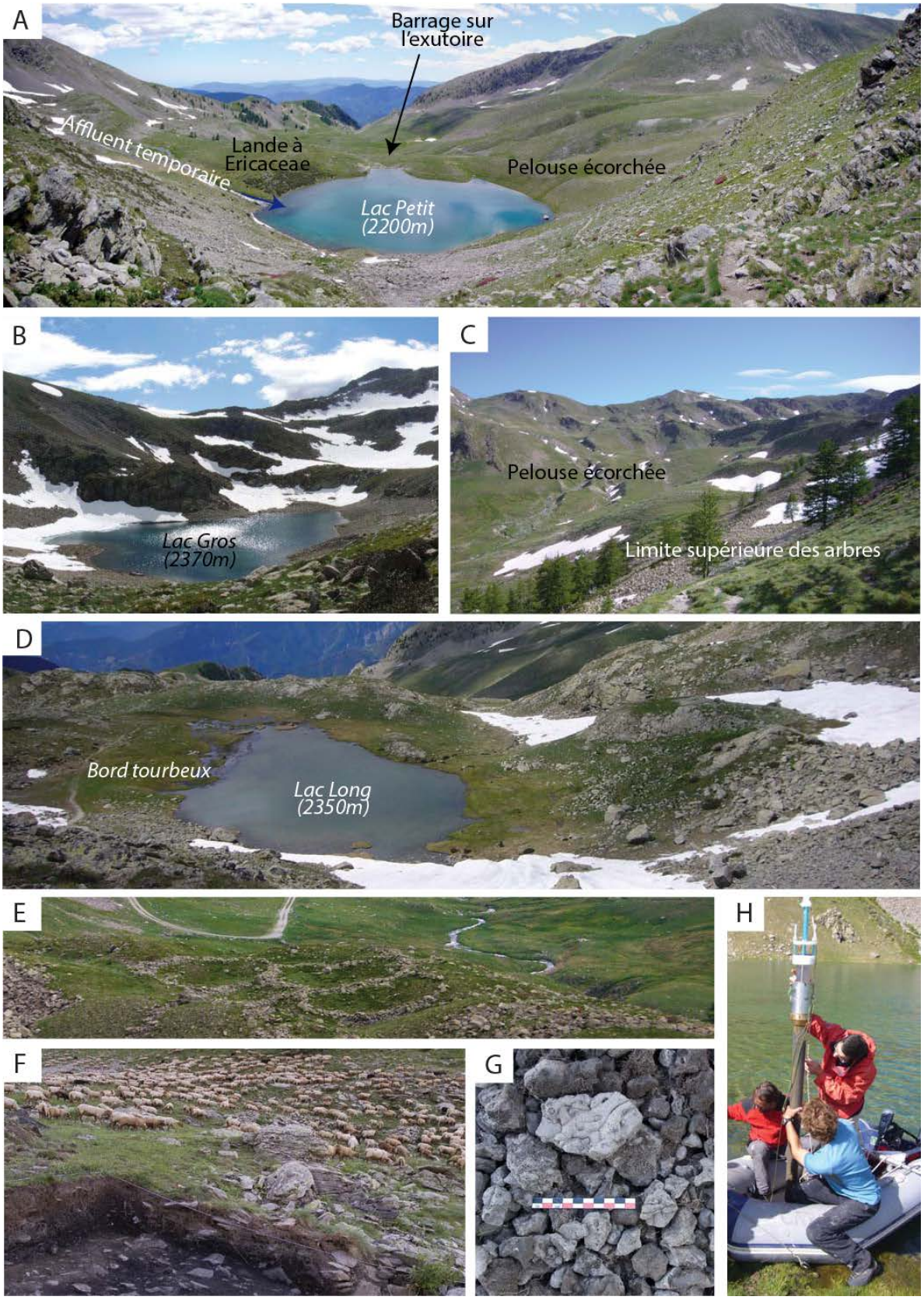


Planche photo 1 : A) vue générale (orientation Sud) du lac Petit (2200 m) et couverture du sol. B) le lac Gros, le plus en amont des cinq lacs du bassin-versant de Millefonts. C) la limite supérieure des arbres à 2200 m d'altitude, composée de mélèzes isolés (prise de vue direction Nord). D) le lac Long (2350 m) avec son bord tourbeux est en cours de fermeture. E) Enclos pastoraux situés sur un bourrelet morainique en aval du lac Petit. F) Fouille d'un site de réduction de minerai de fer (Le Clouté par G. Pagès) et pâture d'un troupeau domestique. G) Scories résiduelles de la réduction du minerai de fer (G. Pagès). H) Carottage du profil PET09P2 en 2009.

A.II. Contexte morphologique du site de carottage

En Juin 2009, une campagne de sondages bathymétriques et de carottages courts (carottier à martelage UWITEC) a été menée sur trois des lacs du bassin-versant de Millefonts (lac Gros, lac Long et lac Petit). Cette campagne a été menée en collaboration avec le laboratoire EDYTEM, avec le soutien financier du PIT Mercantour (responsable F. Suméra). La carotte la plus longue PET09P2 prélevée dans le lac Petit a été sélectionnée pour mener les analyses multiproxies, les carottes du lac Gros et du lac Long présentant des structures de remaniement sédimentaire.

La morphologie du lac Petit (Figure 4) présente un bassin d'accumulation profond de 7 mètres et de 50 m de diamètre. Les pentes sous lacustres présentent un profil asymétrique nord-sud avec des pentes plus raides au nord contre le verrou rocheux amont et plus douces au sud. À l'ouest, une zone de replat située à moins d'un mètre sous le niveau moyen du lac est annuellement exondée en fin d'été. L'affluent du lac Petit forme un modeste delta sous-lacustre au nord-ouest du lac. La carotte PET09P2 (144 cm) a été prélevée au moyen d'un carottier gravitaire UWITEC à martelage dans la zone la plus profonde du lac.

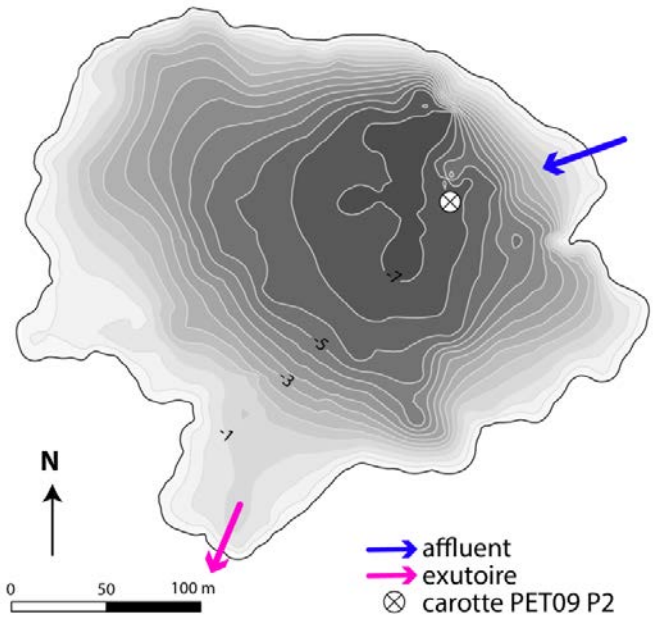


Figure 4 : Bathymétrie du lac Petit et site de prélèvement de la carotte PET09P2.

B. Résultats et interprétations

B.I. Sédimentologie et chronologie

Le sédiment de la carotte PET09P2 est relativement homogène jaune brun, et riche en eau. L'observation du sédiment frais sous le microscope révèle une forte abondance en diatomées. Les particules minérales sont peu représentées et sont exclusivement de la taille des argiles. De nombreux débris de végétaux (terrestres et aquatiques), de coléoptères et de chironomes composent la fraction organique supérieure à 300 µm. Observé après extraction chimique, le sédiment organique de taille inférieure à 100 µm est principalement composé de débris alguaires ainsi que de matière organique amorphe rougeâtre. Globalement, le sédiment est composé d'une diatomite jaune foncé/vert à texture grumeleuse, piqueté de débris organiques plus ou moins dilués par un sédiment argileux brun-sombre (Figure 5), et organisé selon trois faciès :

- **Faciès 1 :** diatomite pure ;
- **Faciès 2 :** diatomite plus ou moins argileuse ;
- **Faciès 3 :** argiles à faible proportion en diatomées.

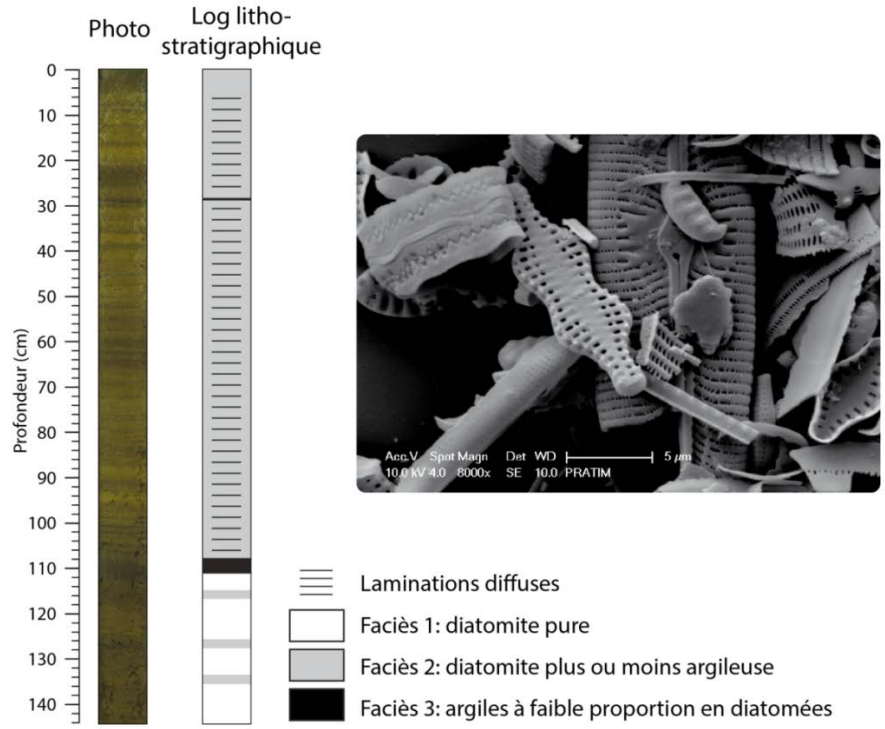


Figure 5 : Photographie de la carotte PET09P2 à l'ouverture, description lithostratigraphique et image MEB illustrant la richesse en diatomées (déterminées par R. Cartier, Aix-Marseille Université).

Sept datations radiocarbone ont été réalisées le long du profil sur des macrorestes végétaux terrestres déterminés préalablement par C. Delhon (CEPAM). Les âges ^{14}C fournis couvrent les derniers 5000 ans (Tableau 2).

Tableau 2 : Datations radiocarbone AMS obtenues sur la carotte PET09P2.

Profondeur (cm)	Code laboratoire	^{14}C age BP	Age calibré à 2σ (cal. yr BP)	Age calibré à 2σ (cal. yr AD / BC)	Matériel
26	Poz-32578	1240±40	1068 (**1175**) 1270	680 AD (**775 AD**) 882 AD	Débris végétaux terrestres
39	Poz-39213	1720±30	1554 (**1680**) 1704	246 AD (**270 AD**) 396 AD	Bois - *Larix*
58	Poz-35509	1890±30	1733 (**1825)**1894	56 AD (**125 AD**) 217 AD	Bois - conifère
94	Poz-32576	3620±40	3835 (**3910**) 4080	2131 BC (**1960 BC**) 1886 BC	Débris végétaux terrestres
111	Poz-35507	3855±35	4155 (**4250**) 4411	2462 BC (**2300 BC**) 2206 BC	Écaille - conifère
135	Poz-39212	4125±35	4528 (**4610**) 4820	2871 BC (**2660 BC**) 2579 BC	Brindille - Ericaceae
137	Poz-32577	4110±35	4455 (**4610**) 4818	2869 BC (**2660 BC**) 2506 BC	Brindilles

Les profils de concentration en ^{210}Pb et en ^{137}Cs présentent une même allure (Figure 6A). L'enrichissement en radionucléides s'observe sur les 5 premiers centimètres de la carotte ; au-delà les valeurs chutent à zéro. Considérant une concentration initiale en ^{210}Pb constante, de même qu'un taux d'accumulation constant (modèle CFCR), le taux de sédimentation moyen est estimé à 0,7 mm/an. Ce taux de sédimentation est concordant avec l'âge des premiers essais nucléaires de 1952±2 AD (Longmore, 1982), enregistrés par le début de l'enrichissement en ^{137}Cs à la profondeur à 4-5 cm.

Le profil d'enrichissement en ^{137}Cs est généralement caractérisé par un pic de concentration caractéristique de l'évènement de Tchernobyl de 1986 AD. Dans le cas de taux de sédimentation très faibles, comme estimés sur la carotte PET09P2, l'année 1986 est estimée à la profondeur de 1-2 cm, ce qui rend cet évènement non décelable ici. Par ailleurs, la disparition de la sédimentation laminée sur les 5 premiers centimètres, de même qu'un changement de teneur en eau du sédiment indique un possible changement de taux de sédimentation à cette période. Le taux de sédimentation de 0,7 mm/an ne peut donc pas être extrapolé plus en profondeur. Par contre, ce changement sédimentologique à 5 cm de profondeur est contemporain de la mise en place d'une retenue d'eau sur le lac Petit (en 1947 AD).

Le modèle âge-profondeur est réalisé sur les 7 âges radiocarbone ainsi que la date de construction de la retenue sur le lac Petit mis en évidence à 5 cm de profondeur. Cette dernière date est confirmée par le taux de sédimentation mesuré par le ^{210}Pb, datant ce niveau à 1947 AD. Compte tenu d'une sédimentation relativement homogène, ne présentant pas de hiatus, une interpolation Spline cubique a été choisie (type 4, lissage de 0.3, sur le module Clam). Le modèle d'âge (Figure 6B) montre que la carotte PET09P2 couvre les 4800 dernières années (±180 ans). Le taux de sédimentation est

relativement plus élevé entre 144 et 110 cm (0.85 mm/an) puis chute à un taux moyen de 0,2 mm/an.

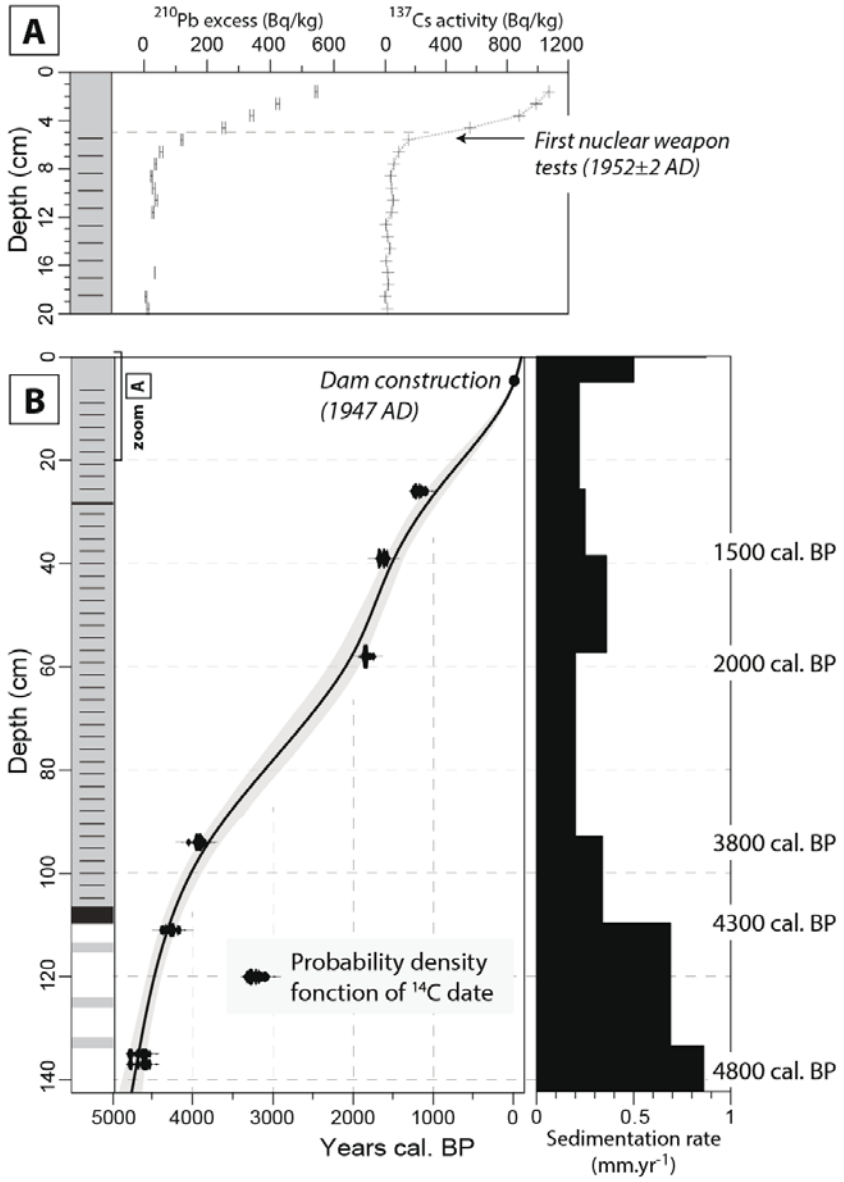


Figure 6 : Modèle âge-profondeur de la carotte PET09P2 (Brisset et al., 2013). A) Détail des analyses en ^{210}Pb et ^{137}Cs, B) ages ^{14}C, modèle d'âge et taux de sédimentation.

Cette première expertise du sédiment et le calage chronologique pertinent de la séquence ont permis de dégager des objectifs de recherche réalistes et de concentrer un grand nombre d'analyses sur les 1,44 m du profil. Tout d'abord, la prédominance du faciès diatomitique représentait une « chance » pour débusquer des évènements détritiques, même de faible ampleur, puisque le bassin-versant et le lac lui-même sont de taille réduite. Le modèle d'âge conforte également l'hypothèse d'une continuité de l'archive.

B.II. Une première approche multidisciplinaire sur une séquence lacustre holocène dans les Alpes du Sud : le Lac Petit ou l'histoire d'un géosystème dégradé – Article n°1

Le lac Petit a fait l'objet d'une première publication dans la revue Quaternaire (Brisset et al., 2012) de l'étude multidisciplinaire à basse/moyenne résolution temporelle de la carotte PET09P2. La vocation de ce premier travail était de retracer les principales étapes des dynamiques paléoenvironnementales enregistrées dans ce petit système lacustre. Une pré-expertise rapide du sédiment avait montré le caractère exceptionnel du matériel d'étude, c'est à dire une diatomite d'une grande pureté dont le contenu fossile était en excellent état de conservation, au sein de laquelle des faciès détritiques étaient clairement identifiables. L'article ci-dessous présente les analyses préliminaires sédimentologiques, géochimiques, radiométriques et paléoécologiques du profil.

B.II.1. Approche multidisciplinaire d'une séquence lacustre holocène dans les alpes du sud au Lac Petit (Mercantour, alt. 2200 m, France) : histoire d'un géosystème dégradé

Quaternaire, **23**, (4), *2012*, p. 309-319

APPROCHE MULTIDISCIPLINAIRE D'UNE SÉQUENCE LACUSTRE HOLOCÈNE DANS LES ALPES DU SUD AU LAC PETIT (MERCANTOUR, ALT. 2 200 M, FRANCE) : HISTOIRE D'UN GÉOSYSTÈME DÉGRADÉ

Elodie BRISSET[1,2], Frédéric GUITER[1], Cécile MIRAMONT[1], Claire DELHON[3], Fabien ARNAUD[4], Jean-Robert DISNAR[5], Jérôme POULENARD[4], Edward ANTHONY[2], Jean-Dominique MEUNIER[2], Bruno WILHELM[4] & Christine PAILLES[2]

RÉSUMÉ

L'analyse multiproxies à haute résolution d'une séquence sédimentaire prélevée dans le Lac Petit (alt. 2 200 m, vallon des Millefonts, Mercantour, France) a permis d'étudier les interactions climat-environnement-Homme à l'Holocène récent en contexte de haute montagne dans les Alpes du Sud. Grâce aux analyses lithostratigraphiques, géochimiques et palynologiques, trois grandes phases ont pu être reconstituées : (1) une période de stabilité relative de l'écosystème de 4 750 à 4 350 cal. BP, caractérisée par une sédimentation lacustre dominante et des sols développés sur les versants, (2) de 4 350 à 1 550 cal. BP, une augmentation des apports érosifs contemporaine d'une dégradation des sols superficiels et du couvert forestier, (3) une phase de déstabilisation intense et définitive des versants depuis 1 550 cal. BP. Le climat a certainement joué un rôle dans la dynamique du bassin-versant, mais l'Homme, dont l'impact reste discret jusqu'à 1 550 cal. BP, pourrait être un facteur majeur de perturbation des écosystèmes du vallon des Millefonts pendant le Subatlantique. Enfin, la récurrence d'apports terrigènes pourrait témoigner d'évènements orageux de forte intensité dont les conséquences érosives ont pu être amplifiées localement par l'augmentation de la pression agro-pastorale et des activités minières.

Mots-clés : sédiment lacustre, érosion des sols, anthropisation, végétation, pollen, Holocène, Alpes du Sud, évènement de 4 200 cal. BP

ABSTRACT

A MULTIDISCIPLINARY INVESTIGATION OF A HOLOCENE LAKE SEDIMENT SEQUENCE IN THE SOUTHERN FRENCH ALPS AT LAKE PETIT (MERCANTOUR, 2200 M A.S.L., FRANCE): HISTORY OF A DISTURBED GEOSYSTEM

High resolution multiproxy analyses, including sedimentological, geochemical and palynological investigations, were carried out on a 144-cm-long sediment profile from Lake Petit (2 200 m a.s.l., Vallon des Millefonts, Mercantour, in the French Southern Alps). This allowed us to reconstruct complex interactions between climate, environment and human during the Late Holocene. We identify three phases: (1) a first phase (4 750 to 4 350 cal. BP) characterized by a dominant lake sedimentation and developed soils on slopes, (2) a second period (4 350 to 1 550 cal. BP) marked by an abrupt switch in sediment source and an input of organic allochthonous matter linked with soil erosion and a more open landscape, (3) a final phase (since 1 550 cal. BP) of intense destabilization of slopes. Even if climate could have triggered such drastic changes, discreet but continuous human impact until 1 550 cal. BP might be the main factor of degradation of slopes and ecosystems in the valley. The record of abundant terrigenous input also suggests that high-intensity rainfall events might have occurred, while agro-pastoralism and local mining activities continuously weakened slopes.

Keywords: lacustrine sediment, soil erosion, human impact, vegetation, pollen, Holocene, French Southern Alps, 4.2 ka event

[1] Institut Méditerranéen de Biodiversité et d'Ecologie (IMBE), Aix-Marseille Université, CNRS. Europôle Méditerranéen de l'Arbois, bât. Villemin, BP80, F-13545 AIX-EN-PROVENCE cedex 04. *Courriel :* brisset@cerege.fr

[2] Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE), Aix-Marseille Université, CNRS. Europôle Méditerranéen de l'Arbois, BP 80, F-13545 AIX-EN-PROVENCE cedex 04.

[3] Centre d'Etudes Préhistoire, Antiquité, Moyen Âge (CEPAM), Université de Nice, CNRS. Campus Saint-Jean-d'Angély, SJA3, 24 avenue des Diables Bleus, F-06357 NICE cedex 04.

[4] Laboratoire Environnement Dynamique et Territoire de Montagne (EDYTEM), Université de Savoie, CNRS. Pôle Montagne, Campus scientifique, F-73376 LE-BOURGET-DU-LAC cedex.

[5] Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), Université d'Orléans, CNRS. Bâtiment des Géosciences, rue de St-Amand, BP 6759, F-45067 ORLÉANS cedex 02.

Manuscrit reçu le 17/01/2011, accepté le 17/03/2012

1 - INTRODUCTION

Les milieux de montagne sont des géosystèmes fragiles soumis à d'importants gradients géomorphologiques, climatiques et écologiques. Tout changement environnemental – qu'il soit d'origine naturelle ou anthropique – peut déstabiliser profondément ces milieux (Demangeot, 1984). La reconstitution de l'histoire paléoenvironnementale de ces zones de montagnes représente un enjeu d'importance dans la compréhension des mécanismes de résilience de ces géosystèmes.

Les paysages de montagne des Alpes du Sud sont affectés depuis plusieurs millénaires par l'activité humaine (e.g. Nicod, 2008). Les premières traces ténues d'incursion humaine en moyenne et haute altitude dans les Alpes méridionales datent du Paléolithique final (Mocci *et al*., 2005). Plus significatives sont les récentes découvertes de sites du Mésolithique dans l'Argentérois et l'Ubaye (Garcia *et al*., 2007). Au Néolithique les traces de fréquentation humaine se font plus fréquentes (enclos pastoraux, haltes de chasse) ; puis c'est à partir du Néolithique final et de l'âge du Bronze que la documentation archéologique révèle une présence humaine bien implantée (Mocci *et al*., 2008a). Les études couplant des données archéologiques et paléoécologiques (palynologie et anthracologie) montrent, à partir d'environ 7000 cal. BP, l'impact des pratiques agro-pastorales sur les environnements végétaux de montagne avec des périodes successives de pression ou de déprise des sociétés sur les territoires (Court-Picon, 2005 ; Mocci *et al*., 2008a, b). Enfin, des traces d'activités minières (extraction et réduction) – pratiques qui affectent profondément le couvert végétal et les dynamiques érosives et sédimentaires –ont été découvertes en altitude dans les Alpes du Sud et apparaissent dès l'âge du Bronze (Rostan & Rossi, 2002 ; Bourgarit *et al*., 2008).

Le vallon des Millefonts (commune de Valdeblore, Alpes-Maritimes, fig. 1A) constitue une zone privilégiée pour aborder la délicate problématique des interactions entre le climat, l'environnement montagnard et l'Homme à l'Holocène. En effet, le vallon est occupé par une série de dépressions lacustres qui se comportent comme des pièges naturels à sédiments et permettent d'enregistrer la variabilité paléoenvironnementale à long terme. Les investigations archéologiques qui ont eu lieu dans le vallon (Ancel, 2010 ; Morin & Rosenthal, 2003 ; Suméra, 2007 ; Suméra *et al*., 2008 ; Pagès, 2009) ont notamment montré qu'une activité d'extraction et de réduction de minerai de fer y a pris place au cours du Moyen Âge. Dans le cadre du Projet Collectif de Recherche intitulé « Peuplement et occupation du sol du Massif du Mercantour et de l'Argentera au cours de l'Holocène » (coordination F. Suméra, Centre Camille Jullian), un profil sédimentaire a été prélevé dans la dépression lacustre principale du vallon (Lac Petit). Le but de cet article est de présenter les recherches paléoenvironnementales en cours visant à (1) reconstruire l'évolution paléoenvironnementale d'un bassin-versant de montagne péri-méditerranéenne et (2) retracer l'impact et les interactions des différents forçages (naturels et anthropiques) sur cette évolution.

2 - SITE D'ÉTUDE : LE LAC PETIT

Le vallon des Millefonts se situe sur la terminaison sud des Alpes françaises (fig. 1A) dans le massif du Mercantour. Le Lac Petit (2 200 m) est le plus à l'aval d'un chapelet de 5 lacs de surcreusement glaciaire connectés entre eux par des écoulements intermittents. La surface du lac est gelée en saison hivernale (novembre à mars). Le niveau d'eau du lac Petit a été rehaussé d'1,5 mètre suite à la construction d'un barrage en 1947. Ses dimensions actuelles sont de 160 m de longueur pour 140 m de large avec une profondeur maximale de 7 m. Le lac draine un bassin-versant de 2,5 km² caractérisé par des affleurements du substratum métamorphique (gneiss et migmatites). Son régime hydrologique est dominé par la fonte des neiges printanières et estivales. Bien que d'exposition sud, la limite supérieure de la forêt se situe en deçà de la cuvette lacustre vers 2 100 m. Autour du lac, les versants sont couverts par des pelouses alpines à Ericaceae (fig. 1B).

3 - MATÉRIEL ET MÉTHODES

Le profil sédimentaire PET09P2 (144 cm) a été prélevé en juin 2009 avec un carottier gravitaire UWITEC. Après ouverture au laboratoire, la carotte a été décrite et photographiée. La distribution de la taille des particules a été mesurée par granulométrie laser (Malvern Mastersizer S) tous les 5 mm après une perte au feu de la matière organique à 550 °C.

Les éléments Si, Ti, et K ont été mesurés par fluorescence de rayons-X sur un Itrax Core Scanner selon un pas de 2 mm (source des RX : molybdène, temps de comptage de 60 secondes). Cette méthode mesure les variations d'abondance des éléments le long de la séquence sédimentaire (Croudace *et al*., 2006). Les éléments K et Ti co-varient en fonction de la teneur en argiles dans le sédiment. Nous utiliserons le rapport Ti/Si comme traceur du détritisme, la normalisation permettant de mettre en valeur des effets de dilution.

Le Carbone Organique Total (%COT) et les Indices d'Hydrogène (IH) et d'Oxygène (IO) ont été mesurés de façon ponctuelle sur 25 échantillons par pyrolyse Rock-Eval (Espitalié *et al*., 1985). L'indice d'Hydrogène (mg HC/g COT) mesure la quantité d'hydrocarbures émis lors de la pyrolyse rapportée à la teneur en Carbone Organique Total (COT). L'indice d'Oxygène quantifie l'émission du dioxyde de carbone rapporté au %COT (mg CO_2/g COT). Ces indices permettent de caractériser la qualité et l'origine de la matière organique selon son degré d'évolution ou de dégradation.

L'abondance en silice biogénique (%BSi) a été analysée sur 25 échantillons selon la méthode de digestion alcaline à chaud (DeMaster, 1981). La concentration en silice dissoute a été mesurée par spectrocolorimétrie en réaction au jaune de molybdène sur un Jasco V-650 Spectrophotometer.

Les abondances relatives en silice biogénique et en matière organique ont été déterminées par spectroscopie

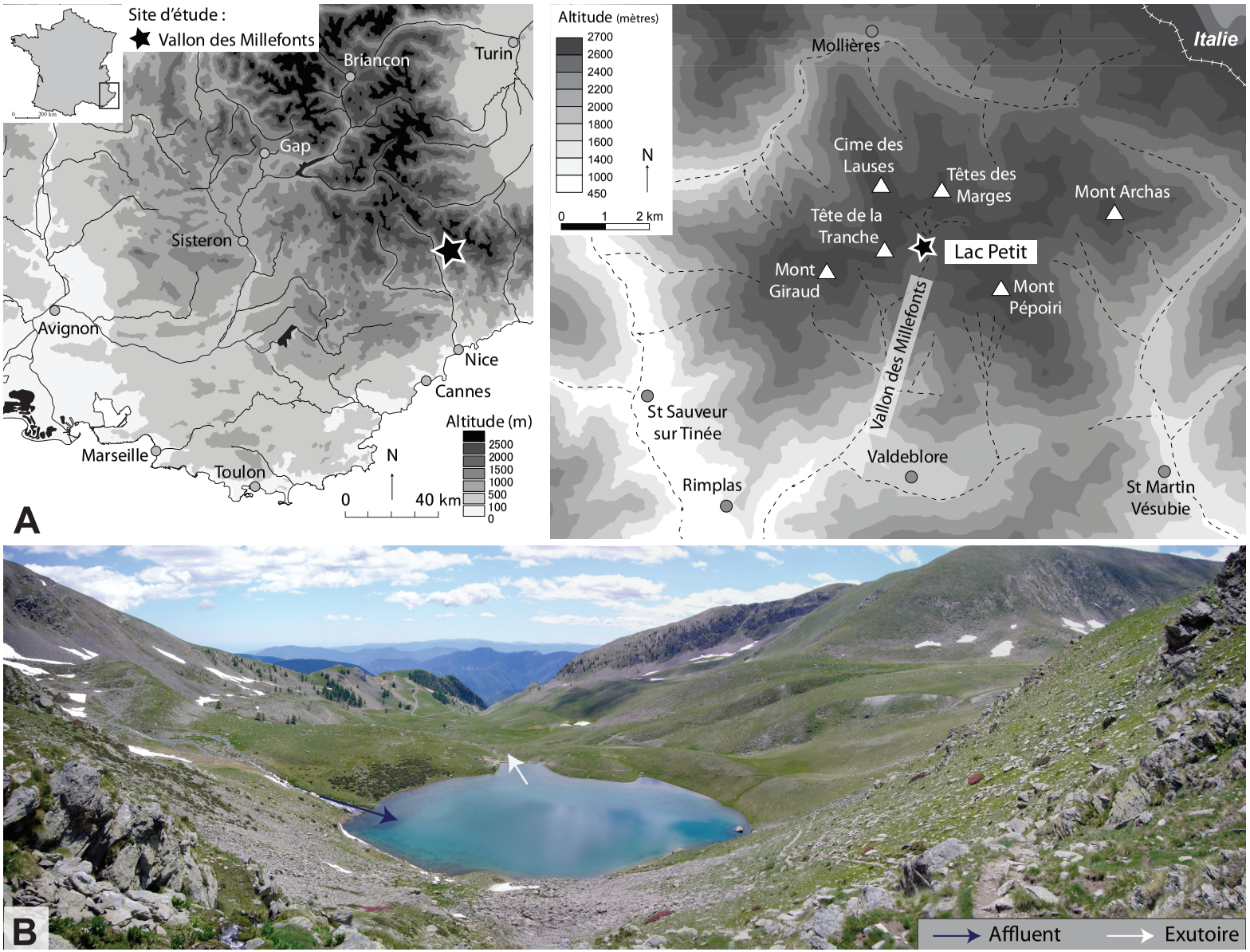


Fig. 1 : (A) Localisation du site d'étude, (B) Panorama du bassin-versant de Millefonts. Le lac Petit est bordé d'une pelouse alpine à éricacées. Un bosquet de mélèze visible en arrière plan constitue l'actuelle limite supérieure des arbres à 2 100 m d'altitude.

Fig. 1: (A) Maps of study area, (B) Photography of the upper valley of Millefonts. Vegetation around the Lac Petit is mainly an Alpine meadow and dwarf shrubs. The current uppermost tree-line (Larch trees) reaches 2 100 m a.s.l.

infrarouge à transformée de Fourier (IRFT) NICOLET 380 (Smart Diffuse Reflectance). Dans cette étude, la méthode IRFT est utilisée en complément aux méthodes largement employées pour la quantification de la silice biogénique et du carbone organique total (Rosén *et al*., 2010). Le gain de temps analytique réalisé par cette méthode nous a permis de travailler en haute résolution d'échantillonnage (échantillonnage en continu tous les 1 cm). Deux modèles de régression PLS (Partial Least Square) ont été calculé entre les spectres infrarouges et d'une part, les mesures en %BSi ($n = 25$, $r^2 = 0,80$, erreur résiduelle = 5,99 %, $p < 0,01$), et d'autre part les mesures en %TOC ($n = 24$, $r^2 = 0,94$, erreur résiduelle = 0,62 %, $p < 0,01$). Ces modèles PLS ont été utilisés pour prédire les concentrations en %BSi et %TOC des 144 échantillons mesurés seulement avec la méthode infrarouge.

Une analyse pollinique préliminaire a été réalisée sur 59 échantillons prélevés à volume constant selon une résolution moyenne de 3 cm. La méthode d'extraction du matériel sporo-pollinique fossile utilisée est décrite dans Faegri et Iversen (1989). A ce stade de l'étude, les premiers résultats sont présentés sous la forme de courbes synthétiques :

– des taxons d'anthropisation (regroupant les fréquences polliniques de *Plantago lanceolata*, *Plantago major*, *Plantago coronopus*, *Mentha, Rumex*, *Urtica*, et des Chenopodiaceae) ;

– du rapport PA/PNA (pollen arboréen / pollen non arboréen). Cette courbe retrace la dynamique forestière et le degré d'ouverture des paysages ;

– des taxons de la chênaie mixte (*Quercus* caduc., *Tilia*, *Acer*, *Ulmus*) ;

– des taxons de la hêtraie-sapinière (*Abies*, *Fagus*).

Les courbes du noyer (*Juglans*), dont la culture s'est généralisée en Europe à l'époque romaine et du pin (*Pinus*) sont également représentées dans le diagramme synthétique. Enfin, les stomates et trachéides de résineux ont été dénombrés, afin de préciser la présence ou l'absence de conifères (notamment du pin) aux abords du lac.

Sept datations ^{14}C AMS sur fragments de bois et débris végétaux terrestres déterminés spécifiquement ont été obtenues sur la carotte PET09P2 (tab. 1). Le modèle âge-profondeur a été calculé selon une interpolation spline paramétrée avec un ajustement semi-contraint aux fonctions de densité de probabilité (2 écarts-type) des 7 datations ^{14}C (module MCAgeDepth 0.1, Higuera *et al*., 2009).

4 - RÉSULTATS

4.1 - CHRONOLOGIE

L'enregistrement sédimentaire couvre les 4 750 dernières années (± 200 ans) (fig. 2). Le taux de sédimentation moyen est de 0,7 mm/an. Ce taux d'accumulation, relativement lent, est caractéristique d'une faible contribution des apports terrigènes à la sédimentation totale.

4.2 - LITHOSTRATIGRAPHIE

La carotte sédimentaire (fig. 3) est constituée d'une diatomite jaune-foncé/vert à texture grumeleuse piquetée

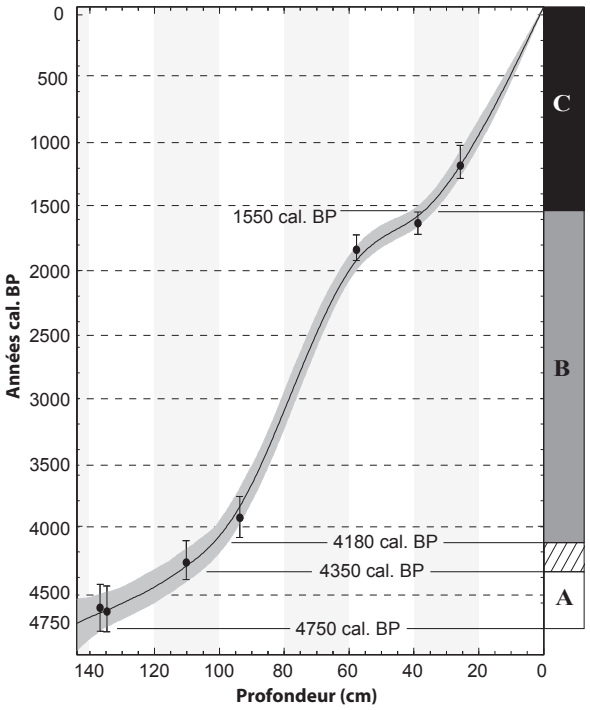


Fig. 2 : Relation âge-profondeur de la carotte PET09P2 (noir).
L'intervalle de probabilité du modèle est représenté à 2 sigmas (enveloppe grisée).
Fig. 2: Age-depth model (black line) of PET09P2 and the 2 sigmas probability envelope (grey).

Profondeur (cm)	Code du laboratoire	Age ^{14}C BP	Age calibré à 2σ (cal. BP)	Age calibré à 2σ (cal. AD / BC)	Matériel daté
26	Poz-32578	1240±40	1068 (**1179**) 1270	680 AD (**772 AD**) 882 AD	Débris végétaux terrestres
39	Poz-39213	1720±30	1554 (**1629**) 1704	246 AD (**322 AD**) 396 AD	Bois - *Larix*
58	Poz-35509	1890±30	1733 (**1840**)1894	56 AD (**111 AD**) 217 AD	Bois de conifère
94	Poz-32576	3620±40	3835 (**3932**) 4080	2131 BC (**1982 BC**) 1886 BC	Débris végétaux terrestres
111	Poz-35507	3855±35	4155 (**4281**) 4411	2462 BC (**2331 BC**) 2206 BC	Ecaille de conifère
135	Poz-39212	4125±35	4528 (**4666**) 4820	2871 BC (**2716 BC**) 2579 BC	Brindille - *Ericaceae*
137	Poz-32577	4110±35	4455 (**4636**) 4818	2869 BC (**2686 BC**) 2506 BC	Débris végétaux terrestres

Tab. 1 : Datations AMS ^{14}C réalisées sur la carotte PET09P2 du lac Petit.
Les datations ont été calibrées avec le logiciel Calib 6.0.2 utilisant la courbe de calibration IntCal09 (Reimer *et al*., 2009). Les âges calibrés sont donnés de la manière suivante [borne minimale à 2 sigmas ; âge de la probabilité maximum ; borne maximale à 2 sigmas].
Tab. 1: ^{14}C AMS dates of core PET09P2 of Lake Petit. The calibration was performed using Calib 6.0.2, using the calibration curve IntCal09 (Reimer et al*., 2009). Calibrated ^{14}C ages are presented with [2 sigmas range minimum; age of the maximal probability; 2 sigmas range maximum].*

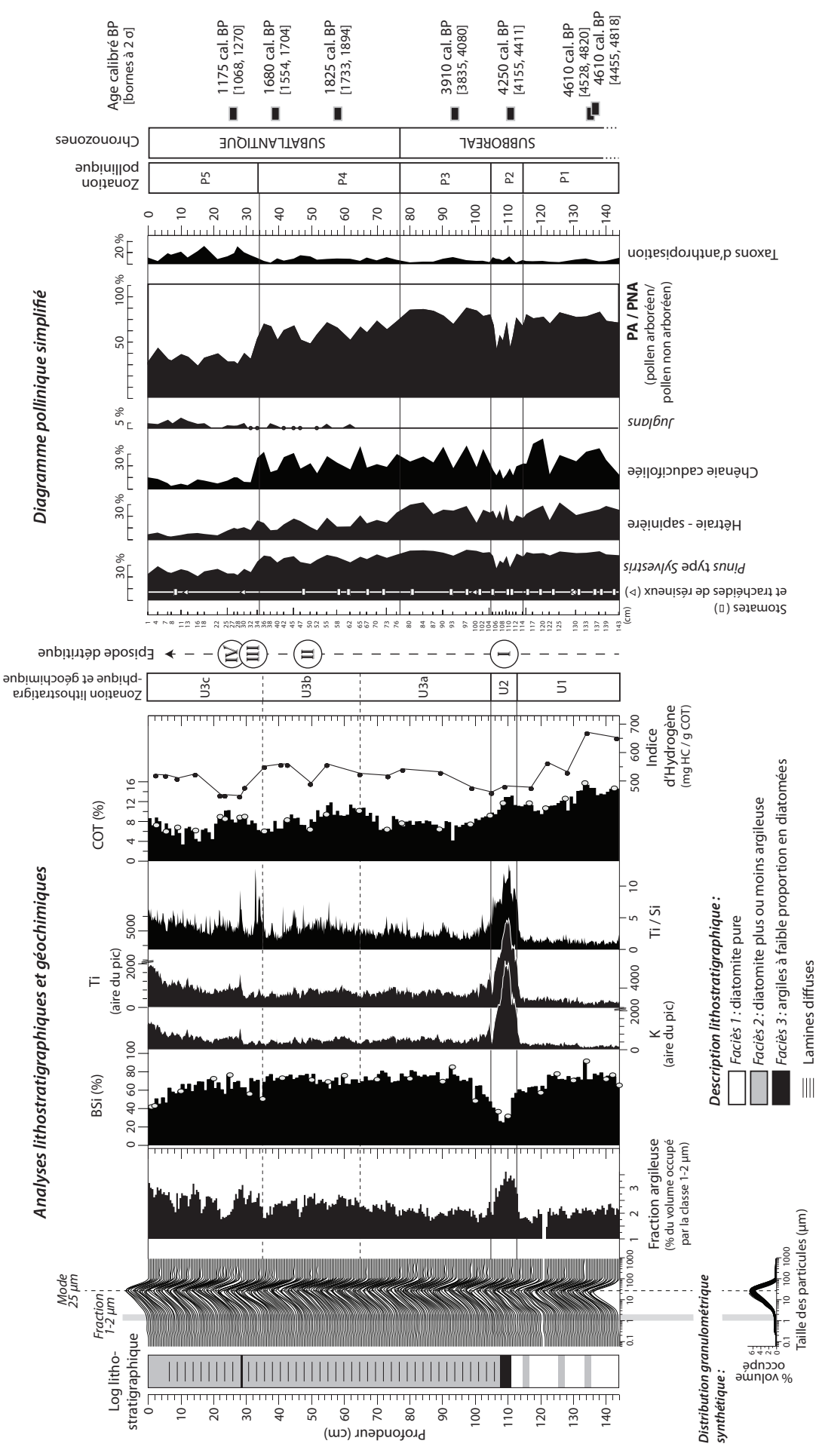


Fig. 3 : Analyses granulométriques, géochimiques et diagramme pollinique simplifié de l'archive lacustre PET09P2.
Pour les résultats en %BSi et %COT, les courbes noires pleines correspondent aux données infrarouges calibrées par les modèles de régression PLS. Les dosages quantitatifs en %BSi et %COT sont représentées par des points gris.
Fig. 3: Grain size parameters, geochemical analysis, and simplified pollen diagram of core PET09P2. The %TOC and %BSi PLS-regression models of IRFT measurements are represented by a black curve. The discrete quantitative measurements of %TOC and %BSi are shown by grey dots.

de débris organiques (faciès 1) et un sédiment riche en diatomées plus ou moins argileux brun-jaune à brun-moyen (faciès 2). Le faciès 3 est caractérisé par un matériel argileux brun-sombre. Trois unités lithostratigraphiques ont été identifiées. L'unité U1 est caractérisée par la prédominance du faciès 1 et dans laquelle s'intercalent trois niveaux plus argileux (faciès 2). Le sédiment de l'unité U2 est homogène et composé d'argiles brun-sombre (faciès 3). Le sédiment de l'unité U3 est une diatomite plus ou moins argileuse (faciès 2) présentant des lamines diffuses. Au sein de l'unité U3, la sous-unité U3a est relativement plus claire (jaune/brun-clair) qu'en U3b. Dans la sous-unité U3c le faciès 2 est dominant, à exception, à 29 cm de profondeur, d'une lamine diffuse brun-sombre argileuse de 5 mm d'épaisseur (faciès 3). L'unité U3c est laminée de façon diffuse sauf entre 5 et 0 cm où le sédiment est homogène. L'analyse granulométrique (fig. 3) reflète une homogénéité du sédiment avec des distributions unimodales et asymétriques vers les petites tailles supposant une source sédimentaire constante sur l'ensemble de la carotte. Le mode granulométrique se situe à 25 µm, taille caractéristique des diatomées observées à la loupe binoculaire. La quantité de silice biogénique moyenne est de 67 %. Tous les échantillons présentent de très faibles proportions en argile avec en moyenne 2 % du volume occupé dans le faciès 1, 2,5 % dans le faciès 2, et 3 % dans le faciès 3. Le sédiment est globalement riche en matière organique (%COT compris entre 3 et 15 %).

4.3 - ORIGINE DE LA MATIÈRE ORGANIQUE

Selon un diagramme de type van Krevelen modifié, indice d'hydrogène (IH) vs. indice d'oxygène (IO) (fig. 4), la matière organique apparaît de type II prédominante (i.e. d'origine algale vraisemblable ; Espitalié *et al*., 1985) et ce, dans tous les faciès sédimentaires. Il est cependant possible qu'une contribution terrestre puisse être diluée dans la sédimentation autochtone. Le faciès 1 est caractérisé par les indices d'hydrogène les plus élevés (670 mg HC/g COT) ; il reflète la présence de matière organique très faiblement évoluée produite par le phytoplancton et bien préservée après sédimentation. Les faciès 2 et 3 se distinguent par un IH plus bas autour de 50 mg HC/g COT (fig. 4). La diminution de l'IH entre les faciès 1 et 2-3 peut a priori s'expliquer par une augmentation de la part de matière organique terrestre (signal mixte des types algal et plante vasculaire) et/ou par une accentuation de la dégradation de la matière organique. Cette dernière hypothèse est la moins probable du fait de l'excellente préservation de la matière organique (%COT moyen de 9 %).

4.4 - SIGNATURES DÉTRITIQUES ET PÉDOLOGIQUES

La comparaison des observations lithostratigraphiques ainsi que des analyses des constituants chimiques (organiques et inorganiques) permet de distinguer plusieurs phases de sédimentation.

– **L'unité U1** (144 à 112 cm) **:** les profils de K et Ti ont des valeurs proches de zéro. Il n'y a pas d'apport détritique. Le %COT est élevé (10 % en moyenne). Les valeurs particulièrement élevées de l'IH suggèrent que la fraction organique est d'origine lacustre prépondérante, voire exclusive. L'abondance élevée en BSi (68 %) montre que les diatomées sont la principale source de sédimentation dans le lac.

– **L'unité U2** (112 à 106 cm) **:** les deux éléments K et Ti, traceurs du détritisme, enregistrent une brutale augmentation avec des valeurs maximales à 110 cm égales à 4 fois les valeurs de l'unité U1. Les valeurs de l'IH, plus faible que dans l'unité U1, pourraient signaler soit une altération plus importante de la matière organique, soit une contribution de matière organique terrestre. L'association de faibles valeurs d'IH à un fort détritisme alors que les valeurs en %COT se maintiennent à un niveau élevé (12 %) nous amènent à privilégier cette seconde hypothèse. Une modification rapide des conditions de sédimentation se produit donc, caractérisée par une augmentation des apports détritiques venant diluer le sédiment endogène (teneur en BSi de 26 %).

– **L'unité U3** (106 à 0 cm) : les profils de Ti et K redeviennent relativement constants mais l'abondance en matériel détritique est supérieure à ce qui est observé dans l'unité 1. Le rapport de Ti/Si augmente progressivement de U3a à U3b en parallèle d'une réduction de l'abondance en BSi. Les apports allochtones représentent une part de plus en plus importante de la sédimentation. Ces apports terrigènes s'intensifient dans l'unité U3c.

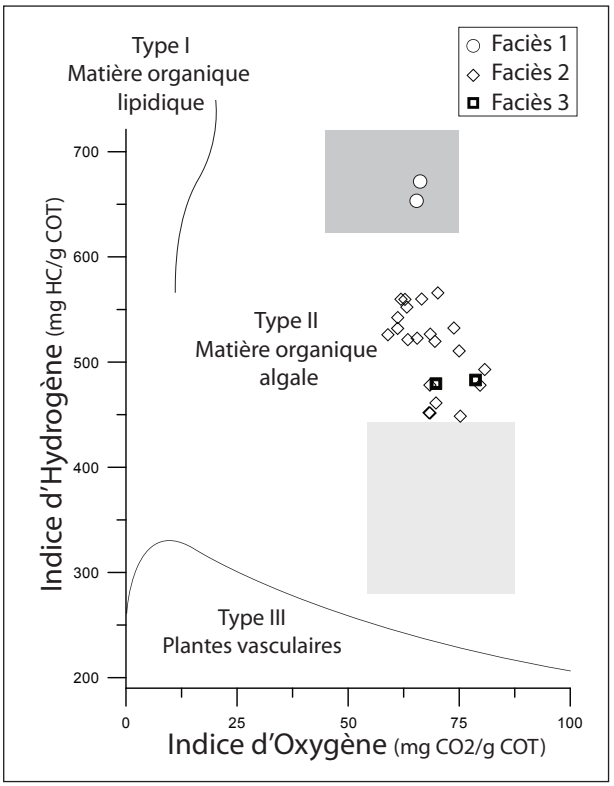


Fig. 4 : Typologie de la matière organique mesurée sur 25 échantillons.
Représentation de type Van Krevelen. La zone en gris foncé indique une signature de type matière organique lacustre et la zone en gris clair signe les horizons pédologiques superficiels (Noël, 2001).
Fig. 4: Organic matter typology measured on 25 samples (Van Krevelen diagram). Dark grey area indicates aquatic organic matter and the lighter one, topmost soil horizons (Noël, 2001).

Le décalage des profils de K et Ti vers les valeurs élevées est associé à une variabilité encore plus importante du rapport Ti/Si. Les valeurs de silice biogénique diminuent parallèlement à l'augmentation de la fraction argileuse.

4.5 - DYNAMIQUE DE LA VÉGÉTATION

L'enregistrement pollinique du Lac Petit débute par le déclin de la hêtraie-sapinière au profit de la chênaie caducifoliée, comme cela est observé pendant le Subboréal dans les Alpes (de Beaulieu, 1977). Le diagramme est dominé par *Pinus* (fig. 3). Les fluctuations des autres taxons polliniques sont minorées par les fréquences du pin. Ce taxon est un fort producteur pollinique dont la dissémination par le vent a lieu massivement sur de très longues distances ; *Pinus* est donc souvent surreprésenté dans la pluie pollinique (Coûteaux, 1981), tout particulièrement dans les zones ouvertes de haute montagne. Afin d'améliorer la représentation graphique des autres taxons polliniques, les effectifs de *Pinus* sont exclus de la somme pollinique totale.

Cependant, les pourcentages polliniques importants et les occurrences régulières de trachéides et/ou de stomates de *Pinus* témoignent de la présence d'une pinède subalpine à proximité du Lac Petit, au moins dans la première moitié de l'enregistrement. Il reste toutefois difficile d'attester la présence locale d'une pinède dense autour du lac. D'autres études sont prévues (notamment une analyse paléoentomologique) afin de préciser ce point. La question de la présence du mélèze (*Larix*) autour du lac reste également posée car le pollen de cette espèce est généralement mal dispersé et donc peu ou pas représenté dans la pluie pollinique (de Beaulieu, 1977). Ici, l'absence de pollen de mélèze ne nous permet pas d'exclure sa présence locale, alors qu'il constitue actuellement une essence forestière majeure de l'étage subalpin dans le Mercantour.

La chênaie mixte et la hêtraie-sapinière, également enregistrées dans les sédiments du Lac Petit, étaient probablement localisées plus bas en altitude étant donné leurs exigences écologiques (Ozenda, 2002). Cette étude préliminaire a permis de retracer les grandes étapes de l'évolution des différentes formations forestières (fig. 3).

4.5.1 - Un environnement forestier (zones polliniques P1 à P4) – entre 4750 et 1550 cal. BP

Le début de l'enregistrement pollinique témoigne d'un environnement forestier probablement dense à proximité du site, mais également à plus basse altitude (P1). La hêtraie-sapinière à l'étage montagnard et la chênaie mixte à l'étage collinéen semblent se développer sans perturbation majeure, sauf vers 4 260 cal. BP (zone pollinique P2) : en effet, un évènement probablement rapide (contemporain de l'unité lithostratigraphique et géochimique U2) a significativement perturbé l'ensemble du couvert forestier du vallon de Millefonts comme en témoigne la diminution transitoire du rapport PA/PNA. Jusqu'à la fin de la zone P4, la chênaie mixte semble se maintenir, alors que la hêtraie-sapinière connaît un déclin progressif (notamment en zone P3). Enfin, même si la courbe de *Pinus* ne connaît pas de variation significative, la diminution des occurrences de stomates et de trachéides de résineux pourrait également indiquer un recul de la pinède. En l'absence d'étude détaillée des macrorestes végétaux, cette hypothèse ne peut être confirmée.

4.5.2 - Une dégradation générale des paysages de montagne (zone P5) – depuis 1 550 cal. BP

La zone P5, contemporaine de la fin du Subatlantique, est caractérisée par la chute brutale du rapport PA/PNA. Les forêts sont fortement affectées à toutes les altitudes par des perturbations d'origine anthropique : en effet, la courbe synthétique des taxons d'anthropisation connaît un optimum contemporain du déclin des forêts. Les pratiques agro-pastorales se sont intensifiées dans l'ensemble du vallon.

5 - UNE HISTOIRE PALÉOENVIRONNEMENTALE EN TROIS PHASES

La confrontation des données sédimentologiques, géochimiques et botaniques permet de reconstituer trois grandes périodes, au sein desquelles des épisodes détritiques probablement brefs ont contribué à déstabiliser le système (fig. 5).

– **Une première période (A), entre 4750 et 4350 cal. BP, est marquée par une relative stabilité du milieu**. Un couvert forestier s'étendait vraisemblablement jusqu'aux abords du lac. La sédimentation lacustre est dominante (forte abondance en %BSi et pas d'apports terrigènes). Ainsi, les versants et les paysages qu'ils abritent, même s'ils enregistrent déjà les traces de la présence de l'Homme (présence de taxons d'anthropisation), apparaissent en équilibre relatif.

– **Une seconde période (B), entre 4180 et 1550 cal. BP, est marquée par une première déstabilisation du système.** La forêt a probablement subi une première perturbation à proximité du lac (diminution des pourcentages polliniques des taxons arboréens). L'augmentation du rapport Ti/Si indique que les processus érosifs sont épisodiquement activés alors que les sols ne sont plus protégés par la couverture arborée. Le ruissellement des eaux transfère également des particules organiques issues de l'érosion des sols vers le lac comme l'attestent de plus faibles valeurs de l'indice d'hydrogène. Les stomates et trachéides de résineux, principalement apportés par le ruissellement sur les versants, sont de moins en moins fréquents et attestent de la disparition des arbres en amont du lac. Ces apports terrigènes diluent la sédimentation autochtone toujours dominée par les diatomées. Le milieu est sensible aux pulsations érosives.

– **Une dernière période (C), postérieure à 1 550 cal. BP, est marquée par une déstabilisation durable de**

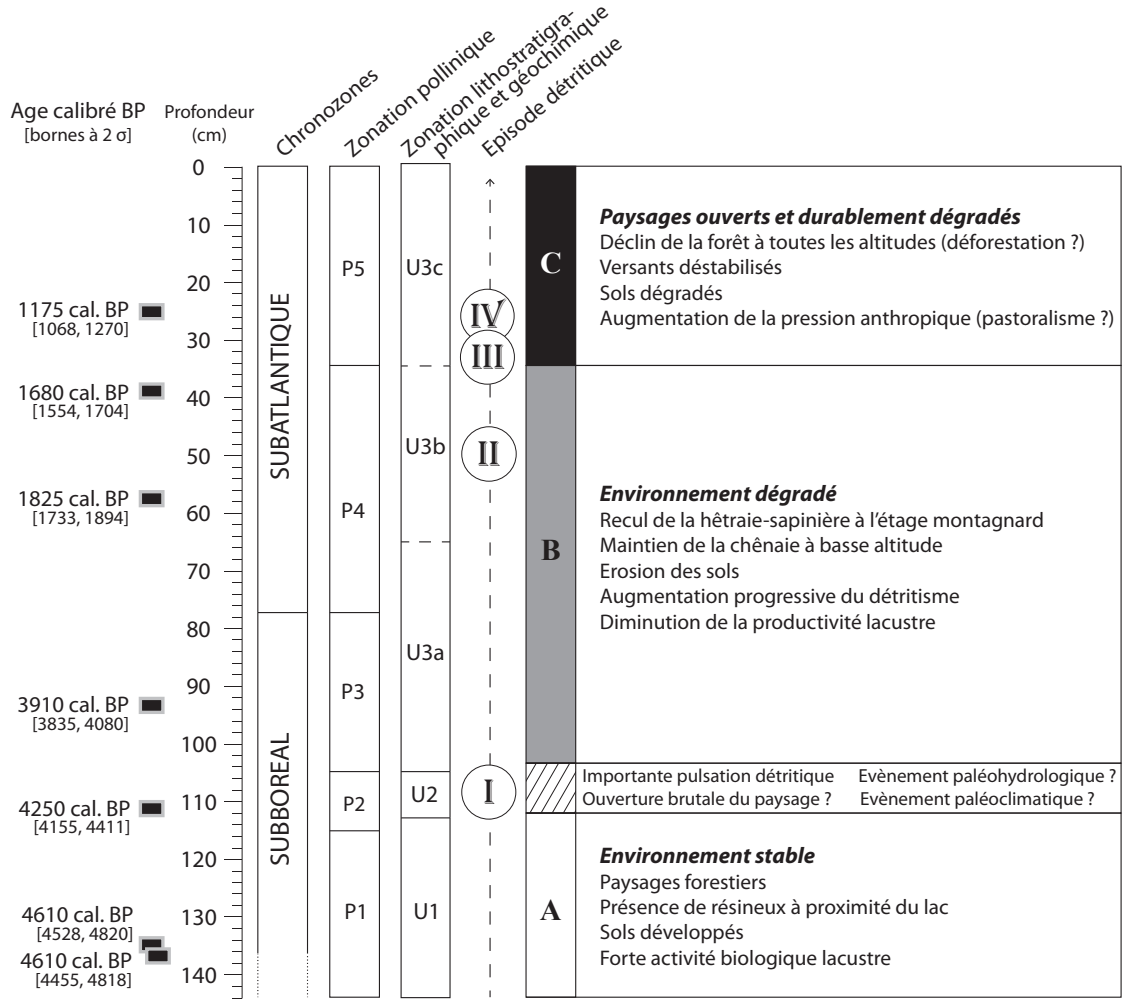


Fig. 5 : Synthèse des principales étapes de la dynamique du système bassin-versant / lac dans le vallon de Millefonts.
Fig. 5: Summary of main palaeoenvironmental changes recorded at Millefonts.

l'environnement. Les données polliniques confirment qu'à toutes les altitudes, le couvert forestier est durablement dégradé : la chute drastique du rapport PA/PNA est accompagnée par la forte recrudescence des taxons d'anthropisation (*Plantago*, *Mentha, Rumex*, *Urtica*, et des Chenopodiaceae). Les apports terrigènes augmentent (fort excès du Ti/Si) et diluent fortement le signal lacustre (faible %BSi). Au cours de cette période d'intense ouverture des milieux, l'absence de couverture arborée a vraisemblablement rendu les sols vulnérables au ruissellement. Les versants apparaissent durablement sensibles à l'érosion des sols.

Au sein de ces périodes, l'observation de la courbe Ti/Si permet d'identifier quatre pulsations détritiques (I, II, III, IV, fig. 3 et 5).

La pulsation I (4 350 – 4 180 cal. BP), marquée par un maximum des courbes de Ti/Si, K et Ti, témoigne d'une perturbation majeure des versants : un pic de détritisme s'accompagne du déclin transitoire du couvert forestier au profit des herbacées.

Les pulsations II, III et IV (respectivement datées à 1 710 cal. BP, 1 450 cal. BP et 1 260 cal. BP) sont caractérisées par d'importants excès en Ti/Si, sans que les abondances relatives en K et Ti ne soient élevées. Ces évènements sont portés par une chute de l'abondance en silice biogénique, laquelle est en partie diluée par les apports terrigènes.

6 - DISCUSSION

6.1 - UNE SÉDIMENTATION SOUS CONTRÔLE CLIMATIQUE ?

Des fluctuations climatiques identifiées pendant l'Holocène peuvent-elles expliquer pour partie les changements de sédimentation observés dans le Lac Petit ? Dans le vallon de Millefonts, le passage de versants stabilisés (Phase A, fig. 5) à des versants déstabilisés (Phase B puis C) autour de 4 350 cal. BP pourrait être attribué à un changement de régime climatique, identifié entre l'Holocène moyen et final. En effet, dans les Alpes Suisses, les reconstitutions climatiques basées sur des assemblages de chironomes (Larocque-Tobler *et al*., 2010) indiquent une diminution des températures d'été à partir de 4900 cal. BP. Aux lacs Accesa et Cerin en Italie du Nord et dans les Alpes, Magny *et al*. (2011) mettent en évidence un changement de saisonnalité, avec des maxima de précipitation en

hiver entre 10 000 et 4 500 cal. BP et un basculement vers des maxima de précipitations d'été depuis 4 500 cal. BP. Une augmentation des volumes de précipitation liquide en saison estivale a pu accroître localement les apports détritiques dans le Lac Petit, pendant qu'une chute des températures a pu provoquer un recul de la limite supérieure des forêts et de la couverture pédologique associée. Dans le Valais suisse, Finsinger & Tinner (2007) montrent un recul de la limite supérieure de la forêt dès 4 700 cal. BP au début du Néoglaciaire, précédant les déforestations massives d'origine anthropique débutant vers 3 500 cal. BP. L'expression de cette transition climatique apparaît comme un changement d'hydrodynamisme et de source des processus érosifs dans l'enregistrement du Lac d'Anterne (Alpes françaises du Nord), avec une augmentation de l'érosion des sols (aussi bien des horizons superficiels que de subsurface) ainsi que de la fréquence des crues entre 5 500 et 4 600 cal. BP (Giguet-Covex *et al*., 2011). Dans la haute vallée du Rhône également, à 4 300 cal. BP, cette période est caractérisée par une augmentation des phases d'activité hydro-sédimentaire intenses des grands et petits bassin-versants (Berger *et al*., 2008). Enfin, dans la vallée de la Maurienne en Savoie, l'enregistrement sédimentaire du Loup (Mourier, 2008 ; Mourier *et al*., 2010) montre qu'entre 4500 et 1100 cal. BP, les processus de podzolisation et la productivité biogénique lacustre diminuent notablement. En l'absence d'indice de déstabilisation lié à des activités anthropiques, Mourier (2008) interprète cette diminution de la sédimentation lacustre et des sols comme liée à une baisse des températures. En revanche, à Millefonts, la baisse de la productivité lacustre à partir de 4 350 cal. BP s'accompagne d'une augmentation de l'érosion des sols et d'une ouverture marquée des paysages. Le système ne se stabilise pas avec le temps et semble au contraire de plus en plus vulnérable.

6.2 - UNE PRESSION ANTHROPIQUE EXCESSIVE DANS LE VALLON DE MILLEFONTS ?

Dans les Alpes, il ne fait aucun doute que le forçage anthropique se superpose – voire masque – le signal climatique dans tout enregistrement sédimentaire, au moins depuis l'âge du Bronze. Même si aucun site d'occupation n'a été jusqu'à présent mis en évidence dans le vallon de Millefonts pour cette époque (Suméra *et al*., 2008), la distribution et le nombre de sites recensés dans les Alpes du Sud (Ubaye, massif des Ecrins, Mocci *et al*. 2008a) montrent une hausse de la fréquentation de la haute montagne. L'analyse pollinique du Lac Petit témoigne de la présence d'un cortège floristique « anthropogénique » dès la base de la séquence (fig. 3) certes discret mais représentant une part significative du pollen non arboréen. Le vallon a pu accueillir des activités agro-pastorales avant 4 750 cal. BP d'abord discrètes, puis de manière intensive lorsque les courbes des taxons herbacés « anthropiques » et de *Juglans* augmentent (zone P4, phase C, fig. 3 et 5). Les occurrences de noyer indiquent que cette anthropisation massive est contemporaine de l'époque romaine. L'optimum de *Juglans* (milieu de la zone P5, fig. 3) à environ 500 cal. BP pourrait être contemporain du Moyen Âge, période pour laquelle plusieurs enclos à vocation pastorale ont été identifiés dans le bassin-versant (Suméra, 2007). Pendant cette période, les sols et le couvert forestier sont particulièrement dégradés, et ce probablement sur l'ensemble du vallon de Millefonts (phase C, fig. 5).

L'extension progressive des aires de pâturage semble donc avoir contribué à déstabiliser durablement la couverture pédologique et les écosystèmes du vallon, même si la variabilité climatique holocène a pu jouer un rôle dans l'ouverture des paysages. Il faut probablement considérer qu'une combinaison complexe des forçages climatiques et anthropiques est responsable des grandes phases de changements des paysages dans le vallon de Millefonts et les pulsations détritiques enregistrées au Lac Petit en sont l'expression.

6.3 - DES PULSATIONS DÉTRITIQUES « RAPIDES » : QUELS DÉCLENCHEURS ?

L'épisode I (fig. 3 et 5) **daté entre 4 350 - 4 180 cal. BP**, est probablement le plus important qu'ait connu le Lac Petit sur la période étudiée. Cet épisode ne semble pas apparaître dans les autres enregistrements polliniques régionaux, sauf au Lac des Grenouilles (Commune de Tende). Dans ce site, Kharbouch (2000) reconstitue un enregistrement pollinique comparable à celui du Lac Petit, marqué par la contraction brutale des taxons arboréens (palyno-stratigraphiquement datée du milieu du Subboréal postérieurement à l'optimum d'*Abies* – Zone H). L'auteur réfute l'hypothèse climatique considérant que la chute concomitante de presque tous les taxons arboréens ne refléterait pas une dynamique régressive naturelle de la végétation. Des évènements détritiques dans les fonds de vallon alluviaux sont également identifiés à 4 410 - 4 090 cal. BP dans les Alpes du Sud (Rousset & Guiomar, 1999), entre 4450 et 3700 cal. BP dans l'enregistrement des crues du Rhône au Lac du Bourget (Arnaud *et al*., 2005) ainsi que dans la plaine alluviale du Rhône entre 4 250 et 3 880 cal. BP (Delhon, 2005 ; Berger *et al*., 2008). Dans les Alpes du Sud, le Lac de Saint Léger connaît un haut niveau entre 5 200 et 3 700 cal. BP (Digerfeldt *et al*., 1997). Au même moment entre 4 150 et 3 950 cal. BP, des hauts niveaux lacustres sont enregistrés dans les Alpes du Nord et dans le Jura (Magny, 2004). L'extension à l'échelle européenne de cet évènement dans des archives sédimentaires variées d'Europe de l'Ouest mais aussi dans le bassin méditerranéen (Magny *et al*., 2011), suggère l'occurrence d'une importante anomalie climatique à 4 200 cal. BP dont les forçages sont encore discutés (Magny *et al*., 2009).

Les épisodes II (1 710 cal. BP) et III (1 450 cal. BP) interviennent dans un contexte où le déboisement du bassin a probablement débuté avec pour conséquence une déstabilisation des versants. Morin et Rosenthal (2003) ont daté des résidus d'extraction de minerais entre 2 000 et 1 500 cal. BP, c'est-à-dire possiblement contemporains de ces pulsations détritiques. Des activités minières ont pu accentuer la déstabilisation des versants ; les épisodes II et III pourraient représenter alors des crises rapides,

liées à une surexploitation des ressources (minerai et combustible ligneux). Le rôle du climat ne doit pas être pour autant écarté. Ces événements détritiques, de durée mal connue, peuvent refléter des fluctuations régionales du climat, mais aussi des évènements orageux brefs qui auraient activé un ruissellement généralisé sur des versants déjà dégradés par les activités humaines.

L'épisode IV (1 260 cal. BP) intervient en même temps que la chute brutale et définitive de la couverture forestière à l'étage subalpin. Ici, tout porte à croire que la recrudescence de l'érosion des sols est directement en relation avec les exploitations agro-pastorales, forestières, voire minières du bassin-versant.

7 - CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Le travail présenté ici est la première étude multidisciplinaire associant des analyses sédimentologiques, géochimiques et paléoécologiques menée dans les Alpes du Sud. L'approche sédimentologique a permis de reconstituer le fonctionnement original d'un petit lac de montagne, non conditionné par des apports détritiques saisonniers mais dominé par une sédimentation diatomitique lacustre relativement continue. Nous avons montré que la principale source en matériel terrigène est assurée par la dégradation des sols adjacents au lac. Le croisement des données sédimentologiques, géochimiques et palynologiques a montré que des phases de stabilité relative et de déstabilisation du milieu naturel se sont succédé au moment où les Hommes défrichent et exploitent un milieu de montagne probablement déjà fragile. Des analyses polliniques à haute résolution et de nouvelles datations radiocarbone sont en cours. Une analyse paléoentomologique est prévue afin de compléter la reconstitution paléoécologique autour du lac. D'autres analyses géochimiques de dosage élémentaire sur échantillons ponctuels sont envisagées pour discuter de l'impact des activités de réduction de minerai attestées par l'archéologie (Morin & Rosenthal, 2003 ; Pagès, 2009) sur l'évolution paléoenvironnementale du bassin-versant. Par ailleurs, l'extraordinaire abondance en diatomées offre la perspective de reconstructions paléohydrologiques. La comparaison avec d'autres sites régionaux permettra de discriminer la part respective des composantes climatiques et anthropiques. Enfin, une nouvelle opération de carottage est envisagée pour étudier la base du remplissage lacustre, c'est-à-dire la première partie de l'Holocène durant laquelle les impacts de l'Homme sont peu présents. Il serait ainsi possible de calibrer les signaux naturels avant que les environnements ne soient soumis à l'impact de la pression anthropique.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient chaleureusement Kazuyo Tachikawa et Marta Garcia (CEREGE) pour la mise à disposition de l'Itrax Core Scanner et de leur aide lors de l'analyse de la carotte. Un grand merci à Emmanuel Malet (EDYTEM) pour son aide précieuse dans le prélèvement de la carotte ainsi qu'à l'association A.M.O.N.T. (Association Montagne et Traditions, Saint Martin de Vésubie) pour leur participation lors du carottage. Nous remercions également les relecteurs T. Adatte, M. Magny et un relecteur anonyme pour leur aide à l'amélioration du manuscrit.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ANCEL B., 2010 - Les anciennes mines métalliques des Alpes du Sud : bilan diachronique. *Bibliothèque d'Archéologie Méditerranéenne et Africaine*, **4**, 285-292.

ARNAUD F., REVEL-ROLLAND M., CHAPRON E., DESMET M. & TRIBOVILLARD N., 2005 - 7200 years of Rhône river flooding activity recorded in Lake Le Bourget: A high resolution sediment record of NW Alps hydrology. *The Holocene*, **15** (3), 420-428.

BERGER J.-F., SILVADOR P.-G. & FRANC O., 2008 - La chronologie fluviale postglaciaire du haut bassin rhodanien. *Collection EDYTEM. Cahiers de Paléoenvironnement*, **6**, 117-144.

BOURGARIT D., ROSTAN P., BURGER E., CAROZZA L., MILLE B. & ARTIOLI G., 2008 - The beginning of copper mass production in the western Alps: the Saint-Véran mining area reconsidered. *Historical Metallurgy*, **42** (1), 1-11.

COURT-PICON M., BUTTLER A. & DE BEAULIEU J.-L., 2005 - Modern pollen-vegetation relationships in the Champsaur valley (French Alps) and their potential in the interpretation of fossil pollen records of past cultural landscapes. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **135** (1/2), 13-39.

COÛTEAUX M., 1982 - Caractérisation pollenanalytique en Oisans des milieux forestiers et des milieux supraforestiers dans l'actuel et dans le passé. *In* G. Soutadé, A. Baudière & J. Bécat (eds.), *La limite supérieure de la forêt et sa valeur de seuil : Colloque de Perpignan, 16 avril 1981*. Institut d'Estudis Andorrans, Perpignan, 139-159.

CROUDACE I.W., RINDBY A. & ROTHWELL R.G., 2006 - ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Geological Society Special Publication*, **267**, 51-63.

DE BEAULIEU J.-L., 1977 - *Contribution pollenanalytique à l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation des Alpes méridionales françaises*. Thèse de Doctorat, Université Paul Cézanne, Aix-Marseille, 358 p.

DELHON C., 2005 - *Anthropisation et paléoclimats du Tardiglaciaire à l'Holocène en moyenne vallée du Rhône : études pluridisciplinaires des spectres phytolithiques et pédo-anthracologiques de séquences naturelles et de sites archéologiques*. Thèse de Doctorat, Université Paris I Panthéon-Sorbonne, Paris, 3 vol., 843 p.

DEMANGEOT J., 1984 - *Les Milieux « naturels » du globe*. Masson, Paris, 250 p.

DEMASTER D.J., 1981 - The supply and accumulation of silica in the marine environment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **45** (10), 1715-1732.

DIGERFELDT G., BEAULIEU de J.-L., GUIOT J. & MOUTHON J., 1997 - Reconstruction and paleoclimatic interpretation of Holocene lake-level changes in Lac de Saint Léger, Haute-Provence, southeast France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **136** (1/4), 231-258.

ESPITALIÉ J., DEROO G. & MARQUIS F., 1985 - La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. *Oil & Gas Science and Technology*, **40** (5), 563-579.

FAEGRI K. & IVERSEN J., 1989 - *Textbook of Pollen Analysis*. 4e édition, Wiley & Sons, New York, 328 p.

FINSINGER W. &TINNER W., 2007 - Pollen and plant macrofossils at Lac de Fully (2135 m a.s.l.): Holocene forest dynamics on a highland plateau in the Valais, Switzerland. *The Holocene*, **17** (8), 11-19.

GARCIA D., MOCCI F., TZORTZIS S. & WALSH K., avec la collaboration de DUMAS V., 2007 - Archéologie de la vallée de l'Ubaye (Alpes-de-Hautes-Provence, France) : présentation des premiers résultats d'un Projet Collectif de Recherche. *Prehistoria Alpina*, **42**, 23-48.

GIGUET-COVEX, C., ARNAUD F., POULENARD J., DISNAR J.-R., DELHON C., FRANCUS P., DAVID F., ENTERS D., REY P.-J. & 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** (4), 651-665.

HIGUERA P.E., BRUBAKER L.B., ANDERSON P.M., SHENG HU F. & BROWN T.A., 2009 - Vegetation mediated the impacts of postglacial climate change on fire regimes in the south-central Brooks Range, Alaska. *Ecological Monographs*, **72** (2), 201-219.

KHARBOUCH M., 2000 - L'homme et la végétation dans la région du mont Bego (Tende, Alpes-Maritimes) depuis des millénaires. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2. Sciences de la Terre et des Planètes*, **330** (12), 889-894.

LAROCQUE-TOBLER I., HEIRI O. & WEHRLI M., 2010 - Late Glacial and Holocene temperature changes at Egelsee, Switzerland, reconstructed using subfossil chironomids. *Journal of Paleolimnology*, **43** (4), 649-666.

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** (1), 65-79.

MAGNY M., VANNIERE B., ZANCHETTA G., FOUACHE E., TOUCHAIS G., PETRIKA L., COUSSOT C., WALTER-SIMONNET A.-V. & ARNAUD F., 2009 - Possible complexity of the climatic event around 4300-3800 cal. BP in the central and western Mediterranean. *The Holocene*, **19** (6), 823-833.

MAGNY M., VANNIÈRE B., CALO C., MILLET L., LEROUX A., PEYRON O., ZANCHETTA G., LA MANTIA T. & TINNER W., 2011 - Holocene hydrological changes in south-western Mediterranean as recorded by lake-level fluctuations at Lago Preola, a coastal lake in southern Sicily, Italy. *Quaternary Science Reviews*, **30** (19/20), 2459-2475.

MOCCI F., TZORTZIS S., PALET-MARTINEZ J., SEGARD M. & WALSH K., 2005 - Peuplement, pastoralisme et modes d'exploitation de la moyenne et haute montagne depuis la Préhistoire dans le Parc national des Ecrins (vallée du haut Champsaur et de Freissinières, Hautes-Alpes). *In* A. Bouet & F. Verdin (eds.), *Territoires et paysages de l'âge du fer au Moyen Âge : Mélanges offerts à Philippe Leveau*. Ausonius, Bordeaux, 197-212.

MOCCI F., WALSH K., RICHER S., COURT-PICON M., TALON B., TZORTZIS S., PALET-MARTINEZ J. & BRESSY C., 2008a - Archéologie et paléoenvironnement dans les Alpes méridionales françaises : Hauts massifs de l'argentiérois, du Champsaur et de l'Ubaye, Hautes-Alpes et Alpes-de-Haute-Provence, Néolithique final - début de l'Antiquité. *Collection EDYTEM. Cahiers de Paléoenvironnement*, **6**, 253-272.

MOCCI F., WALSH K., TALON B., TZORTZIS S. & COURT-PICON M., 2008b - Structures pastorales d'altitude et paléoenvironnement. *In* J.-P. Jospin & T. Favrie (dir.), *Premiers bergers des Alpes : de la préhistoire à l'Antiquité*. Infolio, Gollion, 92-101.

MORIN D. & ROSENTHAL P., 2003 - *Mines et métallurgie du fer en Provence et dans les Alpes du Sud. Saint-Dalmas, Valdeblore. Etude diachronique des vestiges d'exploitation minière et de métallurgie du fer, prospection au sol*. Document final de synthèse, Service Régional d'Archéologie de Provence-Alpes-Côte-d'Azur, Aix-en-Provence, 19 p.

MOURIER B., 2008 - *Contribution de l'approche sédimentologique à la reconstitution de l'histoire des sols. Définitions de traceurs pédologiques et application sur des sédiments lacustres*. Thèse de Doctorat, Université de Savoie, Chambéry, 214 p.

MOURIER B., POULENARD J., CARCAILLET C. & WILLIAMSON D., 2010 - Soil evolution and subalpine ecosystem changes in the French Alps inferred from geochemical analysis of lacustrine sediments. *Journal of Paleolimnology*, **44** (2), 571-587.

NICOD P.-Y., 2008 - Les premières sociétés agropastorales dans les Alpes occidentales. *In* J.-P. Jospin & T. Favrie (dir.), *Premiers bergers des Alpes : de la Préhistoire à l'Antiquité*. Infolio, Gollion, 45-51.

NOËL H., 2001 - *Caractérisation et calibration des flux organiques sédimentaires dérivant du bassin versant et de la production aquatique (Annecy, Le Petit Lac). Rôles respectifs de l'Homme et du Climat sur l'évolution des flux organiques au cours des 6 000 dernières années*. Thèse de Doctorat, Université d'Orléans, Orléans, 272 p.

OZENDA P., 2002 - *Perspectives pour une géobiologie des montagnes*. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, Lausanne, 208 p.

PAGÈS G., 2009 - *Le Clouté Valdeblore, rapport de fouilles programmées*. Rapport de fouilles programmées, Service Régional d'Archéologie de Provence-Alpes-Côte-d'Azur, Aix en Provence, 42 p.

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., MC CORMAC F.G., MANNING S.W., REIMER R.W., RICHARDS D.A., SOUTHON J.R., TALAMO S., TURNEY C.S.M., VAN DER PLICHT J. & WEYHENMEYER C.E., 2009 - IntCal09 and Marine09 Radiocarbon Age Calibration Curves, 0-50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, **51** (4), 1111-1150.

ROSÉN P., VOGEL H., CUNNINGHAM L., REUSS N., CONLEY D. & PERSSON P., 2010 - Fourier transform infrared spectroscopy, a new method for rapid determination of total organic and inorganic carbon and biogenic silica concentration in lake sediments. *Journal of Paleolimnology*, **43** (2), 247-259.

ROSTAN P. & ROSSI P., 2002 - Approche économique et industrielle du complexe minier et métallurgique de Saint-Véran (Hautes-Alpes) dans le contexte de l'Age du Bronze dans les Alpes du sud. *Bulletin d'Etudes Préhistoriques et Archéologiques Alpines*, **13**, 77-96.

ROUSSET C. & GUIOMAR M., 1999 - Le début de la torrentialité dans le bassin versant de la Fontarasse, près de Barles (Alpes-de-Haute-Provence, France), marqueur d'une rupture climatique de l'Holocène ancien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2. Sciences de la Terre et des Planètes*, **328** (8), 541-546.

SUMÉRA F., 2007 - *Rapport de prospection et de fouilles, 2004, vallon de Millefonts, Valdeblore, Alpes-Maritimes*. Rapport de prospection et de fouilles, Service Régional d'Archéologie de Provence-Alpes-Côte-d'Azur, Aix en Provence, 130 p.

SUMÉRA F., BLANC F., CAVANA E., CHOLET V., DELHON C., GAUTIER M. & MARTIN L., 2008 - *Rapport de sondage, commune de Valdeblore*. Rapport final d'opération, Service Régional d'Archéologie de Provence-Alpes-Côte-d'Azur, Aix en Provence, 30 p.

B.II.2. Conclusions, questionnements et perspectives

À l'issue de ce premier travail, il est apparu que le lac Petit a enregistré le rythme de l'érosion des sols au cours des derniers 5000 ans, dont l'histoire a été entrecoupée par une pulsation détritique rapide vers 4200 cal. BP, et dont l'origine restait à préciser. Trois grandes phases ont été reconstituées :

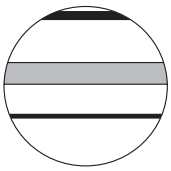
- une période de stabilité relative de l'écosystème de 4800 à 4300 cal. BP, caractérisée par une sédimentation lacustre dominante et des sols développés sur les versants ;
- une période d'augmentation des apports érosifs entre 4300 et 1500 cal. BP, contemporaine d'une dégradation des sols superficiels et du couvert forestier ;
- une phase de déstabilisation intense et définitive des versants depuis 1500 cal. BP.

Il est fort probable que le climat a joué un rôle moteur dans la dynamique du bassin-versant de ce géosystème méditerranéen ; l'évènement «*charnière*» daté à 4200 cal. BP témoigne d'ailleurs certainement d'un tel forçage. Cependant, l'Homme, dont l'impact reste discret jusqu'à 1500 cal. BP, pourrait représenter un facteur très significatif de perturbation des écosystèmes qu'abrite le vallon des Millefonts pendant les deux derniers millénaires : la récurrence d'apports terrigènes (liés potentiellement à des évènements orageux de forte intensité) a pu être amplifiée dans leur puissance érosive avec la dénudation progressive des versants induite par la pression pastorale et les activités minières croissantes. Ce point de discussion est crucial d'autant que le lac Petit est en position centrale par rapport aux différents témoins d'activité humaine passée (Suméra et al., 2008). Le second article publié dans la revue The Holocene (Brisset et al, 2013) se propose d'aborder le point délicat du rôle des activités humaines et de la variabilité climatique holocène dans la dégradation du vallon de Millefonts.

B.III. De l'irréversibilité d'une dégradation plurimillénaire ? – Article n°2

L'étude pluridisciplinaire de la carotte PET09P2 a fait l'objet d'une étude associant une approche sédimentologique, géochimique et paléoécologique en haute résolution temporelle. L'article publié dans la revue The Holocene (Brisset et al., 2013) concentre la réflexion sur les dynamiques de mise en place des paysages de montagne tels que nous les connaissons actuellement. En effet, sur une échelle plurimillénaire, la trajectoire d'un géosystème - i.e. des écosystèmes terrestres, des écosystèmes lacustres et des dynamiques géomorphologiques – est marquée par l'interaction de multiples processus à l'origine de changements d'état progressifs ou rapides. Cet article propose donc une lecture dynamique des changements environnementaux à long terme enregistrés par le lac Petit.

B.III.1. Non-reversible geosystem destabilisation at 4200 cal. BP: Sedimentological, geochemical and botanical markers of soil erosion recorded in a Mediterranean alpine lake



Research paper

The Holocene
23(12) 1863–1874
© The Author(s) 2013
Reprints and permissions:
sagepub.co.uk/journalsPermissions.nav
DOI: 10.1177/0959683613508158
hol.sagepub.com
SAGE

Non-reversible geosystem destabilisation at 4200 cal. BP: Sedimentological, geochemical and botanical markers of soil erosion recorded in a Mediterranean alpine lake

Elodie Brisset,[1,2] Cécile Miramont,[2] Frédéric Guiter,[2] Edward J Anthony,[1] Kazuyo Tachikawa,[1] Jérôme Poulenard,[3] Fabien Arnaud,[3] Claire Delhon,[4] Jean-Dominique Meunier,[1] Edouard Bard[1] and Franck Suméra[5]

Abstract

A 144-cm-long core was obtained in Lake Petit (2200 m a.s.l., Mediterranean French Alps) in order to reconstruct past interactions between humans, the environment and the climate over the last five millennia using a multidisciplinary approach involving sedimentological, geochemical and botanical analyses. We show a complex pattern of environmental transformation. From 4800 to 4200 cal. BP, podzol-type soils progressively developed under forest cover. This stable situation was interrupted by a major detrital pulse at 4200 cal. BP that we consider as a tipping point in the environmental history. At this point, pedogenetic processes drastically regressed, leading to the development of moderately weathered soils. More frequent detrital inputs are recorded since 3000 cal. BP (AD 1050) as the human impact significantly increased in the catchment area. We conclude that destabilisation of the environment was triggered by climate and exacerbated by human activities to a stage beyond resilience.

Keywords

4.2 ka event, human pressure, Mediterranean Alps, soil erosion, tipping point, XRF core scanner

Received 18 April 2013; revised manuscript accepted 13 August 2013

Introduction

Soil erosion and degradation are often regarded as major characteristics of the Mediterranean area (García-Ruiz, 2010). Whereas questions remain open on the historical causes of modern generalised soil disequilibrium that lead to colluviation processes, a debate has begun regarding the respective importance of climatic and human factors in erosion processes (Roberts et al., 2011). Indeed, human practices and meteorological events are well-known factors forcing long-term soil erosivity and soil erodibility (Hatfield and Maher, 2009; Nearing et al., 2005; Strunk, 2003). However, deciphering these forcing factors over the Holocene period to provide new insight on landscape sensitivity and threshold effects remains a challenge (Butzer, 2005), especially in high-altitude areas where the climatic signal is amplified as a result of large topographical gradients (Beniston, 2003) and traditional land-use activities such as domestic livestock grazing, forest clearance and cultivation of marginal land (Röpke et al., 2011; Walsh et al., 2007). Palaeoenvironmental reconstructions can throw light on this debate provided they rely on accurate proxies and reliable chronologies.

Lake sediments are well-recognised archives that provide long-term perspectives in the deciphering of geosystem trajectories (Magny et al., 2013) by recording a broad range of proxies responding more or less directly to changes in environmental conditions (Birks and Birks, 2006). One key advantage of this multiproxy approach is to avoid age–depth uncertainties when various environmental proxies are investigated on the same cored profile and at a high temporal resolution (Fritz, 2008). This enables the determination of a common time frame of geosystem changes, including those related to weathering and soil development as a measure of stability or instability (synchronism, time-gap, tipping point).

The geophysical and geochemical properties of lacustrine bulk sediments have been shown to be valuable in tracking erosion processes (Enters et al., 2008; Giguet-Covex et al., 2011;

[1]Aix-Marseille University, CNRS, IRD, Collège de France, UM 34 CEREGE (Technopôle de l'Arbois BP 80, 13545 Aix-en-Provence cedex 04, France)
[2]Aix-Marseille University, CNRS, UMR 7263 IMBE (Technopôle de l'Arbois BP 80, 13545 Aix-en-Provence cedex 04, France)
[3]Université de Savoie, CNRS, UMR 5204 EDYTEM (Pôle Montagne Campus scientifique, 73376 le-Bourget-du-Lac cedex, France)
[4]Université Sophia Antipolis, CNRS, UMR 7264 CEPAM (Campus Saint-Jean-d'Angély, SJA3, 24 avenue des Diables Bleus, 06357 Nice cedex 04, France)
[5]Aix-Marseille University, CNRS, UMR 7299 CCJ (Maison Méditerranéenne des Sciences de l'Homme, 5 rue du Château de l'Horloge BP 647, 13094 Aix-en-Provence, France)

Corresponding author:
Elodie Brisset, Aix-Marseille University, CNRS, IRD, Collège de France, UM 34 CEREGE (Technopôle de l'Arbois BP 80, 13545 Aix-en-Provence cedex 04, France).
Email: brisset@cerege.fr

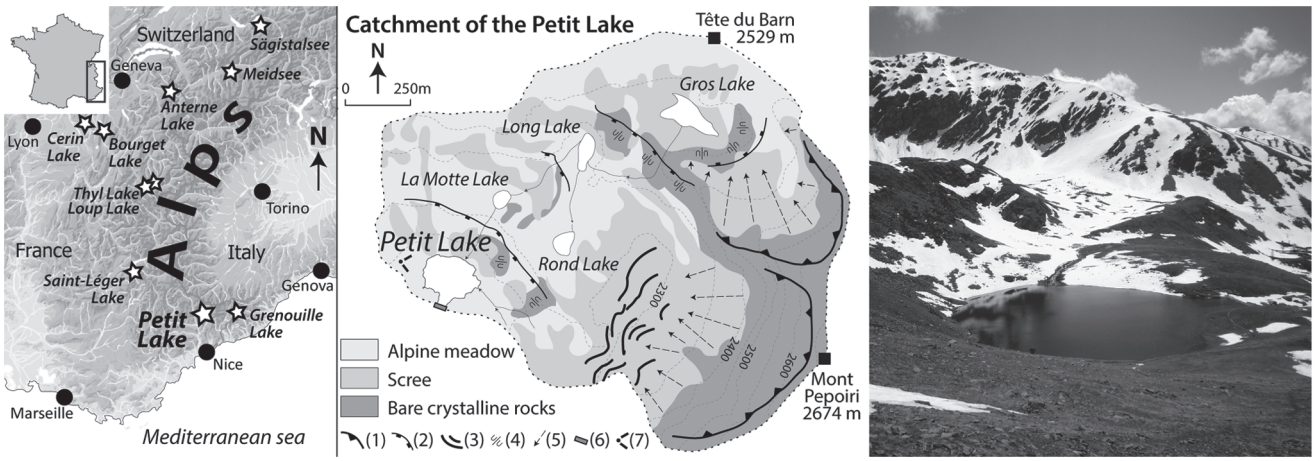


Figure 1. Location map of the study site and other lake records referred to in the text, main geomorphological characteristics of the catchment and photography of Lake Petit. (1) glacial cirque, (2) glacial step, (3) moraine, (4) polished bedrock, (5) active debris slope, (6) small dam built in 1947 and (7) photography viewpoint.

Ohlendorf et al., 2003) and changes in hydrolysis regimes involved in soil development (Arnaud et al., 2012; Koinig et al., 2003). Warm climatic periods potentially intensify chemical weathering (White et al., 1999), whereas forest vegetation is deemed to reduce soil erosivity (Kauppila and Salonen, 1997). The temporal variation of these weathering processes has been investigated through analysis of major and trace elements (e.g. Mourier et al., 2010). However, element analysis is extremely time-consuming, and this is an obstacle to systematic whole-core analysis. High-resolution measurement techniques have been developed in parallel with much less time-consuming devices. One routinely used technique is that of sediment magnetic properties, which are in many cases characteristic of the detrital fraction (DF) and may reflect changes in particle size (Dearing et al., 2001; Oldfield et al., 2003). However, other sediment compounds and their elemental composition cannot be accessed using this technique. X-ray fluorescence (XRF) core scanning (Wilhelm et al., 2012) and Fourier-transform infrared spectroscopy (FTIRS; Vogel et al., 2008) offer fast tools to quantify at very high resolution the elemental geochemistry (lithogenic major elements) and bulk composition (organic matter, biogenic silica), respectively.

For the first time in the southern French Alps, we used these techniques as part of a high-resolution multiproxy investigation of a core from an alpine Mediterranean lake (Figure 1) covering the last 5000 years. The altitudinal position of Lake Petit above the current treeline and the presence of archaeological remains of both pastoral and mining activities in the catchment offer exceptional conditions for the investigation of past interactions between environment, climate and humans using the lake's sediment archive. Major elements, biogenic silica and organic matter from the core were analysed and compared with pollen and botanical data in order to decipher changes in weathering and erosional regime in relation to climate fluctuations, slope vegetation dynamics and human impact on the fragile mountain environment.

Study site

Lake Petit (2200 m a.s.l.) is a small circular lake (diameter: 150 m and depth: 7 m) in the southwestern extremity of the French Alps in the Mercantour-Argentera Massif (N 44°06.789; E 7°11.342; Figure 1). This glacier-inherited lake is surrounded by mountains reaching 2670 m, and is part of the Millefonts catchment. This region of the Alps is less than 40 km from the Mediterranean Sea and is influenced by both Mediterranean and continental alpine climates. Mean annual precipitation in the Mercantour Massif at 1800 m a.s.l. is about 1340 mm and mostly occurs as rainfall in spring and autumn. Snow covers the catchment *c*. 138 days per year. Mean temperatures range from 0.4°C in winter to 9.9°C in summer. The glacier-inherited catchment is characterised by gentle south-facing slopes (*c*. 20°) contrasting with north-facing vertical rock bars. The basement consists of Palaeozoic igneous rocks (gneiss and migmatite) mainly covered by scree. Lake Petit is the largest of four lakes seasonally connected by streams running in scree and moraines. Lake Petit is connected to two water-seepage zones supplied by snowmelt during summer. In this part of the Alps, the Mediterranean and supra-Mediterranean vegetation belts reach their highest altitudes (Ozenda, 1985). Within the study area, the treeline reaches 2100 m and is characterised by a sparse presence of larch. The slopes are covered by *c*. 40-cm-thick soils mostly developed on moraine deposits. We distinguish two types of soils in the Millefonts catchment. Soils developed under an alpine dry acidic meadow are characterised by a gradual transition between three silty-sand dry horizons that become richer in stones towards the deeper horizons (Cambisol (drystric) sensu IUSS Working Group WRB, 2006). Soils developed under dwarf shrub formations of Ericaceae are characterised by well-contrasted horizons from dark brown lumpy surface horizons to ochre silty-sand deeper horizons (Entic Podzol sensu IUSS Working Groups WRB, 2006). At lower altitudes, the mountain vegetation belt shows an alpine to Mediterranean combination of species and is characterised mainly by *Pinus cembra, Abies* and *Picea* in association with *Olea* and *Buxus*.

Materials and methods

A 144-cm-long core (PET09P2) was retrieved from the deepest part of Lake Petit in 2009 using an UWITEC gravity coring system. The sediment core PET09P2 is composed of homogenous yellow to greenish diatomite with millimetre-thin brownish diatomite-clay diffuse laminations. After core opening and lithological description, we continuously cut one of the core halves into 144 volumetric sediment samples to measure dry density (g/cm^3) of the bulk sediment and to concentrate fossil sporo-pollinic content. The other half core was scanned with the XRF method in order to conduct continuous semi-quantitative measurements of major elements, further calibrated by quantitative concentration analysis.

Dating

^{210}Pb and ^{137}Cs short-lived radionuclide gamma decay was analysed at a 1-cm interval over the uppermost 20 cm (*Laboratoire de*

Table 1. Radiocarbon ages of core PET09P2. The maximum probability ^{14}C age is typed in bold between the 2σ interval.

Depth (cm)	Laboratory code	^{14}C age BP	2σ calibrated age (cal. yr BP)	2σ calibrated age (cal. yr AD/BC)	Material
26	Poz-32578	1240 ± 40	1068 (**1175**) 1270	AD 680 (ad **775**) AD 882	Terrestrial debris
39	Poz-39213	1720 ± 30	1554 (**1680**) 1704	AD 246 (ad **270**) AD 396	Wood – *Larix*
58	Poz-35509	1890 ± 30	1733 (**1825**)1894	AD 56 (ad **125**) AD 217	Wood – conifer
94	Poz-32576	3620 ± 40	3835 (**3910**) 4080	2131 BC (**1960** bc) 1886 BC	Terrestrial debris
111	Poz-35507	3855 ± 35	4155 (**4250**) 4411	2462 BC (**2300** bc) 2206 BC	Scale – conifer
135	Poz-39212	4125 ± 35	4528 (**4610**) 4820	2871 BC (**2660** bc) 2579 BC	Twig – Ericaceae
137	Poz-32577	4110 ± 35	4455 (**4610**) 4818	2869 BC (**2660** bc) 2506 BC	Twig fragments

Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE), France). Seven ^{14}C ages were obtained from terrestrial macro-remains throughout the core (Table 1), and dating was carried out by the Poznan Radiocarbon Laboratory. ^{14}C ages BP were calibrated using the IntCal09 calibration curve (Reimer et al., 2011). An age–depth model was computed using a monotonic smooth spline (type 4, smooth 0.3) on the clam module (Blaauw, 2010) taking into account the probability density function of the ^{14}C ages.

Grain-size, organic matter, biogenic silica and major elements

Grain-size distributions were measured by laser diffraction using a Malvern Mastersizer S at 5 mm intervals throughout the core. Samples were ignited at 550°C prior to grain-size analysis to remove organic matter. Distributions were standardised, and the deviation of the grain-size class [1.95, 2.28] µm was calculated to investigate abundance variation of clays. Total organic carbon (wt%TOC) was analysed on 24 samples by Rock-Eval Pyrolysis using a 'Turbo' Model RE6 pyrolyser (*Institut des Sciences de la Terre, Université d'Orléans* (ISTO), France). Quantification of biogenic silica was carried out on 28 discrete samples following wet-alkaline leaching according to DeMaster (1981). Dissolved silica concentration was measured using a molybdate-yellow spectrophotometry with a Jasco V-650 Spectrophotometer. Three replicates were measured on five samples giving a mean standard error of 4.9%. Concentration of biogenic silica is expressed as $\%SiO_{2\ biog}$ ($\%SiO_{2\ biog} = 2.139 * \%Si_{opal}$ according to Mortlock and Froelich, 1989). Bulk sediment concentrations in SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, TiO_2 and P_2O_5 were measured on 20 samples by mass spectrometry using an inductively coupled plasma–atomic emission spectroscopy (ICP-AES) Thermo X7 after $LiBO_2$ alkaline fusion (Carignan et al., 2001; Murray et al., 2000) by the *Service d'Analyse des Roches et des Minéraux* (SARM) laboratory. Prior to the analyses, the aliquots were heated at 1000°C during 7 h, giving the loss-on-ignition weight. Abundances of major elements are expressed as oxide weight percentages (wt%). The DF of SiO_2 ($SiO_{2\ detr}$) is calculated assuming a constant ratio between aluminium and silica detrital phases in the upper continental crust ($(Si/Al)_{UCC} = 3.83$; McLennan, 2001) as:

$$SiO_{2\,detr}\,(\text{wt}\,\%) = \%Al_2O_{3\,\text{Sediment}} * \left(Si/Al\right)_{UCC}$$

The total DF (%DF) is calculated as the sum:

$$\begin{aligned}\text{DF}\,(\text{wt}\,\%) = {} & \%SiO_{2\,detr} + \%Al_2O_3 + \%Fe_2O_3 + \\ & \%MnO + \%MgO + \%CaO + \%Na_2O \\ & + \%K_2O + \%TiO_2 + \%P_2O_5\end{aligned}$$

As the dilution effect between biogenic silica and the detrital silicate phase is predominant, we investigated the chemical composition of the detrital silicate phase. The $X_{Silicate}$ (mol/100 g) is the abundance of the element X in the DF:

$$X_{Silicate} = X / \text{DF}\,(\%)$$

To investigate the chemical composition of the detrital phase, we used the Chemical Index of Alteration (CIA; Nesbitt and Young, 1982):

$$\begin{aligned}\text{CIA}\,(\%) = {} & \%Al_2O_3 / \\ & \left(\%Al_2O_3 + \%CaO + \%K_2O + \%Na_2O\right)\end{aligned}$$

High-resolution analysis

To achieve high-resolution analysis, within-core calibrations were constructed using quantitative discrete samples. We used the FTIRS method (Vogel et al., 2008) to predict $SiO_{2\ biog}$ and TOC. Measurements were carried on a Nicolet 380 Smart Diffuse Reflectance spectrometer on 144 samples providing continuous resampling at cm-resolution. XRF core scanning was carried out using an ITRAX Core scanner. Relative element abundances of K, Ti, Fe, Rb, Si and Ca were measured using a molybdenum source at an increment of 2 mm over an integration time of 60 s (40 kV and 35 mA).

Pollen analysis

Pollen chemical extraction was conducted following the protocol of Bennett (1990) on 117 volumetric samples. Taxonomic identification was performed under a 500× magnification oil immersion microscope using identification keys (Moore et al., 1991) and photographs (Reille, 1995). A minimum of 300 pollen grains were counted. Taxa percentages were calculated on the total pollen sum. We present selected pollen taxa that are characteristic of local pollen rain. Pollen of *Rumex, Urtica, Mentha, Plantago lagopus, Plantago lanceolata, Plantago coronopus, Plantago major* and the Chenopodiaceae are summed to synthesise the anthropogenic-related taxa. The abundance of *Botrychium* spores is expressed in sediment concentration. Microfossils of *Pinus* tracheid and conifer stomata were also considered. The pollen diagram was plotted using the software C2 (Juggins, 2007).

Results and interpretation

Chronology

The ^{210}Pb and ^{137}Cs profiles show a common pattern (Figure 2a). The top 5 cm are enriched in radionuclides, and the values drop to nil concentrations deeper down the core. Possible vertical sediment mixing (e.g. bioturbation) could explain the flattening in the top 5 cm of radionuclide activity. Assuming a constant initial ^{210}Pb concentration and constant accumulation rate (CFCR model; Robbins, 1978), the mean sedimentation rate is estimated at 0.7 mm/yr. This value is in agreement with the beginning of nuclear weapons testing and the associated ^{137}Cs pollution (AD 1952 ± 2; Longmore, 1982) at 5 cm depth. Disappearance of laminations in the top 5 cm may be the sedimentological expression of the small dam

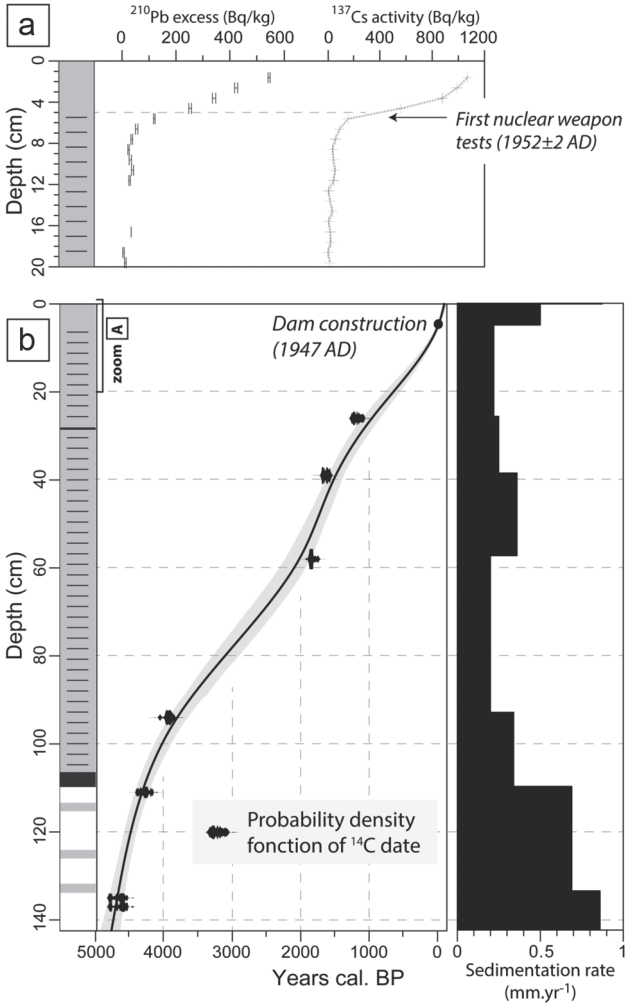


Figure 2. Age–depth relationship and sedimentation rate of core PET09P2. (a) ^{210}Pb and ^{137}Cs levels in the uppermost 20 cm and (b) age–depth model (black line) and the 95% confidence interval (grey envelope).

constructed at Lake Petit in AD 1947 (Beniaminio, 2006). The ^{210}Pb and ^{137}Cs data are consistent with such an interpretation. This may signify that the sedimentation rate changed at 5 cm, which prevents extrapolation of the ^{210}Pb sedimentation rate deeper. Hence, the PET09P2 age–depth model (Figure 2b) has been constrained at 5 cm up to the year AD 1947 and by the seven ^{14}C ages in Table 1. The Lake Petit record covers the last 4700 years. The sedimentation rate is relatively low between 5 and 105 cm (mean 0.24 mm/yr). Higher sedimentation rates are recorded from 0 to 5 cm (0.5 mm/yr) and from 105 to 144 cm (0.64 mm/yr).

Calibration models of TOC, $SiO_{2\ biog}$, DF and CIA

Two partial least squares (PLS) models were built in order to predict $\%SiO_{2\ biog}$ and %TOC using the FTIR spectra at a resolution of 1 cm. The within-core FTIRS-inferred ($-FTIRS_{inf}$) models (see Supplementary Materials 1, available online, for details on these calibration models) have a significant quality of adjustment ($\%SiO_{2\ biog}$ – $FTIRS_{inf}$: $r^2 = 0.80$, standard deviation error of residuals (SDE_{res}) = 5.99%, $n = 28$, %TOC-$FTIRS_{inf}$: $r^2 = 0.94$, $SDE_{res} = 0.62\%$, $n = 24$). Although the results of opal concentration between FTIRS and conventional leaching technique present a reasonable agreement, the estimates based on FTIRS exhibit lower intensity in variations. The observed offset could be related to the fact that some of the refractory forms of amorphous silica could be dissolved by leaching (Saccone et al., 2007), whereas biogenic silica could be confounded with other compounds absorbing in the same infrared region (Rosen et al., 2010).

The XRF element profiles were compared to the results obtained by quantitative measurements (ICP-AES) of discrete samples ($n = 20$) collected within the core. Large variations in dry density were observed, ranging from 0.1 to 0.6 g/cm^3, with low values in diatom-rich units and high values in more clayey sediment. Changes in dry density have been pointed out as inducing important scatter bias in cross-plots of XRF core scanner outputs and element concentrations. Weltje and Tjallingii (2008) propose a calibration model based on the log-function of the XRF output intensities, which reduces the sensitivity to the dilution effect. XRF intensities of lithogenic elements K, Ti, Fe and Rb are highly cross-correlated (minimum cross-correlation = 0.92). Since Ti shows a good signal-to-noise ratio, it was used as a DF proxy. Titanium dioxide (TiO_2) and %DF are highly related ($r^2 = 0.99$). Ln(Ti/Si) is correlated to the %DF ($n = 20$, $r^2 = 0.89$, $SDE_{res} = 5.4\%$; see Supplementary Materials 2, available online, for details on these calibration models). Since variations in calcium content provide the clearest indications on the CIA index (alone, CaO explains 81% of the CIA variance), we hypothesise that the Ln(Ti/Ca) ratio could summarise the CIA index information. The relationship between the Ln(Ti/Ca) XRF intensities and the CIA is linear and positive, and both are highly related ($n = 20$, $r = 0.90$).

Bulk sediment composition

Core PET09P2 (Figure 3a) is organic-rich (9% mean of TOC) and has a high abundance of mainly biogenic silica (mean 65% of $SiO_{2\ biog}$). Important differences in dry density are observed between the diatom-rich sediment (0.15 g/cm^3) and the most clayey unit (0.7 g/cm^3). All grain-size samples show bimodal distributions mainly characterised by well-preserved diatoms at 25 μm (*Pseudostaurosira robusta* and *Staurosirella pinnata* are the most common species) and diatom fragments (~0.4 μm).

The cross-correlations (Table 2) between Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, MgO, Na_2O, K_2O, TiO_2 and P_2O_5 are highly positive and represent the lithogenic DF (%DF). Lithogenic elements are negatively correlated with $SiO_{2\ biog}$ and to lesser extent with TOC content. The TOC concentration is partly negatively related to lithogenic compounds (Table 2). TOC is a mixture of terrestrial and lacustrine organic debris (presence of diatoms, green algae, chironomid head capsules, wood fragments, spores, pollen and amorphous soil particles). CaO is not correlated with the other lithogenic elements (Table 2). As shown by the absence of absorbance in the carbonate-related bands in infrared spectroscopy, we postulate that the sediment is carbonate-free in agreement with the igneous catchment geology. Hence, CaO concentrations are related to the lithogenic fraction but present a different pattern compared to other lithogenic elements. The concentration of %DF increases from the bottom to the top of the core (20–50%, respectively; Figure 3a). At 104–112 cm, %DF shows peaks of up to 90%. In contrast to %DF, $\%SiO_{2\ biog}$ decreases from *c*. 70% at depths of 120 cm to *c*. 30% at this depth. The geochemical composition of sediment is primary controlled by dilution effects between the TOC, the biogenic silica and the clay minerogenic inputs.

Element abundance within the DF

Figure 3b depicts element concentration within the total DF. The elements are grouped into two main negatively correlated ($r = -0.9$) compositional phases: [Al, Ti, Mg, Na, K] and [Ca, Fe, Mn, P]. Al is strongly correlated to Ti ($r = 0.94$), a relatively inert lithogenic element (Mackereth, 1966), and represents the

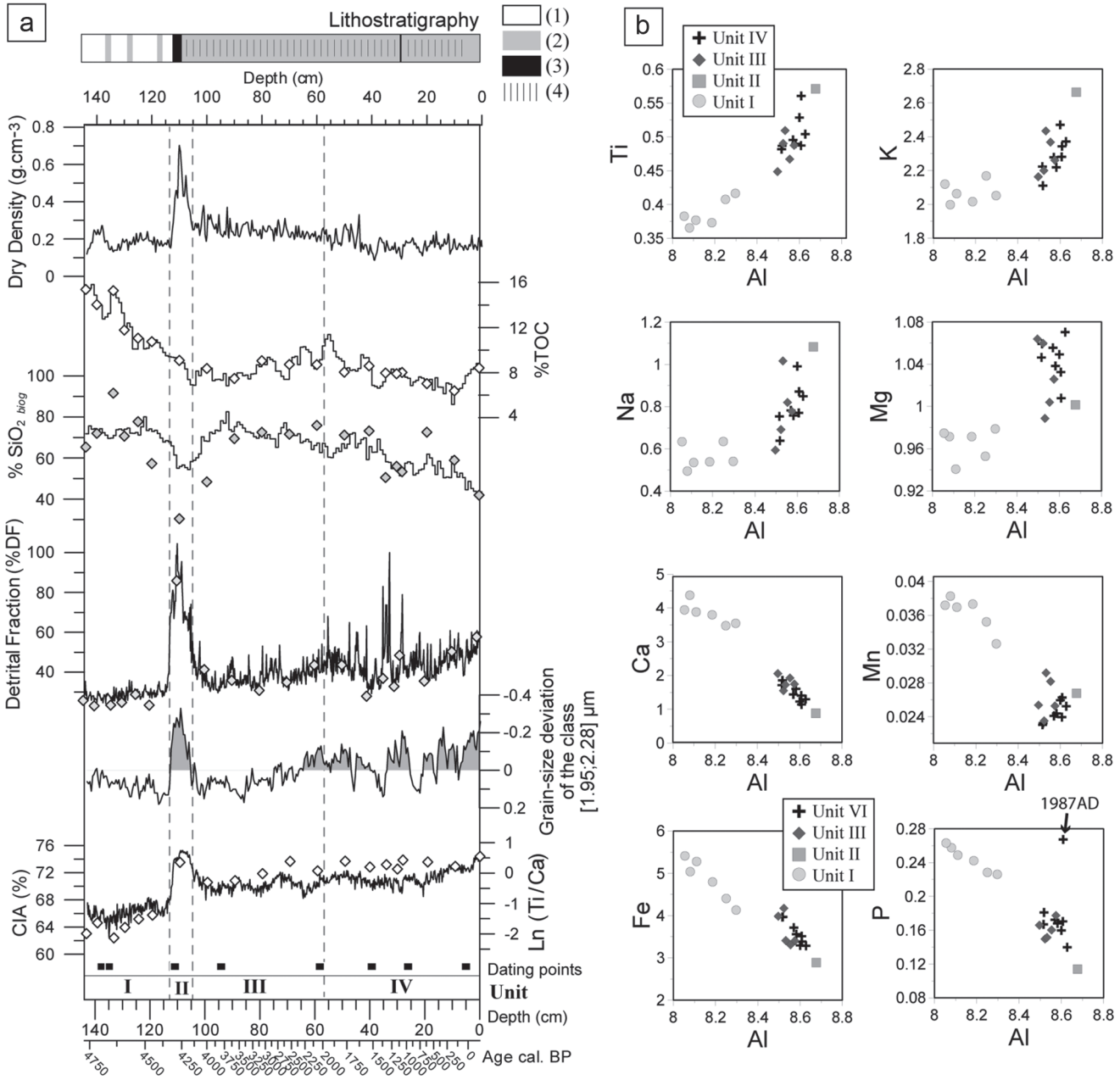


Figure 3. (a) Lithostratigraphy and vertical profile of bulk sediment: (1) pure diatomite, (2) diatomite-clay, (3) clay-diatomite and (4) diffuse laminations. Diamond dots correspond to quantitative values used to model calibration (line) for TOC, $SiO_{2\ biog}$ and detrital fraction. The CIA is plotted against the raw data Ln(Ti/Ca). (b) Harker's diagram of major element concentration (mol/100 g) versus aluminium (mol/100 g) within the terrigenous fraction.
CIA: chemical index of alteration; TOC: total organic carbon.

alumino-silicate phase. The transition between Units I and II (Figure 3b) is characterised by a strong decline in concentrations of [Ca, Fe, Mn, P] that contrasts with the increase of the alumino-silicate phase (Figure 3b). At lower magnitudes, Mg, K, Na and Ti accumulated in the DF of the sediment compared to Al in Unit I. The CIA of Unit I (64%) is similar to the signature of poorly altered igneous rocks rich in primary minerals (Nesbitt and Young, 1982). From Unit I to Unit II, CIA increases from 64% to 72% (Figure 3a). This transition is not associated with modification of grain-size, and only the abundance of occupied volume by class varies (especially in the class 1.95–2.28 µm). The lithogenic fraction in Units II, III and IV has a signature of poorly altered secondary minerals (mean CIA of 72%; Nesbitt and Young, 1982). A noteworthy maximum value of CIA (75%) in Unit II indicates the highest alteration degree of the DF throughout the sequence.

Vegetation changes

The pollen record (Figure 4) is dominated by the *Pinus sylvestris*-type with relative frequencies varying from 30% to 60% of the total pollen count. Pollen of *Pinus* are often over-represented in temperate mountain environments because of its very large wind-dissemination and massive production (Coûteaux, 1982). As a result, the *Pinus* curve must be interpreted with caution since its over-representation may be accentuated in open grassland environments. Nevertheless, terrestrial macro- and microfossils of trees and shrubs (wood, twigs, barks, leaves and needles, *Pinus* tracheid and conifer stomata) found in the sediment core are good indicators of the local presence of woodlands or at least of isolated trees such as larch and pine (*P. sylvestris* and/or *Pinus uncinata* and *P. cembra*) between 4800 and 1500 cal. BP.

The Local Pollen Assemblage Zone I (LPAZ 1) is dominated by arboreal pollen (60%). Conifer trees were present in the lake

Table 2. Correlation matrix of concentration in major elements (ICP-AES measurements) and TOC. 1% significant correlation coefficients are shown in bold, $n = 20$.

	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	$SiO_{2\ biog}$
Fe_2O_3	**0.94**	1.00								
MnO	**0.92**	**0.93**	1.00							
MgO	**1.00**	**0.94**	**0.90**	1.00						
CaO	−0.32	−0.13	0.05	−0.36	1.00					
Na_2O	**0.99**	**0.92**	**0.94**	**0.98**	−0.28	1.00				
K_2O	**1.00**	**0.94**	**0.94**	**0.99**	−0.28	**0.99**	1.00			
TiO_2	**1.00**	**0.94**	**0.91**	**1.00**	−0.34	**0.99**	**0.99**	1.00		
P_2O_5	**0.67**	**0.74**	**0.69**	**0.65**	0.00	**0.62**	**0.64**	**0.68**	1.00	
$SiO_{2\ biog}$	**−0.72**	**−0.69**	**−0.67**	**−0.71**	0.27	**−0.74**	**−0.72**	**−0.74**	**−0.57**	1.00
TOC	−0.50	−0.29	−0.19	−0.53	**0.85**	−0.47	−0.47	−0.51	−0.17	0.40

ICP-AES: inductively coupled plasma–atomic emission spectroscopy; TOC: total organic carbon.

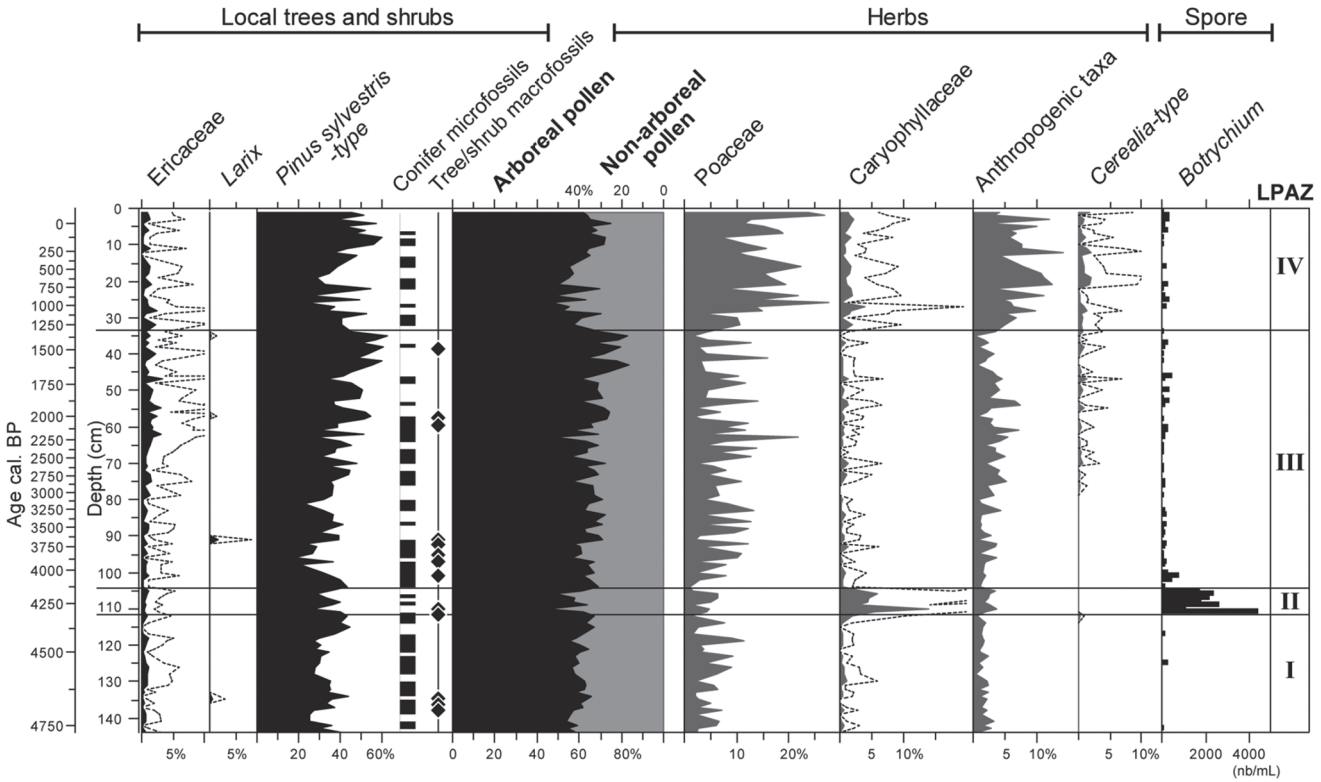


Figure 4. Simplified pollen diagram from core PET09P2. Only local main pollen taxa are represented in relative frequencies. The exaggeration dot line multiplies the relative frequency by a factor of 5. Conifer microfossils represent the occurrence of *Pinus* tracheid and/or conifer stomata. Tree/shrub macrofossil class comprises conifer-tree species as well as indeterminable conifer twigs, barks, needles and leaves (including possible shrubs such as *Juniperus*), and shrubs of Ericaceae.
LPAZ: Local Pollen Assemblage Zone.

catchment as attested by repeated occurrences of conifer tracheid and stomata. Ericaceae, Poaceae and Caryophyllaceae percentages (Figure 4) are low, but continuous and *Botrychium lunaria* spores are present in very low concentrations (*c*. 4400 spores/mL). *B. lunaria* is a fern typical of mountain grassland communities growing on thin, poorly developed siliceous soils. Vegetation around the lake at this time was probably dominated by shrubs and grasses organised in patches composed of Caryophyllaceae (predominance of *Cerastium*), Poaceae, *B. lunaria* and Ericaceae associated with anthropogenic taxa that might indicate the presence of pastoralism or slight clearing of the landscape.

The LPAZ II is characterised by a transitional decrease to 50% of the arboreal pollen, but the frequency of the *P. sylvestris*-type remains high (30%). Ericaceae, Poaceae and anthropogenic taxa show low frequencies. The local vegetation composition remains relatively unchanged relative to the previous LPAZ but Caryophyllaceae and *Botrychium* taxa exhibit exceptionally high values of up to 14% and 4400 spores/mL, respectively (Figure 4).

In the LPAZ III, arboreal pollen remains are dominant, and conifer macrofossils are still present. From 4100 to 2700 cal. BP, an increase of Poaceae to 10% suggests a significant opening up of the vegetation in the upper valley. Whereas the pollen curve of *P. sylvestris* increases, Ericaceae reaches an optimum, contemporaneous with the first occurrences of *Cerealia*, and a rise in the anthropogenic pollen curve and type is recorded.

The LPAZ IV is characterised by a decline in tree taxa to 50% and an increase of Poaceae and Caryophyllaceae. The severe decline of *Pinus* together with the absence of ligneous macrofossils suggests that the catchment has probably been treeless since 1300 cal. BP. Moreover, high frequencies of ruderal–anthropogenic

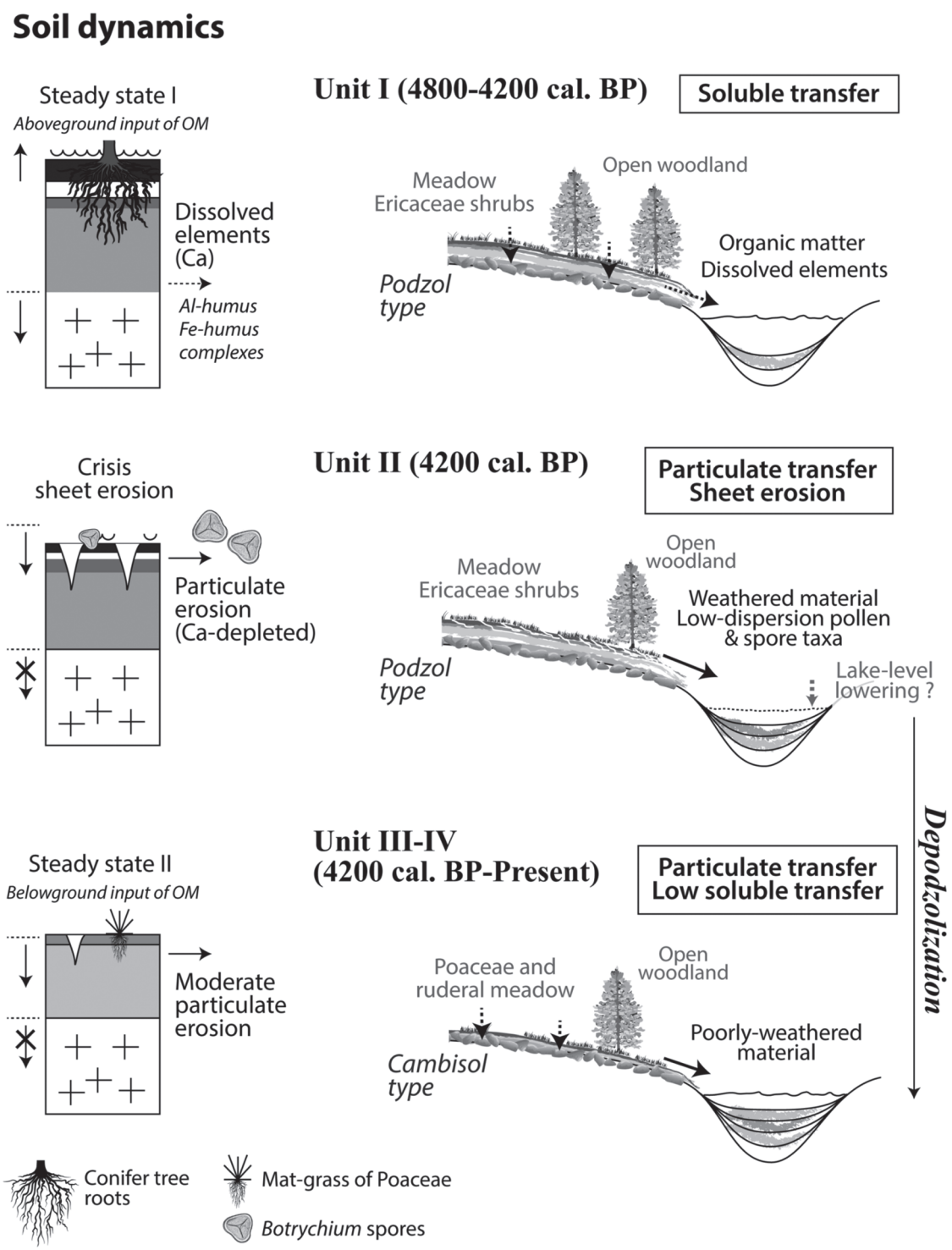


Figure 5. Sketch of evolutionary scenario of soil/vegetation cover interactions recorded in Lake Petit sediments throughout the mid- to late-Holocene period.

grasses confirm the dominance of a grassland environment around the lake, with some markers of nitrogen enrichment of soils, such as *Urtica* (higher than 10%), suggesting intense local grazing.

Discussion

From 4800 to 4200 cal. BP: a mature geosystem on borrowed time

Botanical, sedimentological and geochemical analyses allow us to investigate the relationship between erosional patterns in the Lake Petit catchment and vegetation dynamics over the last 4800 years (Figures 5 and 6). From 4770 to 4350 cal. BP, the local presence of woodlands is attested by a pollen percentage of trees of 60%, by conifer microfossils and by some macrofossils found in the sediment (*Betula* sp. at 142.5 cm in PET09P2). A macrofossil of *Larix* retrieved in coring of riverine peat in another nearby lake, Lake Long (2350 m; Figure 1) has been ^{14}C-dated 3940 ± 30 BP (4510–4260 cal. BP; Suméra and Geist, 2010). The development of larches and pines in association with shrubby patches of Ericaceae (macrofossils in PET09P2 at 135 cm) might have led to the accumulation of a humus layer favouring progressive soil development (Figure 5). In Unit I of Lake Petit, the terrigenous flux is close to zero, suggesting that mobile element enrichment prevailed, with elemental soil loss over this period occurring in

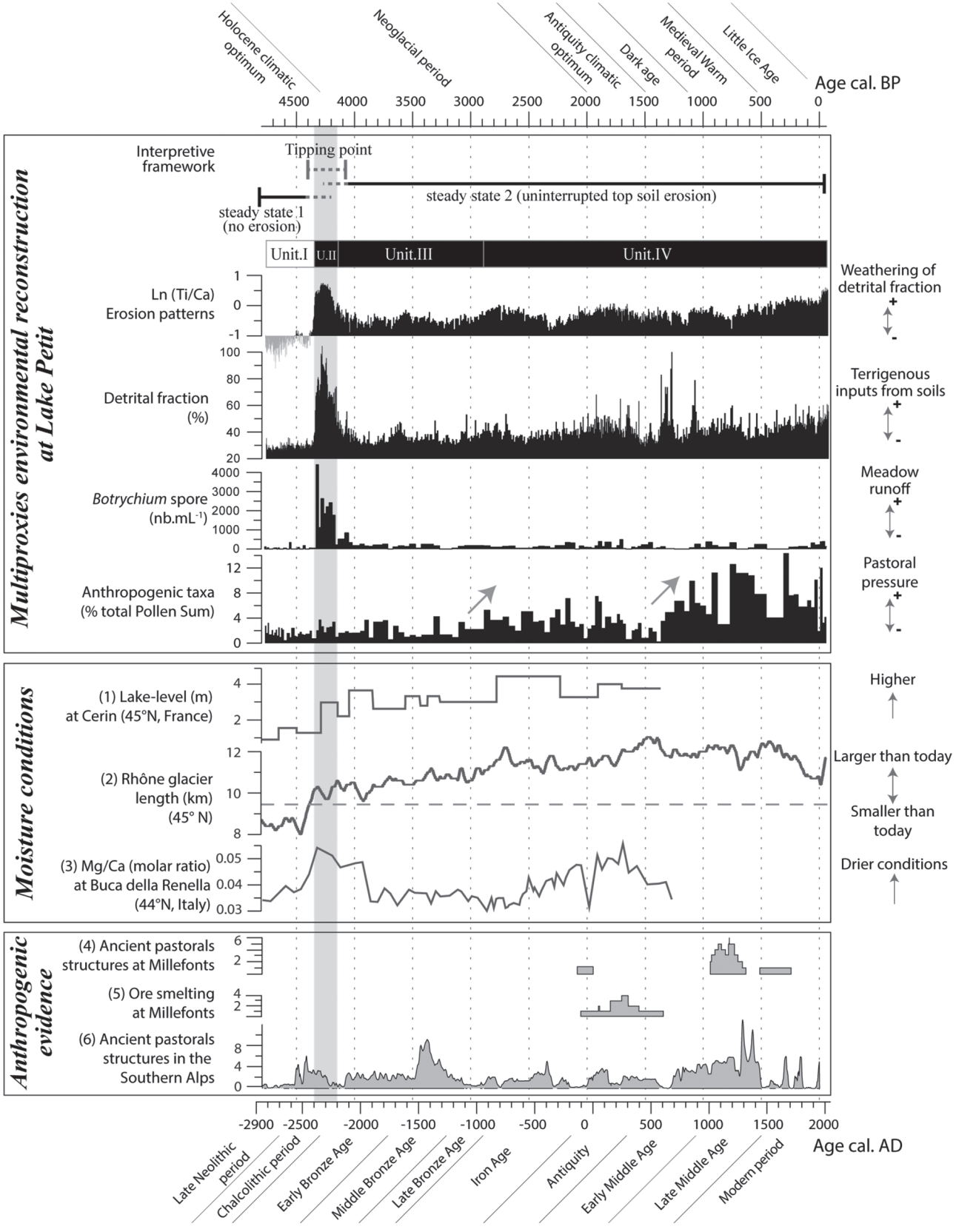


Figure 6. Main geochemical and botanical proxies of core PET09P2 compared with hydrological conditions of (1) Magny et al. (2012a), (2) Goehring et al. (2012) and (3) Drysdale et al. (2006). Number of ^{14}C dates (2σ) in archaeological stratigraphy in the Southern Alps: (4) Suméra et al. (2008), (5) Morin and Rosenthal (2002) and (6) Walsh et al. (2007).

soluble form due to the chemical weathering of primary minerals in the subalpine soil. High diatom abundance (70%) and remarkably high values of TOC (15%) suggest that Si and organic matter were subsequently trapped in the lacustrine ecosystem. Conifer forests on podzols lead to organic matter accumulation and development of mor-type humus, producing organic acid which promotes chemical weathering (Egli et al., 2009). A similar pedogenetic fingerprint in lacustrine sediment has been observed in Lake Thyl and Lake Loup, in the central western Alps (Mourier et al., 2010), where element enrichments (rare earth elements and

secondary Al-/Fe-bearing phase in this case) are due to soil acidification during podzolisation of preexisting soils under arolla pine forests, while gyttja accumulated in the lakes.

Multiproxy lake sediment studies covering the Holocene period in high-altitude sites of the Alps highlight a common optimum of soil development with a dominantly conifer-tree forest. Poulenard (2011) has termed this particular phase the 'Holocene Pedogenetic Optimum'. This phase ends at 6500 cal. BP in Lake Thyl (Mourier et al., 2010), 5550 cal. BP in Lake Anterne (Giguet-Covex et al., 2011), 5000 cal. BP in Meidsee (Thevenon et al., 2012), 4500 cal. BP in Lake Loup (Mourier, 2008), 3700 cal. BP in Sägistalsee (Koinig et al., 2003) and 3500 cal. BP in Unterer Landschitzsee (Schmidt et al., 2002; Wick et al., 2003). Mourier (2008) suggests that the maturing and persistence of soils might have been constrained by long-lasting favourable conditions, that is, a warmer climate, low runoff and low anthropogenic pressure. Local bioclimatic and anthropogenic settings and thresholds could explain asynchronous timings of this phase.

From 4200 cal. BP to present: beyond the resilience of the geosystem

Activation of soil erosion and degradation of vegetation cover. The switch from Unit I to Unit II at 4200 cal. BP is recorded by an increasing DF (Figures 5 and 6). Higher values of CIA in Unit II indicate moderate weathering of the parental material. This major change in geochemical regime suggests a drastic modification in pedogenetic processes from progressive development of soils (podzol-type) before 4200 cal. BP to erosion or soil denudation processes. At 4200 cal. BP, runoff, possibly due to more intense precipitation, may have been so frequent as to result in only moderate weathering, thus favouring the development of Cambisols, such as those currently found around Lake Petit. This hypothesis is supported by the simultaneous over-representation of very low-dispersal alpine meadow pollen of Caryophyllaceae and *Botrychium* spores (Figure 6). This type of erosive pattern is rarely identified in pollen records. A high abundance of these taxa concomitant with a detrital pulse attests to erosion of both litter and subsurface soil horizons, probably through sheet erosion processes (Figure 5). However, Lake Grenouilles, close to Lake Petit, also recorded a fall in arboreal pollen together with high percentages of low-dispersal alpine meadow taxa such as Poaceae, Chenopodiaceae and Caryophyllaceae (Kharbouch, 2000). Over this period, a lowering of the percentages of *Larix* may be interpreted as local deforestation favouring the renewed growth of alpine meadows, possibly over-represented as a result of sustained intense runoff on catchment slopes.

The high temporal resolution data obtained at Lake Petit provide evidence of an alpine geosystem capable of tipping rapidly and irretrievably. The system turned from a steady-state without soil erosion (Unit I) to a new state dominated by a degradation trend for both slopes and vegetation cover (Figure 5). From the tipping point (4350 cal. BP), represented by increasing terrigenous inputs, a new sedimentary regime under continuous erosive control has been maintained until today, without any transitional phase of soil stabilisation (uninterrupted soil erosion: Units II, III and IV; Figure 6).

Slopes under anthropogenic pressure? The aforementioned soil erosion trend may be linked to an increase in anthropogenic pressure. Indeed, since *c*. 5000 cal. BP in both the Northern (Curdy, 2007; Krause, 2007) and Southern Alps (Mocci et al., 2008; Walsh et al., 2007), abundant archaeological evidence of repeated seasonal pastoral activities (enclosures for herds with adjacent smaller domestic living areas) has been found at altitudes exceeding 2000 m (Figure 6). Lake Petit recorded between 4770 and 4300 cal. BP, a continuous presence of alpine grasslands characterised by high percentages of ruderal taxa (Figure 6), such as *Rumex* and *Plantago* sp., signifying that local grazing activities occurred in the catchment. As attested by the thousands of carved rocks in the Mount Bego region (20 km distant from Lake Petit), transhumant pastoralism may have started during the Chalcolithic and the ancient Bronze Age (De Lumley and Echassoux, 2009). Although these changes involved human activities and the vegetation cover, no significant soil erosion occurred until 4200 cal. BP. However, starting from 3000 cal. BP (late Bronze Age), intensified pastoral activities appear to have strongly modified the landscape as anthropogenic grasslands, together with Ericaceae shrublands, progressively developed in association with poorly developed soils (Figure 5). At this time, the detrital input increased slightly. Finally, a rapid development of anthropogenic grassland communities between 1800 cal. BP and 500 cal. BP attests to a local upswing in human pressures on the Lake Petit catchment. Land-use changes were not accompanied by a significant increase in TOC concentrations (nor in TOC flux), which could have been an effect of long-lasting depletion of soil organic carbon. Further analyses on nutrient availability will be needed to verify this hypothesis. Maximum human pressures indicated by pollen coincide with evidence of pastoral and mining activities in the Lake Petit catchment. Ongoing ^{14}C investigations on archaeological remains indicate mining activity between 2200 and 1600 cal. BP (Morin and Rosenthal, 2002; Pagès, 2009), and excavated stratigraphies on pastoral enclosures attest to the presence of shepherds and livestock between 1000 and 400 cal. BP (Suméra et al., 2008). As a result, from 3000 cal. BP to present, soils lost protection from the arboreal cover, and were probably (1) compacted by domestic livestock and (2) recurrently eroded by runoff intensified by general deforestation for pastoral and mining purposes. Regarding this period, it must be noted that soil erosion remained regular but limited compared to the detrital pulse at 4200 cal. BP, although human disturbances had intensified. Therefore, even though human activities have had a direct impact on persistent sediment availability at least since 3000 cal. BP, human pressures do not explain the sharp change in soil cover at 4200 cal. BP.

Increasing erosivity and sediment transfer under climatic control?

At the millennium scale: influence of Neoglacial climatic change. At *c*. 4000 cal. BP (corresponding to the onset of the so-called Neoglacial period), there is a general agreement in the climatic archives regarding an increase in humidity and cooling temperatures as shown by glacier advance (Goehring et al., 2012; Holzhauser et al., 2005) and treeline regression (Nicolussi et al., 2005) throughout the Alps and the northern Mediterranean (Zanchetta et al., 2012). Water-levels in many lowland lakes of western Europe (Lake Cerin, Magny et al., 2012a; Lake Bourget, Magny et al., 2012b) and in the northern Mediterranean (Lake Saint Léger, Digerfeldt et al., 1997; Lake Accesa and Lake Ledro, Magny et al., 2012a) exhibit a slight transition from low stands before ~4200 cal. BP to higher levels (Figure 6) thereafter, which indeed could suggest a common climatic forcing factor towards wetter conditions at *c*. 4200 cal. BP. Orbital changes involving both a general gradual decrease in summer insolation and a major reversal in insolation seasonality (Berger and Loutre, 1991) might have led to a more southward position of the Westerlies (Magny et al., 2011) and to wetter conditions over Europe (Andresen and Björck, 2005; Hughes et al., 2000; Larsen et al., 2012). These climatic changes have been used to subdivide the Holocene into mid- and late Holocene (Walker et al., 2012).

The expression of this long-term regional-scale climatic influence might be more contrasted in alpine Mediterranean highlands where climatology is characterised by high inter- and intra-annual

variability in precipitation. Situated at 1308 m in the Southern Alps, Lake Saint Léger has recorded a lowering of its level since 4100 cal. BP, reaching a lowest level between about 3500 cal. BP and 2600 cal. BP (Digerfeldt et al., 1997). According to the synthesis of Muller et al. (2012), many lakes in the Southern Alps (ranging from 950 to 1800 m a.s.l.) experienced complete drying out between 6600 and 2500 cal. BP. This trend has been due to high autochthonous organic production and possibly seasonal changes towards drier conditions in winter and/or warmer conditions in summer. Arguments in favour of seasonal change are also supported by a strong decrease in sedimentation rates in fluvial systems of the Southern Alps (Miramont et al., 2008).

At Lake Petit, the bipartition from the mid- to late Holocene can be clearly identified by soil cover modification and linked with a change in precipitation regime. Therefore, it can be assumed that wetter conditions might have played a major role in frequent sediment transfers to the lake. However, can a progressive change in the rainfall regime explain the state of no return of extremely sensitive soils?

The 4.2 ka event: an environmental crisis at Lake Petit? An abrupt climate pulse and/or rapid environmental changes have been identified around 4200 cal. BP in the Northern Hemisphere (Booth et al., 2005; Huang et al., 2011; Magny et al., 2009, 2012b; Staubwasser et al., 2003) and regionally in the northern part of the Mediterranean basin (Bruneton et al., 2002; Drysdale et al., 2006; Miramont et al., 2008). This event could correspond to the over-represented alpine meadow pollen zone of Lake Grenouilles according to an earlier ^{14}C age of 4700 ± 60 BP (5310–5580 cal. BP) obtained by Kharbouch (2000). At Millefonts, the transition from stable soils (Unit I) to permanent soil erosion (Units II, III and IV) is expressed by a sharp increase in terrigenous inputs at 4300 cal. BP. According to the age–depth model (Figure 2), this detrital pulse occurred between 4430 and 4055 cal. BP (2σ interval), which means that the event duration did not exceed 375 years. This detrital event profoundly increased slope sensitivity to erosion processes compared to the impact of the period of increasing human pressure (from 3000 cal. BP to present and in particular during the Mediaeval Period). Consequently, the hypothesis of a local but intense human impact during a short period is unconvincing to explain alone the severity of soil destabilisation. Besides, the speleothem record of the Buca della Renella cave in mid-latitude Italy (Drysdale et al., 2006 and Figure 6) indicates that a severe drought occurred between *c*. 4100 and 3800 cal. BP. The pollen diagram of Lake Petit does not show any significant evidence for a strong reversal in vegetation dynamics that could indicate a direct response to reduced moisture. Increase in dry density and increasing soil erosion could be indirect responses to long-lasting drought conditions in the catchment, which may have led to lake-level lowering during periods of earlier spring snowmelting. Hydrological changes could have been a direct response to this abrupt climate event. This hypothesis requires testing in the future. Finally, smooth changes in precipitation regime do not explain more satisfactorily the 'environmental crisis' signature recorded at 4200 cal. BP. The abrupt pulse recorded in Lake Petit could indirectly correspond to a 'rapid' climatic oscillation, within a background of both 'smooth' anthropogenic pressure and 'smooth' orbitally induced climate change at the mid- to late-Holocene transition.

Conclusion

For the first time in the southern French Alps, a high-resolution multiproxy investigation involving sedimentological, geochemical and botanical data has enabled a detailed 5000-year reconstruction of the dynamics of a fragile alpine ecosystem. At Lake Petit, the outstanding quality of the diatomite-rich sedimentary archive was a major advantage for tracking any detrital pulse and/or regime that occurred during the second half of the Holocene. Therefore, four main periods have been identified.

The period from 4800 to 4200 cal. BP is characterised by low physical weathering of silicates and presence of conifer woodlands, while pure diatomite was deposited in the lake. This stable phase of progressive soil development is characteristic of the Holocene Pedogenetic Optimum. An abrupt detrital event at 4200 cal. BP could be the indirect response of the local environment to the rapid climate oscillation of the 4.2 kyr event. The period from 4200 to 3000 cal. BP following this abrupt detrital event was marked by long-lasting soil erosion and anthropogenic disturbances, leading to a major pedogenetic process reversal towards poorly weathered soils. The period from 3000 cal. BP to present was characterised by peak anthropogenic pressure. The erosion dynamic induced at the onset of this phase has been continuous, without any transitory phase of soil stabilisation, and it still prevails today.

We have shown that the degradation of such an environment might have been more complex than hitherto assumed. The dynamics of the Lake Petit catchment were not driven by long-lasting disturbances but possibly by concomitant rapid changes in climate and smooth anthropogenic disturbance. Indeed, as the threshold of resilience was reached at 4200 cal. BP, the soil around the lake seemed to have become progressively transformed while human activities were on the rise. Over the last 2600 years (around 4000–1300 cal. BP), this fragile equilibrium between human-induced erosion and the persistence of degraded soils might have lasted before being terminated undoubtedly during the Middle Ages. From that period, anthropogenic pressure reached its maximum in the vicinity of the lake, inducing the last recorded stage of degradation of the environment.

Therefore, since 4200 cal. BP, the breakdown occurred in two steps: the first rapid phase (possibly climate driven) triggered weaknesses that made the system more vulnerable to agro-pastoral pressure which occurred during the second phase. Moreover, since this tipping point, the geosystem might have no longer been subjected to a seasonally contrasted Mediterranean climate regime. As a result, Lake Petit history illustrates clearly how the response of a geosystem facing both climate and human impact could be non-linear. The debatable question of the 'weight' of the human-triggered soil erosion after 4200 cal. BP can be broadened to include the current problem of global change and the role of human activities, at both local and global scales. Is climate change threatening to the resilience of environments? Is human impact weakening these environments in the face of climate change? Both questions might find answers in sediment archives such as those of Lake Petit.

Acknowledgements

We thank J-R. Disnar (ISTO, France) for the Rock-Eval Pyrolysis measurements, O. Magand (LGCE, France) for ^{137}Cs and ^{210}Pb isotopes analyses and M. Garcia (CEREGE, France) for managing the XRF core scanner measurements. The ICP-AES measurements were performed by the CNRS *Service d'Analyse des Roches et des Minéraux* (SARM laboratory, France). We thank the association AMONT, E. Malet (EDYTEM, France) and B. Wilhelm (GeoAzur, France) for their help during the coring. We thank R. Cartier (IMBE/CEREGE, France) and C. Paillès (CEREGE, France) for the preliminary diatom determinations. This manuscript benefited from fruitful discussions with F. Mocci (CCJ, France) and G. Pagès (LAPA, France), and from the stimulating comments of two anonymous reviewers.

Funding

Data analysis and fieldwork were supported by FEDER funds through the PIT Mercantour programme (Parc National du

Mercantour, France) coordinated by F. Suméra (CCJ, France), and the LADICIA programme coordinated by C. Miramont (Région PACA, France). The PhD thesis of E. Brisset is funded by the Région PACA (France).

References

Andresen CS and Björck S (2005) Holocene climate variability in the Denmark Strait region – A land-sea correlation of new and existing climate proxy records. *Geografiska Annaler – Series A: Physical Geography* 87(1): 159–174.

Arnaud F, Révillon S, Debret M et al. (2012) Lake Bourget regional erosion patterns reconstruction reveals Holocene NW European Alps soil evolution and paleohydrology. *Quaternary Science Reviews* 51: 81–92.

Beniamino C (2006) Le Valdeblore et l'eau des lacs des Millefonts. *Patrimoines du Haut Pays* 7: 78–82.

Beniston M (2003) Climatic change in mountain regions: A review of possible impacts. *Climatic Change* 59(1–2): 5–31.

Bennett KD (1990) Book review: Textbook of pollen analysis. (K. Faegri, J. Iversen (4th edn by K. Faegri, P. E. Kaland, K. Krzywinski), John Wiley and Sons, Chichester 1989 (328 pp) £51.00 ISBN 0471921785). *Journal of Quaternary Science* 5(3): 254–255.

Berger A and Loutre MF (1991) Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews* 10(4): 297–317.

Birks HH and Birks HJB (2006) Multi-proxy studies in palaeolimnology. *Vegetation History and Archaeobotany* 15(4): 235–251.

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

Booth RK, Jackson ST, Forman SL et al. (2005) A severe centennial-scale drought in midcontinental North America 4200 years ago and apparent global linkages. *The Holocene* 15(3): 321–328.

Bruneton H, Provensal M, Devillers B et al. (2002) Relations entre paléohydrologie et morphogenèse holocènes des petits et moyens bassin-versants en basse Provence et Languedoc oriental. Les fleuves ont une histoire: paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans. In: Bravard J-P and Magny M (Dir.) *Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours*. Paris: Errance, pp. 259–267.

Butzer KW (2005) Environmental history in the Mediterranean world: Cross-disciplinary investigation of cause-and-effect for degradation and soil erosion. *Journal of Archaeological Science* 32(12): 1773–1800.

Carignan J, Hild P, Mevelle G et al. (2001) Routine analyses of trace elements in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: A study of geochemical reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostandards Newsletter* 25(2–3): 187–198.

Coûteau M (1982) *Caractérisation pollenanalytique en Oisans des milieux forestiers et des milieux supra-forestiers dans l'actuel et dans le passé*. Colloque de Perpignan (1881): la limite supérieure de la forêt et sa valeur de seuil. Prades, Ed. Terra Nostra.

Curdy P (2007) Prehistoric settlement in middle and high altitudes in the Upper Rhone Valley (Valais-Vaud, Switzerland): A summary of twenty years of research. *Preistoria Alpina* 42: 99–108.

Dearing J, Hu Y, Doody P et al. (2001) Preliminary reconstruction of sediment-source linkages for the past 6000 yr at the Petit Lac d'Annecy, France, based on mineral magnetic data. *Journal of Paleolimnology* 25(2): 245–258.

De Lumley H and Echassoux A (2009) Les gravures rupestres du Chalcolithique et de l'âge du Bronze ancien de la région du mont Bego. Les mythes cosmogoniques des premiers peuples métallurgistes des Alpes méridionales. *L'Anthropologie* 113(5, Part 2): 969–1004.

DeMaster DJ (1981) The supply and accumulation of silica in the marine environment. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 45(10): 1715–1732.

Digerfeldt G, de Beaulieu J-L, Guiot J et al. (1997) Reconstruction and paleoclimatic interpretation of Holocene lake-level changes in Lac de Saint-Léger, Haute-Provence, southeast France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 136(1–4): 231–258.

Drysdale R, Zanchetta G, Hellstrom J et al. (2006) Late Holocene drought responsible for the collapse of Old World civilizations is recorded in an Italian cave flowstone. *Geology* 34(2): 101–104.

Egli M, Sartori G, Mirabella A et al. (2009) Effect of north and south exposure on organic matter in high Alpine soils. *Geoderma* 149(1–2): 124–136.

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(2): 243–254.

Fritz SC (2008) Deciphering climatic history from lake sediments. *Journal of Paleolimnology* 39(1): 5–16.

García-Ruiz JM (2010) The effects of land uses on soil erosion in Spain: A review. *CATENA* 81(1): 1–11.

Giguet-Covex C, Arnaud F, Poulenard J et al. (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(4): 651–665.

Goehring BM, Vacco DA, Alley RB et al. (2012) Holocene dynamics of the Rhone Glacier, Switzerland, deduced from ice flow models and cosmogenic nuclides. *Earth and Planetary Science Letters* 351–352: 27–35.

Hatfield RG and Maher BA (2009) Holocene sediment dynamics in an upland temperate lake catchment: Climatic and land-use impacts in the English Lake District. *The Holocene* 19(3): 427–438.

Holzhauser H, Magny M and Zumbuühl HJ (2005) Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene* 15(6): 789–801.

Huang CC, Pang J, Zha X et al. (2011) Extraordinary floods related to the climatic event at 4200 a BP on the Qishuihe River, middle reaches of the Yellow River, China. *Quaternary Science Reviews* 30(3–4): 460–468.

Hughes PDM, Mauquoy D, Barber KE et al. (2000) Mire-development pathways and palaeoclimatic records from a full Holocene peat archive at Walton Moss, Cumbria, England. *The Holocene* 10(4): 465–479.

IUSS Working Group WRB (2006) *World Reference Base for Soil Resources*. World Soil Resources Reports No. 103. Rome: FAO.

Juggins S (2007) *C2: Software for Ecological and Palaeoecological Data Analysis and Visualisation* (User Guide Version 1.5). Newcastle upon Tyne: Newcastle University, 77 pp.

Kauppila T and Salonen V-P (1997) The effect of Holocene treeline fluctuations on the sediment chemistry of Lake Kilpisjärvi, Finland. *Journal of Paleolimnology* 18(2): 145–163.

Kharbouch M (2000) L'homme et la végétation dans la région du mont Bego (Tende, Alpes-Maritimes) depuis des millénaires. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences – Series IIA: Earth and Planetary Science* 330(12): 889–894.

Koinig KA, Shotyk W, Lotter AF et al. (2003) 9000 years of geochemical evolution of lithogenic major and trace elements in the sediment of an Alpine Lake – The role of climate, vegetation, and land-use history. *Journal of Paleolimnology* 30(3): 307–320.

Krause R (2007) The prehistoric settlement of the inneralpine valley of Montafon in Vorarlberg (Austria). *Preistoria Alpina* 42: 119–136.

Larsen DJ, Miller GH, Geirsdóttir Á et al. (2012) Non-linear Holocene climate evolution in the North Atlantic: A high-resolution, multi-proxy record of glacier activity and environmental change from Hvítárvatn, central Iceland. *Quaternary Science Reviews* 39: 14–25.

Longmore ME (1982) The caesium-137 dating technique and associated applications in Australia – A review. In: Ambrose WR and Duerden P (eds) *Archaeometry: An Australasian Perspective*. Canberra: Department of Prehistory, Research School of Pacific Studies, Australian National University, pp. 310–321.

Mackereth FJH (1966) Some chemical observations on post-glacial lake sediments. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London – Series B: Biological Sciences* 250(765): 165–213.

McLennan SM (2001) Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 2(4). DOI: 10.1029/2000GC000109.

Magny M, Arnaud F, Billaud Y et al. (2012a) Lake-level fluctuations at Lake Bourget (eastern France) around 4500–3500 cal. a BP and their palaeoclimatic and archaeological implications. *Journal of Quaternary Science* 27(5): 494–502.

Magny M, Joannin S, Galop D et al. (2012b) Holocene palaeohydrological changes in the northern Mediterranean borderlands as reflected by the lake-level record of Lake Ledro, northeastern Italy. *Quaternary Research* 77(3): 382–396.

Magny M, Leroux A, Bichet V et al. (2013) Climate, vegetation and land use as drivers of Holocene sedimentation: A case study from Lake Saint-Point (Jura Mountains, eastern France). *The Holocene* 23(1): 137–147.

Magny M, Vannière B, Calo C et al. (2011) Holocene hydrological changes in south-western Mediterranean as recorded by lake-level fluctuations at Lago Preola, a coastal lake in southern Sicily, Italy. *Quaternary Science Reviews* 30(19–20): 2459–2475.

Magny M, Vannière B, Zanchetta G et al. (2009) Possible complexity of the climatic event around 4300–3800 cal. BP in the central and western Mediterranean. *The Holocene* 19(6): 823–833.

Miramont C, Boutterin C, Sivan O et al. (2008) Grandes séquences et principales ruptures morphogéniques en Haute Provence – les complexes sédimentaires des petits organismes torrentiels de moyenne Durance. *Cahiers de Paléoenvironnement* 6: 145–154.

Mocci F, Walsh K, Richer S et al. (2008) Archéologie et paléoenvironnement dans les Alpes méridionales françaises: Hauts massifs de l'Argentiérois, du Champsaur et de l'Ubaye, Hautes-Alpes et Alpes-de-Haute-Provence. *Néolithique final – début de l'Antiquité* 6: 253–272.

Moore PD, Webb JA and Collinson ME (1991) *Pollen Analysis*. Oxford: Blackwell Science Ltd.

Morin D and Rosenthal P (2002) *Mines et métallurgie du fer en Provence et dans les Alpes du Sud, département des Alpes-Maritimes. Commune de Saint-Dalmas, Valdeblore. Etude diachronique des vestiges d'exploitation minière et de métallurgie du fer, prospection au sol*. SRA PACA, 19.

Mortlock RA and Froelich PN (1989) A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments. *Deep Sea Research Part A: Oceanographic Research Papers* 36(9): 1415–1426.

Mourier B (2008) *Contribution de l'approche sédimentologique à la reconstitution de l'histoire des sols. Définitions de traceurs pédologiques et application sur des sédiments lacustres*. PhD Thesis, Université de Savoie.

Mourier B, Poulenard J, Carcaillet C et al. (2010) Soil evolution and subalpine ecosystem changes in the French Alps inferred from geochemical analysis of lacustrine sediments. *Journal of Paleolimnology* 44(2): 571–587.

Muller SD, Miramont C, Bruneton H et al. (2012) A palaeoecological perspective for the conservation and restoration of wetland plant communities in the central French Alps, with particular emphasis on alder carr vegetation. *Review of Palaeobotany and Palynology* 171: 124–139.

Murray RW, Miller DJ, Kryc KA et al. (2000) Analysis of major and trace elements in rocks, sediments, and interstitial waters by inductively coupled plasma–atomic emission spectrometry (ICP-AES). *Ocean Drilling Program*. Available at: http://www-odp.tamu.edu/publications/tnotes/tn29/INDEX.HTM.

Nearing MA, Jetten V, Baffaut C et al. (2005) Modeling response of soil erosion and runoff to changes in precipitation and cover. *CATENA* 61(2–3): 131–154.

Nesbitt HW and Young GM (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299(5885): 715–717.

Nicolussi K, Kaufmann M, Patzelt G et al. (2005) Holocene tree-line variability in the Kauner Valley, Central Eastern Alps, indicated by dendrochronological analysis of living trees and subfossil logs. *Vegetation History and Archaeobotany* 14(3): 221–234.

Ohlendorf C, Sturm M and Hausmann S (2003) Natural environmental changes and human impact reflected in sediments of a high Alpine Lake in Switzerland. *Journal of Paleolimnology* 30(3): 297–306.

Oldfield F, Wake R, Boyle J et al. (2003) The late-Holocene history of Gormire Lake (NE England) and its catchment: A multiproxy reconstruction of past human impact. *The Holocene* 13(5): 677–690.

Ozenda P (1985) *La Végétation de la chaîne alpine: Dans l'espace montagnard européen*. Paris: Masson.

Pagès G (2009) *Le Clouté, Valdeblore (06)*. Rapport de fouille programmée. SRA PACA, 42.

Poulenard J (2011) *Des empreintes pédologiques dans les bassins versants et les archives naturelles*. Université de Savoie. Available at: http://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00736617.

Reille M (1995) *Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord*. Marseille: Laboratoire de botanique historique et palynologie.

Reimer PJ, Baillie MGL, Bard E et al. (2011) IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51(4): 1111–1150.

Robbins JA (1978) Geochemical and geophysical applications of radioactive lead isotopes. In: Nriago JP (ed.) *Biogeochemistry of Lead*. Amsterdam: Elsevier, pp. 285–393.

Roberts N, Brayshaw D, Kuzucuoğlu C et al. (2011) The mid-Holocene climatic transition in the Mediterranean: Causes and consequences. *The Holocene* 21(1): 3–13.

Röpke A, Stobbe A, Oeggl K et al. (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(3): 485–498.

Rosén P, Vogel H, Cunningham L et al. (2010) Fourier transform infrared spectroscopy, a new method for rapid determination of total organic and inorganic carbon and biogenic silica concentration in lake sediments. *Journal of Paleolimnology* 43(2): 247–259.

Saccone L, Conley DJ, Koning E et al. (2007) Assessing the extraction and quantification of amorphous silica in soils of forest and grassland ecosystems. *European Journal of Soil Science* 58(6): 1446–1459.

Schmidt R, Koinig KA, Thompson R et al. (2002) A multi proxy core study of the last 7000 years of climate and alpine land-use impacts on an Austrian mountain lake (Unterer Landschitzsee, Niedere Tauern). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 187(1–2): 101–120.

Staubwasser M, Sirocko F, Grootes PM et al. (2003) Climate change at the 4.2 ka BP termination of the Indus valley civilization and Holocene south Asian monsoon variability. *Geophysical Research Letters* 30(8). DOI: 10.1029/2002GL016822.

Strunk H (2003) Soil degradation and overland flow as causes of gully erosion on mountain pastures and in forests. *CATENA* 50(2–4): 185–198.

Suméra F and Geist H (2010) *Exploitation de la haute montagne du Mercantour et impact sur l'environnement depuis l'âge du Fer. Etude de cas: L'exemple du vallon de Millefonts, commune de Valdeblore (Alpes-Maritimes)*. Paris: Centre Camille Jullian, pp. 45–46.

Suméra F, Blanc F, Cavana E et al. (2008) *Rapport de sondage, commune de Valdeblore*. Rapport final d'opération SRA PACA, 30.

Thevenon F, Adatte T, Spangenberg JE et al. (2012) Elemental (C/N ratios) and isotopic ($\delta^{15}N_{org}$, $\delta^{13}C_{org}$) compositions of sedimentary organic matter from a high-altitude mountain lake (Meidsee, 2661 m a.s.l., Switzerland): Implications for Lateglacial and Holocene Alpine landscape evolution. *The Holocene* 22(10): 1135–1142.

Vogel H, Rosén P, Wagner B et al. (2008) Fourier transform infrared spectroscopy, a new cost-effective tool for quantitative analysis of biogeochemical properties in long sediment records. *Journal of Paleolimnology* 40(2): 689–702.

Walker MJC, Berkelhammer M, Björck S et al. (2012) Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: A discussion paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the subcommission on quaternary stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *Journal of Quaternary Science* 27(7): 649–659.

Walsh K, Mocci F and Palet-Martínez J (2007) Nine thousand years of human/landscape dynamics in a high altitude zone in the southern French Alps (Parc National des Ecrins, Hautes-Alpes). *Preistoria Alpina* 42: 9–22.

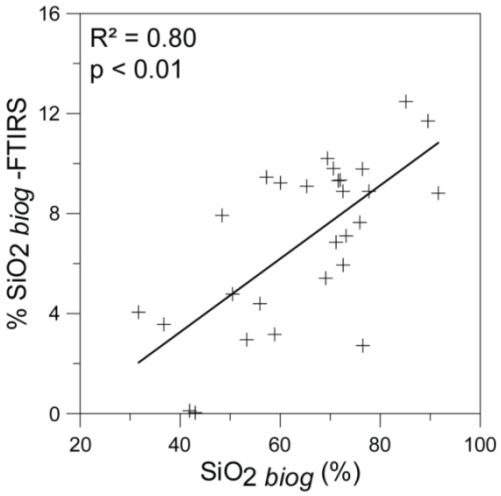
Weltje GJ and Tjallingii R (2008) Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: Theory and application. *Earth and Planetary Science Letters* 274(3–4): 423–438.

White AF, Blum AE, Bullen TD et al. (1999) The effect of temperature on experimental and natural chemical weathering rates of granitoid rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63(19–20): 3277–3291.

Wick L, van Leeuwen JFN, van der Knaap WO et al. (2003) Holocene vegetation development in the catchment of Sägistalsee (1935 m asl), a small lake in the Swiss Alps. *Journal of Paleolimnology* 30(3): 261–272.

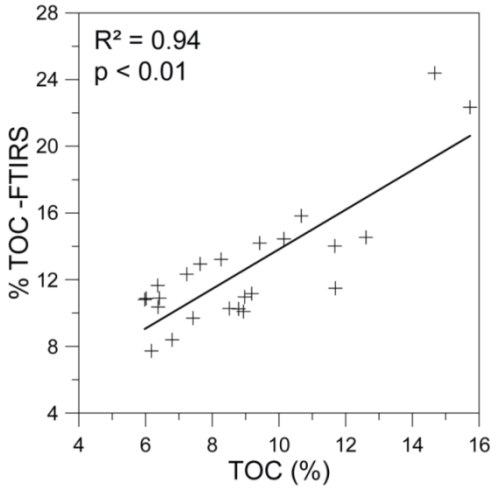
Wilhelm B, Arnaud F, Sabatier P et al. (2012) 1400 years of extreme precipitation patterns over the Mediterranean French Alps and possible forcing mechanisms. *Quaternary Research* 78(1): 1–12.

Zanchetta G, Giraudi C, Sulpizio R et al. (2012) Constraining the onset of the Holocene 'Neoglacial' over the central Italy using tephra layers. *Quaternary Research* 78(2): 236–247.



Statistics for calibration models	$SiO_{2\ biog}$ (%)
PLS components	4
Samples (n)	28
Minimum	36.79
Maximum	80.91
Mean	64.00
SDE_{res}	5.99

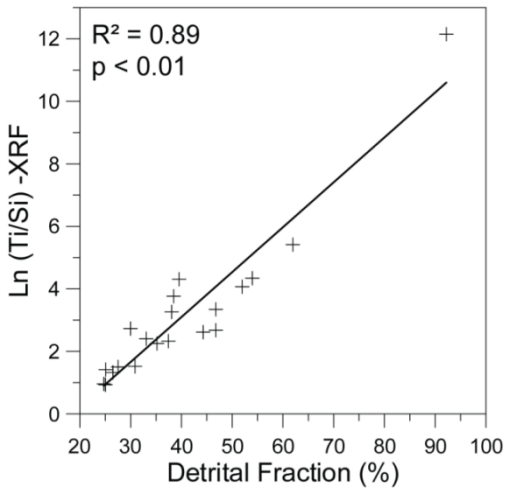
Statistics for prediction	$SiO_{2\ biog}$ (%)
Samples (n)	118
Minimum	24.61
Maximum	81.35
Mean	67.39
R^2	0.80



Statistics for calibration models	TOC (%)
PLS components	3
Samples (n)	24
Minimum	5.97
Maximum	15.73
Mean	8.99
SDE_{res}	0.62

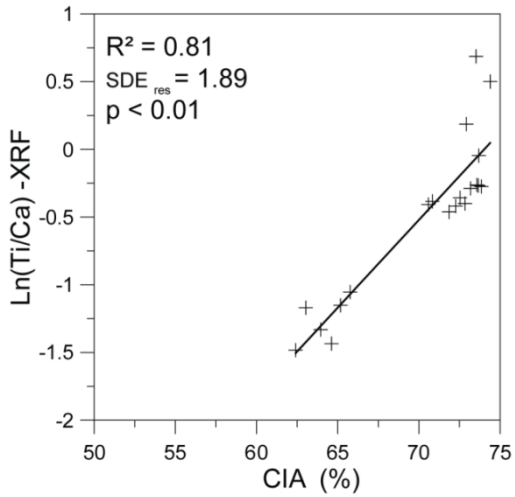
Statistics for prediction	TOC (%)
Samples (n)	120
Minimum	3.37
Maximum	15.55
Mean	9.14
R^2	0.94

Supplementary Material 1 : Adjustment quality and statistics of within-core Partial Least Squares calibration models of FTIRS measurements for %SiO2 *biog* and %TOC.



Statistics for calibration models	DF (%)
Samples (n)	20
Minimum	24.69
Maximum	92.20
Mean	40.46

Statistics for prediction	DF (%)
Samples (n)	719
Minimum	25
Maximum	92.20
Mean	40.46
R^2 (linear regression)	0.89
SDE_{res}	5.40



Statistics for calibration models	CIA (%)
Samples (n)	20
Minimum	62.41
Maximum	74.39
Mean	70.23

Supplementary Materials 2 : Linear correlation diagram and statistics for within-core calibration of XRF intensities (log transformed data) and ICP-AES measurements for %DF. A linear regression model has been built only for %DF.

B.III.2. Conclusions, questionnements et perspectives

Au terme de cette publication, on peut conclure que les analyses multiproxies haute résolution présentées montrent sans ambiguïté que la transformation des environnements de montagne méditerranéenne a été relativement complexe. Cette situation d'équilibre relatif des versants est interrompue à 4200 cal. BP par une importante pulsation détritique. Cette crise détritique, par ailleurs reconnue en Europe et en Méditerranée comme un changement climatique majeur, marque une dégradation de la couverture pédologique et est interprétée ici comme un point de bascule majeur de l'histoire environnementale. Des sols peu évolués (de type Cambisol) plus vulnérables à l'érosion se mettent en place postérieurement à cet événement. Les apports détritiques sont alors activés et s'intensifient à partir de 3000 cal. BP, puis à 1300 cal. BP alors que les activités pastorales augmentent significativement. La déstabilisation de ce géosystème de montagne à 4200 cal. BP apparaît alors comme irréversible sur la période de temps étudiée. La vulnérabilité accrue des sols à l'érosion acquise à 4200 cal. BP fait vraisemblablement écho à des changements climatiques majeurs à la fois de basse fréquence (la transition entre l'optimum bioclimatique atlantique et le « Néoglaciaire ») et de haute fréquence (l'événement climatique de 4200 cal. BP). Parallèlement, les activités anthropiques, toujours plus intenses, ont joué un rôle prépondérant depuis 3000 ans pour entretenir ce nouvel état érosif.

Nous concluons alors que la vulnérabilité aux processus érosifs a été déclenchée par un changement climatique majeur (4200 cal. BP) et a été exacerbée par les activités humaines, au-delà de la capacité de résilience de ce géosystème, ainsi que des écosystèmes qu'il abrite. Ce dernier point n'a pas encore fait l'objet d'une publication.

B.IV. Structuration et dynamiques des écosystèmes à Millefonts : croisement des données polliniques fossiles et paléoentomologiques

Les analyses polliniques présentées dans les articles n°1 et n°2 ont permis de montrer que l'ouverture définitive du paysage du bassin-versant s'est déroulée en deux phases : à 3000 et 1300 cal. BP. L'accroissement des pratiques pastorales et les déforestations ont conduit à un paysage asylvatique. L'étude de la trajectoire des écosystèmes terrestres a été abordée sous l'angle des dynamiques pédologiques dans l'article n°2 montrant que le changement de régime érosif à 4200 cal. BP était en premier lieu relié à la modification de la couverture pédologique. Plus particulièrement, la signature géochimique des sédiments a témoigné de la présence de sols acides développés sous les forêts de conifères entre 4800 et 4200 cal. BP. La question d'un environnement forestier à l'altitude du lac Petit (2200 m) avant 4200 cal. BP reste toutefois ouverte puisque les premiers signes d'un milieu ouvert sont présents dès la base de l'enregistrement pollinique. D'autre part, la question de la présence du mélèze – espèce structurante des paysages subalpins actuels - est délicate à aborder compte tenu de sa faible dispersion pollinique.

Pour répondre à ces interrogations un mémoire de master recherche (Aix-Marseille Université) portant sur l'étude des assemblages entomologiques du lac Petit a été réalisé par Vincent Parot et Mélanie Renard co-encadrés par Frédéric Guiter (IMBE), Philippe Ponel (IMBE) et moi-même (Annexe 3 dans le Volume II). Des avancées récentes en paléoécologie découlent directement d'études conjointes associant des analyses paléobotaniques et paléoentomologiques. Ces dernières analyses permettent en effet de reconstruire avec beaucoup de précision les différents aspects de l'environnement végétal local, notamment grâce aux Coléoptères phytophages (dont les exigences écologiques très précises en font d'excellents marqueurs paléoenvironnementaux).

La comparaison des assemblages d'insectes et de pollens est ainsi présentée et discutée à la lueur des conclusions précédemment portées dans les articles n°1 et n°2. La partie méthodologique est présentée dans le mémoire en Annexe 3 dans le Volume II.

B.IV.1. Résultats et interprétations

L'analyse des coléoptères fossiles a permis d'identifier 55 taxons, appartenant à 18 familles, dont 34 % ont été identifiés jusqu'à l'espèce. Les échantillons présentent en moyenne 15 individus (nombre minimal d'individus). Les taxons sont classés par affinités écologiques, (Figure 7). D'une manière générale, il faut remarquer que les insectes associés à des environnements alpins ouverts dominent les assemblages fossiles.

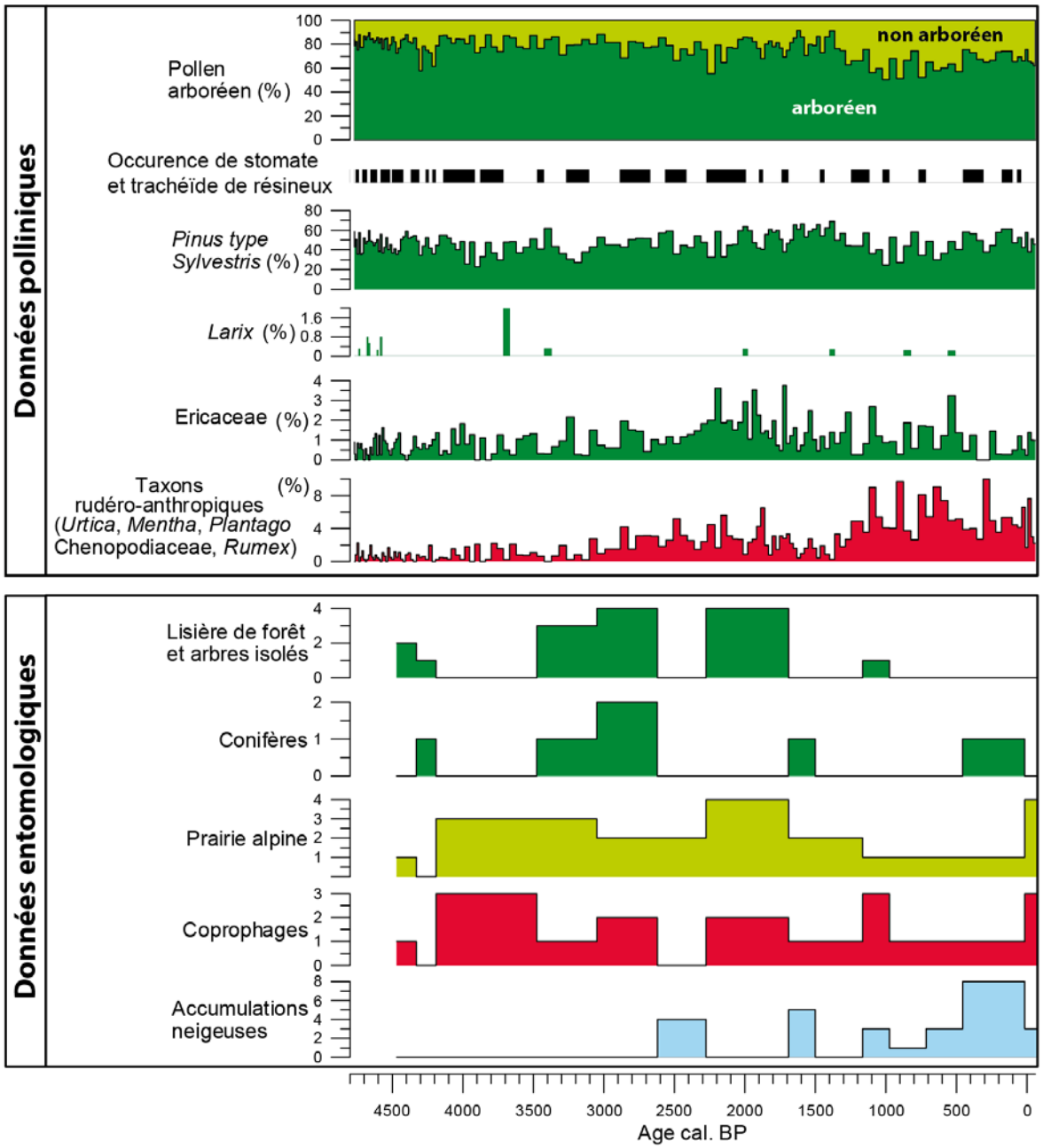


Figure 7 : Comparaison d'une sélection de taxons polliniques (pourcentage de la somme pollinique totale) avec certaines classes d'affinité écologique des coléoptères fossiles (nombre minimal d'individus).

Entre 4800 et 4200 cal. BP, les taxons *Aphodius mixtus*, *Cantharis obscura* et *Olophrum alpinus* attestent la présence de pelouses alpines dès la base de l'enregistrement. Même si les taxons polliniques arboréens présentent de fortes fréquences (80 %), la prédominance de *Pinus* type *sylvestris* - dont le grain de pollen est dispersé sur de longues distances - ne permet pas d'attester la présence d'une forêt autour du lac Petit à 2200 m d'altitude. Les quelques grains de pollen de *Larix* retrouvés avant 4200 cal. BP démontrent au contraire la présence de mélèzes à proximité du lac. À cette période, des insectes (tels que *Pytho depressus, Rhizophagus depressus, Pityophthorus pityographus*) témoignent de l'existence de communautés de conifères et plus généralement d'arbres

de lisière ou d'arbres isolés à proximité du lac. Des occurrences ponctuelles d'espèces coprophages (telles qu'*Aphodius* sp. et *Tachinus elongatus*) sont également observées alors que les fréquences des taxons polliniques rudéro-anthropiques restent faibles (moins de 2 %). Les activités pastorales au cours de l'Âge du Bronze dans le bassin-versant ont été probablement d'ampleur modeste. De plus, la faune sauvage a nécessairement joué un rôle dans le développement de ces insectes coprophages autour du site.

Entre 4200 et 1500 cal. BP, la présence d'une pinède à proximité du lac Petit, attestée par la présence de stomates et de trachéides de *Pinus* dans les lames polliniques, est confortée par l'observation d'insectes inféodés aux pins (*Rhizophagus depressus, Pityophtorus pityographus*). En même temps, la persistance d'espèces de coléoptères caractéristiques des prairies alpines et la diminution des occurrences de stomates et de trachéides de résineux peut indiquer une ouverture des paysages environnants ou un maintien de cette ouverture. Il faut rappeler qu'une augmentation significative des taux de taxons polliniques rudéro-anthropiques est enregistrée à partir de 3000 cal. BP : les activités pastorales liées à cette recrudescence du cortège anthropogénique herbacé ont nécessairement participé à l'ouverture du milieu ; ainsi la raréfaction des coléoptères liés aux conifères après 3000 cal. BP correspondrait à des défrichements locaux ayant favorisés le développement, puis le maintien, des pelouses alpines (comme en témoignent les insectes associés à ce type d'environnement après 3000 cal. BP). On peut se questionner sur l'absence de variations importantes dans les assemblages entomologiques coprophages. Ce point sera discuté plus loin.

À partir de 1500 cal. BP, les enregistrements paléoentomologiques et polliniques sont marqués par une raréfaction des arbres dans le bassin-versant : les coléoptères associés aux milieux de lisière ne sont plus représentés alors que des activités pastorales croissantes favorisent la strate herbacée (les taxons polliniques rudéro-anthropiques atteignent leur optimum). Le croisement des données confirme ainsi que la dégradation « définitive » de la strate arborée autour du lac a eu lieu au cours du Moyen Âge ; avec pour conséquence le paysage asylvatique observable de nos jours autour du lac (Planche photo 1A).

Il est intéressant de noter l'apparition d'un coléoptère du genre *Helophorus*. Il s'agit généralement d'*Helophorus glacialis* dont la niche écologique est étroitement liée à la persistance de névés, des environnements tardivement déneigés. Aujourd'hui, dans le bassin-versant du lac Petit, les neiges résiduelles se maintiennent jusqu'en fin d'été. On pourrait ainsi interpréter l'apparition d'*H. glacialis* comme un marqueur d'une augmentation en précipitations neigeuses tardives (e.g. printanières) et/ou d'un refroidissement climatique durant les saisons printemps/été.

B.IV.2. Discussion et conclusion

L'analyse des assemblages de coléoptères fossiles a permis d'apporter des connaissances complémentaires sur la question de la présence locale d'une pinède aux abords du lac Petit, et plus généralement sur la place des arbres dans le paysage. Comme cela a été mis en évidence par l'étude pollinique, il semble que le lac Petit se situait en lisière de forêt autour de 4800 cal. BP, puis qu'à partir de 4200 cal. BP, la limite supérieure des arbres ait progressivement régressée (le bassin-versant n'étant plus boisé que par quelques mélèzes et pins isolés).

Il est clair que l'interprétation des données paléoentomologiques recueillies au lac Petit doit demeurer prudente car les valeurs de N.M.I. (nombre minimal d'individus) sont relativement faibles[2].

Cependant l'interprétation qualitative et semi-quantitative des assemblages entomologiques permet de mieux préciser la physionomie du couvert végétal. La présence d'espèces liées aux pelouses alpines dans l'ensemble de l'archive lacustre montre indubitablement que le lac se situait dans une zone d'écotone sensible, entre des formations forestières et des landes arbustives (souvent appelées « *woodlands* » dans la littérature anglo-saxonne) où les éricacées ont pris une part importante. La question de la place de *Pinus sylvestris/uncinata* et plus particulièrement de *Larix* demeure cependant ouverte (Figure 7). Comme cela a été évoqué précédemment, la faible représentation du mélèze et la surreprésentation du pin « type sylvestre » (le pin cembro est très peu présent à Millefonts) rendent difficile la caractérisation du couvert forestier, si couvert forestier il y a eu. Il faut souligner que l'absence d'archive pour la première moitié de l'Holocène, prive de connaissances essentielles sur les modalités de la recolonisation forestière postglaciaire à Millefonts, entre 11 000 et 5000 cal. BP. Si d'une manière générale, ces étapes sont bien documentées dans les Alpes (De Beaulieu, 1977 ; Wick, 2000 ; Van der Knaap et al., 2005), il faut également indiquer que certains sites d'altitude n'ont potentiellement jamais connu le développement de véritables forêts : ainsi l'étude paléobotanique et paléoentomologique du lac des Lauzons, dans le Champsaur, a montré que le développement d'arbres autour du site s'était limité aux arbres pionniers tels que *Betula*, puis *Pinus* dans la première moitié de l'Holocène (Ponel et al, 2011) ; puis en raison de conditions locales particulières, aucune forêt n'aurait pu se développer sur le versant.

Un nouveau carottage au lac Petit permettrait d'éclaircir ce point dans le bassin-versant de Millefonts.

B.IV.2.1. *Larix*, formant des forêts denses ou en mélanges?

La question reste difficile à résoudre, et les données paléoentomologiques plaident en faveur de la présence de formations ligneuses ouvertes à Millefonts, où le mélèze a pu se développer, notamment en mélange avec des rhodoraies/vacciniaies : Ozenda (1985) a décrit pour l'étage subalpin des formations à *Vaccinium* et *Rhododendron* en mosaïques au sein du mélézin, et les données polliniques

[2] Notamment en raison d'un volume insuffisant de sédiment disponible pour l'extraction paléoentomologique.

du lac Petit confirment bien la présence locale (puis la recrudescence vers 2500 cal. BP) de ces landes à Ericaceae (Figure 7). Plusieurs publications ont également montré que la dynamique actuelle des peuplements de *Larix* (et leur régénération) dépendaient des changements d'usage des terres (Didier, 2001 ; Schulze et al., 2007) : ainsi le pâturage jouerait un rôle dans la régénération, et donc le maintien du mélézin (Poncet, 1954). Décrit depuis longtemps comme une essence pionnière plutôt qu'une essence forestière, *Larix* a notamment été qualifié « d'occupateur d'espace vide » (Martin, 1936). Enfin, la dénudation partielle du sol peut favoriser la régénération du mélèze, notamment dans les sols dont l'horizon de surface est principalement constitué de minéraux (Schulze et al., 2007).

Ces éléments permettent de proposer l'hypothèse selon laquelle le mélèze a pu se maintenir à proximité du lac dans des formations de « prés-bois » jusque vers 2500-1500 cal. BP, période au cours de laquelle l'anthropisation croissante a conduit à des défrichements opérés sur tous les ligneux du bassin-versant. Ainsi les landes à Éricacées se sont développées dans les ouvertures d'un mélézin peu dense (vers 2500-2000 cal. BP) et les insectes de lisières ont par conséquent diminué fortement. Le pastoralisme (attesté par l'analyse pollinique et les données archéologiques), par l'ouverture du milieu et le piétinement du sol qu'il génère, a pu maintenir momentanément une régénération de *Larix* sur les versants.

B.IV.2.2. La question de l'interprétation des insectes coprophages et liées aux prairies

Il reste délicat d'interpréter le graphique des insectes coprophages. Aucune variation significative n'est observable (les effectifs sont faibles) : par exemple, aucune augmentation marquante n'est observée entre 1500 cal. BP et aujourd'hui, alors que cette période correspond à l'optimum de la pression pastorale. En revanche, cette période est caractérisée par la diminution des coléoptères liés aux prairies « naturelles » alors que les taxons polliniques du cortège anthropogénique atteignent leurs valeurs maximales. Il est donc probable que les changements de communautés entomologiques soient plus déterminés par des changements floristiques au sein des pelouses alpines pâturées, que par l'apport de matière organique lié aux déjections de troupeaux.

B.IV.2.3. La recrudescence d'*Helophorus* : un changement climatique ?

Il est tentant d'interpréter l'apparition, puis l'augmentation des restes d'*Helophorus* dans l'enregistrement comme un marqueur paléoclimatique. Une fois encore, ces données reposent sur un effectif réduit, néanmoins, l'hypothèse d'une période marquée par la persistance de névés peut être évoquée, d'autant que cette période correspond à la disparition des formations de pré-bois (comme en témoigne la disparition des coléoptères de lisière). On peut alors proposer que, dans un contexte d'ouverture de l'environnement et de persistance de neige sur les espaces dénudés, les communautés

d'*Helophorus* aient pu se développer autour du site. Il faut également pondérer cette interprétation par une considération taphonomique : il est possible qu'un enrichissement en fossiles d'*Helophorus* dans le lac ait pu se produire par ruissellement sur les versants dénudés, en l'absence de formations ligneuses qui autrefois pouvaient faire écran entre ces insectes de névés (localisés au-dessus du lac) et le lac lui-même.

B.V. L'homme et son environnement : croisement des données avec les études archéologiques

Le vallon de Millefonts a livré plusieurs indices archéologiques témoignant de la présence récurrente de l'Homme puis de l'intensification des pratiques pastorales et de défrichement dont l'impact sur l'environnement fut significatif, comme l'illustrent les données paléoécologiques que nous venons de présenter. Pastoralisme puis activités minières sont attestées par les raveaux archéologiques menés à Millefonts (Pagès, 2009 ; Suméra, 2011). Au-delà des modifications profondes que ces forçages anthropiques ont produites sur les paysages, il faut également se poser des questions sur les conséquences indirectes de ces derniers, à savoir :

- L'impact des activités pastorales sur l'érosion des sols et les cycles de nutriments ;
- L'impact des activités minières sur la végétation et l'érosion des sols.

B.V.1. Quel impact des activités pastorales sur l'érosion et les cycles des nutriments ? L'apport des concentrations en C et N

Grâce à la haute résolution de l'analyse pollinique, il a été possible de retracer en détail les dynamiques des communautés végétales qui se sont succédées dans le vallon de Millefonts ; de même, l'expertise paléoentomologique a permis de confirmer que la végétation autour du lac était composée de communautés de ligneux organisées probablement en mosaïques avec des associations d'herbacées pendant le Subboréal. Puis cet écotone disparaît au cours des périodes de forte anthropisation (à l'Antiquité, puis au Moyen Âge), laissant la place à des pelouses alpines comparables à celles observées actuellement.

Cependant, si les marqueurs polliniques de l'anthropisation sont clairement identifiables, la question de l'impact des activités humaines sur le « cycle du carbone », et tout particulièrement sur les concentrations en carbone organique dans le lac, demeure posée. De nombreuses études montrent en effet que les activités pastorales modifient durablement les transferts de matières organiques (Reeder et al., 2004), en fonction notamment du déséquilibre (engendré par le déboisement et le piétinement par les troupeaux) entre le développement des sols et leur érosion. Enfin - cette érosion apportant de la matière organique allochtone au lac - des modifications de la productivité lacustre ont pu avoir lieu avec des changements de communautés alguaires, et des variations du stock en carbone organique.

Les analyses en C et N ont été menées d'une part sur la carotte PET09P2, en collaboration avec une thèse en cours sur les diatomées fossiles au lac Petit (R. Cartier, 2012-2015), et d'autre part sur les horizons de deux profils pédologiques caractéristiques des deux types de sols présents dans le bassin-versant du lac Petit ; ceci pour tenter d'apporter des éléments de réponse sur ces points.

B.V.1.1. Résultats préliminaires

La Figure 8 représente les variations de l'azote total, du carbone organique total, et du rapport C/N sur l'axe chronologique. Sont également reportées les courbes des fréquences des taxons polliniques liés à l'anthropisation, ainsi que les concentrations de l'algue *Pediastrum*, sensible aux changements trophiques (Weckstrom et al., 2010). Les résultats obtenus sont encore en cours d'exploitation, mais il est déjà possible de dégager des pistes de réflexion.

B.V.1.2. Interprétations et discussion

Avant 4200 cal BP : les taux de carbone organique total (TC), d'azote total (TN) sont élevés (respectivement 16 % et 1,4 %). Cela indique que des apports importants de matière organique d'origine terrestre ont eu lieu dans le lac. Cette période présente un rapport C/N de 11.5 - une valeur relativement élevée - dont la signature tend vers celle des podzols (Figure 9). Ces taux élevés sont observés pendant la période caractérisée par un paysage encore boisé autour du lac et un flux terrigène détritique faible (0,25 g/cm^2/an). Le flux de matière totale est dominé par l'accumulation de silice biogénique (0,6 g/cm^2/an). Enfin les faibles fréquences polliniques des taxons rudéro-anthropiques témoignent d'un faible impact, voire d'une absence d'activités pastorales qui auraient pu apporter un excédent en azote. Ainsi, les formations à conifères sur podzols ont vraisemblablement pu représenter une source importante de nutriments peu azotés comparativement aux apports importants de carbone organique (et donc, un rapport C/N élevé) ; ces apports contribuant à l'importante production de diatomées.

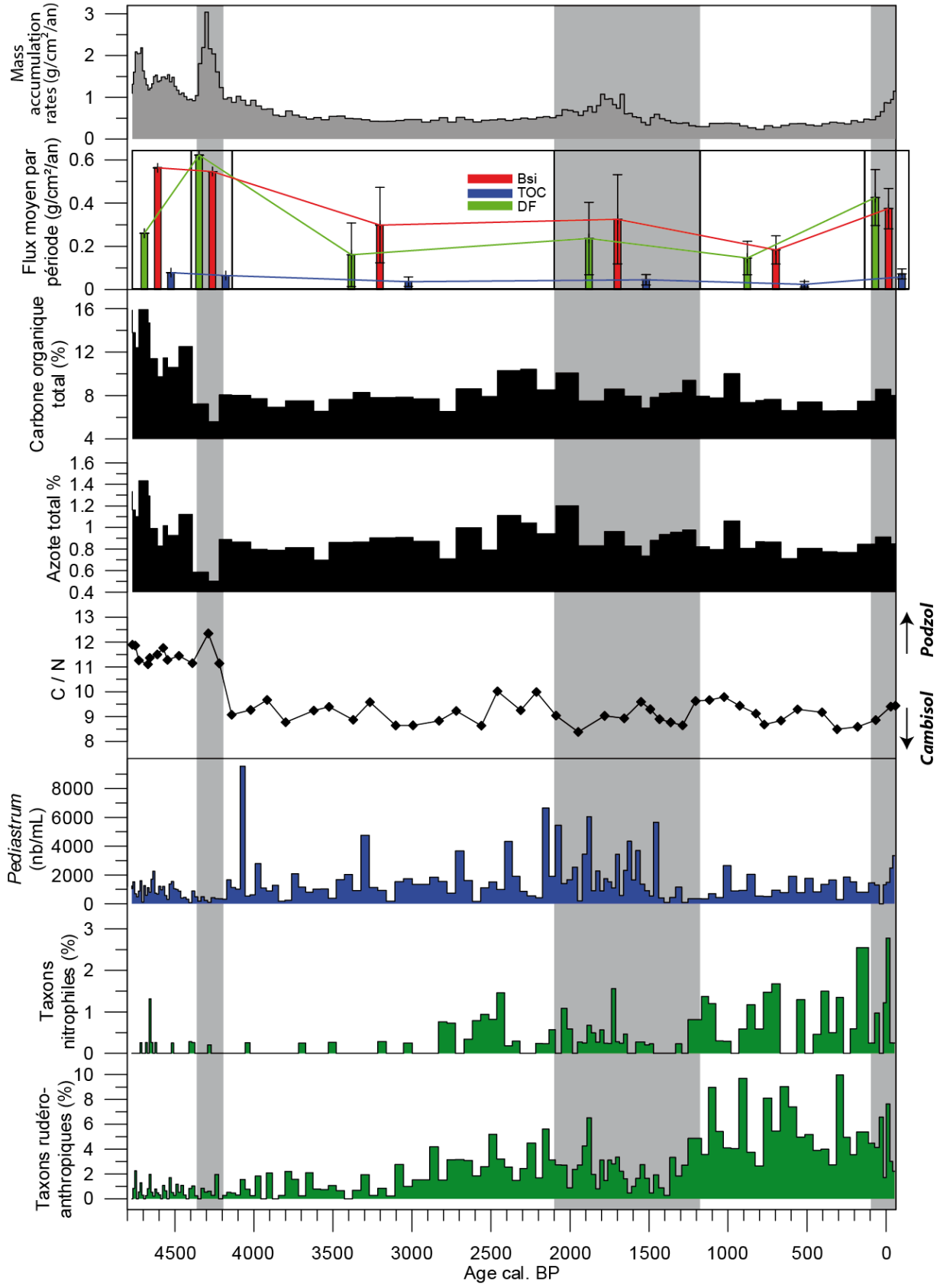


Figure 8 : Caractérisation du flux de sédiment total et du flux des principales fractions sédimentaires, résultats des concentrations en carbone et azote total, ainsi que la chlorophycée *Pediastrum* et des fréquences des taxons polliniques nitrophiles (*Urtica* et *Mentha*) et rudéro-anthropiques (*Urtica, Mentha, Plantago*, Chenopodiaceae, *Rumex*) représentés en fonction du temps.

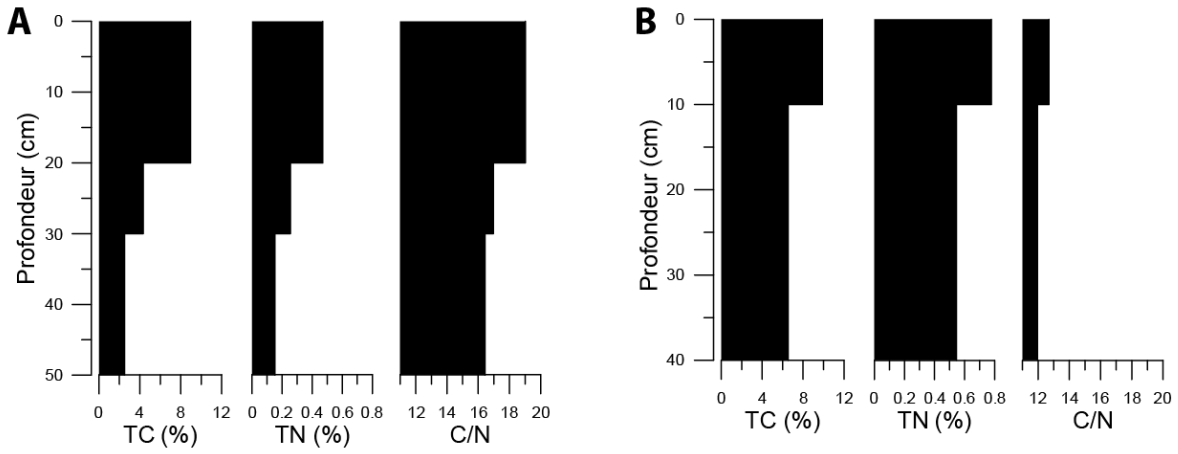


Figure 9 : Concentrations en carbone total (TC %), en azote total (TN %) et rapport C/N des horizons de sols du Podzol (A) et du Cambisol (B). En l'absence de carbonates, la teneur en TC traduit de la teneur en carbone organique totale.

Durant « l'évènement » de 4200 cal. BP : les concentrations en TC (assimilable au carbone organique total du fait de l'absence de carbonates) et TN diminuent fortement (respectivement à 8 % et 0.8 %) alors que le flux total augmente (2 g/cm^2/an); notamment en raison de la pulsation détritique. Le rapport C/N augmente à sa valeur maximale de 12.5. L'ensemble de ces résultats s'accorde bien avec notre démonstration précédente. Le ruissellement engendré par l'événement érosif à 4200 cal. BP a diminué la part de silice biogène en apportant davantage de matériel détritique riche en carbone organique hérité des horizons superficiels des podzols encore présents. Cette matière organique s'observe pour partie sous une forme amorphe rougeâtre témoignant des apports de la décomposition des débris végétaux dans les horizons superficiels des sols.

Depuis 4200 cal. BP et 3000 cal. BP : la fin de la crise détritique est marquée par le retour à des valeurs élevées de TC et TN néanmoins plus modestes que celles observées antérieurement à 4200 cal BP. Le flux total de matière diminue et les sols du bassin-versant sont peu développés et peu lessivés, de type Cambisol (Figure 8 et Brisset et al., 2013) : par conséquent ces sols peu évolués ont certainement fournis moins de matières organiques au lac. L'érosion des sols qui a suivi la crise est probablement restée limitée : le substrat était encore protégé ou suffisamment résistant pour ne pas délivrer de quantités importantes de particules détritiques vers le lac. Cette érosion « modérée » s'illustre par le flux de silice biogénique qui demeure toujours à des valeurs plus élevées que le flux terrigène (Figure 8) : la production lacustre est toujours très importante mais le rapport C/N est encore faible (valeurs de 9) suggérant une contribution importante de la matière organique alguaire. La présence en très grande abondance de la chlorophycée *Pediastrum* pourrait indiquer que l'azote devient un élément plus important de la chaine trophique (Weckström et al., 2010). Cette interprétation conforte l'hypothèse d'une érosion des Cambisols.

Entre 3000 cal BP et 2100 cal. BP, les taxons polliniques rudéro-anthropiques augmentent pour la première fois de manière significative, notamment des espèces nitrophiles telles qu'*Urtica* et *Mentha*. Ainsi, des activités pastorales ont débuté dans le bassin-versant à cette période. On observe également une légère augmentation en TC et TN (et C/N) vers 2700 cal. BP qu'il est tentant d'attribuer à l'enrichissement en nutriments lié au pastoralisme.

Enfin, **depuis 2100 cal. BP**, on observe une légère diminution des taux de TC et TN alors que les indices polliniques rudéro-anthropiques atteignent leur optimum (tout particulièrement les espèces nitrophiles). *A priori*, on pouvait proposer l'hypothèse que l'augmentation drastique du pastoralisme, surtout au Moyen Âge, aurait pu accroitre l'apport en nitrates dans le bassin-versant, et peut-être dans le lac. Actuellement, plusieurs études tentent de caractériser l'impact du pastoralisme (et de l'herbivorie en général) sur le cycle des nutriments, et notamment du carbone et de l'azote (Singer et Schoenecker, 2003 ; Rossignol et al., 2006). Ces travaux aboutissent à des hypothèses contradictoires, considérant le pâturage soit comme un facteur d'appauvrissement du sol en carbone et en azote, soit comme un facteur d'enrichissement (Schrama et al., 2013). Il semble également qu'une proportion non négligeable de l'azote apporté par les déjections des troupeaux soit remobilisée par les plantes nitrophiles (Singer et Schoenecker, 2003). Enfin, l'épaisseur des sols, leur humidité et leur degré de piétinement semblent jouer un rôle dans le piégeage des nutriments, et plus largement sur le cycle de l'azote dans les pelouses pâturées (Kurz et al., 2006 ; Schrama et al., 2013).

Pour conclure, il semble que l'impact du pastoralisme sur le cycle des nutriments dépend d'un grand nombre de paramètres (notamment pédologiques), dont la connaissance demeure encore très parcellaire. Les données au lac Petit ne suggèrent pas d'enrichissement excessif en azote du sédiment avant et après 2100 cal. BP : l'augmentation de la pression pastorale sur le bassin-versant, attestée par les données polliniques, n'aurait ainsi pas modifié drastiquement le cycle des nutriments dans le lac. Une étude préliminaire des diatomées fossiles au lac Petit a cependant montré un changement de communauté lié à une modification du niveau trophique et contemporain du début de l'anthropisation du versant (Cartier, 2012 ; thèse en cours[3]). La poursuite de ces travaux permettra certainement de préciser ce point : il serait alors envisageable qu'un excès en nutriments lié au pastoralisme ait pu « profiter » à l'écosystème lacustre.

[3] Thèse en cours de Rosine Cartier intitulée « Vulnérabilité et résilience des écosystèmes lacustres sud alpins au cours des 10 000 dernières années » (Aix-Marseille Université, CEREGE, IMBE).

B.V.2. Quel impact des activités minières sur la végétation et l'érosion des sols ? L'enregistrement des éléments traces métalliques

Les données recueillies sur le profil PET09P2 ont montré le rôle majeur des activités anthropiques dans la perturbation de l'environnement d'altitude. L'étude pollinique en haute résolution temporelle a permis de retracer la chronologie et l'intensité de l'ouverture du couvert végétal en relation avec les activités pastorales. La question d'une déforestation à vocation minière du bassin-versant reste cependant ouverte car des activités d'extraction et de réduction ont été mises en évidence par des études archéologiques (Morin et Rosenthal, 2001-2004 ; Pagès 2009). Le lac Petit est situé en contrebas d'une aire d'extraction de minerai de fer (au col Ferrière, Suméra et al., 2008) et juste en amont du complexe de réduction du minerai (sous le verrou rocheux fermant le bassin-versant des Millefonts, Suméra et al., 2008). La position centrale du lac par rapport aux vestiges archéologiques apparaît idéale pour évaluer l'impact de ces activités sur l'environnement montagnard. Afin de mettre en évidence les périodes de paléopollutions, nous avons étudié les **concentrations des éléments traces** des sédiments du lac Petit (essentiellement le **plomb** et le **mercure**).

B.V.2.1. Analyses des concentrations en éléments traces

B.V.2.1.a Principes méthodologiques

Les paléopollutions, repérées dans les sédiments par l'analyse des concentrations des éléments traces (plus particulièrement les éléments traces métalliques), peuvent être accumulées dans les sédiments lacustres par trois processus (Shotyk et Le Roux, 2005 ; Feyte et al., 2012 ; Garçon et al., 2012 ; Rose et al., 2012) :

- Le détritisme (par l'apport de particules minérogéniques) pouvant augmenter significativement les concentrations en éléments traces ;
- La présence d'acides humiques et les conditions d'oxydo-réduction pouvant favoriser la complexation et le piégeage des éléments traces. Par exemple, le piégeage de l'uranium est préférentiellement réalisé en conditions réductrices ;
- La dispersion atmosphérique de certaines particules métalliques variant selon leur volatilité, avec l'activité volcanique, les incendies ou les émissions anthropogéniques industrielles.

Afin de discriminer la part de ces différents processus dans le piégeage des éléments traces et d'individualiser les contaminations d'origine atmosphérique pouvant traduire les activités minières, une analyse en composantes principales (Figure 10) des 49 échantillons a été réalisée sur 39 variables correspondant aux éléments traces (As, Ba, Cd, Ce, Co, Cr, Cs, Cu, Dy, Er, Eu, Ga, Gd, Ge, Hf,

Hg, Ho, La, Lu, Mo, Nb, Nd, Pb, Rb, Sb, Sm, Sn, Sr, Ta, Tb, Th, Tm, U, V, W, Y, Yb, Zn, Zr) auxquels ont été ajoutées les variables Carbone Organique Total (TOC) et Fraction Détritique (DF).

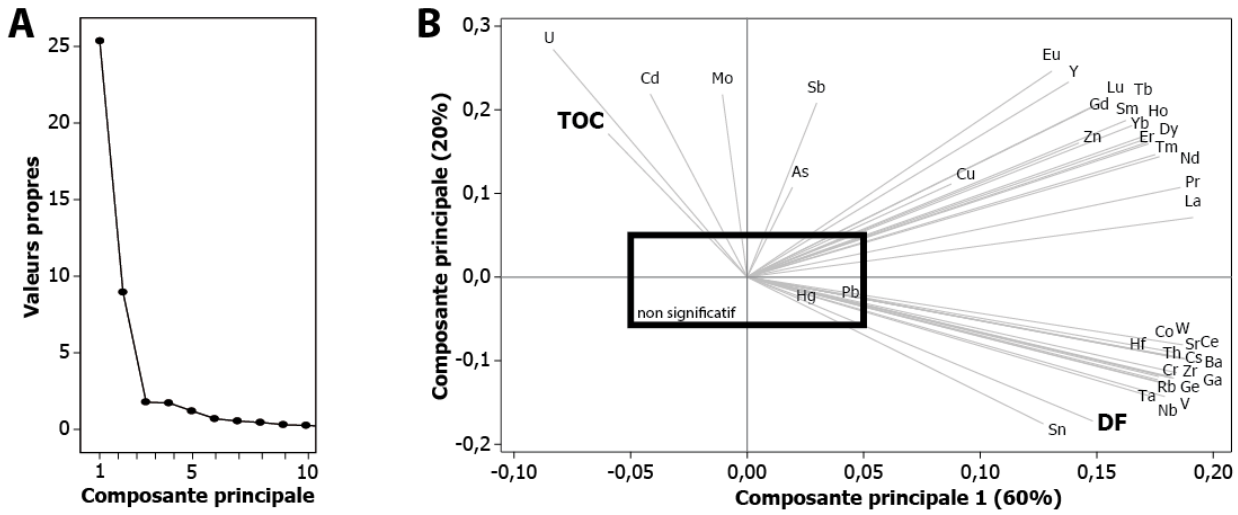


Figure 10 : Analyse en composantes principales des éléments traces, de la fraction détritique (DF) et du carbone organique total (TOC) en fonction de 39 échantillons répartis sur l'ensemble de la carotte PET09P2. A) Diagramme des valeurs propres, B) Diagramme des composantes principales 1 et 2 dans l'espace des variables.

L'ACP met en évidence une première composante (CP1) qui résume 60 % du jeu de données et qui est porté par la variable DF (fraction détritique). La seconde composante principale (CP2) oppose quant à elle les variables DF et TOC (20 % de l'information). Les variables associées aux éléments traces s'organisent autour de ces variables des fractions dominantes dans la sédimentation totale. On note :

- d'une part, que globalement les concentrations en éléments traces métalliques sont corrélés à DF (Ba, Ce, Co, Cr, Cs, Cu, Dy, Er, Eu, Ga, Gd, Ge, Hf, Ho, La, Lu, Nb, Nd, Rb, Sm, Sn, Sr, Ta, Tb, Th, Tm, V, W, Y, Yb, Zn, Zr) : cette relation est bien reflétée par les teneurs en Thorium (Th). Nous utiliserons par la suite Th pour résumer la fraction détritique ;
- d'autre part, qu'une partie des éléments associés à la fraction détritique sont secondairement (CP2) associés à la fraction organique (Cu, Dy, Er, Eu, Gd, Ho, La, Lu, Nd, Pr, Sm, Tb, Tm, Y, Yb, Zn) ou seulement associés à la fraction organique (As, Cd, Mo, Sb et U) : ces éléments se complexent avec les acides humiques. Nous utiliserons l'élément U (le mieux corrélé) comme élément représentatif de la fraction complexée à la matière organique ;
- enfin, que parmi les éléments traces métalliques, Pb et Hg (le plomb et le mercure) n'ont pas de co-variations significatives avec l'une ni l'autre des fractions sédimentaires dominantes : le Pb et le Hg sont complexés à la matière organique, mais le rôle de puits élémentaire de l'écosystème (intégration par les stomates des arbres, oxydation, complexation) n'est pas le seul processus d'accumulation et l'enrichissement à une certaine profondeur dans les sédiments et est induit par des apports atmosphériques.

Afin d'individualiser ces pollutions d'origine atmosphérique et d'écarter les enrichissements liés aux processus détritiques et de complexation avec les acides humiques, les concentrations en Pb et Hg sont rapportées aux teneurs en Th et U.

B.V.2.1.b Résultats préliminaires

(i) Le plomb

La concentration en Pb est comprise entre 13 et 236 ppm (Figure 11). La moyenne du fond géochimique « naturel » du sédiment lacustre se situe à 17 ppm (moyenne des échantillons ayant des concentrations minimales).

À 4200 cal. BP, la concentration en Pb connaît un modeste enrichissement ; l'évolution opposée des rapports Pb/U et Pb/Th montre que cet enrichissement est associé à l'événement détritique que nous avons mis en évidence à cette période (article n°1 et n°2).

Entre 2400 et 2000 cal. BP, la concentration en Pb augmente à ~40 ppm et les échantillons présentent un excès en Pb/Th. Le rapport Pb/U connaît une très légère augmentation. Les Figure 12A et Figure 12B montrent un enrichissement relatif du sédiment en Pb par rapport à la valeur de fond. L'ensemble de ces résultats suggère ainsi le piégeage de modestes quantités de Pb d'origine atmosphérique dans le sédiment du lac.

À partir de 1300 cal. BP la concentration augmente brutalement à un maximum de 236 ppm ; elle diminue ensuite vers 1000 cal. BP à des teneurs autour de 70 ppm, et ce jusqu'à ce jour. Le maximum de concentration à 1150 cal. BP est bien marqué dans les courbes des rapports Pb/U et Pb/Th, attestant ainsi d'une importante pollution d'origine atmosphérique à la période médiévale. Néanmoins, l'ampleur du pic à 1150 cal. BP est atténuée dans le rapport Pb/Th, montrant une contribution non négligeable des processus détritiques dans l'enrichissement en plomb. Le sédiment correspond à une lamine noire remarquable à la profondeur de 29 cm, relative à un évènement détritique qui a certainement remobilisé vers le lac la pollution antérieurement accumulée dans le bassin-versant du lac Petit.

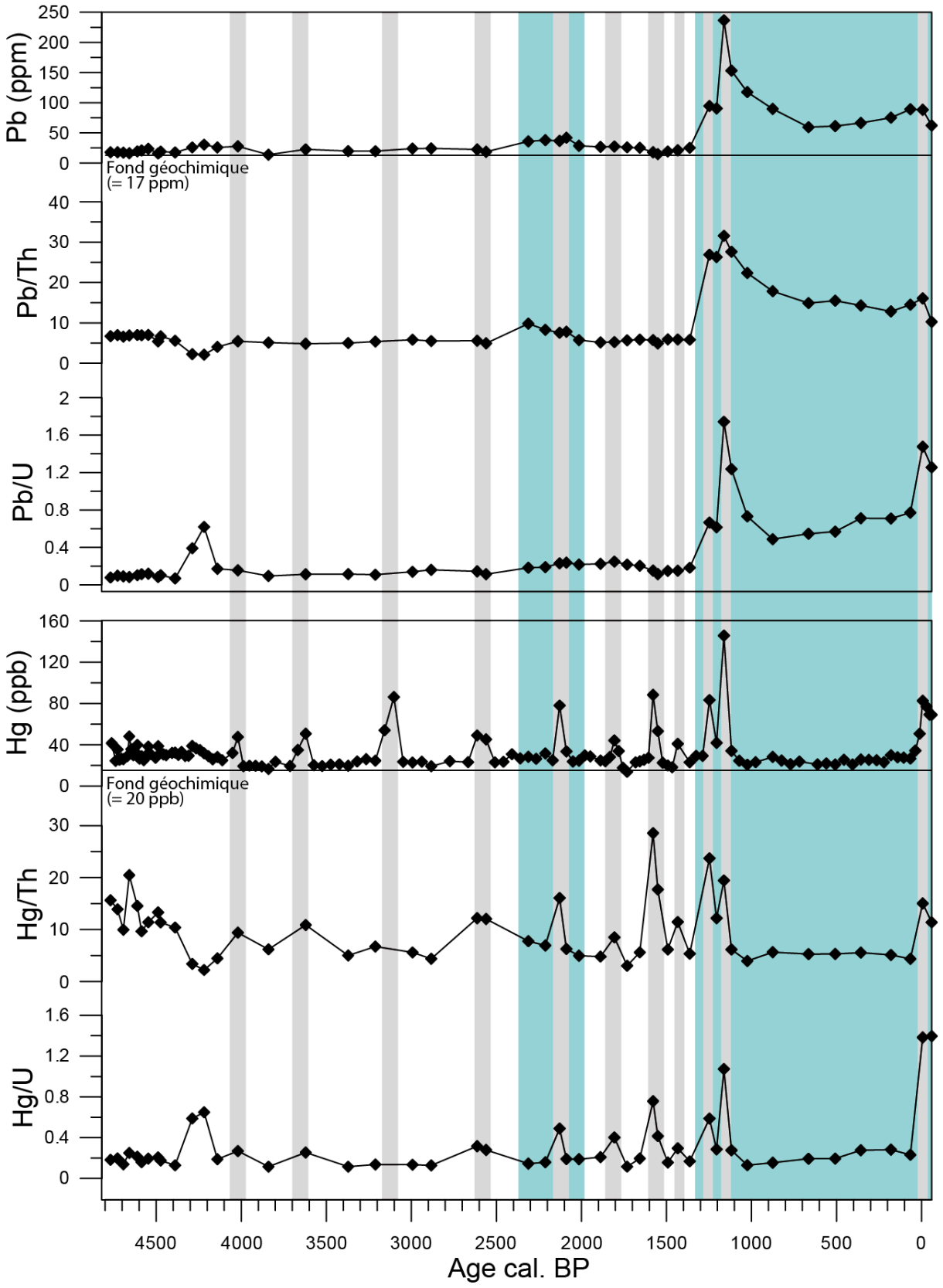


Figure 11 : Concentrations en Pb et Hg et enrichissement de ces éléments par rapport à Th (fraction détritique) et U (fraction organique). Les pics de concentration maintenus à la normalisation à Th et U sont représentés en gris pour l'Hg et en bleu pour le Pb.

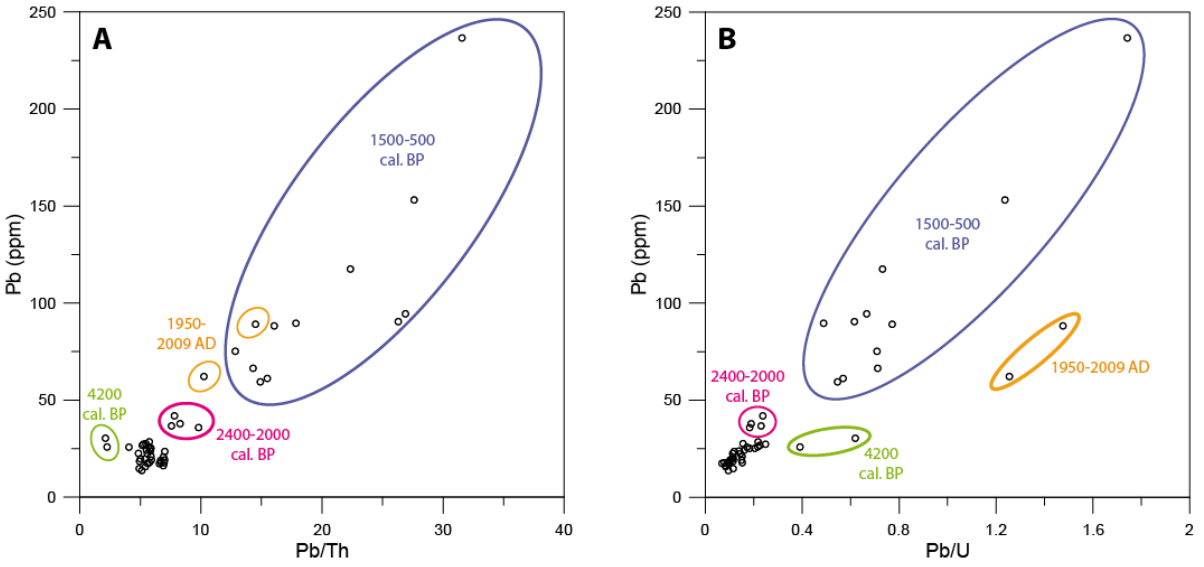


Figure 12 : Diagramme de la concentration en plomb en fonction A) du rapport Pb/Th et B) du rapport Pb/U. Les périodes caractéristiques d'enrichissement sont entourées en couleur.

(ii) Le mercure

La Figure 11 montre les variations des concentrations en mercure total qui ont été mesurées à en continu tous les centimètres. En parallèle, sont représentées les variations des ratios Hg/Th et Hg/U calculés pour les 49 échantillons sur lesquels ces éléments traces ont été mesurés. Les concentrations en mercure total varient entre 0.07 et 145.75 ppb, avec un fond géochimique moyen de 20 ppb (moyenne des échantillons ayant des concentrations minimales).

De 4800 à 4300 cal. BP, les concentrations en Hg sont relativement constantes et supérieures au fond géochimique : elles atteignent en moyenne 35 ppb. Le ratio Hg/Th reste élevé alors qu'Hg/U demeure faible, ce qui suggère un piégeage préférentiel en mercure par la matière organique.

À 4200 cal. BP, la concentration en Hg reste constante autour de 35 ppb. Mais la variation opposée des rapports Hg/U (en augmentation) et Hg/Th (en diminution) suggère que l'enrichissement en mercure est, cette fois, d'origine détritique tout comme l'enrichissement en plomb (voir ci-dessus).

Depuis 4100 cal. BP, les concentrations en Hg connaissent des pics d'augmentations déviants du fond géochimique (valeurs des pics variant entre 40 et 145 ppb). Durant ces pics, le mercure est toujours en excès dans les ratios Hg/U et Hg/Th. Ces pics correspondent donc à des pollutions atmosphériques.

B.V.2.1.c Interprétations préliminaires

Les résultats obtenus indiquent des enrichissements en Pb et en Hg par rapport au sédiment total caractéristiques de contamination d'origine atmosphérique. Ces enrichissements ont été identifiés sur les portions de l'enregistrement au cours desquelles les deux éléments n'étaient pas surreprésentés, soit par une possible complexation à la matière organique (processus dominant pour le mercure entre 4800 et 4200 cal. BP), soit par leur incorporation lors d'épisodes détritiques. Ainsi :

- La première contamination du sédiment lacustre au plomb est repérée à l'Antiquité entre 2400 et 2000 cal. BP : les apports en Pb sont néanmoins très modestes ;
- Des pollutions élevées au plomb sont observées entre 1300 cal. BP et aujourd'hui avec un maximum de pollution pour la période 1300-1000 cal. BP ;
- Des pollutions faibles au mercure sont apparues à 4000, 3600, 2600, 1800 et 1400 cal. BP (~ 40 ppb) et des pollutions plus importantes ont été identifiées vers 3100, 2100, 1600, 1300 cal. BP (80 ppb en moyenne), avec une valeur maximale (145 ppb) concomitante du maxima de concentration au plomb à 1100 cal. BP, et un dernier pic avec des valeurs autour de 80 ppb depuis 1970 AD.

B.V.2.2. Discussion

B.V.2.2.a Des activités minières locales ? Régionales ?

(i) Une absence de trace d'exploitation minière à l'âge du Bronze

Aucune trace de pollution d'origine métallurgique n'est détectée dans l'enregistrement du lac Petit avant la période romaine. Pourtant, dans les Alpes du Sud, à 70 km au nord du lac Petit, les premières traces d'activités minières dans la région (Figure 13) sont datées entre 4400 et 3500 cal. BP (Bronze ancien) dans le complexe minier de Saint-Véran dans les Hautes-Alpes (Bourgarit et al., 2011 ; Barge et Talon, 2012). On aurait pu s'attendre à retrouver à Millefonts des indices de contamination liés à ces activités mais une partie de cette période n'est sédimentologiquement pas favorable à l'enregistrement des pollutions (voir ci-dessus) dans la carotte du lac Petit.

L'étude des sédiments du lac Bramant (massif des Grandes Rousses dans les Alpes du Nord) de Guyard et al., (2007) puis de Carozza et al. (2009) a permis de proposer, sur la base d'une augmentation des concentrations en cuivre durant l'Âge du Bronze, que les sédiments lacustres enregistraient des pollutions relatives à des activités minières locales plus anciennes que celles reconnues par l'archéologie (datées vers 4200 cal. BP). L'enrichissement en éléments traces métalliques (le cuivre dans ce cas) à l'Âge du Bronze est concomitant d'une unité riche en matière organique (TOC et rapport Incohérent/Cohérent). Les co-variations entre matière organique et de paléopollutions sont interprétées par les auteurs (Carozza et al., 2009) comme le reflet d'un

« déterminisme climatique » puisque l'augmentation en matière organique signerait d'une phase plus chaude caractérisée par un retrait glaciaire, favorisant l'exploitation de gîtes miniers en haute altitude. Bien que les travaux archéologiques (Bailly-Maître et Gonon, 2008) aient montré la présence d'extraction de minerai de cuivre attribuée au début de l'Âge du Bronze à 2000 m d'altitude dans ce massif, la question des conditions taphonomiques des éléments traces métalliques dans les sédiments du lac Bramant reste posée.

Au lac Blanc Huez, dans le même massif montagneux que le lac Bramant (les Grandes Rousses), Garçon et al., (2012) ont mesuré de fortes concentrations en U, As, Ag, Pb et un rapport Pb/U minimal dans des sédiments riches en matière organique. Nos interprétations rejoignent donc celles de Garçon et al., (2012) considérant que dans les niveaux enrichis en matière organique, le piégeage préférentiel des éléments traces métalliques constitue un biais taphonomique empêchant la mise en évidence de paléopollutions.

(ii) Les pollutions contemporaines de la période romaine : une origine probablement régionale et lointaine

Au lac Petit, la première pollution avérée est datée entre 2400 et 2000 cal. BP. Cet enrichissement en Pb est discret et concomitant avec l'augmentation des émissions en plomb à l'échelle européenne, reliée aux exploitations antiques. En Europe, une augmentation des concentrations en Pb ainsi qu'une diminution du rapport $^{206}Pb/^{207}Pb$ ont été datées dans des archives sédimentaires d'environ 2000 cal. BP (Renberg et al., 2001) et également dans l'enregistrement des glaces du Groenland (Rosman et al., 1997). Il est généralement admis que ces émissions datées entre 100 BC et 200 AD, notamment par la chronologie varvée d'un lac suédois (Renberg et al., 2002, Figure 13), provenaient de gîtes miniers de plomb et d'argent de la péninsule ibérique (notamment de la mine de Rio Tinto en Espagne ; Anguilano et al., 2010). La reconnaissance régionale de cette pollution antique constitue d'ailleurs un outil de datation relative des archives sédimentaires (Renberg et al., 2001). Pourtant, sur la base d'une augmentation des concentrations en plomb et malgré l'absence d'indices archéologiques directs, Arnaud et al., (2006) puis Arnaud et al., (2010) ont suggéré que la pollution d'époque antique des sédiments du lac d'Anterne (Haute-Savoie) serait associée à une activité archéo-métallurgique locale.

À proximité de Millefonts, un document ancien de 1878 AD suggère qu'une mine d'argent localisée dans le vallon de Notre Dame de Fenestres (10 km du lac Petit) aurait été « d'après la tradition […] exploitée par les romains » (Ancel, 1997 et Figure 13, cartouche blanc). De plus, des indices archéologiques liés à des activités métallurgiques ont été découverts dans le vallon voisin de Molière et seraient datés du début de notre ère (Morin et Rosenthal, 2001-2004) ; les résultats des intervalles de probabilité à 95 % (2σ) de ces âges radiocarbones sont peu chevauchants (maximum de 200 ans) avec le modèle d'âge (2σ) de la carotte du lac Petit (1900-2500 cal. BP).

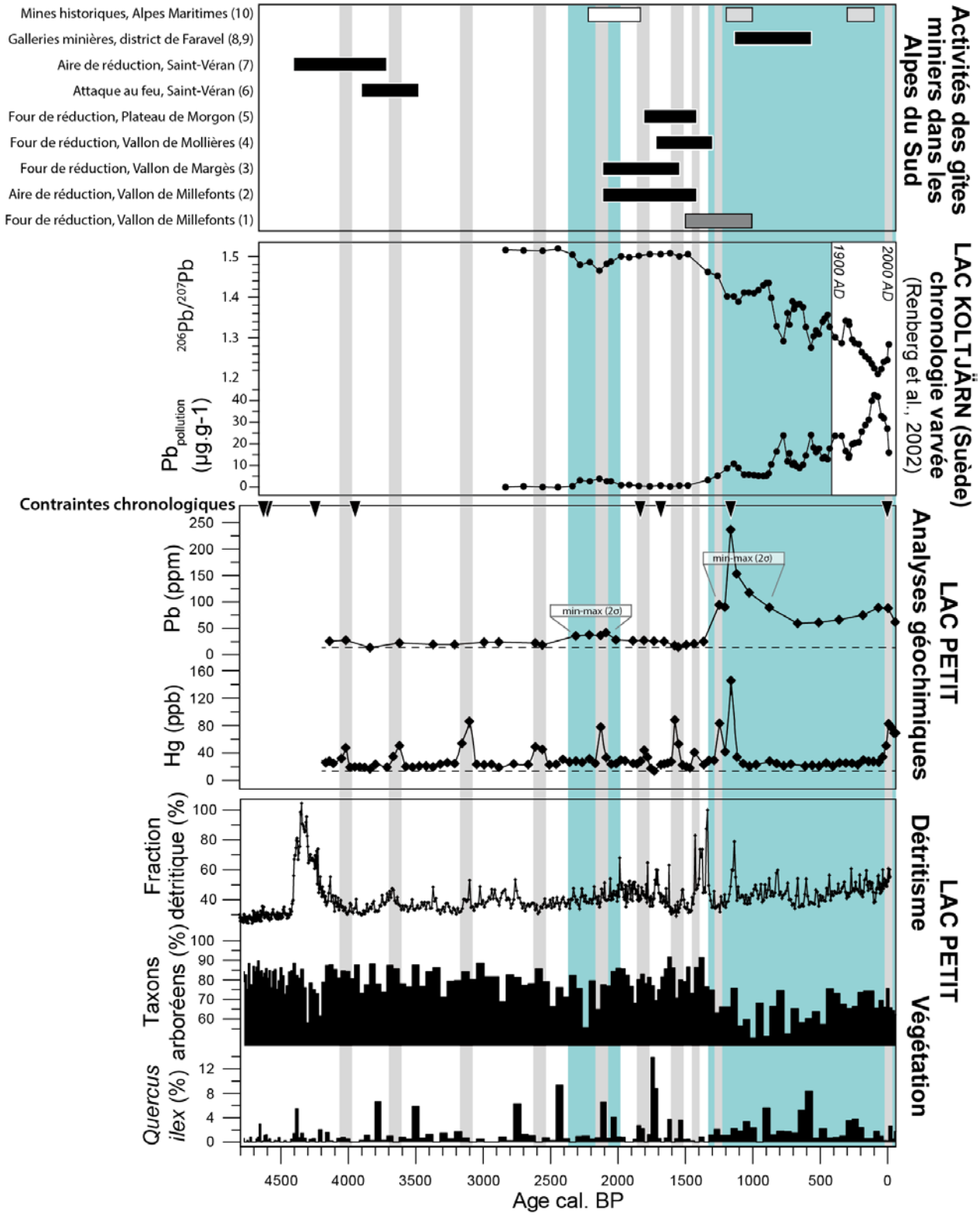


Figure 13 : Synthèse de traceur de pollution, du détritisme et de végétation au lac Petit et comparaison avec le lac Koltjärn en Suède (chronologie varvée). La chronologie du lac Koltjärn est fendue de 500 cal. BP à 1900 AD ; et aux travaux archéologiques et historiques relatifs à l'exploitation minière dans les Alpes françaises du Sud : périodes couvertes par les datations radiocarbone à 2σ (cartouche noir), datations archéologiques (cartouche gris foncé), archives historiques (cartouche gris clair), et tradition orale (cartouche blanc). Références : 1) Pagès, 2009 ; 2,3,4,5) Morin et Rosenthal, 2001-2004 ; 6) Barge et Talon, 2012 ; 7) Bourgarit et al., 2011 ; 8,9) Py, 2009 ; Py et al., 2013 ; 10) Ancel, 1997.

Ainsi, l'enregistrement du lac Petit nous montre que si des exploitations métallurgiques ont existé au cours de la période romaine dans les Alpes françaises du Sud, elles n'ont vraisemblablement pas été d'une intensité ou d'une durée suffisante pour engendrer des pollutions atmosphériques remarquables. En l'état des recherches, il semble raisonnable d'attribuer l'augmentation discrète des concentrations en plomb aux pollutions atmosphériques d'origine lointaine (Rio Tinto ?) ou régionale (à l'échelle des vallées sud-alpines). Néanmoins, une analyse complémentaire des signatures isotopiques des gîtes miniers locaux reste nécessaire pour conforter l'hypothèse d'activités minières antiques locales et pour détecter d'éventuelles traces d'activités plus anciennes.

(iii) Les pollutions médiévales : une exploitation locale du minerai

Les fouilles archéologiques menées dans le bassin-versant de Millefonts attestent de la présence locale de métallurgie durant le Haut Moyen Âge : les travaux de Pagès (2009) ont montré l'existence de vestiges d'un district minier, avec plusieurs fours de réduction et de nombreuses aires d'épandage de scories denses coulées, résidus de processus de réduction, vers 1800 m d'altitude en contrebas du lac Petit. Deux fours de réduction de minerai ont été repérés. Un premier fourneau est attribué au Haut Moyen Âge. D'un large diamètre, il correspondrait à une forge à la catalane (le diamètre important du four suggérant une alimentation du foyer au charbon de bois pour atteindre une température suffisante au processus de réduction (Pagès, 2009). Un second bas fourneau plus ancien a été identifié, mais il n'est malheureusement pas daté. Ce complexe de réduction aurait pu avoir été alimenté par du minerai de fer riche en éléments traces métalliques (et notamment en Pb) provenant d'un site d'extraction repéré en amont du lac Petit (Suméra et al., 2008).

Le pic de pollution au plomb et au mercure d'origine locale enregistré dans la séquence lacustre de Petit entre 750 et 1350 cal. BP (intervalle de confiance de 95%) apparaît ainsi contemporain de l'activité d'au moins un de ces deux fours de réduction présents à proximité du lac Petit. La séquence sédimentaire enregistre donc les pollutions d'une activité métallurgique importante et d'origine locale à la période médiévale.

(iv) Un paysage au service de ces activités minières destructrices ?

Les activités minières qui ont eu lieu sur le bassin-versant entre 1300 et 1000 cal. BP ont fort probablement utilisé la végétation locale comme combustible. La Figure 13 montre que la pollution locale au plomb, enregistrée au Moyen Âge, est concomitante de la chute définitive des fréquences polliniques des taxons arboréens.

Nous avons montré que le paysage végétal autour du lac Petit, à 2200 m d'altitude, était ouvert dès 3000 cal. BP sous l'effet de la pression pastorale (Brisset et al, 2013). La chute de la courbe des taxons arboréens (de 80 à 50 %) vers 1300 cal. BP indique que les paysages végétaux ont subis de profondes dégradations cette fois à toutes les altitudes et jusque dans la basse vallée. Il est très probable que ces

dégradations soient la conséquence d'une exploitation intense des milieux de montagne et de la pression combinée du pâturage et des activités minières.

L'impact des activités minières sur la composition et sur l'étagement des espèces forestières a déjà été montré dans plusieurs massifs français du Pays Basque (Monna et al., 2004a), du Morvan (Monna et al., 2004b) et dans les Cévennes (Baron et al., 2006). Plus près du lac Petit (90 km au nord) dans le massif des Écrins et du Champsaur, les études du contenu anthracologique des galeries d'extraction indiquent que l'utilisation de bois combustible (Py, 2009 ; Py et al., 2013) a probablement conduit, avec les déforestations à vocation pastorale (Walsh et al., in press), à la baisse altitudinale de la limite supérieure des forêts ainsi qu'à l'expansion du mélèze, espèce pionnière dominant aujourd'hui l'étage subalpin.

Il n'y a curieusement pas d'augmentation du détritisme en parallèle del'activité minière locale au lac Petit à 1300 cal. BP. Les sols dégradés génèrent des apports terrigènes ininterrompus depuis 4200 cal. BP, ne permettant pas la constitution d'un stock sédimentaire significatif sur les versants (Brisset et al., 2013). Ainsi, l'intensification de l'exploitation des ressources en montagne au Moyen Âge ne constitue pas un facteur aggravant pour l'érosion des sols au-delà de 2200 mètres d'altitude. Par contre, en se superposant aux activités pastorales, l'exploitation minière a certainement contribué au maintien de la dynamique érosive jusqu'à aujourd'hui.

B.V.2.2.b Les concentrations en mercure : un traceur des pollutions anthropiques et des paléo-incendies?

À Millefonts, entre 4100 et 1000 cal. BP, la courbe du mercure total présente des pics de concentration récurrents (Figure 13) qui ne sont pas corrélés aux apports terrigènes ni à des enrichissements liés à la matière organique : ces pics signent donc des pollutions atmosphériques. Les deux pics datés entre 1300 et 1000 cal. BP sont concomitants avec des pics de pollution au plomb et peuvent être raisonnablement attribués à une réduction locale de minerai de fer dans le bassin-versant de Millefonts, la combustion du bois dans les fours ayant pu émettre du mercure piégé par la suite dans les sédiments du lac Petit.

En revanche, les pics datés entre 4100 et 1300 cal. BP ont potentiellement une autre origine. En effet :

- Ils ne sont pas covariants avec le plomb. Ils ne correspondent pas aux activités minières précédemment identifiées ;
- Ils sont portés par un à deux échantillons (1 cm d'épaisseur) et sont contraints temporellement à un maximum de 60 ans. Il s'agit donc d'évènements ponctuels à l'échelle de notre résolution d'étude.

Les feux de forêts sont, avec le volcanisme, une source importante de contamination atmosphérique en mercure (Fitzgerald et Lamborg, 2009). Des mesures expérimentales réalisées sur une végétation de forêt boréale tempérée montrent que la combustion de la végétation et de la litière génère l'émission de mercure sous forme particulaire dans l'atmosphère (Friedli et al., 2001). Le mercure particulaire présente un temps de résidence dans l'atmosphère relativement court, de 5 jours (Ebinghaus et al., 1995).

De plus, la comparaison des contaminations au mercure des sédiments de deux lacs andins avec l'enregistrement de l'abondance en microcharbons d'un lac voisin (Whitlock et al., 2006), Guevara et al. (2010) ont montré que la concentration en mercure peut être un traceur des incendies d'ampleur régionale.

Nous observons (Figure 13) que chaque pic de pollution au mercure est suivi d'un maximum de concentration de *Quercus ilex*. Cet arbre pionnier est présent à plus basse altitude dans l'étage méso à oroméditerranéen (Barbero et al., 1992). Fort producteur et disséminateur pollinique, il prospère dans les écosystèmes méditerranéens régulièrement soumis à des incendies. L'alternance des pics de pollution au mercure et de développement de *Quercus ilex* pourrait ainsi traduire des évènements de grands incendies dans les plaines suivis d'une reprise de la végétation pionnière post-feu. Ces feux auraient eu lieu à 4000, 3600, 3100, 2600, 2100, 1800, 1600 et 1400 cal. BP, tous les 200 à 500 ans. La disparition des pics de concentration en mercure entre 1300 cal. BP et 1950 AD pourrait traduire le déboisement quasi-total de la plaine : des environnements totalement ouverts n'étant plus favorable au développement d'incendies de grande ampleur. Cependant, la connaissance archéologique des activités minières en montagne étant encore parcellaire, nous ne pouvons pas exclure que des activités métallurgiques de réduction encore non découvertes soient aussi à l'origine de ces paléopollutions au mercure.

La recherche de microcharbons (provenant d'activités de réduction de minerai nécessitant l'usage du feu ou d'incendies affectant la végétation à plus basse altitude) a été effectuée dans la carotte PET09P2. Le sédiment lacustre ne contenant que de très rares microcharbons (biais taphonomique ?), aucune variation significative du contenu micro-anthracologique n'a pu être mise en évidence. L'utilisation du mercure comme un traceur des paléofeux à l'échelle régionale apparaît pertinente et prometteuse pour la reconstitution des paléo-incendies dans les Alpes Maritimes et pourrait pallier à l'absence des microcharbons dans le sédiment.

C. Conclusion

Ce premier chapitre a montré, au lac Petit, comment un géosystème de montagne, anciennement anthropisé a pu connaitre une histoire environnementale contrastée, entre des périodes de stabilité relative (avant et après 4200 cal. BP) et un changement d'état brutal (à 4200 cal. BP). Le détritisme est le premier témoin de la modification irréversible de l'environnement. L'activation des apports détritiques à 4200 cal. BP apparaît comme une rupture puisque dès lors, ces apports deviennent fréquents et ininterrompus jusqu'à aujourd'hui. Nous avons montré que l'activation du détritisme a été associée à une modification des sols, devenant plus sensibles aux processus érosifs. La vulnérabilité accrue des sols à l'érosion est consécutive de l'ouverture du couvert forestier et de la mise en place d'une strate herbacée moins protectrice contre l'érosion de surface.

Le point de bascule de la dynamique paléoenvironnementale à 4200 cal. BP est concomitante de changements climatiques d'échelle d'ordre millénaire (possible modification de la saisonnalité) et d'ordre centenaire (évènement abrupt de précipitation/sécheresse). Pourtant, même si ce changement d'état a pu être déclenché en prime abord par des modifications du climat, la persistance d'un état « instable » et érosif au lac Petit depuis 4200 cal. BP est probablement l'effet – sur le long terme – d'une perte de résilience du géosystème sous les effets conjoints du piétinement des troupeaux, de l'épuisement des sols, des défrichements. L'anthropisation croissante de la montagne d'abord pour des activités à vocation pastorale depuis 3000 ans, puis au Moyen Âge pour l'exploitation de minerai, apparaît déterminante pour expliquer ces changements environnementaux à long terme.

Le lac Petit offre des éléments de réponses à la question du rôle de l'anthropisation dans la structuration des géosystèmes : est-ce que ces activités anthropiques ont « dégradé ou stimulé » les environnements alpins ? Si nos résultats montrent effectivement une dégradation de l'écosystème terrestre par les activités anthropiques (dégradation des sols et dégradation de la couverture forestière), cette dégradation de l'écosystème terrestre ne serait pas contradictoire avec un effet « stimulateur » de ces mêmes activités sur d'autres compartiments du géosystème, notamment sur les écosystèmes aquatiques.

C'est finalement le manque de recul temporel qui reste le principal frein à la déconvolution du facteur climatique puisque l'ensemble de la séquence du lac Petit est soumis au facteur anthropique. Un carottage long au lac Petit permettra de replacer nos résultats à l'échelle des dynamiques holocènes. L'étude de la séquence lacustre longue du lac de Vens nous permettra dans le Chapitre III d'envisager ces trajectoires environnementales sur le long terme.

Chapitre III. L'enregistrement sédimentaire du Lac de Vens : trajectoire des géosystèmes depuis la fin de la déglaciation

SOMMAIRE DU CHAPITRE III

A. Site d'étude
B. Résultats et interprétations
C. Interprétations multiproxies et discussion
C.I. Une révision du schéma de la Déglaciation dans les Alpes du sud
C.II. Dynamique et déstabilisation tardi-holocènes du géosystème
D Conclusion

A. Site d'étude

Le lac de Vens (44,32°N ; 6,94°E) est localisé dans le cœur du massif de l'Argentera-Mercantour sur la commune de Saint-Etienne-de-Tinée.

A.I. Contexte géographique et géomorphologique du bassin-versant du Lac de Vens

Le bassin-versant du lac de Vens (4 km^2) est situé au sein d'une ancienne vallée glaciaire perchée, affluente en rive gauche de la vallée principale de la Tinée orientée nord-sud (Figure 14A). Les altitudes du bassin-versant sont comprises entre 2300 m et 2982 m pour les plus hauts sommets. Le bassin-versant est modelé dans un substratum géologique principalement cristallin (gneiss et migmatites) (Figure 14B) ; deux affleurements de roches sédimentaires triasiques (calcaire-dolomitique et grès) sont présents au nord du bassin. De nombreux décalages dans le substrat rocheux en surface résultent du jeu d'un réseau de failles secondaires orienté nord-ouest/sud-est appartenant au système de la faille de Jausiers-Tinée. En amont du vallon, le réseau hydrique s'aligne avec le tracé de ces failles.

Les surfaces des roches cristallines présentent de nombreux témoignages du passage d'une langue glaciaire dans le fond du vallon (roches moutonnées, stries glaciaires, verrou rocheux). Cette langue glaciaire confluant vers le glacier principal de la Tinée était alimentée en amont par une multitude de petits cirques coalescents. Plusieurs rides morainiques témoignent de stades de stagnation ou de courtes réavancées des glaciers de cirque au moment de la déglaciation du bassin-versant (Tardiglaciaire). Un glacier-rocheux, situé à l'est du bassin, pourrait représenter la dernière relique glaciaire dans le paysage actuel. Situé à 2500 m, ce glacier rocheux est en limite de point de fusion (Ribolini et al., 2007). Une vaste zone de chaos de blocs de taille métrique occupe le sud du bassin-versant ; leur origine est probablement liée à la fois à des processus glaciaires et à des éboulements. Un ensemble de lacs issus du surcreusement glaciaire, dont le plus grand est le lac de Vens, occupe le fond du vallon.

Le bassin-versant du lac de Vens est occupé par une végétation rase et clairsemée (Figure 14C, Planche photo 2B). Les affleurements de substrat rocheux constituent 95 % de la surface totale. Des pelouses alpines écorchées se développent dans les fractures des roches moutonnées cristallines. Le versant nord est drapé de tabliers d'éboulis réglés (pente d'environ 45°), occupés partiellement par des pelouses (0,2 km^2). Une zone d'accumulation tourbeuse (dans laquelle un petit torrent méandre) est délimitée par un verrou rocheux situé à l'aplomb du lac de Vens. Seuls quelques mélèzes subsistent entre 2300 et 2500 m d'altitude. La limite supérieure de la forêt se situe actuellement autour de 2200 m d'altitude, en contrebas du chapelet de lacs.

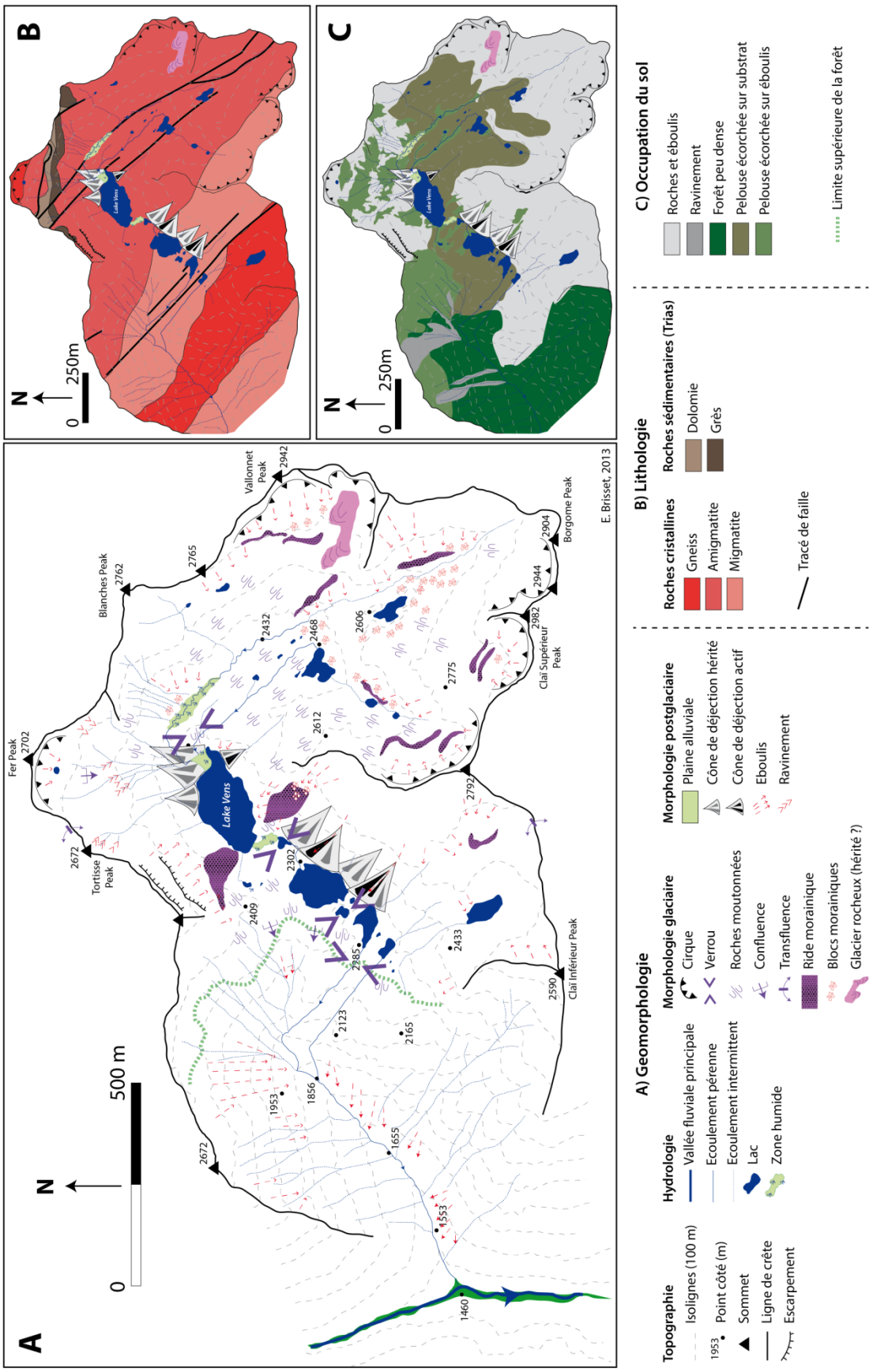


Figure 14: A) Croquis géomorphologique, B) croquis géologique et C) croquis de l'occupation du sol du bassin-versant de Vens.

Photo A : direction ouest - contexte hydrologique du Lac de Vens et site de carottage

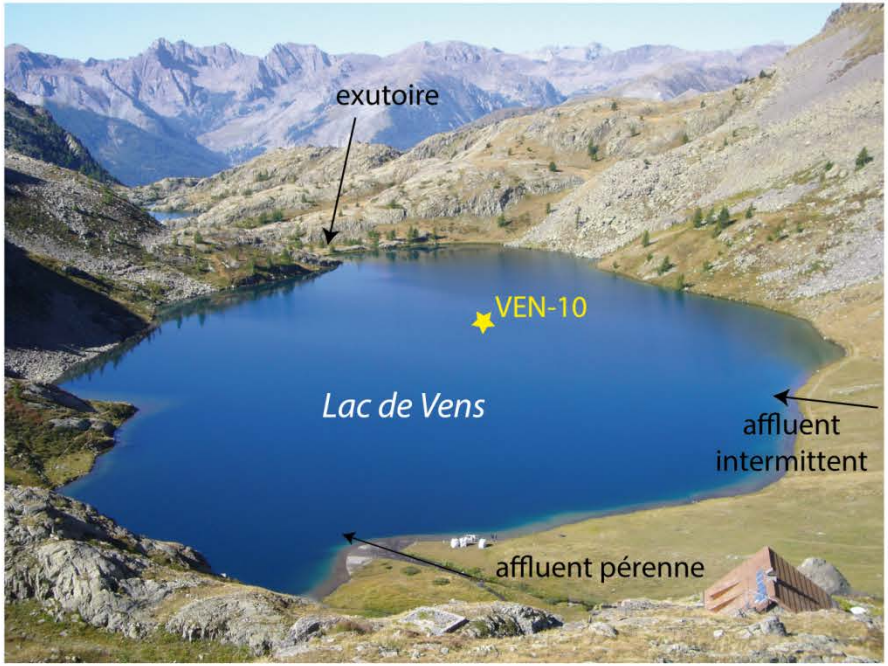


Photo B : direction nord - surfaces polies sur substrat cristallin et ravinement de l'affleurement du Trias

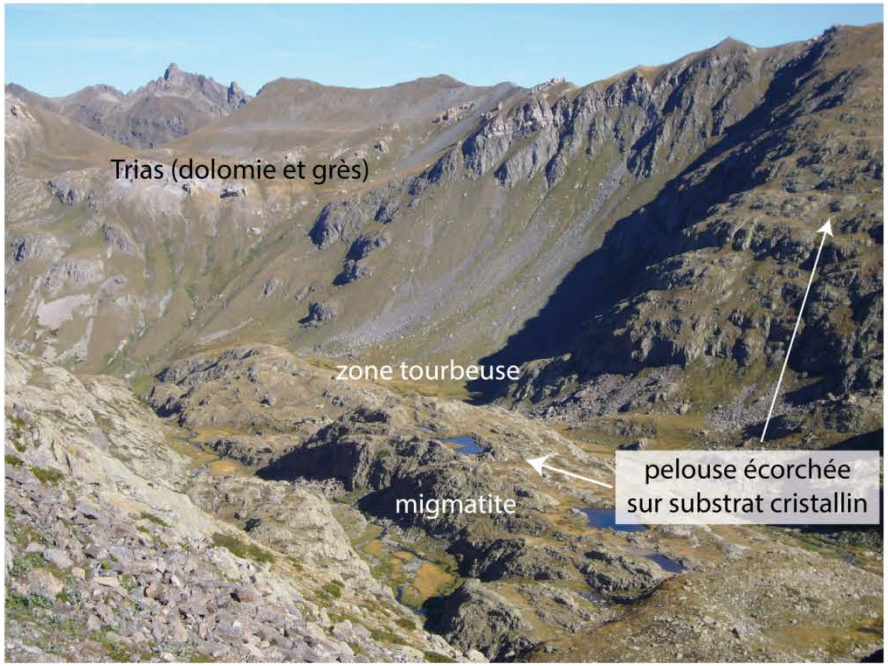


Photo C : direction est - source des sédiments

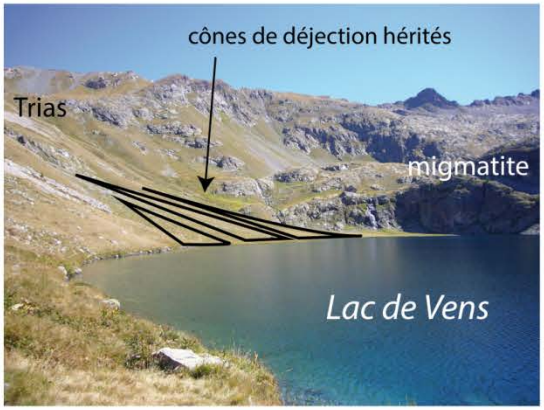


Photo D : panorama sud (mai 2011) - dégel du lac de Vens

Le lac de Vens (0,1 km^2), situé à 2300 m d'altitude, est alimenté par les écoulements pérennes du ruisseau de Terre Rousse provenant du sud du bassin-versant cristallin (Planche photo 2B). Trois cônes de déjection coalescents aujourd'hui inactifs bordent la rive nord-est du lac (Planche photo 2C). Ces cônes de déjection drainent des écoulements intermittents provenant des affleurements dolomitiques fortement disséqués par les processus érosifs.

Les travaux préliminaires de Petersen (2010) et Petersen et al. (2014) (Annexe 1 dans le Volume II), réalisés sur 4 carottes courtes prélevées en 2009 dans le lac de Vens, ont montré la présence de sédiments à lamines diffuses, caractérisés par une importante proportion d'éléments d'origine biogénique (diatomées) plus ou moins dilués par des apports terrigènes riches en argiles et en silts. Les premières datations suggèrent un taux de sédimentation faible (inférieur à 1 mm/an). Des dépôts de type homogénite, interprétés comme des remaniements gravitaires au sein du remplissage sédimentaire, sont intercalés dans la sédimentation laminée.

A.II. Contexte morphologique du site de carottage

La cartographie bathymétrique du lac de Vens (Figure 15A) a été menée en 2009 par échosondeur Fishfinder-Garmin couplé à un GPS (laboratoire EDYTEM) puis par imagerie sismique haute résolution (Figure 15B) en 2010 par sonar CHIRP, Echoes 5000-IXSEA (laboratoire LIENSs). Les résultats permettent de décrire une morphologie encaissante (interprétée comme le substratum) constituée de deux bassins :

- un bassin « perché » à l'est (20 m de profondeur, 17 m de dépôts) et ;
- un bassin « profond » au centre (30 m de profondeur, 20 m de dépôts).

Le surcreusement de ces deux bassins résulte de la puissante érosion de la langue glaciaire dans le substratum gneissique, fragilisé par le jeu décrochant dextre de la faille de Jausiers-Tinée étudiée par Sanchez et al. (2010).

Les analyses de l'intensité et de la géométrie des réflecteurs sismiques au sein du remplissage sédimentaire (Laurent, 2012) montrent depuis la base vers le sommet :

- **une première unité sismique A,** aux réflecteurs chaotiques comblant l'irrégularité du substrat, d'une puissance maximale de 13 m dans le bassin profond ;
- **une seconde unité sismique B, B' et B'',** aux réflecteurs subparallèles, discontinue spatialement, assurant le comblement du bassin perché et du bassin profond sans toutefois couvrir en intégralité les pentes ouest et est ;
- **une troisième unité sismique C**, aux réflecteurs subparallèles, continue spatialement et de forte amplitude, assurant le drapage intégral du plancher lacustre ;
- **une dernière unité sismique sommitale D**, aux réflecteurs subparallèles, continue spatialement et de moyenne amplitude drapant l'ensemble du lac.

Le bassin profond a été sélectionné pour le point de carottage long (Figure 15) afin :

- d'assurer une bonne dilatation des deux unités sommitales drapantes pouvant indiquer une sédimentation laminée ;
- d'éviter les zones de pied de pentes marquées par des structures plissées potentiellement héritées de remaniements (notamment de type *slump*).

Le carottage a été réalisé en septembre 2010 dans le bassin profond du lac de Vens (Figure 15) à l'aide d'un carottier à piston UWITEC en collaboration avec les laboratoires GeoAzur et EDYTEM, et le soutien du C2FN (Planche photo 3) (Annexe 4 dans le Volume II).

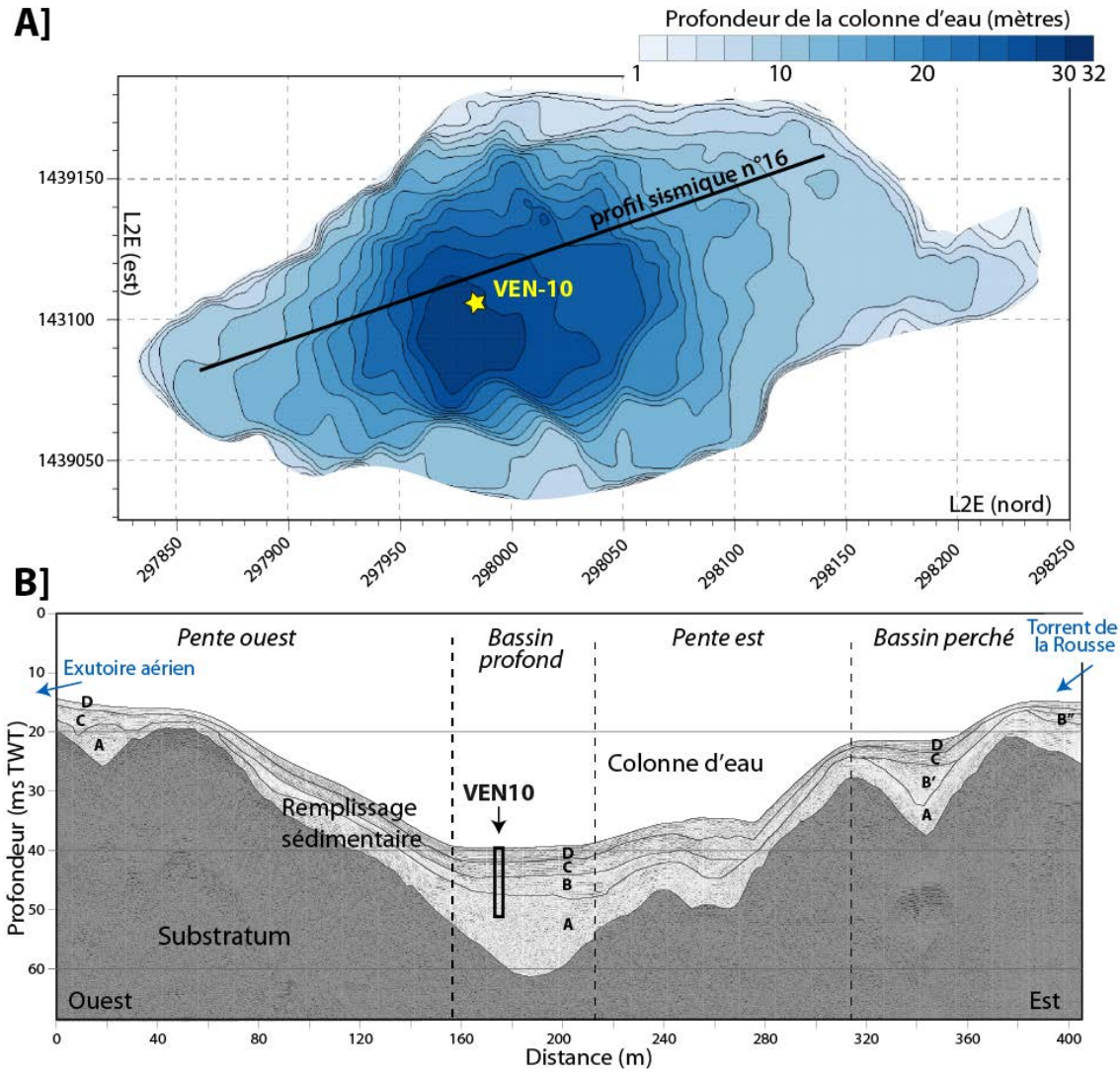


Figure 15: A) Carte bathymétrique du lac de Vens et B) représentation schématique de la géométrie du remplissage sédimentaire selon le profil sismique Ouest-Est n°16. Les unités sismiques sont notées de A à D.

Planche photo 3: Campagne de réflexion sismique et carottage long du lac de Vens (septembre 2010).

B. Résultats et interprétations

B.I. Constitution de la série synthétique

La première étape du travail a consisté à établir un profil synthétique à partir de l'ensemble des profils prélevés : deux carottes séparées d'environ 5 mètres ont été réalisées (VEN10-I à N44 18.903/E6 56.224 et VEN10-II à N44 18.904/E6 56.205) pour assurer le recouvrement de la série. Une longueur de 425 cm a été extraite sur le site I avec un diamètre de tube de 93 mm avant de butter sur des niveaux plus cohérents et non prélevables. Le site II a permis de réaliser un carottage parallèle et décalé avec des tubes de prélèvement en 63 mm et d'atteindre 930 cm de profondeur. Une carotte pilote a été prélevée au carottier gravitaire pour préserver l'interface eau/sédiment (VEN10-II-P2).

Les tubes de prélèvement mesurent 3 mètres de longueur et ont été numérotés de A à C puis ont été découpés en deux sections. Une fois ouvertes dans le sens de la longueur, les sections ont été archivées selon l'année de prélèvement, le site du carottage, le tube de prélèvement et la section découpée. La corrélation des sections a été réalisée visuellement à l'ouverture des carottes. Cependant le caractère homogène et faiblement laminé de la séquence lacustre nous a conduits à contraindre et valider les corrélations visuelles par les analyses XRF Core Scanner en très haute résolution (réalisées sur la totalité des sections), notamment grâce aux courbes du Ca et K (Figure 16).

Tableau 3 : Cotes des carottes sélectionnées pour établir le profil synthétique et utilisées pour calculer la longueur de la carotte synthétique VEN10-II.

Code carotte	Profondeur composite du sommet (cm)	Sommet de la section IN (cm)	Base de la section IN (cm)
II-P2	0	0	69
I-01A1	69.1	27.5	135.5
II-01A1	177.2	91.0	124.6
II-02A1	210.9	47.0	108.0
II-01A2	272.0	43.0	94.0
II-02A2	323.1	26.0	90.0
II-01B1	387.2	25.5	131.5
II-02B1	493.3	32.3	50.0
II-01B2	511.1	7.0	115.5
II-02B2	619.7	14.3	138.8
II-01C2	744.3	40.0	95.1
II-02-C	804.4	7.7	106.2

Ainsi, le profil synthétique nommé VEN-10-II repose sur la corrélation de 12 tronçons (Tableau 3) assurant une continuité des dépôts sur 930 cm d'épaisseur. Les sections utilisées pour calculer la longueur totale du profil synthétique sont nommées sections IN (Figure 17). Les sections OUT correspondent à des sections corrélées au profil synthétique mais n'en faisant pas partie ; elles sont néanmoins utilisables pour réaliser les diverses analyses environnementales.

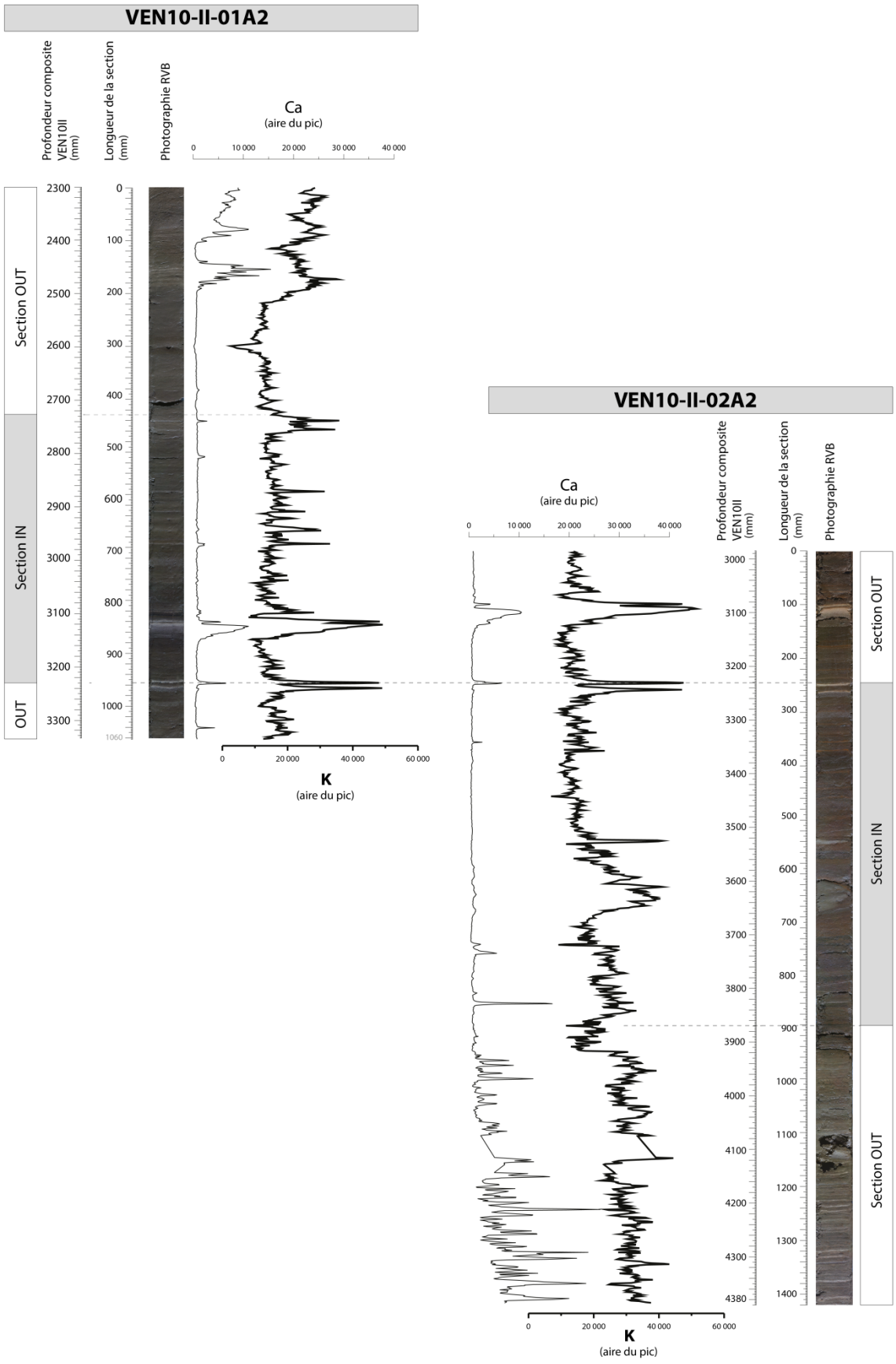


Figure 16: Exemple de fiches descriptives des Sections IN (gris) et OUT (blanc) de VEN10-II et leur corrélation visuelle basée sur des critères lithostratigraphiques soutenus par l'analyse en XRF core scanner (1mm de résolution).

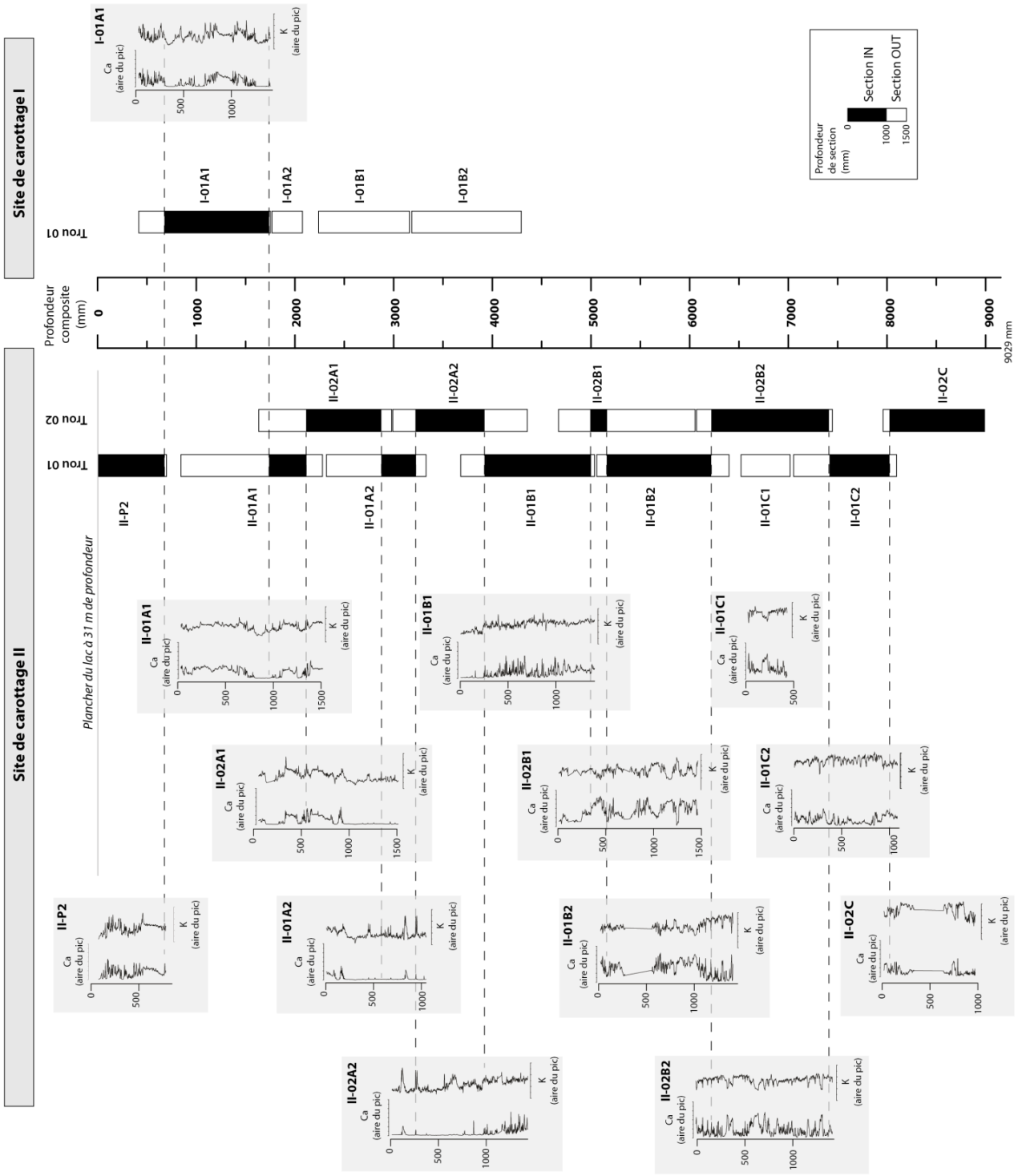


Figure 17 : Synthèse des sections de VEN10-II constituant le profil synthétique.

B.II. Chronologie

Les résultats des datations ^{14}C réalisées sur la séquence VEN10-II sont présentés dans le Tableau 4. La carotte VEN10-II étant corrélée avec la carotte courte VEN03P9, nous avons reportés les quatre âges radiocarbones (prélevés dans des dépôts de type homogénite) et le taux de sédimentation estimé par les isotopes du ^{210}Pb et ^{137}Cs mesurés par Petersen et al., (2014) sur cette carotte. Lors de l'échantillonnage en continu de la carotte maître (tous les centimètres), 17 macrorestes végétaux d'origine terrestre ont été prélevés. Ces macrorestes sont principalement des fragments de bois (conifères et feuillus) ; ils ont été exclusivement rencontrés entre 418 et 278 cm et entre 42 et 30 cm. Afin d'améliorer la chronologie de cette archive, nous avons tenté de dater le matériel sporo-pollinique préalablement concentré par des traitements chimiques sur neuf échantillons.

Tableau 4 : Résultats des âges radiocarbones du profil synthétique VEN10-II. * Données non mesurées

Code échantillon	Âge ^{14}C uncal.BP	Erreur BP	Âge médian cal.BP	Min cal.BP	Max cal.BP	Profondeur composite (cm)	Matériel	$\delta^{13}C$
SacA-31217	355	45	404	312	498	37	Coléoptère	-12,3
SacA-28193	300	30	387	296	461	42	Feuille	-28,5
SacA-22282	470	30	516	493	540	68	Débris végétal indiff (VEN09P3)	-25,1
SacA-31697	2700	35	2802	2752	2859	77	Concentré pollinique	-28,8
SacA-31719	2735	30	2823	2763	2918	105	Concentré pollinique	-27,9
SacA-22283	435	30	502	337	532	139	Débris végétal indiff (VEN09P3)	-26
Poz-34153	1155	30	1066	979	1171	139	Débris végétal indiff (VEN09P3)	*
SacA-31720	2250	35	2234	2154	2343	140	Coléoptère, concentré pollinique	-27,2
Poz-48423	2525	35	2599	2488	2744	168	Concentré pollinique	*
SacA-22284	2470	30	2565	2365	2711	197	Débris végétal indiff (VEN09P3)	-25,1
Poz-48424	3315	35	3538	3462	3635	201	Concentré pollinique	*
Poz-48425	3370	40	3612	3480	3698	252	Coléoptère, concentré pollinique	*
SacA-31721	3565	30	3865	3726	3969	278	Brindille de conifère	-32
Poz-40617	3040	35	3263	3084	3359	280	Écaille de conifère	*
SacA-31722	2960	30	3136	3005	3241	283	Écaille de conifère	-27,6
SacA-28194	3990	30	4476	4416	4523	301	Aiguilles d'*Abies*	-24,5
SacA-28195	4165	30	4710	4583	4829	309	Écaille de conifère	-25,7
Poz-48426	4390	35	4949	4859	5211	317	Brindille de *Pinus*	*
SacA-28196	5380	35	6200	6016	6282	334	Charbon de bois	-21,5
SacA-28197	8080	40	9012	8780	9127	364	Brindille d'*Alnus*	-24
SacA-31723	6200	35	7090	6998	7242	368	Brindille d'*Alnus*	-28,3
Poz-40618	9410	50	10640	10511	10756	393	Bois de *Betula*	*
SacA-28198	8295	50	9309	9130	9438	408	Brindille de conifère	-20
SacA-28199	8135	35	9070	8999	9243	412	Brindille d'*Alnus*	-27,3
Poz-40619	8660	40	9607	9539	9697	418	Bois de *Salix*	*
SacA-31724	10660	70	12597	12424	12719	450	Concentré pollinique	-30,1
SacA-31725	9900	50	11302	11208	11600	496	Concentré pollinique	-31,8
SacA-31726	13630	70	16781	16557	16981	569	Concentré pollinique	-28,6
SacA-28200	13900	70	16968	16775	17192	705	Concentré pollinique	-26,4

La Figure 18 présente les résultats des datations obtenues en fonction du type de matériel daté. Plusieurs hypothèses peuvent être avancées sur le tracé du modèle âge-profondeur, notamment pour

les portions de carotte ne comportant pas de datation sur les macrorestes terrestres identifiés (entre 50 et 250 cm et au-delà de 420 cm). Dans l'article n°3, nous discutons de ces différentes hypothèses et nous fixons le modèle d'âge.

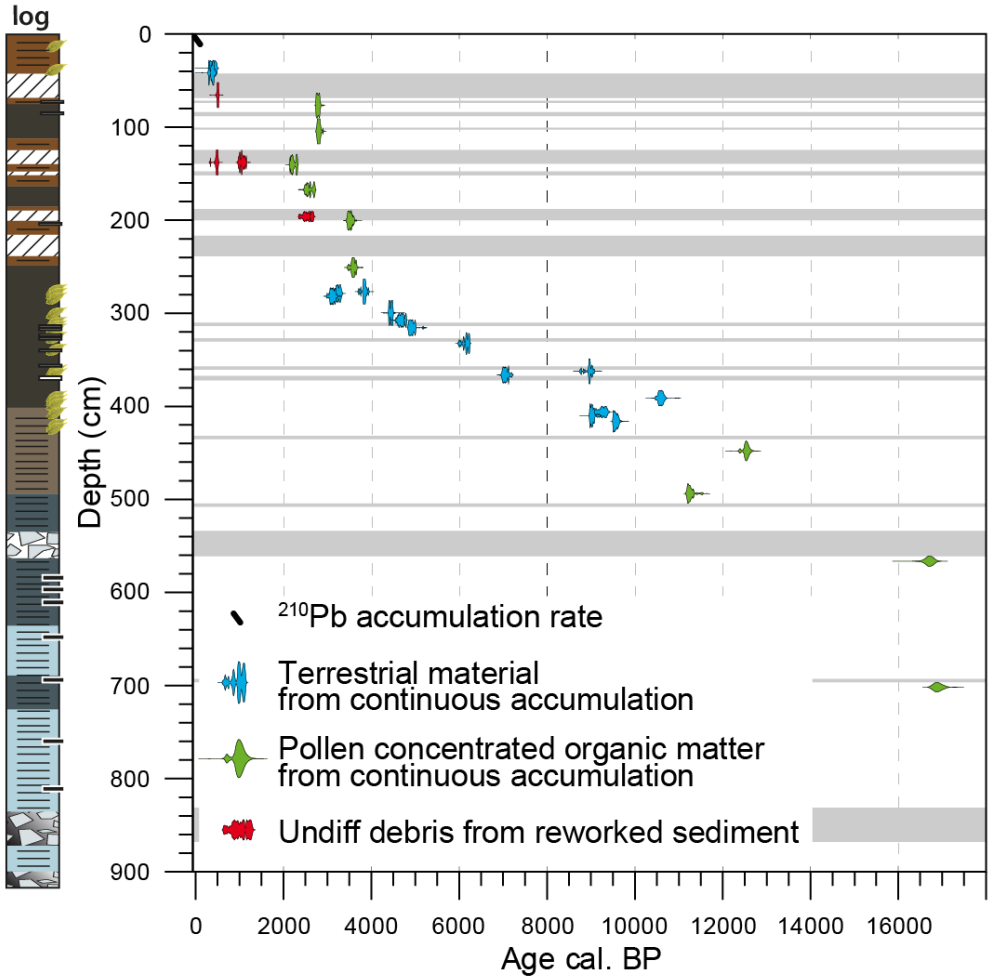


Figure 18: Résultats des datations radiocarbone de la carotte composite VEN10-II en fonction du matériel daté et selon la profondeur composite (Brisset et al., en préparation). Les bandes grises correspondent aux dépôts instantanés.

B.III. Caractérisation des sédiments

La caractérisation des sédiments du lac de Vens repose sur un grand nombre d'analyses dont une partie a été réalisée au démarrage de l'étude et avait pour objectif la caractérisation préliminaire, à la fois des principales unités lithologiques et des faciès sédimentaires rencontrés le long de la séquence. Cette étape, dont les résultats ont été valorisés dans l'article n°3, a constitué un préalable nécessaire à l'exploitation des données géochimiques « semi-quantitatives » et « quantitatives » qui ont été réalisées postérieurement. Ainsi, le plan que nous avons choisi reflète cette démarche analytique : dans un premier temps, nous décrirons les grands types de dépôts (lithotypes) d'un point de vue macroscopique ; puis nous nous appuierons sur des observations microscopiques, des analyses de spectrocolorimétrie, de susceptibilité magnétique et sur des analyses granulométriques, afin de

caractériser les principales unités lithologiques ; enfin, nous exploiterons les données géochimiques « semi-quantitatives » et « quantitatives » à deux échelles différentes, celle des lithotypes et des faciès qui les constituent et celle des unités stratigraphiques, afin de définir la variabilité des sources sédimentaires au cours du temps.

B.III.1. Description des lithotypes et des unités stratigraphiques

B.III.1.1. Les lithotypes

Deux grands types de dépôts ont été identifiés : les dépôts correspondant à la sédimentation de fond, dite continue dans le temps, et les dépôts à caractère instantanés dans le temps. L'observation détaillée de ces dépôts a permis de définir cinq lithotypes (LT) décrits dans le Tableau 5 (voir également Figure 19) soit :

- les lithotypes A, B et C (dans les dépôts laminés) ;
- les lithotypes D et E. (dans les dépôts instantanés).

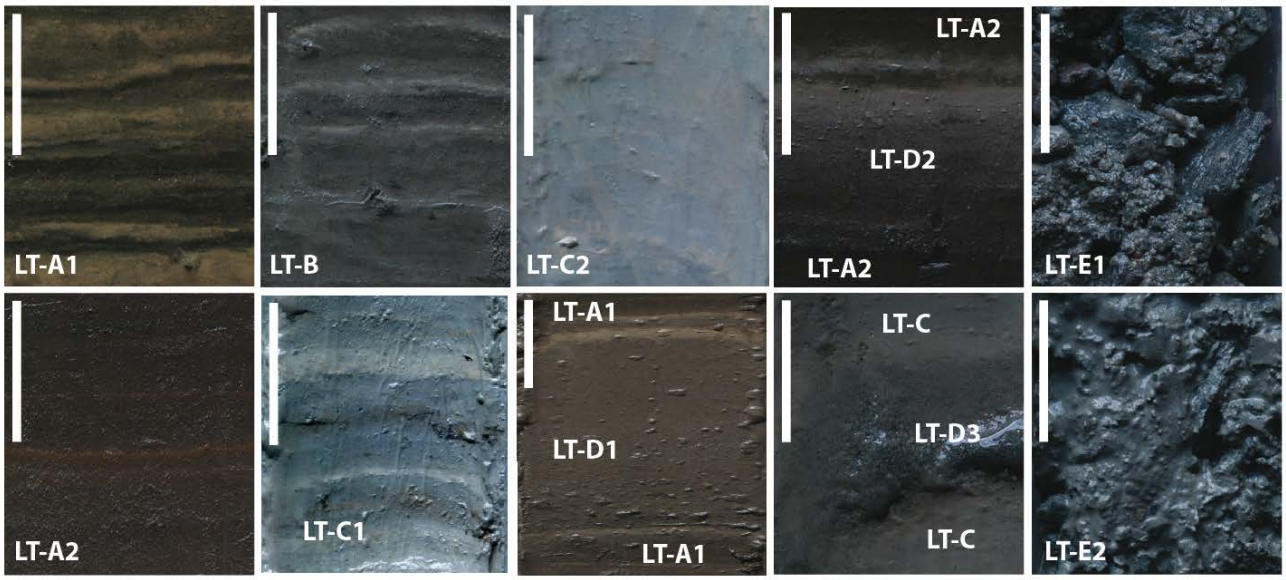


Figure 19 : Photographies sous lumière naturelle des lithotypes présents dans VEN10-II. La barre blanche correspond à 25 mm.

Tableau 5: Classification des lithotypes et descriptions sédimentologiques.

	Lithotype	Description générale	*Variante*	Détails
Dépôts de la sédimentation continue	**A**	Gyttja à diatomée brune foncée riche en eau	***A1***	Alternance de lamines brun foncé et beige clair, d'épaisseur millimétrique
			A2	Lamines diffuses ou non visibles présentant des traces d'oxydation
	B	Alternance de lamines argileuses gris foncé à gris clair, d'épaisseur millimétrique		
	C	Alternance de lamines argileuses denses, bleues et beige clair	***C1***	Lamines d'épaisseur centimétrique avec quelques passées marron foncé
			C2	Lamines très claires d'épaisseur pluri-centimétrique
Dépôts instantanés	**D**	Niveaux sableux	***D1***	Dépôt grano-décroissant marron clair d'épaisseur pluri-centimétrique, caractérisé par une base de sables moyens mal triés, à forte proportion de matrice argilo-silteuse riche en matière organique d'origine terrestre et en diatomées
			D2	Dépôt grano-décroissant gris foncé, caractérisé par une base de sables moyens triés, à faible proportion de matrice
			D3	Dépôt gris moyen composé de sables grossiers bien trié
	E	Niveaux graveleux	***E1***	Graviers de taille moyenne à grossière gris foncés bien triés
			E2	Graviers de taille moyenne à grossière enrobés dans une matrice silto-sableuse gris clair

B.III.1.2. Unités lithostratigraphiques

Les observations macroscopiques ont été complétées par l'observation du sédiment au microscope (à partir des préparations palynologiques, Figure 20), des analyses de spectrocolorimétrie, de susceptibilité magnétique et des analyses granulométriques.

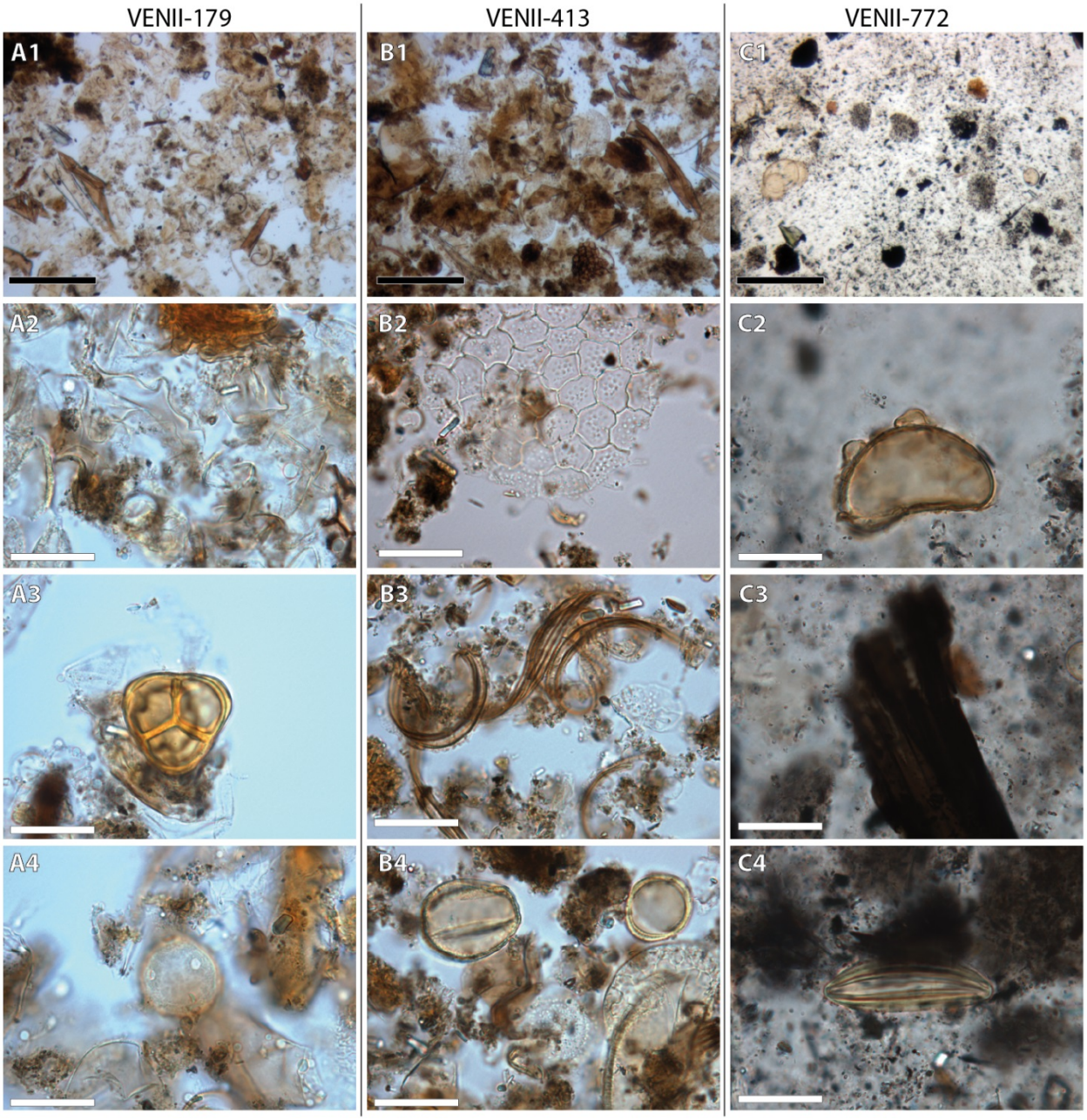
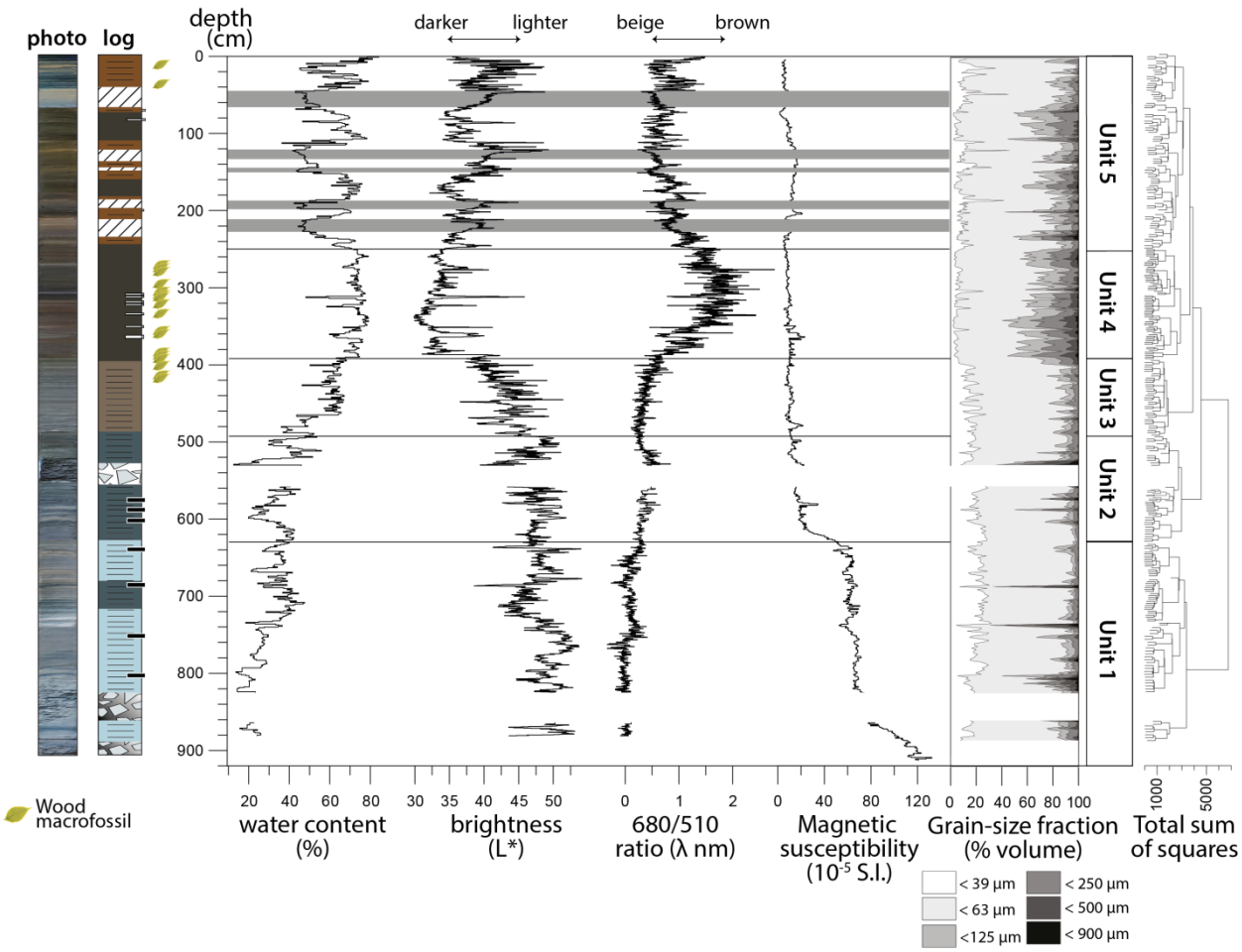


Figure 20: Photographies sélectionnées des lames palynologiques à 179 cm, 413 cm et 772 cm (la barre noire représente 100 µm et la barre blanche 30 µm).

- **VENII-179 cm, A1-Débris organiques bruns très riches en algues, A2 – Purée d'algues et de kystes, A3 – pollen d'Ericaceae, A4 – pollen de *Plantago lanceolata*.**
- **VENII-413 cm, B1 – Débris organiques amorphes rouge/brun, B2 – Algue *Pediastrum* type *boryanum*, B3 – débris végétaux indifférenciés, B4 – Pollen de *Quercus* caducifolié, *Artemisia* et de *Pinus* type *sylvestris*.**
- **VENII-772 cm, C1 – Débris organiques carbonisés et minéraux indifférenciés, C2 – spore de *Dryoptera filis-mas*, C3 – Fragments carbonisés d'origine végétale, C4 – pollen d'*Ephedra fragilis*.**

Une analyse des clusters réalisée à partir de l'ensemble de ces données a permis de définir 5 grandes unités lithostratigraphiques (Figure 21) qui se décomposent comme suit :

- **L'unité 1 (de 909 à 620 cm)** est dominée par les lithotypes C1 et C2, dont les lamines argileuses bleu clair alternent avec des lamines silto-sableuses beige clair (L* > 45). Entre 909 et 820 cm, le sédiment est dominé par le lithotype E2 dont des blocs centimétriques gneissiques anguleux sont enrobés dans une matrice argilo-sableuse. Le sédiment est riche en minéraux magnétiques (susceptibilité magnétique entre 60 et 120 10^{-5}.S.I.). Le contenu organique est à dominante gris-noir (Figure 20-C1) contenant relativement peu de pollen et quelques spores (Figure 20-C2). Les lames sont riches en petits fragments de végétaux carbonisés (Figure 20-C3) et en particules charbonneuses noires non identifiables. Des débris de faune aquatique sont présents dès 788 cm (i.e. Chironomes) ;
- **L'unité 2 (de 620 à 490 cm)** est dominée par le lithotype C1. La susceptibilité magnétique chute à des valeurs faibles de 5 10^{-5}.S.I. La sédimentation argileuse est interrompue entre 556 et 530 cm par un épais niveau (28 cm) de clastes anguleux à très faible proportion de matrice sableuse (LT-E1) ;
- **L'unité 3 (de 490 à 395 cm)** est caractérisée exclusivement par le lithotype B dans lequel les lamines apparaissent de façon progressive depuis une dominante claire à la base vers des tons plus foncés au sommet. La teneur en eau reflète également cette progression avec des teneurs qui passent de 40 à 60 %. Le sédiment est riche en matière organique amorphe aux teintes rouges/brunes (Figure 20-B1), en fragments végétaux ligneux, en pollens et en spores. Quelques fragments alguaires sont présents (Figure 20-B2). Les occurrences de macrorestes de conifères et de feuillus (aulne, bouleau, saule) sont fréquentes entre 395 et 415 cm (Figure 21) ;
- **L'unité 4 (de 395 à 250 cm)** est dominée par le lithotype LT-A2. Le sédiment à dominante brun moyen (ratio 680/510 nm de 1.5) est riche en eau (75 %). Ces dépôts sont extrêmement riches en diatomées centriques (Figure 22) dont les espèces dominantes sont *Puncticulata radiosa* et *Puncticulata bodanica*. Le sédiment est riche en matière organique amorphe rougeâtre et en débris de végétaux supérieurs. Trois dépôts grano-décroissants (LT-D2) sont présents à 65, 70 et 200 cm. Les macrorestes de conifères (sapin et pin de type sylvestre) sont abondants entre 395 et 260 cm ;
- **L'unité 5 (de 250 à 0 cm)** est caractérisée par l'alternance des lithotypes A1 et A2. Le sédiment est riche en diatomées dont les espèces dominantes sont *Ellerbeckia arenaria* et *Cyclotella comensis* (Figure 22). La fraction organique est principalement composée de matière organique d'origine alguaire (Figure 20-A2) et dans une moindre mesure en matière organique amorphe rougeâtre d'origine terrestre (Figure 20-A1). Cette sédimentation laminée est interrompue ponctuellement par cinq dépôts pluri-centimétriques (LT-D1) pour lesquels la teneur en eau est deux fois moins importante (45 %).



Lithology

Laminated sediment

Lithotype A : Dark-brown organic-rich diatomite
- LT-A1 : Millimeters-thick dark-brown to beige laminations
- LT-A2 : Non to faintly laminated, oxydation patterns

Lithotype LT-B : Millimeter-thick dark-grey to light-grey muddy laminations

Lithotype C : Light-blue to light beige muddy compacted laminations
- LT-C1 : Centimeters light-blue to brown laminations
- LT-C2 : Pluricentimeter-thick light-blue laminations

Instantaneous layer

Lithotype D : Sands layer
- LT-D1 : Matrix-supported light-brown medium-sand graded bed
- LT-D2 : Grain-supported light-grey medium-sand graded bed
- LT-D3 : Coarse-sand grey bed

Lithotype E : Gravels layer
- LT-E1 : Grey gravels to very coarse gravels
- LT-E2 : Light grey sandy-silty matrix-supported gravels to very coarse gravels

Figure 21 : Log lithostratigraphique, photographie et profil verticaux de la teneur en eau, des paramètres colorimétriques, et de la susceptibilité magnétique du profil synthétique VEN10II (Brisset et al., en préparation).

B.III.2. Caractérisation géochimique et granulométrique des lithotypes et de leurs faciès

Une analyse à haute résolutiona été conduite afin de caractériser les variations géochimiques à l'échelle des lithotypes et à l'échelle des faciès qui composent les lithotypes. L'analyse géochimique semi-quantitative par XRF core scanner est privilégiée pour définir des associations élémentaires caractéristiques de chacun des faciès de la sédimentation laminée et pour ensuite être en mesure d'en retracer l'évolution à l'échelle de l'ensemble de la carotte sédimentaire ; pour les dépôts

instantanés, plus grossiers et plus épais, les données semi-quantitatives issues de l'XRF core scanner sont associées à des analyses granulométriques.

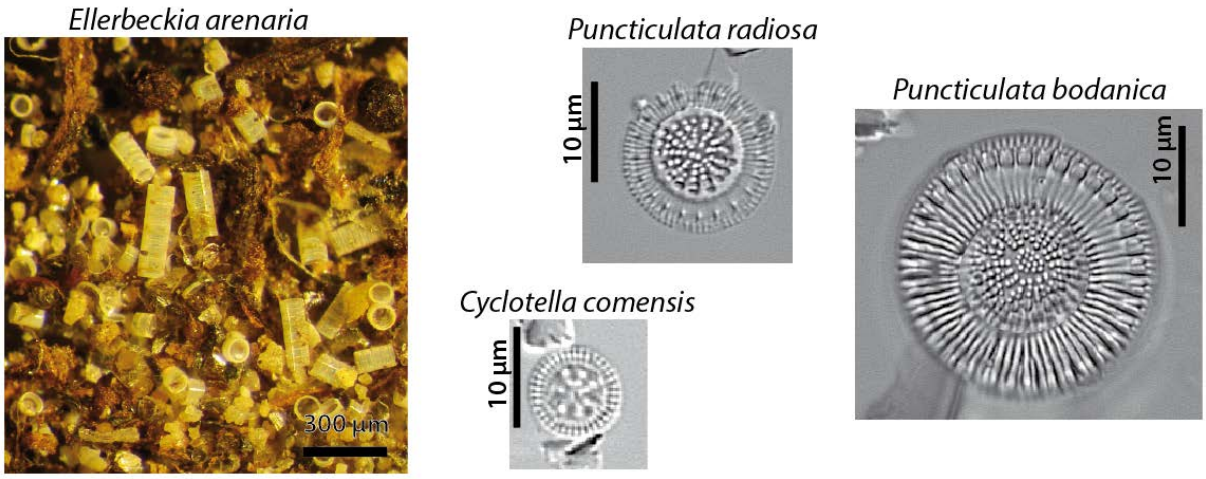


Figure 22 : Diatomées dominantes dans le sédiment du lac de Vens (détermination et photos de droite : C. Paillès ; photo de gauche : J. Petersen).

B.III.2.1. Les dépôts laminés (Lithotypes A, B, C)

Afin de trier les informations contenues dans les lamines, nous avons tout d'abord effectué une analyse en composantes principales sur les principaux éléments mesurés par XRF core scanner à la résolution d'un point de mesure tous les millimètres (Figure 23). Les deux premières composantes principales résument respectivement 58 et 26 % de l'information contenue par les mesures semi-quantitatives de Al, K, Ti, Si, Fe, Ca, As et le rapport Incohérent/cohérent (Inc/coh). La confrontation des composantes 1 et 2 dans l'espace des variables suggère une opposition forte entre [K, Si, Al et Ti] contre [As et Inc/coh] ; puis dans une moindre mesure, une opposition de [Ca] contre [Fe]. La projection de ces variables dans l'espace des échantillons révèle une forte élongation du nuage de points entre les pôles [Ca] contre [Al, K, Si, Ti] puis une élongation secondaire vers le pôle [As, Inc/coh].

L'analyse en composantes principales a mis en évidence trois types d'associations élémentaires au sein du sédiment laminé caractérisant les lithotypes LT-A, B et C. Ces variations élémentaires spécifiques résumées dans le Tableau 6 sont détaillées dans les Figure 24, Figure 25 et Figure 26.

Les unités 1, 2 et 3 (entre 909 à 395 cm) sont dominées par les lithotypes LT-C1, LT-C2 et LT-B). Ces lithotypes sont composés d'une **alternance entre des lamines F1** argileuses bleues riches en alumino-silicates (Al, K, Ti, Si, Fe) et des lamines silteuses beiges **F2** riches en carbonates détritiques (Ca).

L'unité 4 (entre 395 et 245 cm) est composée du lithotype LT-A2 présentant les deux associations géochimiques F1 et F2 précédentes auxquelles **s'ajoute un troisième faciès F3**. Le faciès F3 est

présent dans les dépôts homogènes brun foncé et est caractérisé par l'association **Fe-As**. Dans ce lithotype LT-A2, le fer est partiellement associé à la fraction des alumino-silicates et à celle de l'As.

Enfin, **l'unité 5 (entre 245 et 0 cm)** est composée des lithotypes LT-A2 et LT-A1. Dans ce dernier lithotype, le fer est seulement associé à As dans les lamines noires, tandis que le Ca et le cortège des alumino-silicates sont covariants (**faciès F4**).

Tableau 6 : Association d'éléments par faciès (F1 à F4) et par lithotype (LT).

Signature élémentaire par faciès	LT-C1	LT-C2	LT-B	LT-A2	LT-A1
F1 (Al, K, Ti, Si, Fe)	X	X	X	X	
F2 (Ca)	X	X	X	X	
F3 (Fe, As)				X	X
F4 (Al, K, Ti, Si, Ca)					X

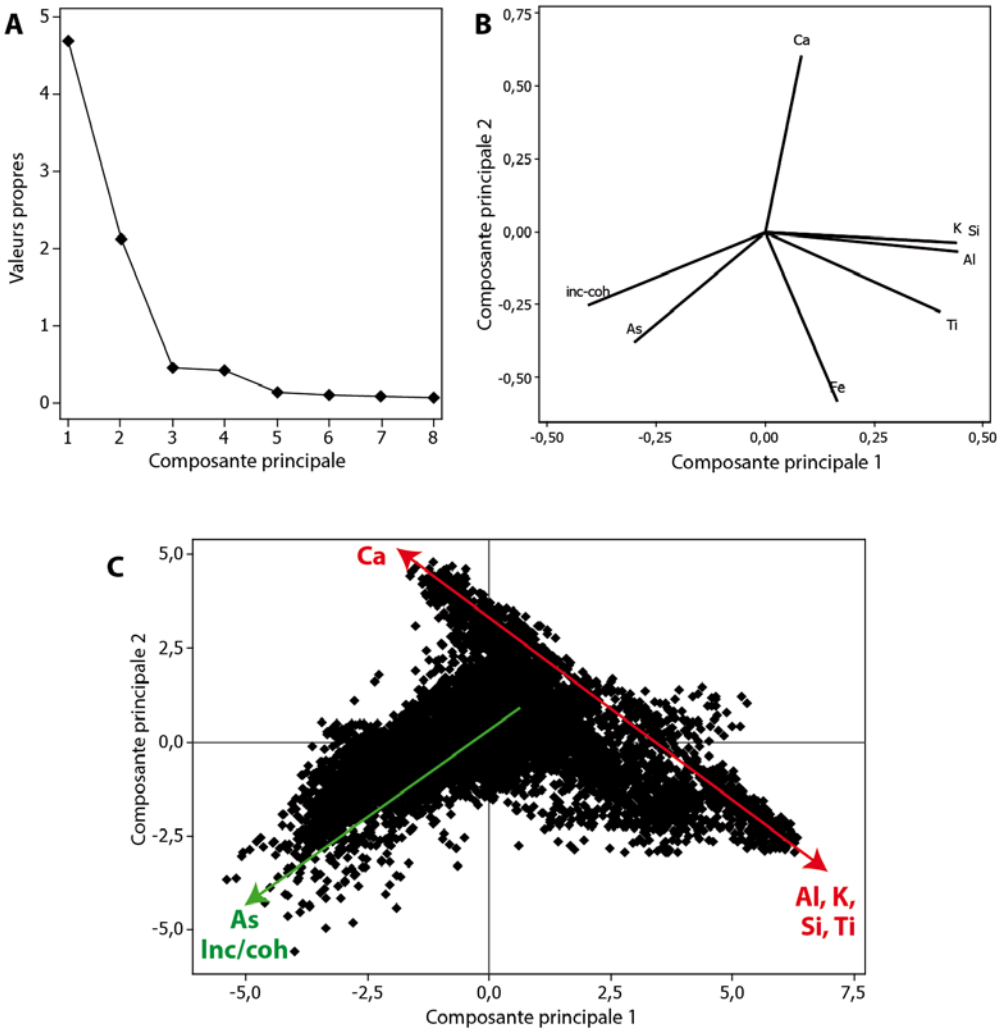


Figure 23 : Analyse en composantes principales de la matrice des mesures élémentaires semi-quantitatives de Al, K, Ti, Si, Fe, Ca, As, et du rapport Incohérent/cohérent (Inc/coh) acquises sur l'XRF core scanner.

A) Diagramme des valeurs propres, B) Diagramme des composantes 1 et 2 dans l'espace des variables, C) Diagramme des composantes 1 et 2 dans l'espace des échantillons.

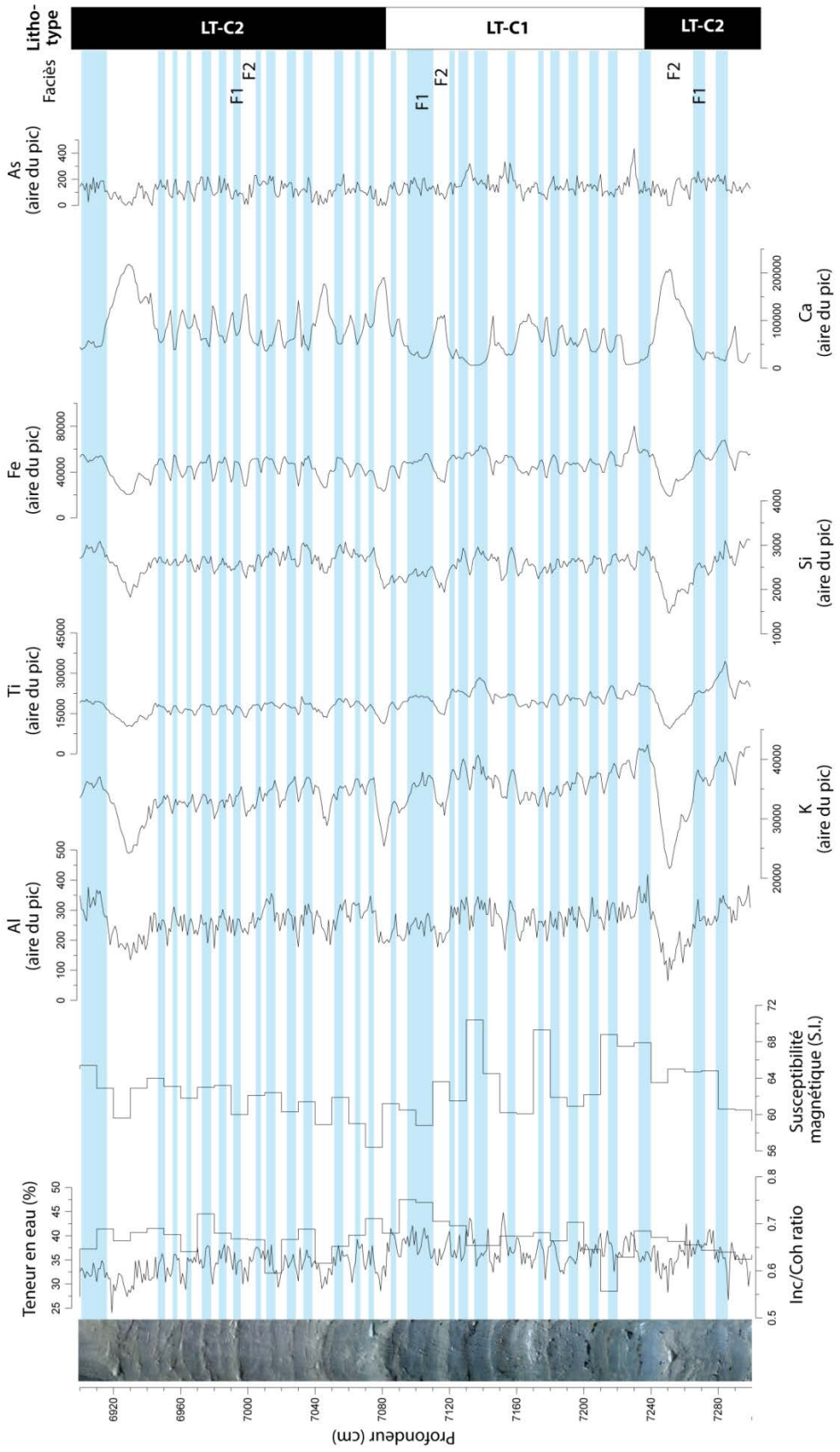


Figure 24 : Courbes des variations sédimentologiques et géochimiques haute résolution des faciès F1 et F2 des sédiments laminés des lithotypes LT-C1 et LT-C2.

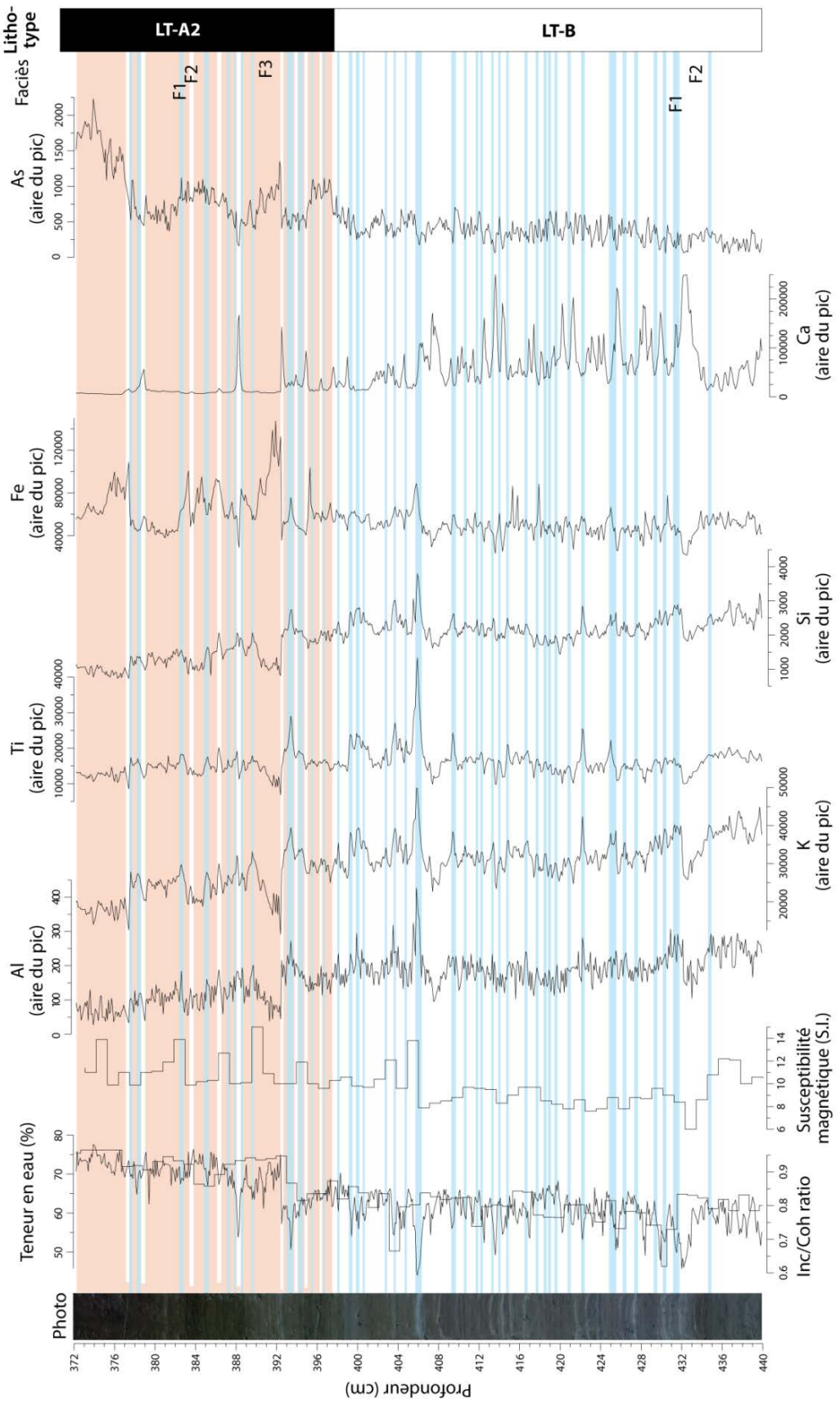


Figure 25 : Courbes des variations sédimentologiques et géochimiques haute résolution des faciès F1 et F2 et F3 des sédiments laminés des lithotypes LT-B et LT-A2.

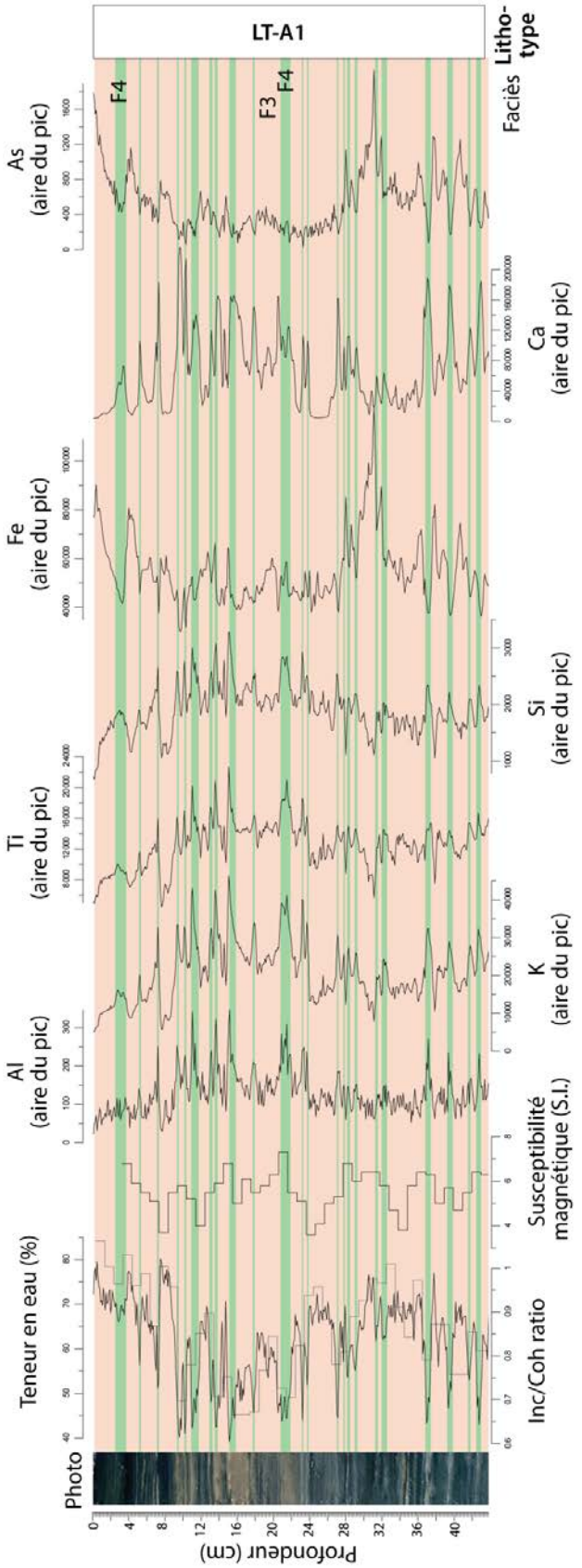


Figure 26 : Courbes des variations sédimentologiques et géochimiques haute résolution des faciès F3 et F4 des sédiments laminés du lithotype LT-A1.

B.III.2.2. Les dépôts instantanés

B.III.2.2.a Les dépôts de type LT-D1

Ces dépôts (dont les épaisseurs varient entre 10 et 22 cm), présentent une granulométrie décroissante depuis une base grossière érosive vers des granulométries plus fines au sommet permettant de définir trois faciès distincts : F5, F6 et F7 (Figure 27A).

Une séquence de type LT-D1 débute par le faciès **F5** caractérisé par une distribution mal triée composée de trois modes : un mode à 15-40 µm (correspondant à des silts grossiers), un mode à 95-150 µm (sables fins) et un mode à 350-500 µm (sables moyens).

Ensuite, on observe le faciès intermédiaire **F6,** épais (en moyenne 75 % de l'épaisseur totale), homogène et mal trié : il est marqué par une distribution bimodale à 15-40 µm et 95-150 µm correspondant respectivement à des silts grossiers et des sables fins. Les faciès F5 et F6, bien que globalement minérogéniques, sont riches en débris végétaux et en diatomées.

Enfin, la séquence est terminée par le faciès **F7** à distribution unimodale de 5-15 µm (silts fins), bien triée et dissymétrique vers les particules de petit diamètre.

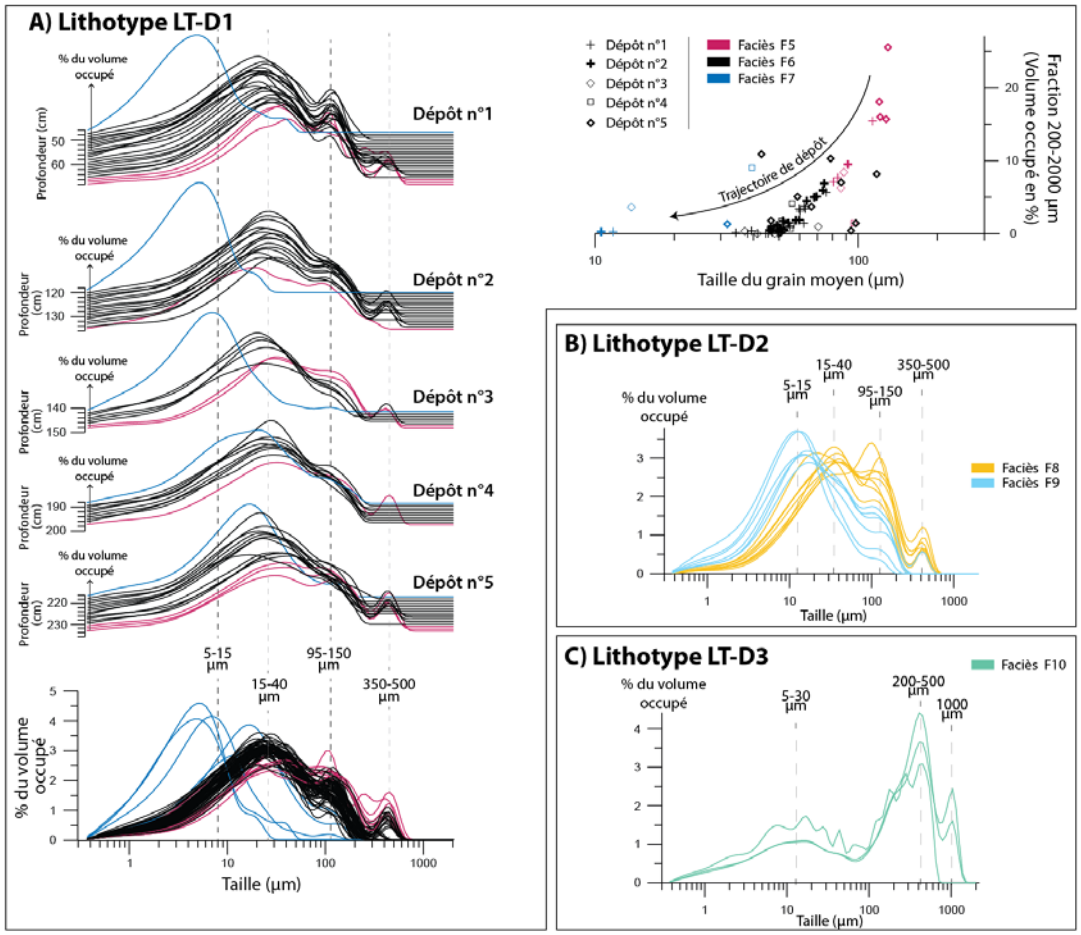


Figure 27 : Distributions granulométriques (en µm) des trois types de séquences de dépôts instantanés (distinction des faciès par couleur). A) LT-D1 – Homogénites, B) LT-D2 – Turbidite, C) LT-D3 – Passée sableuse.

D'une manière générale, le sédiment de ces dépôts instantanés est appauvri en eau (45 % en moyenne) et la susceptibilité magnétique est plus élevée que dans les lithotypes qui les encadrent. Pour exemple, l'organisation sédimentaire et géochimique du dépôt LT-D1 le plus épais (45,5 à 68,5 cm) est détaillée dans la Figure 28 :

- Le faciès F5, riche en sables moyens et fins, est relativement pauvre en Ca ; Al, K, Ti, Si Fe et sa teneur en eau présente une forte variabilité au sein de celui-ci ;
- Le faciès F6, composé de silts grossiers, est enrichi en Ca et le profil vertical des éléments Al, K, Ti, Si et Fe est constant. La susceptibilité magnétique augmente progressivement (entre 5 et 8 10^{-5} S.I.) ;
- Le faciès F7, enrichi en argiles, correspond au maximum de susceptibilité magnétique (11 10^{-5} S.I.) et une teneur en eau de 5 %. Les éléments Al, K, Ti, Si et Fe atteignent leur maximum tandis que le calcium diminue brutalement.

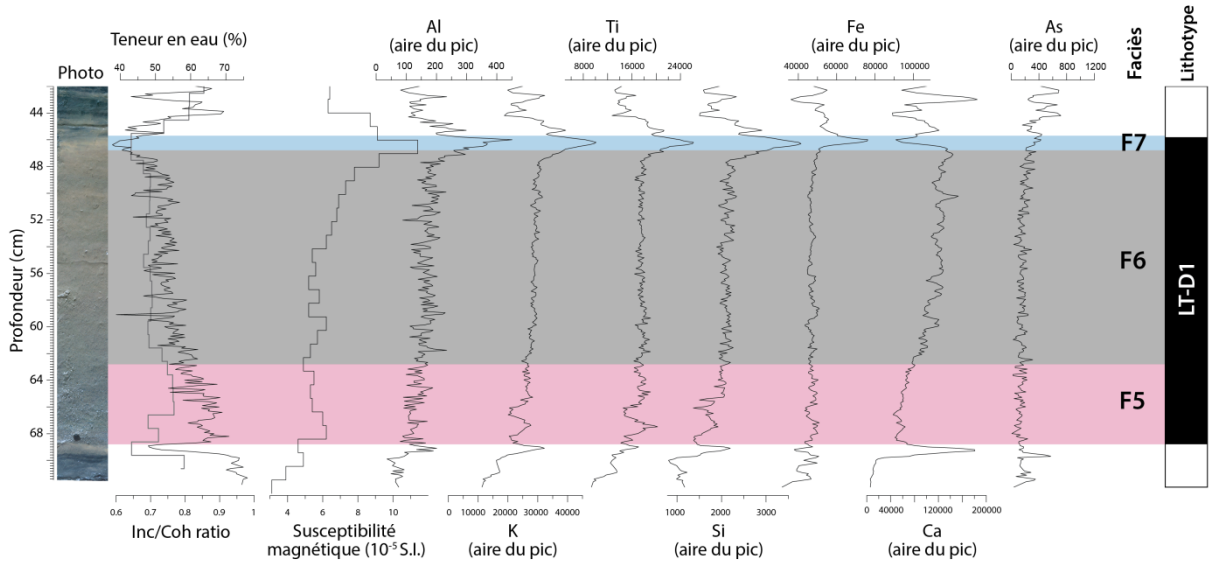


Figure 28 : Courbes des variations sédimentologiques et géochimiques haute résolution des faciès F1, F2 et F3 de la séquence de dépôt du lithotype LT-D1.

Le lithotype LT-D1, composé ainsi de la succession de ces trois faciès peut être caractérisé comme une **homogénite** : c. à d. un dépôt épais caractéristique de processus intra-lacustres de grande ampleur mis en place par le glissement puis la remobilisation de sédiments instables et peu cohésifs accumulés sur les pentes sous-lacustres (Figure 29). Le courant de turbidité de fond, généré par le glissement en masse, transporte des particules à granulométrie grossière tout en dispersant les particules les plus fines dans la colonne d'eau (sous la forme d'un panache turbide). Puis, le mouvement des masses produit un déplacement et une mise en oscillation des masses d'eau à l'origine d'un « effet de seiche ». Enfin, la séquence sédimentaire se termine par une décantation des argiles dispersées dans la colonne d'eau lorsque les mouvements des masses d'eau s'estompent. Cinq

homogénites ont été identifiées sur l'ensemble du profil synthétique ; elles sont exclusivement localisées entre 250 et 0 cm.

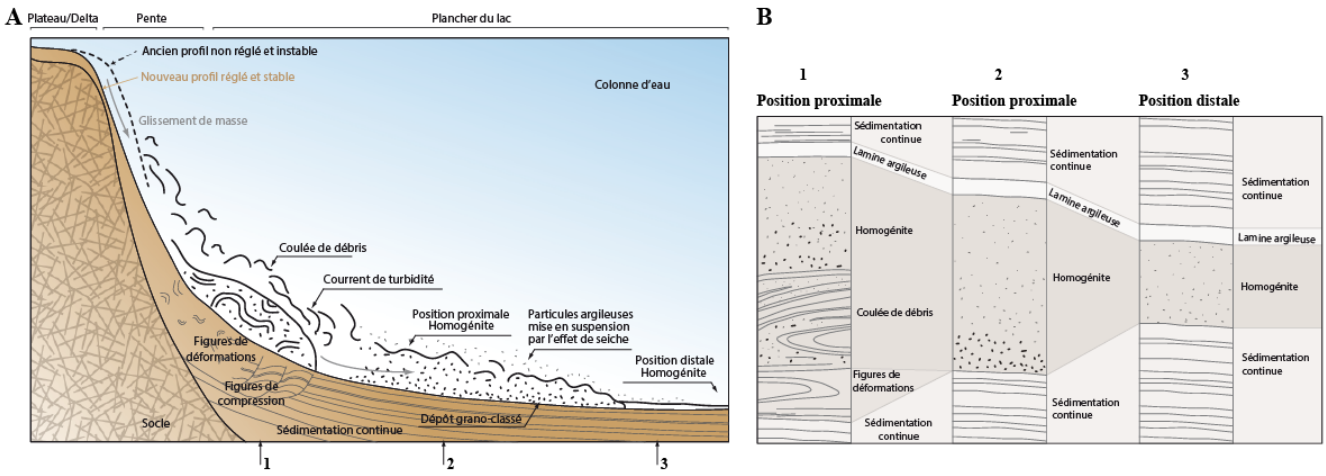


Figure 29: A) Profil transversal schématique du déclenchement d'un remaniement gravitaire intra-lacustre et les processus de transport associés. B) Expression sédimentologique de la séquence de dépôt selon la distance de propagation. D'après Waldmann et al.(2010).

B.III.2.2.b Les dépôts de type LT-D2

Les dépôts de type LT-D2, gris clair, ont des épaisseurs comprises entre 5 mm et 4 cm. Ils sont caractérisés par l'enchaînement de deux faciès exclusivement minérogéniques. Le faciès **F8**, à la base, est caractérisé par des distributions granulométriques moyennement triées (Figure 27B), silto-sableuses et tri-modales (à 15-40 µm, 95-150 µm et 350-500 µm). La teneur en eau diminue progressivement de 70 à 50 %. L'abondance des éléments Al, K, Ti, Si et Ca augmente progressivement (Figure 30).

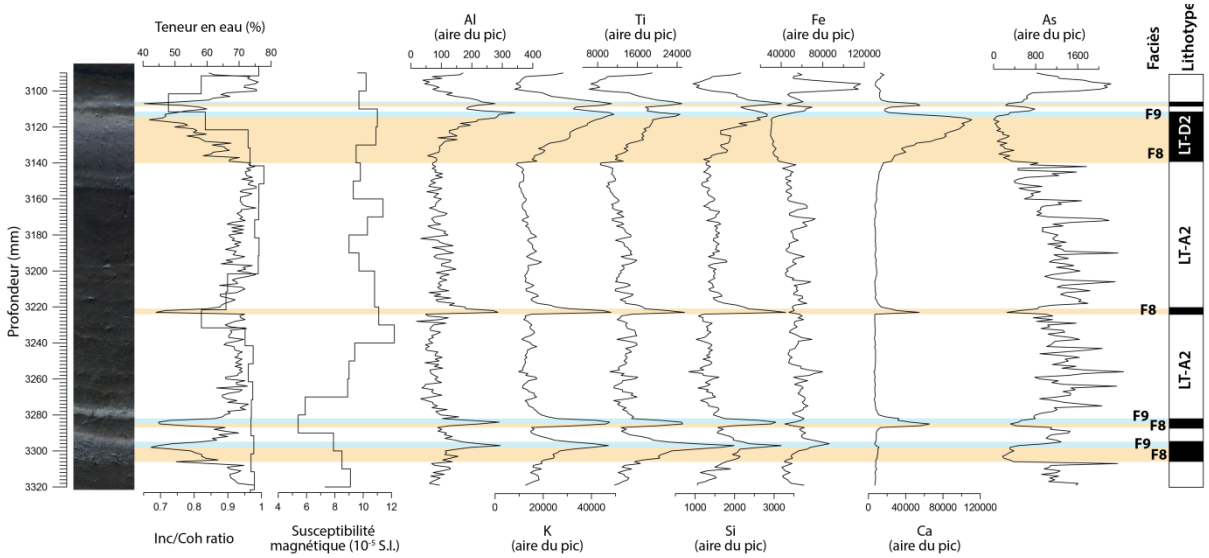


Figure 30 : Courbes des variations sédimentologiques et géochimiques haute résolution des faciès F8 et F9 de la séquence de dépôt du lithotype LT-D2.

La séquence s'achève par le faciès **F9**, beige clair, présentant une distribution unimodale à 5-15 µm (silts fins), bien triée et dissymétrique vers les particules de petit diamètre. L'association des éléments Al, K, Ti, Si atteint des valeurs maximum alors que le calcium chute brutalement.

Ces apports détritiques ponctuels peuvent être définis comme des **turbidites** déposées lors d'évènements de précipitation intense sur les versants donnant lieu localement à des crues torrentielles.

B.III.2.2.c Les dépôts de type LT-D3

Les dépôts de type LT-D3 (épaisseur moyenne de 3 cm) sont caractérisés par un unique faciès F10. Ce faciès présente des distributions granulométriques bimodales (Figure 27C), dissymétriques vers les tailles grossières (mode principal à 200-500 µm). Ces passées sableuses sont enrobées dans une matrice silteuse (5-30 µm) peu abondante. Ce lithotype, présent uniquement dans l'unité basale (Unité 1), est associé à un **fonctionnement fluviatile en position proglaciaire distale**.

B.III.2.2.d Les dépôts de type LT-E1 et LT-E2

Le dépôt LT-E1 est caractérisé d'un faciès unique grossier, composé de graviers anguleux de tailles centimétriques. L'absence de matrice fine enrobant ce faciès grossier traduit un processus d'écroulement rocheux en absence de fluide. La proximité du point de carottage aux versants drapés d'éboulis rocheux (au nord) nous conduit à interpréter ce lithotype comme issu du **remaniement des plaquages d'éboulis sur les versants**.

Les dépôts LT-E2 sont composés d'un faciès grossier (graviers anguleux de taille centimétrique) et d'un faciès silto-sableux. L'absence de tri granulométrique entre ces deux faciès indique la conjonction de deux processus. Compte-tenu de leur position stratigraphique, en base de séquence, les dépôts LT-E2 sont probablement issus d'un **fonctionnement fluviatile en position proglaciaire proximale**.

B.III.3. Variations géochimiques et sédimentologiques à l'échelle du profil synthétique

B.III.3.1. Caractérisation des fractions sédimentaires dominantes

La mise en évidence de co-variations élémentaires par XRF core scanner nous a permis de travailler à l'échelle de la lamine de façon semi-quantitative. Pour fournir une analyse plus complète de la composition sédimentaire et des sources, nous avons réalisé des mesures géochimiques quantitatives. Nous nous concentrerons dans un premier temps sur l'analyse de la composition de la fraction terrigène, puis dans un second temps nous quantifierons la part des différentes fractions biogéniques au sein du sédiment.

Les analyses quantitatives des éléments majeurs ont été réalisées en parallèle sur des échantillons du sédiment lacustre de la carotte VEN10-II ainsi que des échantillons de roches broyées afin de distinguer la contribution des différentes sources sédimentaires du bassin-versant au sein du lac.

B.III.3.1.a Composition en éléments majeurs des échantillons de roche

Les éléments majeurs de cinq échantillons de roche ont été dosés. Nous avons échantillonné les affleurements géologiques de migmatite (VEN-aM), des calcaires-dolomitiques du Trias moyen (VEN-tmK) (Figure 14B). Nous avons également dosé trois échantillons de roches présents dans la carotte VEN10-II : le niveau de type éboulis présent à 540 cm (VEN10-II-540) et le sédiment de type fluvio-glaciaire à 868 et 902 cm (respectivement nommés VEN10-II-868 et VEN10-II-902).

Les résultats (Tableau 7) permettent de distinguer les deux zones sources dans le bassin-versant du lac de Vens :

- Une source de sédiments provenant des migmatites, particulièrement riche en SiO_2 et Na_2O ;
- Une source de sédiments provenant des calcaires-dolomitiques, particulièrement riche en MgO et CaO.

Tableau 7 : Concentrations en pourcentage de poids des oxydes mesurées sur des échantillons de roche du bassin-versant et des niveaux graveleux prélevés sur VEN10-II.

Les échantillons riches en SiO_2 et en Na_2O sont surlignés en orange et les échantillons riches en MgO et CaO sont surlignés en vert.

Code échantillon	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5
VEN-aM	75.33	12.89	3.63	0.05	1.44	0.89	2.63	2.66	0.40	0.07
VEN-tmK	2.94	1.01	0.60	0.06	36.43	58.32	0.37	0.22	0.06	< L.D.
VEN10-II-540 cm	76.43	11.44	3.78	0.05	1.57	0.59	1.33	4.17	0.49	0.14
VEN10-II-868 cm	67.73	13.21	4.67	0.06	2.61	5.39	2.51	3.23	0.46	0.13
VEN10-II-902 cm	72.64	13.01	3.52	0.05	1.90	2.61	3.09	2.65	0.39	0.13

Les échantillons de roches dosés dans la carotte VEN10-II ont une signature géochimique proche de l'échantillon de migmatite (VEN-aM). Les échantillons VEN10-II-868 et VEN10-II-902 présentent des valeurs en MgO et CaO légèrement supérieures aux migmatites, indiquant la présence de dolomie dans ces niveaux fluvio-glaciaires.

B.III.3.1.b Composition en éléments majeurs du sédiment lacustre total

(i) Analyse de la fraction terrigène

La matrice des corrélations des concentrations en éléments majeurs dans la fraction totale du sédiment est présentée dans le Tableau 8. Les oxydes Al_2O_3, K_2O, Na_2O, Fe_2O_3 et TiO_2 sont fortement corrélés entre eux (coefficient de corrélation compris entre 0,45 et 0,85). Ce pôle est anti-corrélé à l'association d'oxydes CaO-MgO. Ainsi, deux associations élémentaires s'individualisent, un pôle dominé par Al_2O_3 et un pôle composé de CaO et MgO.

Tableau 8 : Matrice de corrélation des éléments majeurs mesurés sur 43 échantillons de sédiment lacustre. Les valeurs significatives à 1 % sont indiquées en gras ($r^2 > 0.39$).

	SiO_2	***Al_2O_3***	***Fe_2O_3***	***MnO***	***MgO***	***CaO***	***Na_2O***	***K_2O***	***TiO_2***
Al_2O_3	-0.10	**1.00**							
Fe_2O_3	0.23	**0.61**	**1.00**						
MnO	-0.14	-0.20	-0.07	**1.00**					
MgO	**-0.91**	-0.19	**-0.43**	0.06	**1.00**				
CaO	**-0.82**	**-0.42**	**-0.63**	0.27	**0.83**	**1.00**			
Na_2O	0.14	**0.45**	0.17	-0.04	**-0.40**	-0.25	**1.00**		
K_2O	**-0.52**	**0.77**	0.29	-0.08	0.34	-0.01	0.28	**1.00**	
TiO_2	0.05	**0.85**	**0.53**	-0.07	**-0.40**	**-0.40**	**0.76**	**0.53**	**1.00**
P_2O_5	0.28	-0.07	0.39	0.20	-0.32	-0.26	-0.05	-0.23	0.02

Afin de caractériser la fraction terrigène, nous devons tenir compte de la présence possible de minéraux bio-précipités par les organismes au sein de la colonne d'eau. Les observations de la fraction supérieure à 160 µm sous la loupe binoculaire ont révélé la présence de diatomées (silice biogène) et d'ostracodes (calcite biogène) qui abondent dans certaines unités sédimentaires. Ainsi, la part terrigène des oxydes SiO_2 et CaO a été calculée selon des rapports élémentaires supposés constants dans le bassin-versant entre :

- SiO_2 et TiO_2 pour évaluer la part théorique de silice détritique ;
- et CaO et MgO pour évaluer la part théorique de carbonate détritique.

$$SiO_{2\ détritique}\ (\%) = TiO_{2\ sédiment}\ (\%) * (SiO_2/TiO_2)_{VEN\text{-}tmK}$$

$$CaO_{\ détritique}\ (\%) = MgO_{\ sédiment} * (CaO/MgO)_{VEN\text{-}TmK}$$

Pour tous les échantillons mesurés, le $CaO_{\ détritique}$ calculé est environ égal au $CaO_{\ total}$; ce qui signifie que la part de **la fraction en carbonates biogéniques est négligeable** par rapport à la fraction en carbonate détritique. En revanche, nous verrons (Chapitre III-B.III.3.1.b(ii)1) que la part de la fraction en silice biogène dans le sédiment est importante.

Une représentation de type Harker de chacun des oxydes en fonction d'Al_2O_3 (Figure 31) permet de distinguer deux types d'associations élémentaires :

- **une première association fortement covariante positivement avec Al_2O_3** regroupe [$SiO_{2\ détritique}$, K_2O-TiO_2-Fe_2O_3-Na_2O]. Comme $SiO_{2\ détritique}$ a été calculé selon un rapport

constant avec TiO_2 cet oxyde est de fait associé dans cette fraction. Les concentrations sont généralement maximales dans l'unité basale (909 à 620 cm), particulièrement pour TiO_2 et Na_2O. Ces points se rapprochent de la signature de VEN-aM et des échantillons de roches prélevés dans la carotte (VEN10-II-roche), particulièrement riches en SiO_2 (75 %) et en Na_2O (2.7 %). Dans le cas des échantillons lacustres, Al_2O_3, K_2O, TiO_2 et Fe_2O_3 ont des abondances supérieures aux échantillons de roche.

- **une seconde association non covariante avec Al_2O_3** regroupe [CaO-MgO]. L'élongation du nuage de points des sédiments vers des valeurs élevées en CaO et MgO (jusqu'à 20 % en CaO et 17 % en MgO) se rapproche de la signature géochimique de la source sédimentaire des calcaires-dolomitiques VEN-tmK et caractérise en particulier les unités entre 620-395 cm.

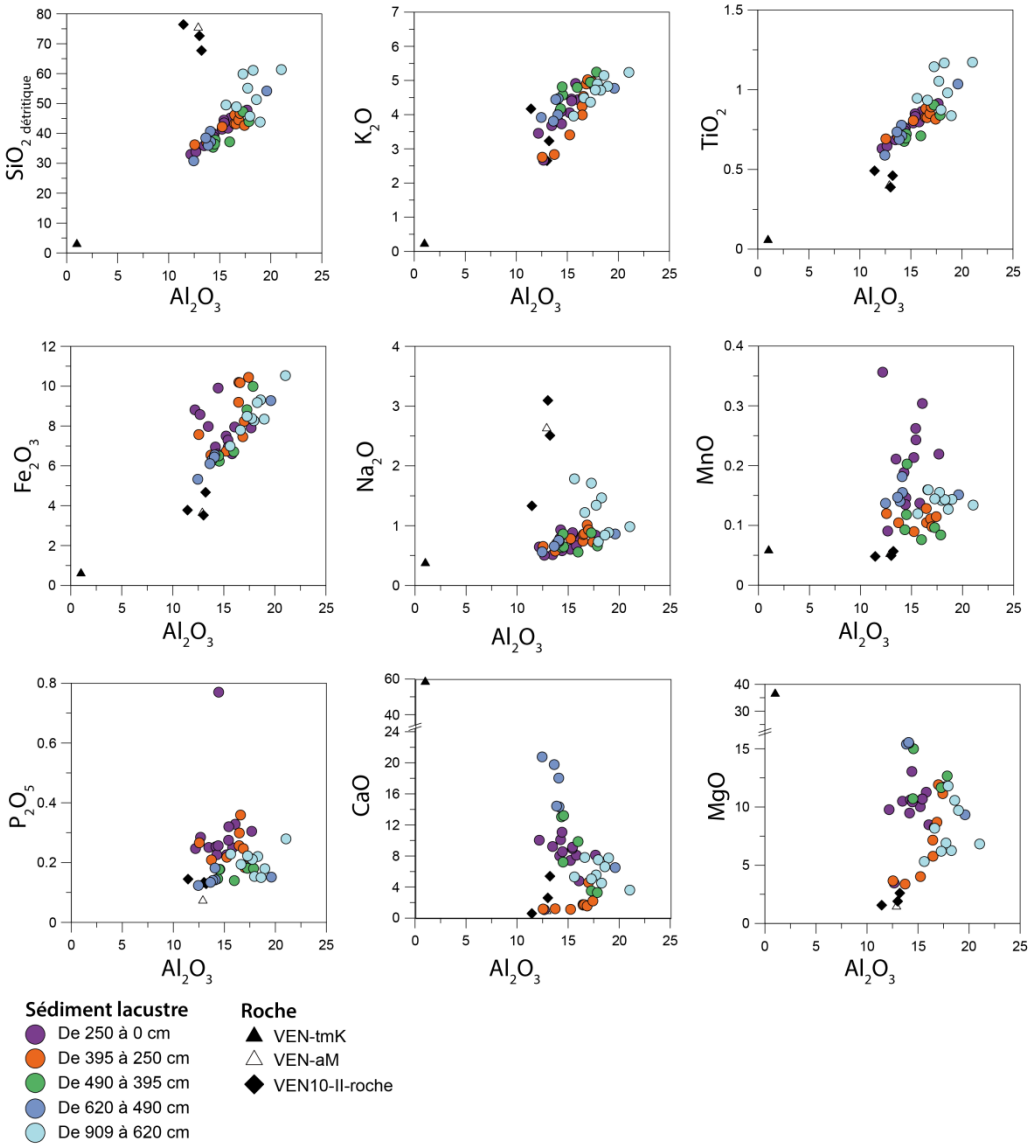


Figure 31 : Diagrammes de Harker. Les cercles représentent les oxydes mesurés dans le sédiment lacustre et sont exprimés en pourcentages du sédiment sec total.

Les dosages effectués sur roche, dans les niveaux graveleux de la carotte VEN10-II sont notés par un losange (VEN10-II-roche). Les échantillons de roches échantillonnés dans les affleurements du substrat dans le bassin-versant sont représentés par des triangles.

Les nuages de points de MnO et P_2O_5 dévient significativement de la droite de mélange (supposée linéaire entre l'oxyde concerné et Al_2O_3) vers un enrichissement en P_2O_5 dans les unités sommitales entre 395 et 0 cm, tandis que le MnO est enrichi entre 250 et 0 cm (entre 0.2 et 0.35 %). La sensibilité de ces éléments aux processus d'oxydo-réduction pourrait expliquer la distribution particulière du nuage de points.

Les diagrammes de corrélation entre les éléments majeurs nous ont permis de mettre en évidence deux fractions sédimentaires détritiques : la première principalement dominée par Al_2O_3 et SiO_2 et la seconde par CaO et MgO. Nos observations à la loupe binoculaire suggèrent également une forte abondance en diatomées et en matière organique que nous allons caractériser par la suite.

(ii) Analyse de la fraction biogénique

1. Quantification de la silice biogénique des frustules de diatomées

Nous avons vu que la silice était présente sous deux formes dans la carotte VEN10-II (Chapitre III-B.III.3.1.b(i)) : détritique et biogénique. Afin d'évaluer la part de l'une et l'autre des fractions au sein du sédiment, nous avions calculé la part théorique de silice associée à la fraction détritique selon un rapport constant entre le SiO_2 et le TiO_2 mesuré sur la roche du bassin-versant.

Pour évaluer la part théorique de silice biogénique, nous posons l'hypothèse que les échantillons dont la concentration en $SiO_{2\ total}$ est supérieure à la concentration en $SiO_{2\ détritique}$ contiennent une part significative de $SiO_{2\ biogénique}$. Cette hypothèse s'appuie sur les observations que nous avions réalisées au microscope, où nous avions constaté l'abondance des frustules de diatomées dans les lithotypes LT-A1 et LT-A2. Afin d'estimer la concentration en silice biogénique, nous posons l'équation suivante :

$$SiO_{2\ biogénique}\ (\%) = SiO_{2\ total}\ (\%) - SiO_{2\ détritique}\ (\%)$$

La concentration en $SiO_{2\ biogénique}$ calculée varie entre 0 et 36 %, avec une valeur moyenne de 9.5 % (Figure 32). La contribution en $SiO_{2\ biogénique}$ semble représenter une part importante du sédiment total dans certains échantillons.

Pour tester la validité de notre estimation (par calcul basé sur le postulat d'un rapport constant entre les fractions d'origine détritique dans le bassin-versant ; calculé entre TiO_2 et le SiO_2) nous avons effectué une mesure quantitative de la silice biogénique sur cinq échantillons tests selon la méthode de dissolution partielle (Chapitre I-B.II.5). Les échantillons tests ont été sélectionnés de façon inductive selon les résultats des données d'XRF core scanner acquises précédemment. Il s'agissait de tester la présence et l'ordre de grandeur d'abondance en $SiO_{2\ biogénique}$ en se référant aux « pics et creux » d'abondance du rapport Si/Ti obtenu sur l'XRF core scanner (Figure 32).

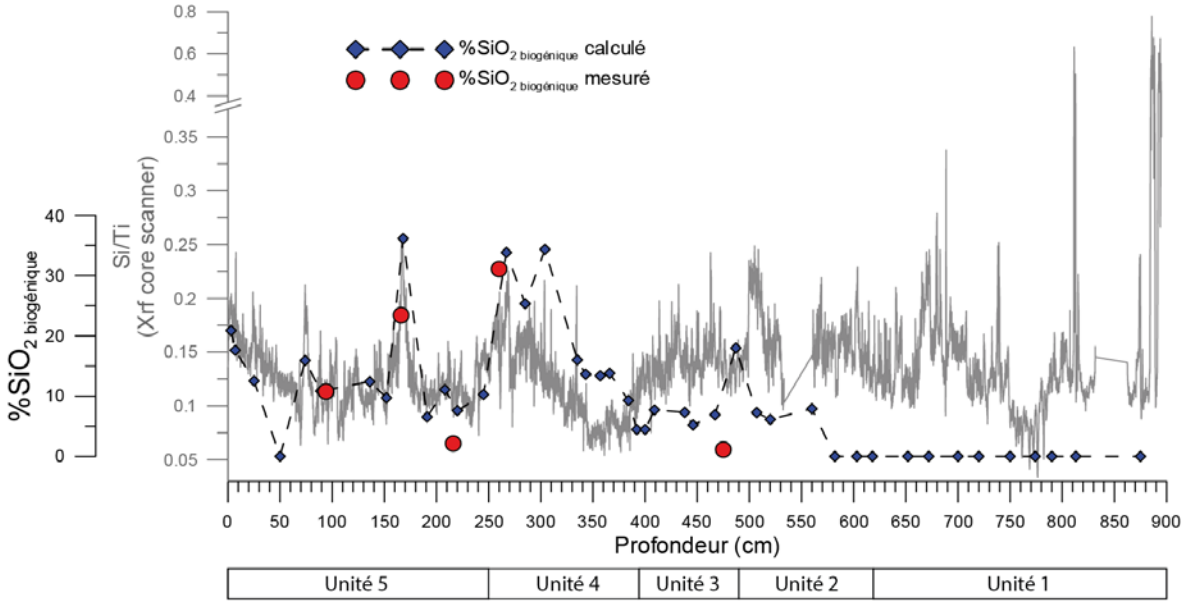


Figure 32 : Comparaison des résultats de mesure des concentrations en SiO_2 biogénique avec les résultats obtenus par calcul et les résultats du rapport Si/Ti mesurés par XRF core scanner.

La mesure directe du $SiO_{2\ biogénique}$ fournit des valeurs comprises entre 1 et 31 % à 475 cm et 260 cm respectivement (Figure 33). L'ordre de grandeur des variations en $SiO_{2\ biogénique}$ par la méthode de calcul est donc très proche du $SiO_{2\ biogénique}$ mesuré par dissolution (entre 0 et 36 %) (Figure 32). Ces analyses confirment la forte abondance en silice biogène dans le sédiment total des unités 4 et 5 et valident la méthode d'estimation de la concentration du $SiO_{2\ biogénique}$ par calcul.

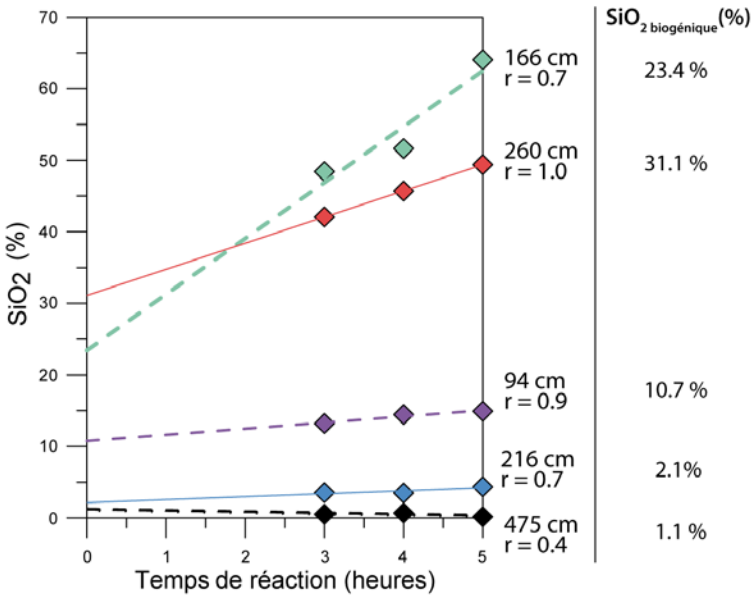


Figure 33 : Diagramme des concentrations en SiO^2 en fonction du temps de réaction durant une dissolution par NaOH à chaud. La projection de la droite de régression sur l'axe des ordonnées à l'origine permet de recalculer la part en silice biogène de l'échantillon.

La faible qualité de la régression entre les sous-prélèvements à 3, 4 et 5 heures pour l'échantillon 166 cm rend l'estimation en $SiO_{2\ biogénique}$ peu fiable dans ce cas.

2. *Quantification de la matière organique et analyses en azote, soufre et mercure total*

Le dosage de l'abondance totale en carbone (Corg), en azote (TN), en soufre (TS) et en mercure (THg) a été réalisé sur les mêmes échantillons que ceux ayant servis à la mesure des éléments majeurs. L'abondance en C(org) varie négativement en fonction de la profondeur. Entre 909 et 620 cm le C(org) est proche de zéro (Figure 34). Le sédiment est riche en C(org) entre 395 et 0 cm avec des valeurs comprises entre 2.5 et 11.5 %. Les teneurs en azote total augmentent proportionnellement avec le C(org) entre 0 et 1.1 %. Entre 250 et 0 cm, le TN est enrichi par rapport au C(org). Le rapport C(org)/TN varie entre 0 et 19. La valeur moyenne entre 490 et 250 cm est de 11. Ce rapport diminue vers des valeurs moyennes de 8 entre 250 et 0 cm. Le soufre total atteint des valeurs maximales de 1 %, principalement entre 395 et 250 cm, lorsque le C(org) est le plus élevé. La teneur en mercure total (THg) covarie positivement avec le C(org) entre 909 et 250 cm, avec des valeurs comprises entre 20 et 145 ng.g^{-1}. Entre 250 et 0 cm, le sédiment est globalement enrichi en THg comparé au C(org).

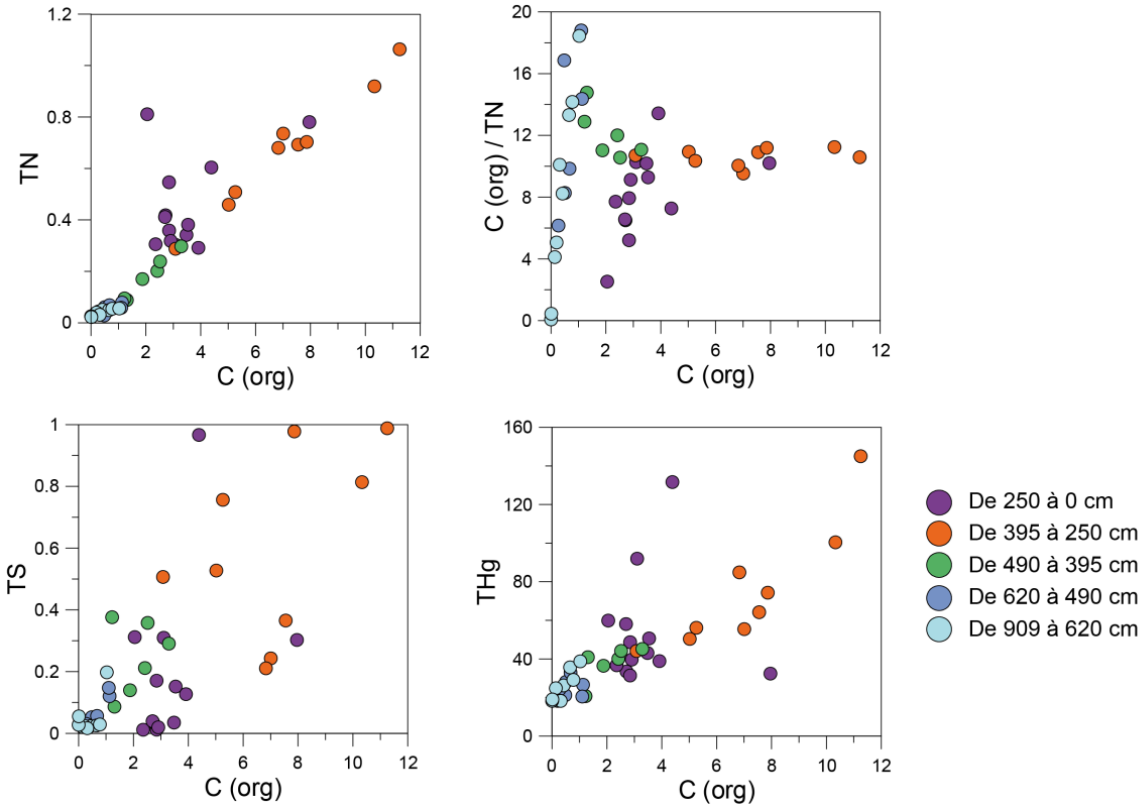


Figure 34 : Diagrammes de l'abondance en azote total (TN - %), C (org)/TN, soufre total (TS - %) et mercure total (HgT – ng.g-1) en fonction du pourcentage en C(org) classés par profondeur.

(iii) Composition sédimentologique et spectroscopie infrarouge

Les dosages élémentaires en éléments majeurs, en carbone organique et en silice biogénique nous ont permis de définir quatre groupes dominants de variations élémentaires. En complément de ces mesures géochimiques, nous avons réalisé une analyse par spectroscopie infrarouge afin de relier ces variations élémentaires avec la composition sédimentologique.

La Figure 35 présente les spectres d'absorbance infrarouge de niveaux sélectionnés selon les 5 unités précédemment décrites. Les spectres infrarouges présentent principalement trois types de groupements fonctionnels excités à des longueurs d'onde caractéristiques :

- la calcite-dolomitique entre 2500 et 2650 cm^{-1} est présente dans les unités 1, 2, 3 et 5 ;
- la matière organique entre 2850 et 2950 cm^{-1} est présente dans les unités 3, 4 et 5 ;
- les alumino-silicates entre 3550 et 3650 cm^{-1} sont présents dans les unités 1, 2 et 3.

La fraction constituée de la silice biogénique des diatomées n'apparaît pas clairement dans les spectres d'absorbance infrarouge présentés ; en effet, généralement la silice biogénique absorbe dans les bandes entre 1250 et 1050 cm^{-1} (Rosén et al., 2010) mais ces bandes sont aussi caractéristiques d'autres composés silicatés.

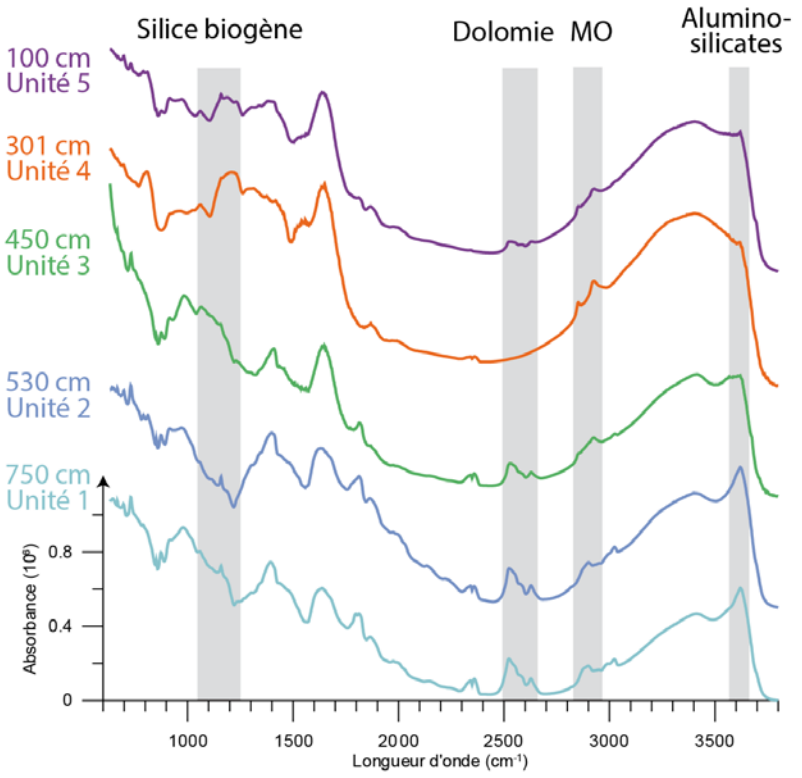


Figure 35 : Sélection de spectres d'absorbance infrarouge mesurés sur échantillons secs broyés et classés par unité. Les bandes caractéristiques de la dolomie, de la matière organique de type (-CH2, -CH3), des alumino-silicates et de la silice biogène sont représentées en gris clair.

L'analyse infrarouge permet donc de confirmer la présence des trois fractions sédimentaires précédemment identifiées abondantes au sein du sédiment lacustre : dolomie, alumino-silicates et matière organique ; la signature infrarouge de la silice biogénique étant moins manifeste.

B.III.3.1.c Reconstitution des fractions sédimentaires et interprétations

Les analyses sédimentologiques et géochimiques ont permis de caractériser les sédiments de la carotte VEN10-II à l'échelle des faciès, des lithotypes et des unités lithostratigraphiques.

Au total, quatre pôles sédimentaires dominants (*end-members*) ont été mis en évidence, caractéristiques de quatre sources sédimentaires : le sédiment de la carotte VEN10-II est composé de façon variable de matière organique, de silice biogénique, d'alumino-silicates et de carbonates détritiques, la part des deux fractions terrigènes pouvant être résumée par les équations suivantes :

Carbonates détritiques (%) = CaO (%) + MgO (%)

Alumino-silicates (%) = $SiO_{2\ détritique}$ (%) + Al_2O_3 (%) + Fe_2O_3 (%) + Na_2O (%) + K_2O (%) + TiO_2 (%)

Les quatre fractions sédimentaires apparaissent en alternance ou en mélanges complexes (dilution de plusieurs fractions) (Figure 36) :

- la fraction détritique des alumino-silicates provient de l'érosion du substrat gneissique, sous la forme 1) de particules silto-sableuses dont la signature riche en titane est proche de l'échantillon de roche VEN-aM (désagrégation du substrat à migmatites, résumée par le rapport TiO_2/Al_2O_3) et 2) de particules argileuses (< 2 µm) composées de minéraux argileux issus de l'altération des migmatites (résumée par le rapport K_2O/Al_2O_3) ;
- la fraction détritique des carbonates provient de l'érosion mécanique des affleurements dolomitiques (résumée par le rapport CaO/Al_2O_3) et s'exprime par des lamines nettes beiges composées de silts ;
- la fraction de la silice biogénique est issue de l'accumulation autochtone des frustules de diatomées (abondance en $SiO_{2\ biogénique}$) et est présente en dilution avec la fraction des alumino-silicates ;
- la fraction organique totale (abondance en C(org)) provient des apports en matières organiques d'origines terrestres et lacustres et provoque une dilution avec les trois autres fractions.

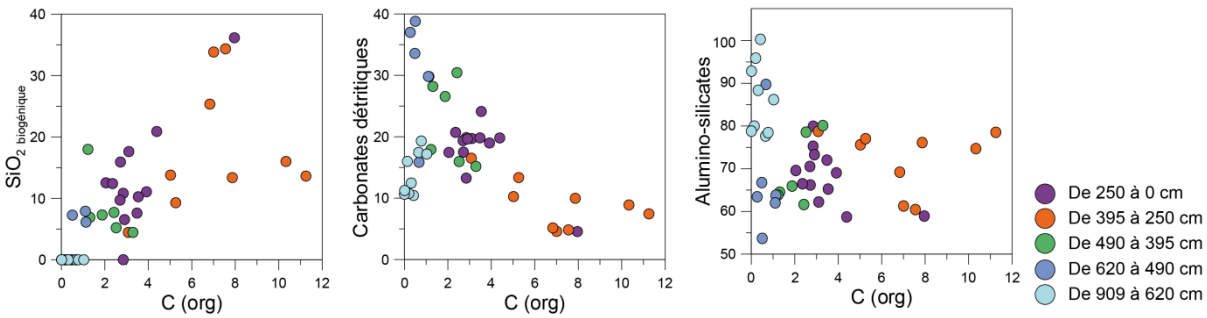


Figure 36 : Diagrammes de l'abondance en silice biogénique ($SiO_{2\ biogénique}$), en carbonates détritiques et en alumino-silicates en fonction du C(org) classés par profondeur.

Pour interpréter les changements environnementaux au cours du temps, il est donc nécessaire de croiser les éléments suivants :

- les **changements de source sédimentaire** (quatre sources dont les abondances varient) ;
- les **changements de signature géochimique d'une seule source sédimentaire**, en l'occurrence les migmatites, en association avec les changements granulométriques (désagrégation en particules silto-sableuses ou altération des particules argileuses) ;
- les **changements de processus de dépôts** (effet de dilution ou fonctionnement laminé).

À l'échelle du profil synthétique (Figure 37), nos résultats montrent que les cinq unités sédimentaires définies macroscopiquement sont caractérisées par des proportions différentes de sédiments issus des quatre sources sédimentaires, et peuvent être interprétés de la façon suivante :

- **L'unité 1 (de 909 à 620 cm)** est caractérisée par une forte abondance en alumino-silicates (entre 80 à 100 %) et des faibles concentrations en C(org), en $SiO_{2\ biogénique}$ et en carbonates détritiques ; les apports détritiques sont donc dominants, les apports en alumino-silicates étant plus ou moins dilués par des apports en carbonates détritiques. À cette période, la fraction des alumino-silicates est principalement portée par un excès du rapport TiO_2/Al_2O_3, suggérant une érosion physique du substrat à migmatites. Ainsi, l'augmentation de la part en alumino-silicates traduit l'abrasion des migmatites, probablement d'origine glaciaire ;
- **L'unité 2 (de 620 à 490 cm)** voit l'abondance en alumino-silicates diminuer au profit des carbonates détritiques dont la part représente jusqu'à 40 % du sédiment total. Les teneurs en C(org) et en $SiO_{2\ biogénique}$ sont inférieures à 2 % ; les apports détritiques sont encore dominants mais l'augmentation de la part en carbonates détritiques témoigne de la désagrégation des affleurements dolomitiques. Dans le même temps, la fraction des alumino-silicates est caractérisée par une augmentation du rapport K_2O/Al_2O_3 témoignant d'apports en argiles issus de l'altération du substrat de migmatite ;
- **L'unité 3 (de 490 à 395 cm)** enregistre une augmentation des concentrations en C(org) et en $SiO_{2\ biogénique}$ qui atteignent des valeurs moyennes de 2 %. Cette évolution est corrélative d'une diminution des apports détritiques : la fraction des carbonates détritiques ne représente plus que 15 à 30 % et le cortège des alumino-silicates 60 à 80 %. Les versants, moins « pourvoyeurs » en sédiments détritiques, sont probablement stabilisés. La part en minéraux argileux augmente (rapport K_2O/Al_2O_3 élevé), ce qui suggére le développement des sols ;
- **L'unité 4 (de 395 à 250 cm)** est caractérisée par une abondance en $SiO_{2\ biogénique}$ comprise entre 10 et 35 % du sédiment total et un C(org) élevé (12 %). Ces teneurs élevées témoignent d'une augmentation de la fraction d'origine biogénique. L'abondance en alumino-silicates reste constante entre 60 et 80 %. Cette unité est pauvre en carbonates détritiques (10 % en moyenne) ;

- **L'unité 5 (de 250 à 0 cm)** voit les concentrations en C(org) et en $SiO_{2\ biogénique}$ retomber à des valeurs proches de celles de l'unité 3 (3 % en moyenne). La part des alumino-silicates se maintient constante entre 60 et 80 %. La fraction des carbonates détritiques ré-augmente à environ 20 %. Ceci s'exprime par un dépôt de lamines nettes alternant avec la sédimentation à dominante biogénique. Ces apports détritiques intermittents traduisent des évènements détritiques ponctuels dans le temps. Par ailleurs, l'augmentation du rapport K_2O/Al_2O_3 traduit une reprise des apports terrigènes en argiles minéralogiques.

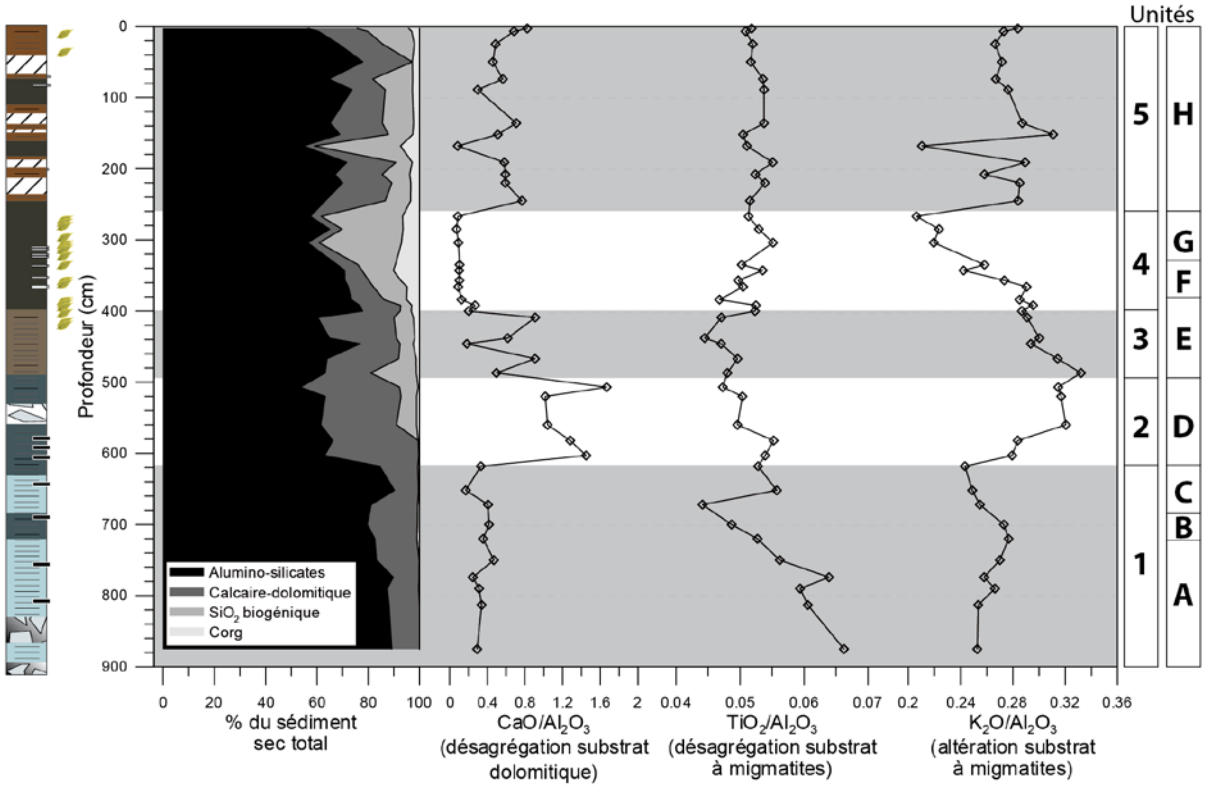


Figure 37 : Profils géochimiques verticaux des quatre fractions sédimentaires dominantes et caractérisation des apports détritiques.

B.III.3.2. Caractérisation de l'état d'altération des argiles

B.III.3.2.a Analyse de la minéralogie des argiles

L'analyse de la minéralogie des argiles a été réalisée en complément de l'étude des variations des éléments majeurs afin de caractériser l'expression minéralogique des processus d'altération chimique. Les phases argileuses peuvent traduire soit un héritage du substratum, soit de la transformation de phases minérales préexistantes par les processus d'altération chimique. Sous des latitudes tempérées, le processus d'altération chimique dominant est l'hydrolyse (Duchaufour, 2001). La réaction d'hydrolyse provoque une mise en solution progressive des éléments les plus mobiles (K, Ca, Na) puis dans un second temps, des minéraux de transition (Mg, Fe). La perte en cations, lorsqu'elle est suffisamment importante, peut provoquer un changement de phase argileuse (Figure 38).

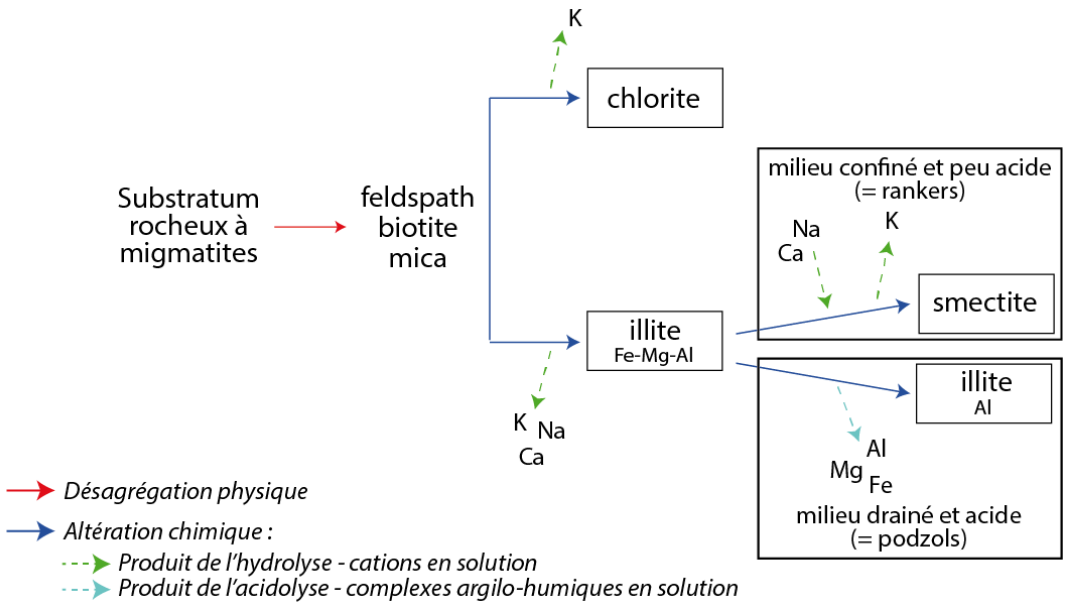


Figure 38 : Représentation schématique du processus d'altération d'une roche de migmatite en minéraux argileux et implication sur le transfert élémentaire.

D'une manière générale, le cortège argileux, qui varie peu en fonction de la profondeur (Figure 39), est dominé par l'illite (qui représente 65 % du total), puis secondairement par la chlorite (28 %). La forte abondance d'illite et de chlorite est associée à la présence de minéraux produits de l'altération primaire des roches de migmatite tels que les feldspaths, la muscovite et la biotite (Chamley, 1989). L'érosion physique est donc forte et le cortège argileux témoigne d'une hydrolyse peu avancée, étant probablement le reflet de sols peu matures. La smectite est peu présente (10 % en moyenne) mais la variation de cette phase est de forte amplitude (entre 0 et 22 %) dans la carotte VEN10-II. La kaolinite représente moins de 0.5 % des argiles. Sa présence est négligeable et traduit certainement un héritage du substrat.

La smectite présente un profil d'abondance découplé du groupe illite/chlorite. Le sédiment est riche en smectite entre 760 et 660 cm puis entre 610 et 370 cm. La smectite est une phase secondaire issue de la dégradation de l'illite, témoignant d'une hydrolyse plus avancée. Une première lecture de la comparaison entre l'abondance en smectite et en calcaires dolomitiques (Figure 39) - dont les profils sont parallèles entre 250 et 900 cm - pourrait suggérer que la source en smectites proviendrait de l'érosion mécanique des formations sédimentaires dolomitiques du Trias. Toutefois, le découplage de ces profils d'abondance entre 250 et 0 cm (augmentation à 20 % en calcaire dolomitique alors que la teneur en smectite est nulle) tend à prouver que la **source en smectite ne provient pas du substrat rocheux.** Afin d'écarter définitivement la première hypothèse, nous avons complété notre jeu de données par une mesure en diffraction aux rayons-X d'un échantillon de la roche dolomitique du bassin-versant. L'échantillon de roche du Trias est principalement composé d'illite et de chlorite (91 % ensemble) ; la teneur en smectite est inférieure à 5 % (Tableau 9). La faible abondance en smectite dans l'échantillon de roche du Trias démontre l'intervention d'une **autre source sédimentaire que celle du Trias, et très certainement de l'érosion chimique des sols.**

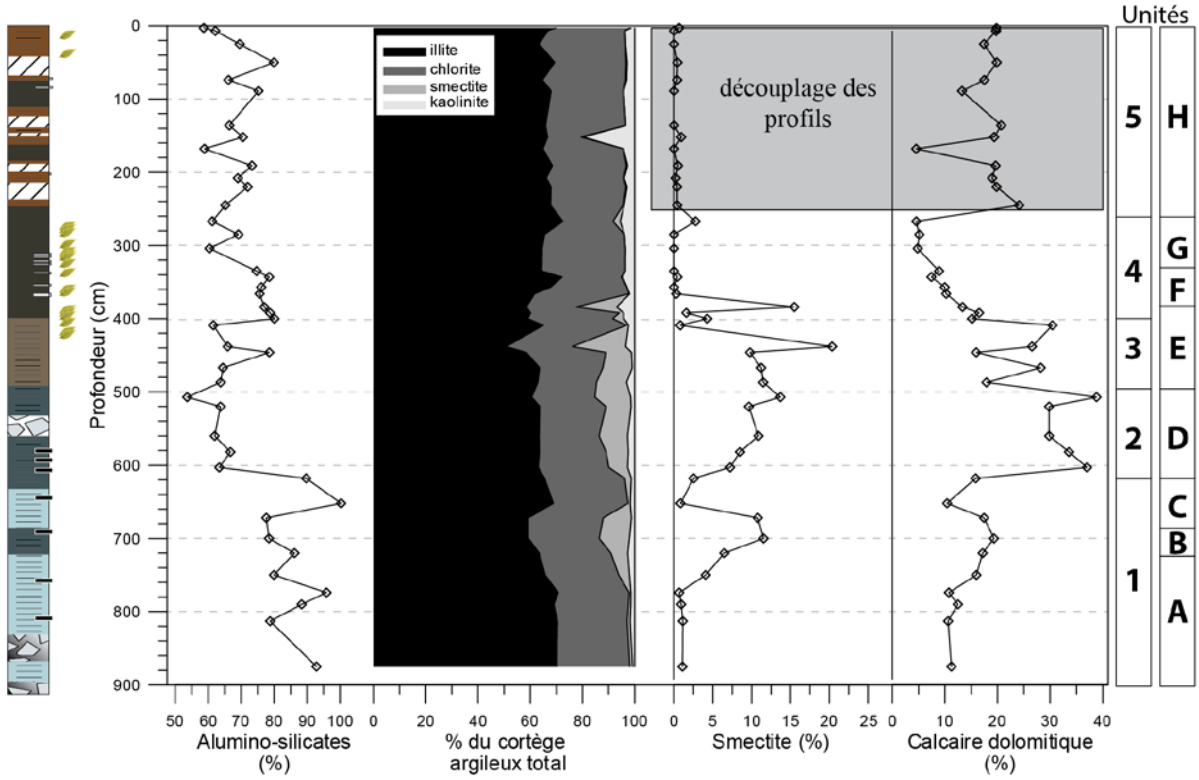


Figure 39 : Profils verticaux des fractions sédimentaires détritiques dominantes (alumino-silicates et calcaires-dolomitiques) et minéralogie des argiles.

Tableau 9: Abondance des phases argileuses de l'échantillon de roche du Trias.

Phase argileuse	Smectite	Illite	Chlorite	Kaolinite
Position [Å]	16,9	10	3,54	3,57
Teneur (%)	4,22	32,05	59,36	4,37

En complément de l'abondance relative des minéraux argileux, l'état d'altération chimique des argiles peut être plus précisément étudié par deux indicateurs (Figure 40) :

- Le rapport smectite/illite permet d'évaluer la part en minéraux secondaires (smectite) par rapport au minéral primaire (illite). Ainsi, plus ce rapport est élevé, plus l'altération des argiles est avancée (Biscaye, 1965) ;
- L'index d'altération chimique de l'illite correspondant au rapport 5Å/10Å (Esquevin, 1969). Cet index exprime la part en illite ferromagnésienne par rapport à l'illite alumineuse. Plus l'indice est élevé, plus la proportion en illite alumineuse est élevée, et plus l'illite est altérée.

B.III.3.2.b Interprétations

L'analyse des profils verticaux du rapport smectite/illite et de l'indice d'altération chimique de l'illite en parallèle de l'abondance des apports terrigènes en alumino-silicates montre une évolution de l'état d'altération de la fraction détritique silicatée le long du profil synthétique (Figure 40) :

- **de 909 à 760 cm :** les apports issus de la **désagrégation du substrat de migmatite** dominent alors que l'indice d'altération de l'illite est minimum (7) et que le rapport smectite/illite (S/I) est proche de 1. Le cortège argileux est principalement composé d'illites ferromagnésiennes peu altérées. Ainsi, cette période est caractérisée par la **prépondérance de l'érosion physique du substrat rocheux ;**
- **de 760 à 660 cm :** la part des apports terrigènes en argiles et le rapport 5Å/10Å augmentent. Les apports terrigènes sont caractérisés par une illite alumineuse, plus altérée que dans l'unité précédente. Le rapport S/I augmente à une valeur de 20. L'apparition de smectite témoigne de la mise en place de processus **d'hydrolyse au sein des sols** permettant la transformation des minéraux primaires (illites et micas) en argiles secondaires. La néoformation des smectites a lieu en général dans des **sols alcalins et mal drainés** (Baize, 2009) que l'on suppose se développer à cette période dans le bassin-versant du lac ;
- **de 760 à 610 cm :** les proportions d'illite alumineuse et de smectite diminuent alors que le rapport Ti/Al ré-augmente. Le cortège argileux est peu altéré. Ces éléments témoignent d'un **retour à une érosion physique des migmatites** ;
- **de 610 à 370 cm :** la part en smectite est maximale (20 %) tandis que l'illite est plus alumineuse (rapport 5Å/10Å élevé) et les apports en alumino-silicates sont dominés par la production

d'argiles pédogénétiques. Les processus d'altération chimique sont importants et reflètent le **développement des sols en conditions alcalines et mal drainées** ;

- **de 370 à 250 cm :** la concordance de faibles valeurs des rapports TiO_2/Al_2O_3 et K_2O/Al_2O_3, indique une faible contribution des apports détritiques en alumino-silicates, que ce soit dû à l'érosion mécanique ou à l'altération chimique du substrat de migmatite. La disparition des smectites n'est pas associée à des illites moins altérées : les illites sont globalement alumineuses. Les processus d'altération chimique se produisent probablement dans des **sols évolués, bien drainés, vraisemblablement en contexte acide (de type Podzols)** ;
- **de 250 à 0 cm :** les apports terrigènes en argiles pédogénétiques augmentent et les illites sont très alumineuses (rapport 5Å/10Å maximal). Cette période est donc marquée par des processus **d'érosion mécanique affectant des minéraux argileux altérés (érosion des sols)**.

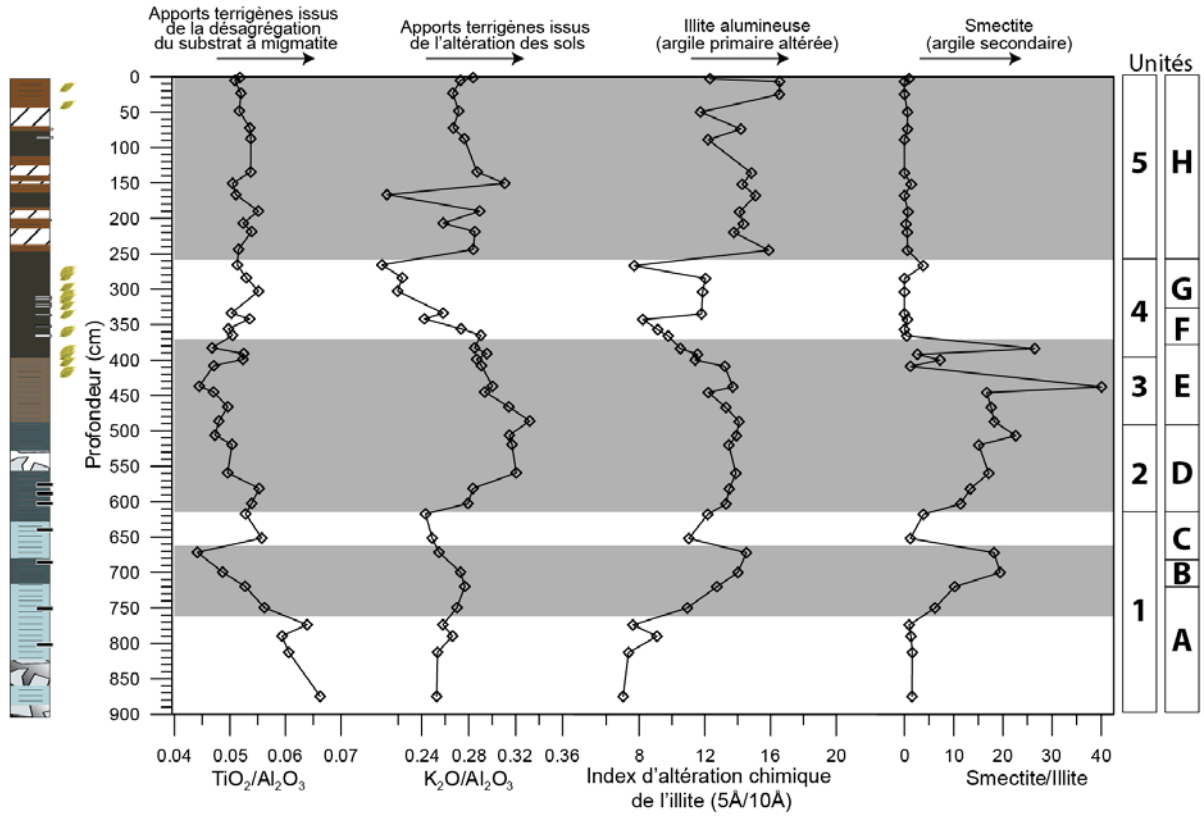


Figure 40 : Abondance des apports terrigènes en alumino-silicates et degré d'altération.

B.III.4. Modèles de calibration des données semi-quantitatives

Les analyses semi-quantitatives réalisées en continu permettent par un temps d'analyse réduit d'accéder à des informations sédimentologiques et géochimiques à très haute résolution. La comparaison de ces résultats avec des dosages quantitatifs discrets permet à l'aide de modèles statistiques de :

- démontrer quelles informations sédimentologiques ou géochimiques représentent les profils semi-quantitatifs ;
- quantifier les variations sédimentologiques ou géochimiques acquises à haute résolution.

B.III.4.1. Calibration des données d'XRF core scanner

B.III.4.1.a Paramètre d'incohérence, teneur en eau et carbone organique

Plusieurs études suggèrent une relation entre les paramètres de cohérence et d'incohérence mesurés par l'Itrax core scanner et les teneurs en matière organique et/ou en eau du sédiment (e.g. Guyard et al., 2007 ; Lopez-Merino et al., 2011 ; Jouve et al., 2013 ; Fortin et al., 2013). La relation entre ces paramètres de réémission et des dosages ponctuels est pourtant rarement quantifiée. En théorie, le paramètre d'incohérence augmente avec la concentration en éléments ayant des masses atomiques faibles et donc serait proportionnel à la porosité du sédiment, laquelle est par essence directement dépendante de la composition sédimentologique.

Dans le cas de la carotte VEN10-II, présentant une variété sédimentaire certaine (4 pôles de mélange), la relation entre le paramètre Incohérent/Cohérent (Inc/coh) et la concentration en matière organique est positive mais présente deux tendances distinctes (Figure 41). Entre 0 et 4 % de C(org), une relation linéaire et positive existe. Par contre entre 4 et 12 % de C(org), les valeurs du rapport Inc/coh atteignent un plateau ; il n'y a plus de relation.

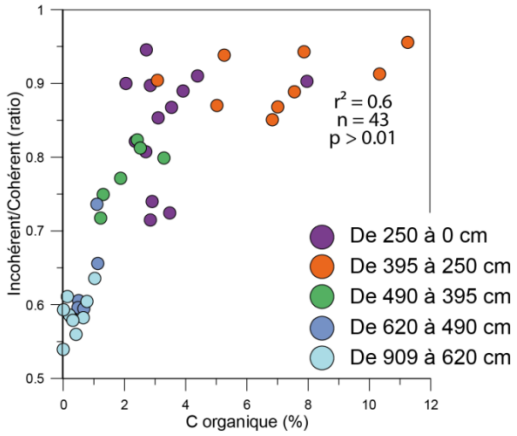


Figure 41 : Diagramme de corrélation entre le rapport Incohérent/cohérent en fonction de la teneur en carbone organique et classé selon la profondeur.

Ainsi, si nous testons l'hypothèse selon laquelle le rapport Inc/coh pourrait exprimer, de façon quantitative et linéaire, la variation à très haute résolution du C(org), nous obtenons une relation positive, globalement linéaire et une qualité d'ajustement moyenne (r^2 = 0.6) mais néanmoins significative à moins de 1% d'erreur (seuil de significativité pour n = 43 à 1% est 0.393). Or, la comparaison entre le C(org) reconstruit par le Inc/coh et les dosages en C(org) montre une forte déviation des données entre 395 et 250 cm (Figure 42).

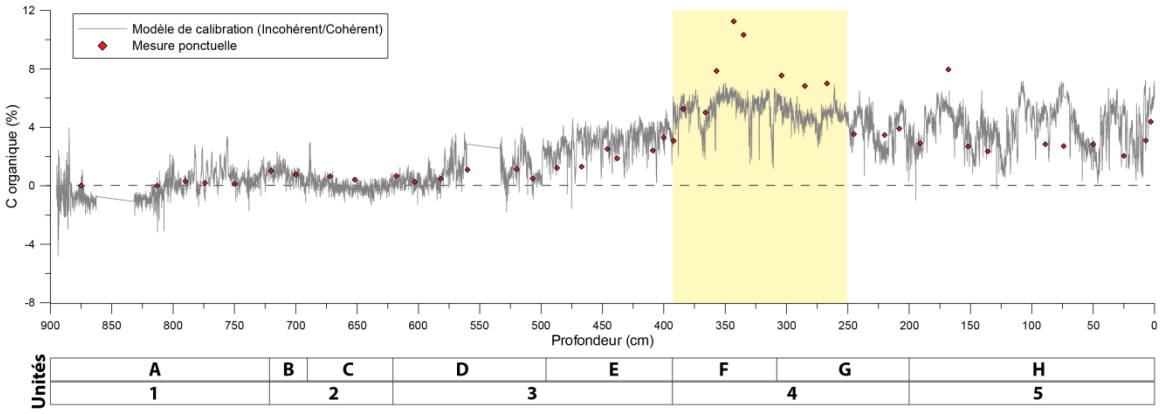


Figure 42 : Reconstitution quantitative haute résolution (1 mm) du C(org) par le modèle de régression linéaire appliqué sur le paramètre Incohérent/Cohérent.

Les dosages quantitatifs ponctuels sont représentés par des losanges. Notez la mauvaise qualité d'ajustement de ce modèle dans l'unité entre 395 et 250 cm.

Les relations entre le rapport Inc/coh et la teneur en eau apparaissent bien meilleures (Figure 43). Le nuage de points présente une élongation linéaire et positive. Le meilleur modèle de prédiction est celui reliant le rapport Inc/coh à la teneur en eau avec une relation linéaire, positive, significative à 1 % et de forte intensité (r^2 = 0.79). La reconstruction à haute résolution de la teneur en eau par ce modèle de régression linéaire apparaît très performante (Figure 44). Les écarts au modèle ne présentent pas de structure particulière, notamment en fonction du sédiment.

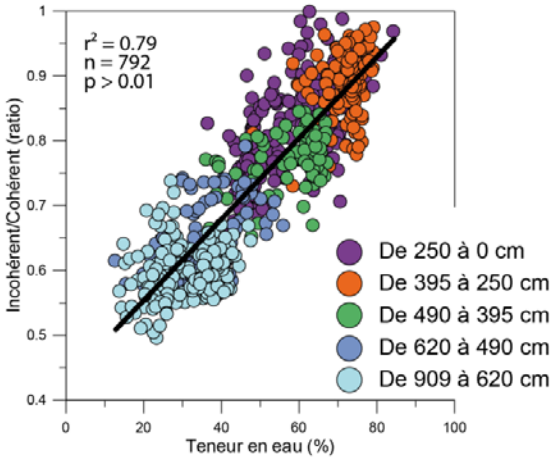


Figure 43 : Diagramme de corrélation entre les paramètres de cohérence et d'incohérence en fonction de la teneur en eau et classé selon la profondeur.

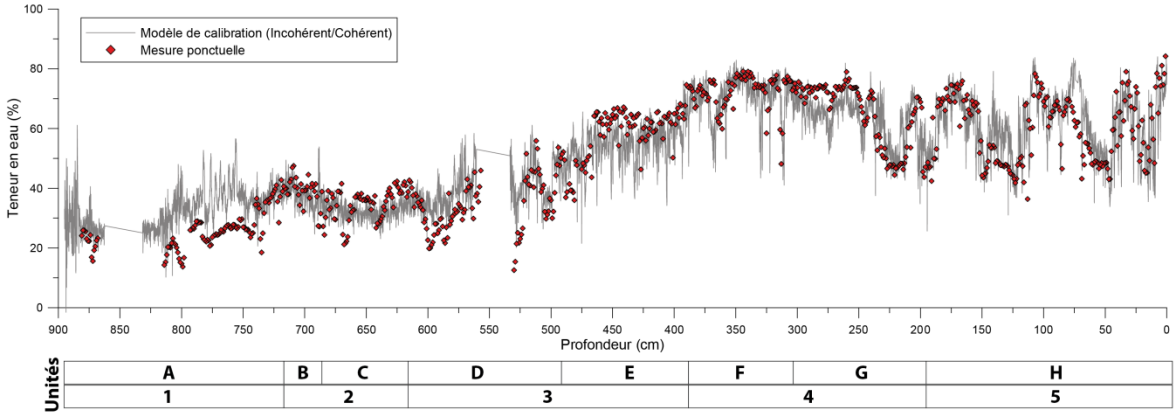


Figure 44 : Reconstitution quantitative haute résolution (1 mm) de la teneur en eau (%) par le modèle de régression linéaire appliqué sur le paramètre Incohérent/Cohérent.

Les dosages quantitatifs ponctuels sont représentés par des diamants. Notez la bonne qualité d'ajustement de ce modèle.

Ainsi, nos résultats montrent que **le rapport Inc/coh peut être utilisé comme traceur de la teneur en eau sur l'ensemble de la section VEN10-II**, quelle que soit la proportion de chacune des fractions sédimentaires (matière organique, opale, alumino-silicates et carbonates détritiques). Cependant, **le rapport Inc/coh ne permet pas de prédire les valeurs en C(org) dans l'unité la plus riche en C(org)** (entre 395 et 250 cm).

Le diagramme de la teneur en eau en fonction du C(org) (Figure 45) montre la même répartition du nuage de points qu'entre le rapport Inc/coh, avec un plateau de la teneur en eau à environ 70 % pour les échantillons compris entre 395 et 250 cm alors que les valeurs en C(org) augmentent entre 4 et 12 %.

Ainsi, dans le cas d'un sédiment particulièrement riche en C(org), une attention doit être spécifiquement portée quant à l'utilisation du rapport Inc/coh comme traceur très haute résolution du C(org). La calibration est néanmoins valable dans le sédiment à dominante minérogénique (alumino-silicates et carbonates détritiques).

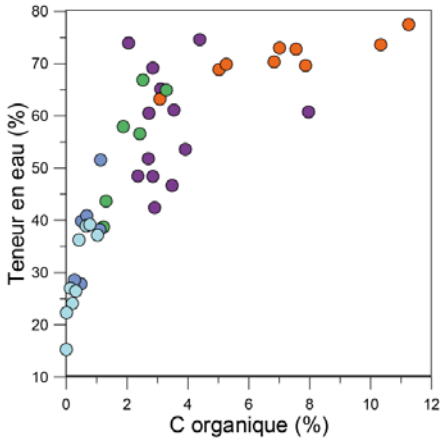


Figure 45 : Diagramme de la teneur en eau (%) en fonction du C(org) classé selon la profondeur.

B.III.4.1.b Silice biogénique

Pour établir un modèle de calibration pour la silice biogénique, de la même manière que dans le cas des dosages quantitatifs (Chapitre III-B.III.3.1.b(ii)1), il est nécessaire d'extraire la part de Si d'origine biogénique de la part de Si portée par la fraction des alumino-silicates. Le rapport Si/K permet d'individualiser la part de Si n'étant pas portée par la fraction des alumino-silicates (et résumée ici par le K). Le diagramme de Si/K en fonction du $SiO_{2\ biogénique}$ présente une relation linéaire et positive entre 3 et 37 % de $SiO_{biogénique}$ (Figure 46). Pour les échantillons dont le $SiO_{2\ biogénique}$ est égal à 0 %, le rapport Si/K varie entre 0,06 et 0,15 entre 909 et 506 cm. La présence de sables (quartz) pourrait expliquer les importantes valeurs exceptionnelles mesurées par l'XRF core scanner. Le modèle est ainsi bâti sur les unités présentant une concentration en $SiO_{2\ biogénique}$ différente de 0, c'est-à-dire entre 560 et 0 cm de profondeur (Figure 46). Le modèle de régression linéaire validé à 1% d'erreur est positif et de forte intensité (r^2 = 0,71).

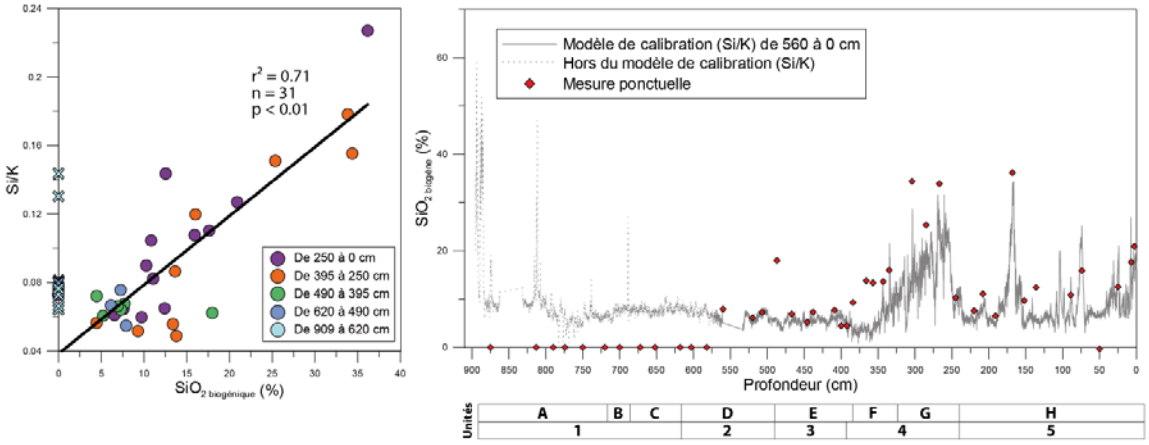


Figure 46 : Modèle de calibration et de prédiction de la silice biogénique par XRF core scanner.

Diagramme de corrélation du rapport Si/K (XRF core scanner) en fonction de la concentration en $SiO_{2\ biogénique}$ (%) classé selon la profondeur et reconstitution quantitative haute résolution (1 mm) du $SiO_{2\ biogénique}$ (%) par le modèle de régression linéaire (entre 560 et 0 cm). Les dosages quantitatifs ponctuels sont représentés par des losanges. Notez la bonne qualité d'ajustement de ce modèle.

B.III.4.1.c Soufre Total

La concentration en soufre total varie entre 0 et 1 % du sédiment total sec. La relation entre le TS (%) et l'abondance en S mesurée par XRF core scanner suggère une relation positive, linéaire de faible intensité (r^2 = 0,42) mais néanmoins significative à 1 % d'erreur (Figure 47). Le modèle de régression linéaire est de bonne qualité, sauf pour 3 points de mesure pour lesquels le TS (%) est sous-estimé entre 0,5 et 1 %. L'utilisation de la courbe du S à haute résolution est valide, mais la qualité de la calibration pourrait probablement être améliorée par de nouvelles mesures en TS (%) dans les sections a priori riches en celui-ci, c'est-à-dire entre 450 et 100 cm (Figure 47).

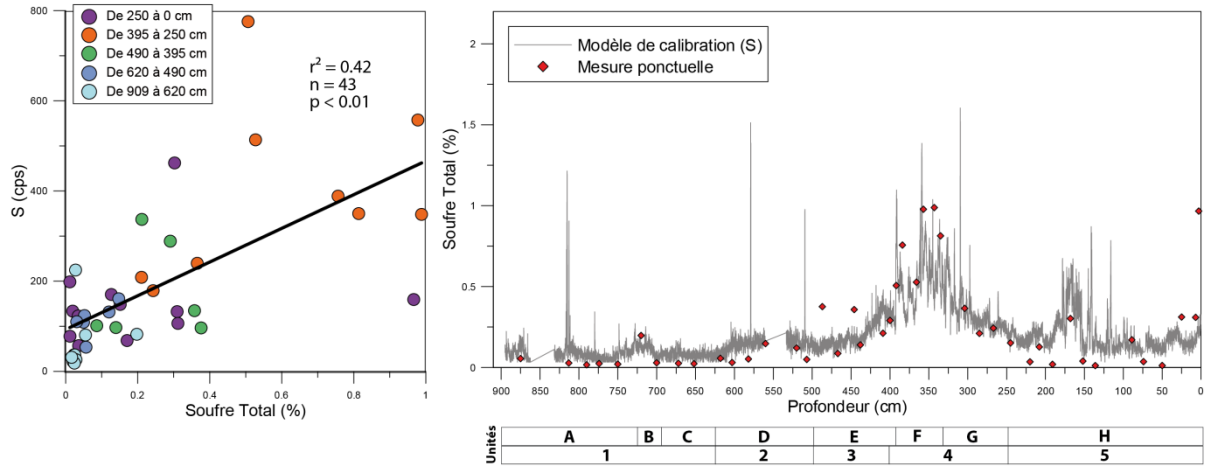


Figure 47 : Modèle de calibration et de prédiction du soufre par XRF core scanner.

Diagramme de corrélation du S (XRF core scanner) en fonction de la concentration en soufre total (%) classé selon la profondeur et reconstitution quantitative haute résolution (1 mm) du TS (%) par le modèle de régression linéaire. Les dosages quantitatifs ponctuels sont représentés par des losanges.

B.III.4.1.d Fraction des carbonates détritiques

Nous avons montré que l'association CaO-MgO représente la fraction carbonatée détritique (calcaires dolomitiques) (Chapitre III-B.III.3.1.c). Le Ca étant bien mesuré sur l'Itrax core scanner, nous avons choisi cet élément plutôt que le Mg pour une calibration quantitative. La relation entre CaO (%) et Ca (kcps) présente une corrélation positive d'intensité moyenne (r^2 = 0,58) ; les concentrations faibles en CaO entre 400 et 250 cm de profondeur sont systématiquement surestimées (Figure 48). Le modèle de régression entre Ca (intensité XRF) et le CaO (%) est linéaire (Figure 48), positif et de forte intensité (r^2 = 0,58, p > 0,01). L'ajustement entre les dosages quantitatifs et le modèle de calibration est de bonne qualité et traduit les variations relatives en CaO (%). Cependant le modèle ne permet pas de reproduire les très faibles concentrations en CaO (moins de 1 %).

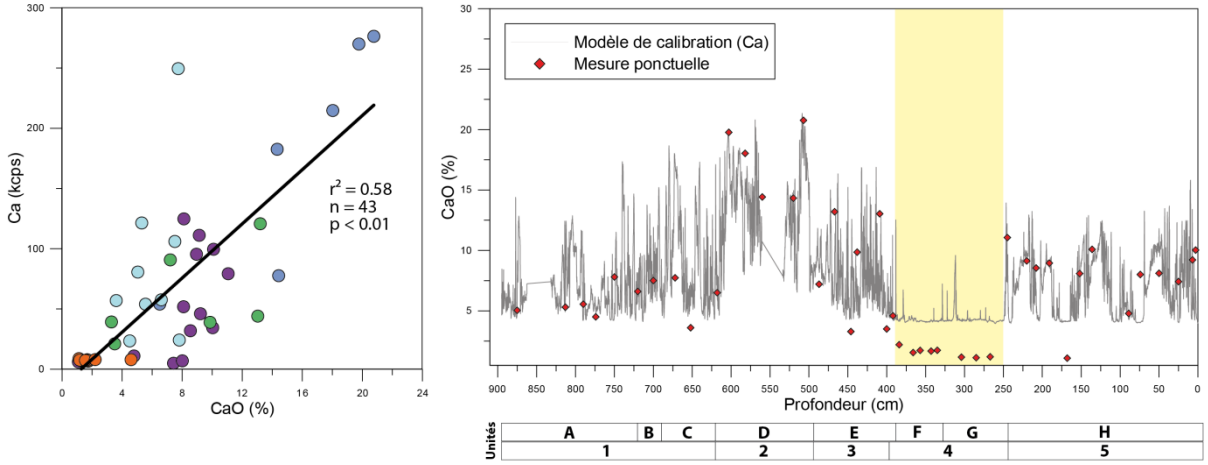


Figure 48 : Modèle de calibration et de prédiction du calcium par XRF core scanner.

Diagramme de corrélation du Ca (XRF core scanner) en fonction de la concentration en CaO (%) et classé selon la profondeur et reconstitution quantitative haute résolution (1 mm) du CaO (%) par le modèle de régression linéaire. Les dosages quantitatifs ponctuels sont représentés par des losanges. Notez la difficulté de prédire les teneurs en CaO lorsque celles-ci sont proches de zéro.

B.III.4.1.e Fraction des alumino-silicates

L'association des éléments est définie comme la fraction des alumino-silicates (Chapitre III-B.III.3.1.c) et peut être séparée en deux pôles minérogéniques avec d'un côté les éléments caractéristiques de la désagrégation du substrat de migmatite (Ti, Na) et d'un autre côté les éléments du produit de son altération (Al, K, Fe).

(i) Désagrégation du substrat de migmatite

La désagrégation du substrat de migmatite peut être résumée par le Ti, bien mesuré par l'XRF core scanner. La relation entre TiO_2 (%) et le Ti (kcps) est linéaire, positive et de moyenne intensité (r^2 = 0,51, p > 0,01) (Figure 49). On peut noter une bonne qualité d'ajustement, même si le modèle a tendance à surestimer les valeurs en TiO_2 (%) entre 575 et 400 cm (Figure 49).

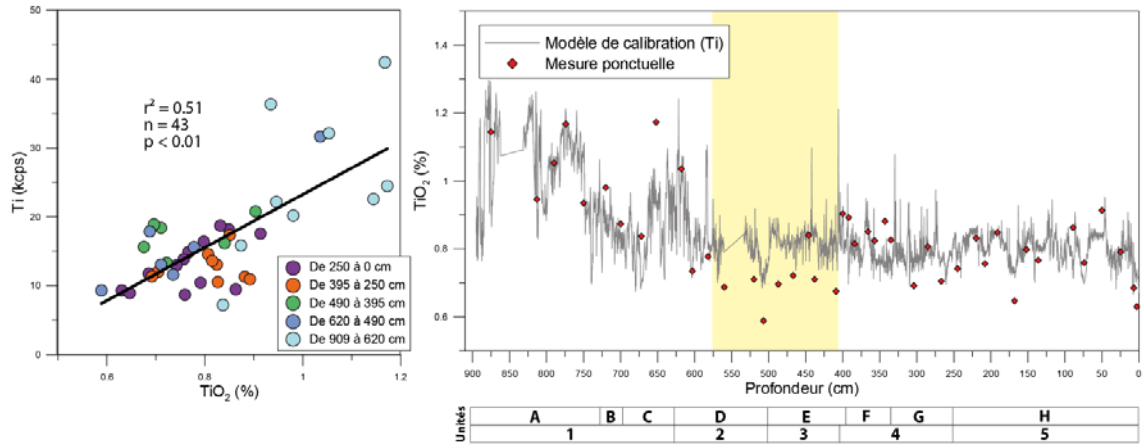


Figure 49 : Modèle de calibration et de prédiction du titane par XRF core scanner.

Diagramme de corrélation du Ti (XRF core scanner) en fonction de la concentration en TiO_2 (%) et classé selon la profondeur et reconstitution quantitative haute résolution (1 mm) du TiO_2 (%) par le modèle de régression linéaire. Les dosages quantitatifs ponctuels sont représentés par des losanges.

(ii) Altération du substrat de migmatite

L'information concernant l'altération du substrat de migmatite tracée à travers les éléments du cortège argileux peut être résumée par le K mesuré à l'XRF core scanner. La relation entre K_2O/Al_2O_3 et le K/Ti est linéaire, positive et de moyenne intensité (r^2 = 0,40, p > 0.01) (Figure 50). Le modèle a tendance à sous-estimer les valeurs du rapport K_2O/Al_2O_3 lorsque les réémissions XRF de Ti et K sont faibles (c.à.d. lorsque le sédiment est riche en eau et en matière organique).

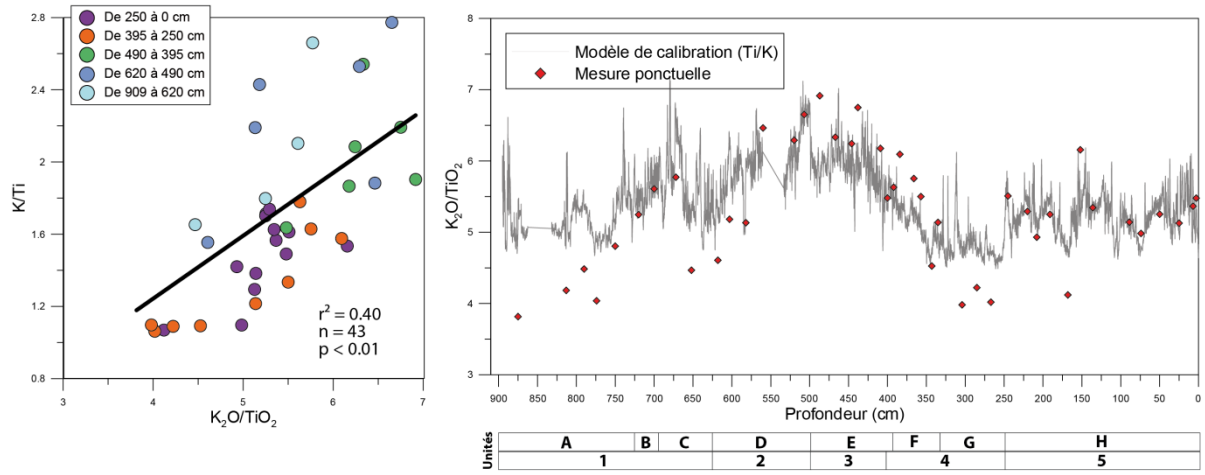


Figure 50 : Modèle de calibration et de prédiction du rapport potassium sur titane par XRF core scanner.

Diagramme de corrélation du rapport K/Ti (XRF core scanner) en fonction du rapport K_2O/Al_2O_3 et classé selon la profondeur et reconstitution quantitative haute résolution (1 mm) du K_2O/Al_2O_3 par le modèle de régression linéaire. Les dosages quantitatifs ponctuels sont représentés par des losanges.

B.III.4.2. Calibration des données de spectroscopie infrarouge

Afin de rechercher une calibration quantitative à haute résolution des mesures géochimiques concernant la fraction organique, nous avons réalisé, en parallèle, des dosages en concentration en carbone organique, en azote total, et une mesure de l'absorbance infrarouge de ces mêmes échantillons. Les modèles de calibration ont été bâtis suivant la méthode statistique de la PLS (Partial Least Square) selon les paramètres résumés dans le Tableau 10.

Tableau 10 : Paramètres statistiques utilisés pour la calibration et la prédiction des concentrations en carbone organique et en azote total par les mesures de spectroscopie infrarouge.

RMSEP : racine de l'erreur quadratique moyenne. CV : coefficient de variation.

Modèles de calibration

	Corg (%)	TN (%)
Nombre de composantes	10	3
Nombre d'individus	33	33
Minimum	0,00	0,02
Maximum	11,25	1,06
Gradient	11,25	1,04
Moyenne	3,01	0,31
RMSEP	0,97	0,09
R^2 CV	0,98	0,84

Modèles de prédiction

	Corg (%)	TN (%)
Nombre d'individus	351	351
Minimum	-0,54	-0,11
Maximum	12,63	0,98
Gradient	12,09	0,87
Moyenne	3,70	0,38
R^2 CV	0,99	0,94

Le modèle de prédiction du C(org) nécessite la prise en compte, au minimum, de dix composantes principales pour obtenir une représentation satisfaisante du training set (Figure 51A) avec une RMSEP (Root Mean Square Error of Prediction, racine de l'erreur quadratique moyenne) de ~1 %. Le jeu de données de départ est caractérisé par une distribution des valeurs de C(org) comprise entre 0 et 11.25 % (moyenne de 3.0 %, Tableau 10). Le modèle de prédiction apparaît performant (r^2 = 0.99) et la distribution des teneurs en C(org) prédites est comprise entre -0.54 et 12.63 % (moyenne de

3.7 %). La représentation de ces résultats, face à la profondeur carotte (Figure 52A), montre un très bon ajustement du modèle aux dosages quantitatifs.

Le modèle de prédiction du TN repose sur 3 composantes principales, suffisantes pour obtenir une bonne représentation du training set (Figure 51B) avec une RMSEP de ~0.09 %. La distribution des concentrations en TN est comprise entre 0.02 et 1.06 % (moyenne de 0.31 %, Tableau 10). Le modèle de prédiction est performant (r^2 = 0.94). La distribution prédite en TN est comprise entre -0.11 et 0.98 % (moyenne de 0.38 %). La représentation de ces résultats face à la profondeur carotte montre un très bon ajustement aux dosages quantitatifs (Figure 52B).

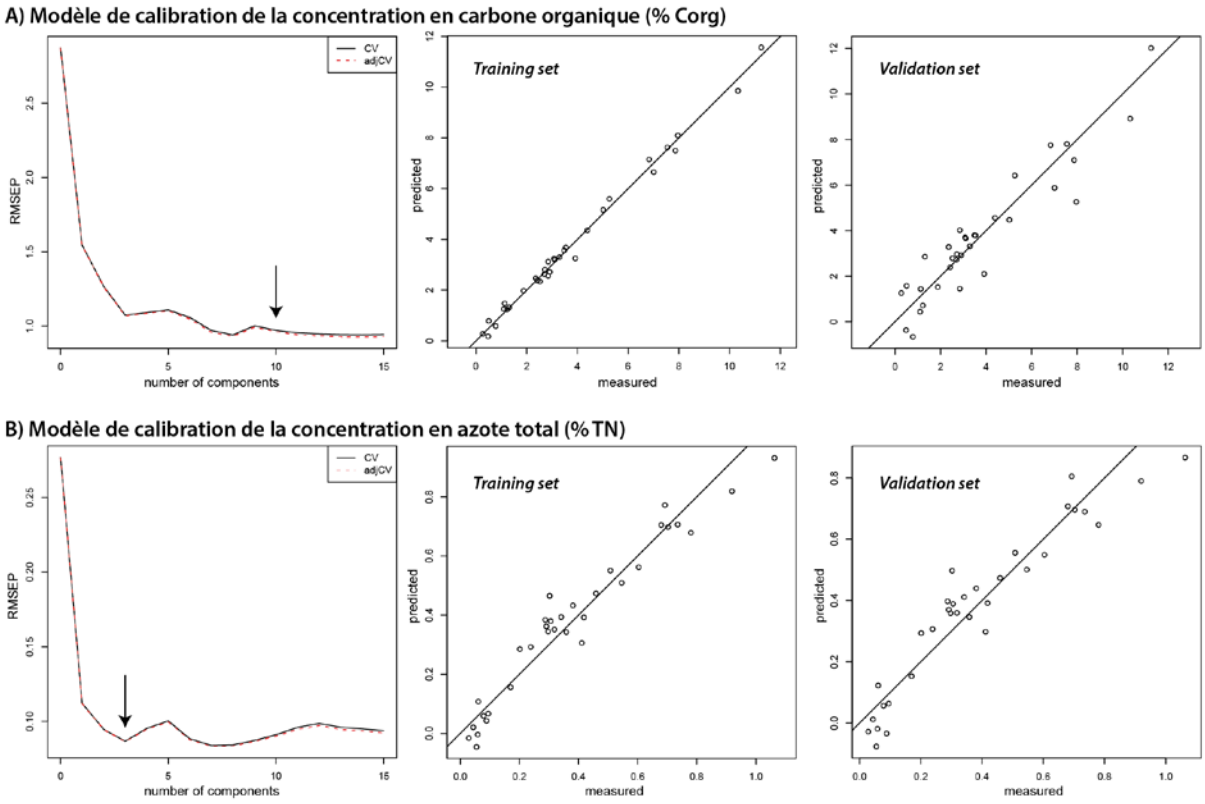


Figure 51 : Qualité statistique des modèles de calibrations construits pour prédire A) les concentrations en carbone organique (%C(org)) et B) en azote total (%TN) par les mesures de spectroscopie infrarouge.

La bonne performance des modèles de calibration est aussi démontrée par le calcul du rapport C(org)/TN sur les résultats de prédiction. En effet, l'ajustement présenté en Figure 52, est très convaincant et les résultats peuvent être utilisés comme traceur à haute résolution du rapport C/N, particulièrement sur l'intervalle compris entre 450 et 0 cm au cours duquel les valeurs des concentrations en carbone organique et en azote total sont significatives.

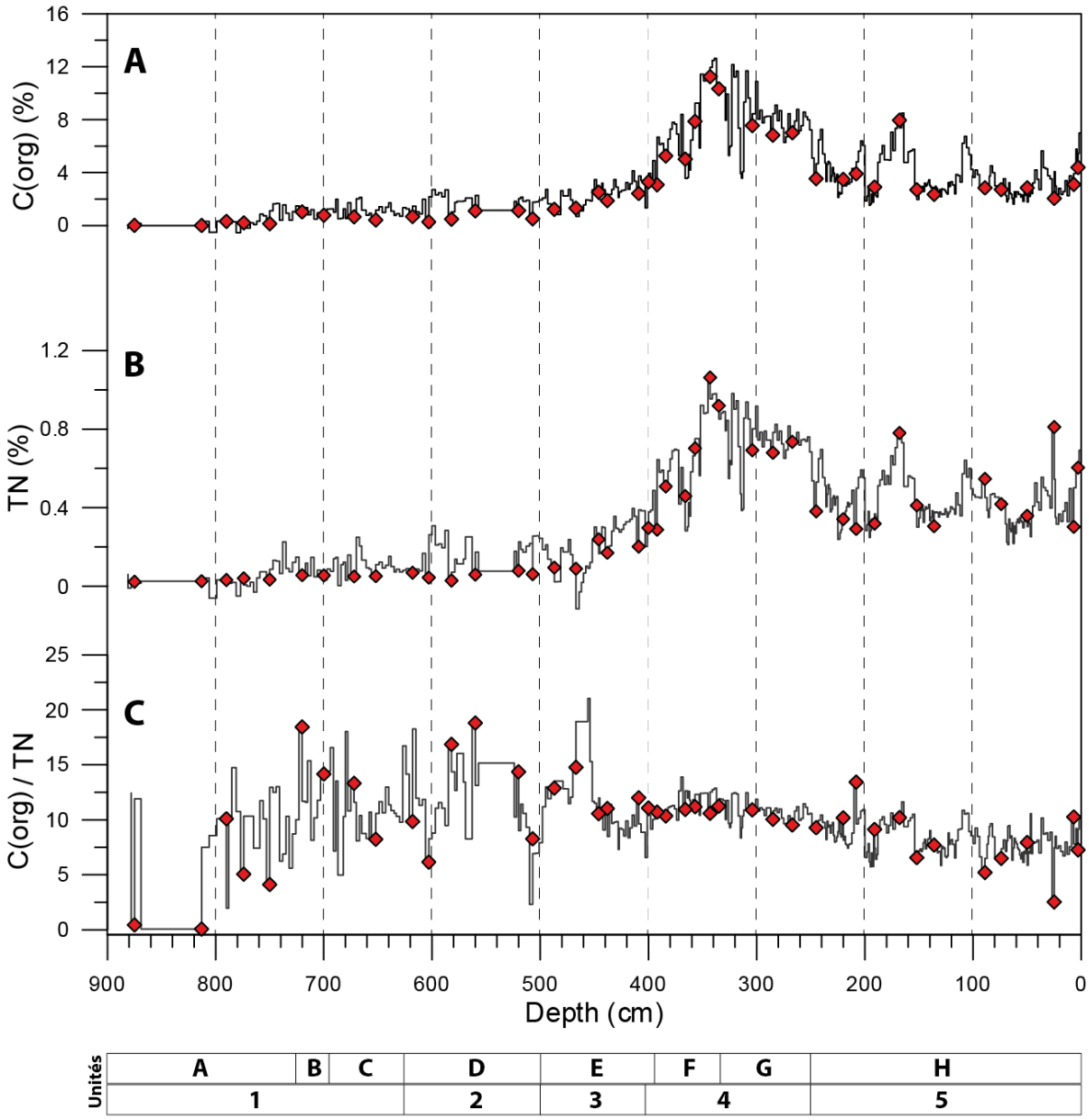


Figure 52 : Reconstitutions quantitatives à haute résolution des teneurs en C(org) (A), en TN (B) et en C/N (C).

B.III.4.3. Conclusions

Les résultats élémentaires en XRF core scanner sont d'une manière générale dépendants de la teneur en eau, la matière organique n'étant correctement prédite que lorsque sa concentration est faible. En fonction des éléments, associés à des fractions minérogéniques (Ti, Ca, K) ou biogéniques (Si des diatomées), les modèles de prédiction sont relativement performants. En vue de l'amélioration des modèles de calibration, il faudrait s'affranchir des changements de réémission dû aux variations de teneur en eau, c'est-à-dire réaliser plusieurs modèles sur des intervalles de profondeur pour lesquels les gammes de valeurs de la teneur en eau seraient homogènes (par unité par exemple). Pour ce faire,

et pour réaliser des modèles indépendants, la densité de points de calibration doit être augmentée par section de teneur en eau homogène.

Les résultats des modèles de calibration de la fraction organique par l'analyse infrarouge du sédiment total sec sont très performants et permettent donc de prédire à très haute résolution spatiale les teneurs en Carbone Organique Total et en Azote Total, quelles que soient les unités considérées. La qualité des modèles est d'autant plus significative que le rapport C/N - calculé *a posteriori* - est également très bien prédit.

La démarche qui consistait à coupler des analyses semi-quantitatives relativement rapides (réalisées en continu) avec des analyses quantitatives ponctuelles, s'avère donc pertinente et performante au lac de Vens, où :

- les contributions des quatre fractions dominantes sédimentaires varient de façon importante à l'échelle du profil sédimentaire (basse fréquence) ;
- et où ces variations s'expriment aussi à haute fréquence à l'échelle de la lamine (notamment pour la fraction des carbonates détritiques).

B.IV. Analyse pollinique

L'analyse pollinique réalisée sur la carotte VEN10-II compte 88 échantillons. 86 taxons polliniques ont été identifiés, ainsi que les spores et algues les plus couramment observées (Figure 53 et Figure 54). Les zones polliniques (LPAZ, Local Pollen Assemblage Zones) ont été déterminées par la méthode des clusters ordonnés selon la profondeur (Grimm 1987 ; Bennett, 1996). Le cadre palynostratigraphique sera détaillé et discuté dans l'article n°3 grâce à la confrontation de nos données avec des enregistrements polliniques régionaux de référence. Les chronozones correspondantes sont reportées à droite du diagramme pollinique ; ainsi la séquence sédimentaire couvre une partie du Tardiglaciaire puis de l'Holocène, soit environ les 14000 dernières années. Nous reconstituons ici les principales dynamiques paléoécologiques qui se sont succédées dans le bassin-versant de Vens depuis la formation du lac.

B.IV.1. Alleröd (LPAZ-1)

Les assemblages polliniques de cette première période sont caractérisés par de forts taux de pollen arboréen (82 %), principalement dominés par *Pinus* type *sylvestris*. Les occurrences sporadiques de *Quercus* décidu*, Corylus* et *Abies* témoignent d'un transport des grains de pollen sur de longues distances, depuis les plaines et vallées de plus basse altitude. La présence continue de *Juniperus*, dont le pollen est peu dispersé, en association avec *Pinus* type *sylvestris* montre le développement de formations de landes arbustives, notamment en partie haute du versant. Les taxons herbacés steppiques (Chenopodiaceae, *Artemisia*, Poaceae, *Ephedra fragilis* et *Thalictrum*), dont le pollen se disperse peu, se développent dans le bassin-versant du lac. *Dryopteris filis mas*, une espèce de fougère communément retrouvée dans les zones rocailleuses de montagne, indifférente au sol mais demandant une certaine humidité, témoigne probablement de processus de ruissellements sur les versants.

Globalement, une **végétation steppique de montagne** (Figure 53) colonise donc les versants à proximité du lac. On peut donc poser l'hypothèse que **la limite supérieure des arbres se situait tout juste à l'altitude du lac.**

B.IV.2. Dryas Récent (LPAZ-2)

Les diminutions brutales des fréquences de pollen arboréen et de *Pinus* type *sylvestris* (45 %) en même temps que de fortes fréquences de Poaceae, d'*Artemisia* et de Chenopodiaceae témoignent d'un **revers dans la colonisation végétale des versants** par les espèces ligneuses. Le paysage est ouvert et les pelouses rases steppiques dominent : un premier optimum à *Artemisia* est observé, suivi par le développement important des Poaceae. Cet épisode est également marqué par les courbes continues simultanées d'*Ephedra fragilis* et d'*Ephedra dystachia*.

B.IV.3. Préboréal et Boréal (LPAZ-3 et 4)

Les taxons herbacés diminuent. *Pinus* type *sylvestris* reprend son expansion et les essences forestières se diversifient : les courbes continues de la plupart des taxons arboréens méso-thermophiles (à l'exception de *Picea, Fagus*, *Quercus ilex, Juglans, Castanea, Olea*, et *Larix*) débutent pendant cette période. Ces dynamiques forestières, initiées par le réchauffement climatique rapide du début de l'Holocène, débutent avec *Betula* qui joue un rôle de pionnier. Il est probable que **la limite supérieure des arbres** (association à *Pinus- Betula*) **monte en altitude au-delà du lac de Vens,** à 2300 m. Les boisements se diversifient en LPAZ-4 (optimum de *Betula* et de *Corylus*). Le développement local de feuillus pionniers est attesté par la présence de macro-fossiles ligneux d'*Alnus, Betula* et *Salix* (déterminations : C. Delhon). La présence d'une forte concentration en spores de *Polypodium*, suggère également la mise en place d'une **ambiance pré-forestière à forestière dans le bassin-versant.**

B.IV.4. Atlantique (début de LPAZ-5)

Les fréquences d'*Abies* sont maximales (39 %) et les pollens arboréens dominent les assemblages polliniques (85 %). L'abondance en macrorestes d'*Abies* et *Pinus* témoigne d'une expansion d'une sapinière en mélange avec le pin sylvestre dans le bassin-versant du lac de Vens. **La forêt atteint son extension maximale** durant cette période. Il faut noter également l'apparition d'occurrences régulières de *Larix* et de *Picea* concomitantes d'une diminution de *Pinus* type *sylvestris* : cela pourrait indiquer une ouverture, discrète mais précoce (*Larix* est un faible disperseur, sa présence pollinique témoigne de l'installation d'un mélézin *in situ*).

B.IV.5. Subboréal/subatlantique (fin de LPAZ-5 et 6)

La chute du pourcentage de pollen arboréen à 50 % est caractérisée d'abord par une diminution des fréquences de sapin (5 % en moyenne) et une augmentation significative de la diversité pollinique (Figure 54). Le cortège herbacé témoigne du **développement d'une pelouse alpine** dominée par les Poaceae (~18 %) et *Artemisia* (5 %). La disparition des macrorestes ligneux indique que la **couverture forestière des versants a fortement régressé** : on peut raisonnablement proposer que seuls quelques arbres isolés subsistent probablement au-delà de l'altitude du lac (occurrences faibles mais quasi-continues de *Larix* et *Picea*). Les taxons herbacés nitrophiles sont représentés dès le début de la LPAZ 5, avec des fréquences inférieures à 5 %. C'est à partir de la LPAZ-6, et plus particulièrement durant le Moyen Âge, que le cortège anthropogénique (*Urtica, Mentha*, Chenopodiaceae, *Plantago, Rumex*) atteint des valeurs maximales autour de 22 % de la somme pollinique totale. Ceci atteste une **forte pression des activités pastorales sur le site**. On peut également interpréter les fortes concentrations de spores de *Botrychium* et de *Selaginella*, comme des indices probables d'une **d'une érosion superficielle des sols**.

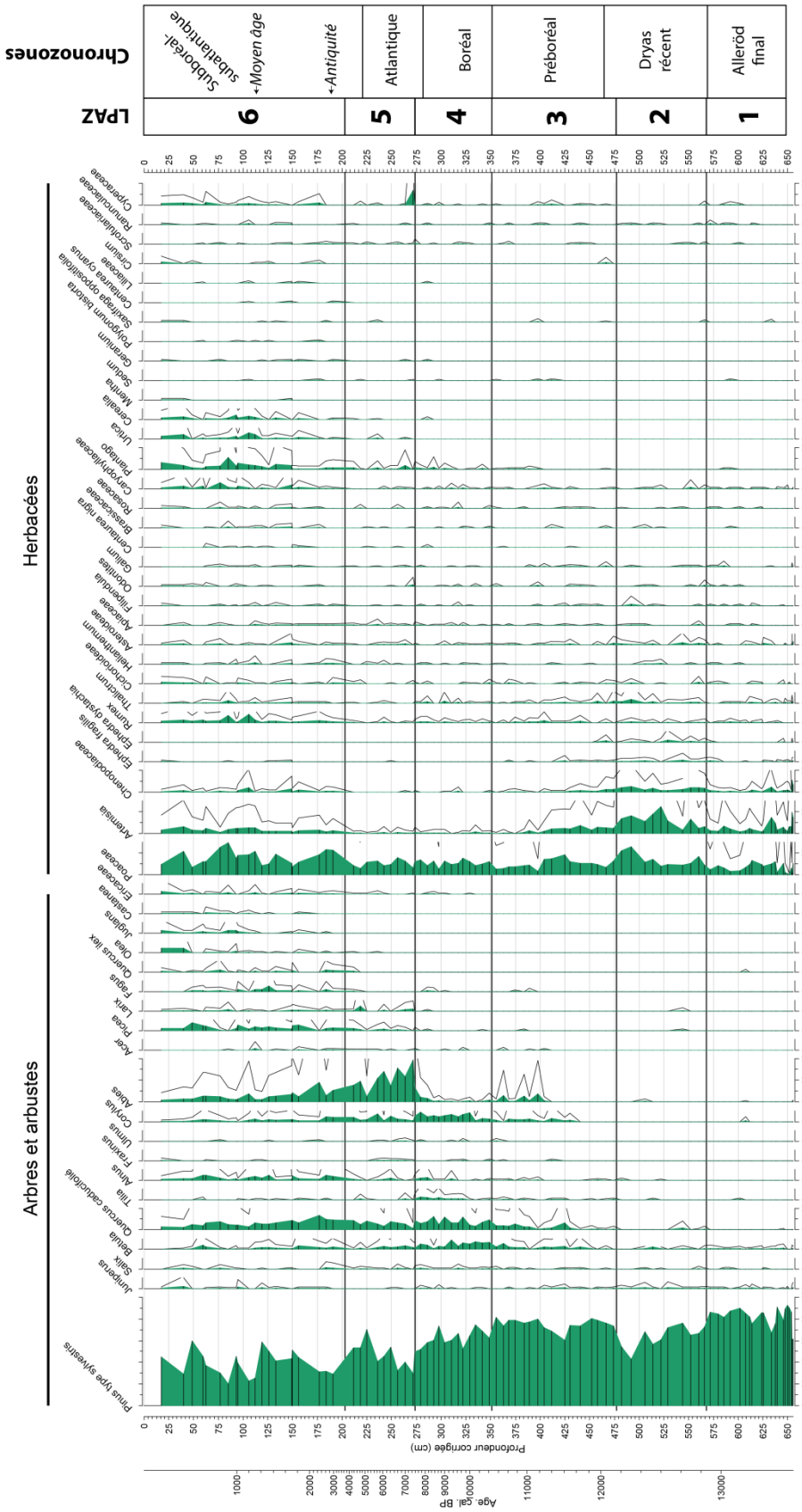


Figure 53 : Diagramme des pourcentages polliniques de la séquence de lac de Vens (VEN10-II) représenté selon la profondeur corrigée (excluant la sédimentation instantanée).

Les taxons ayant moins de deux occurrences sur l'ensemble de la séquence ne sont pas représentés. Les pourcentages sont calculés sur la somme pollinique totale. Les courbes noires correspondent à une exagération de 5 fois.

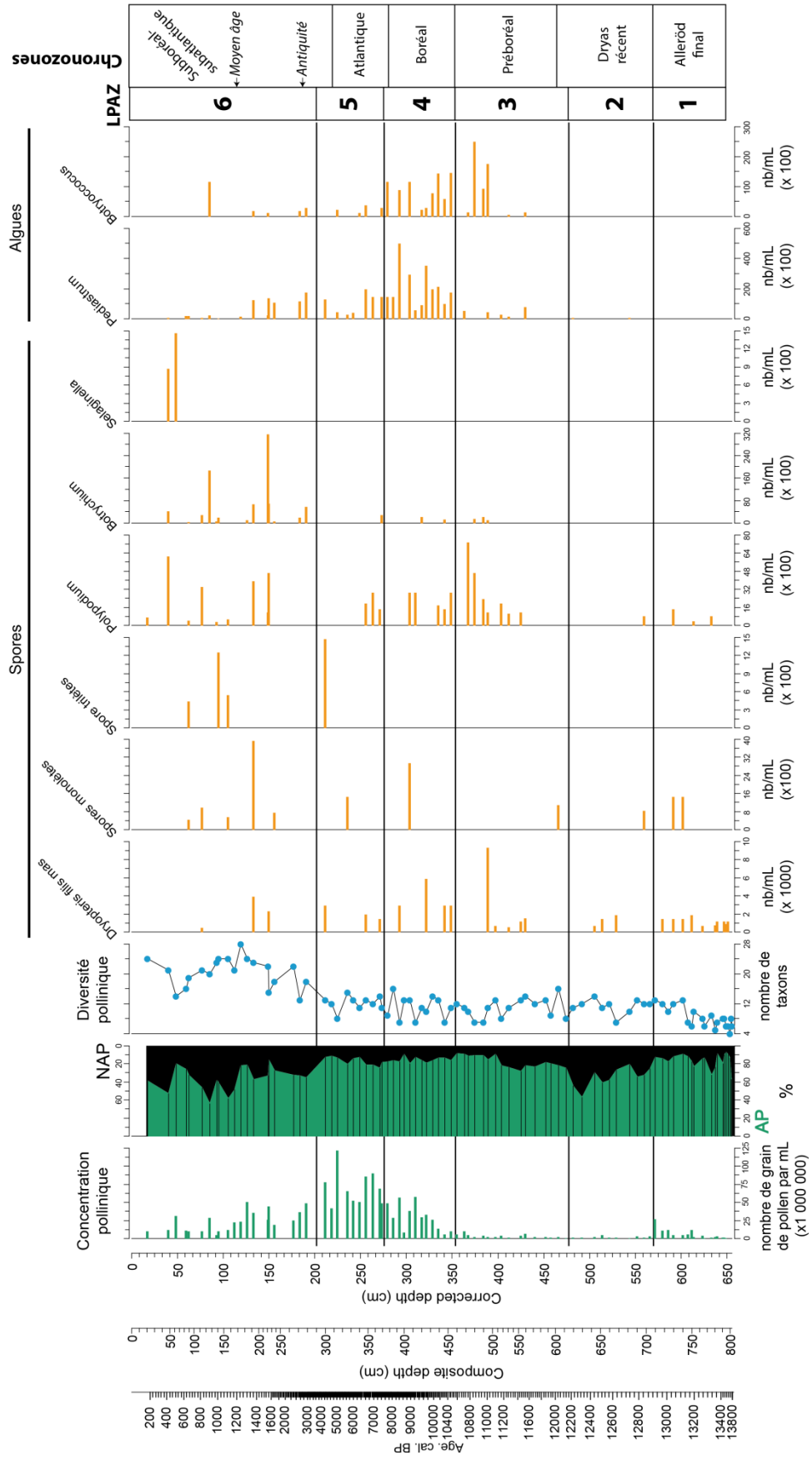


Figure 54 : Diagramme complémentaire des comptages palynologiques sur la séquence VEN10-II représenté selon la profondeur corrigée (excluant la sédimentation instantanée).

C. Interprétations multiproxies et discussion

C.I. Apport du Lac de Vens à la révision du schéma de la Déglaciation dans les Alpes du Sud – Article n 3

L'archive lacustre de Vens VEN10-II a enregistré l'ensemble des changements environnementaux depuis la mise en place du lac après le retrait des glaciers. En nous appuyant sur une synthèse des nombreuses études sur les lacs d'altitude réalisées dans la région, cette première partie interprétative est présentée sous la forme d'un article en préparation (article n°3), qui a pour objectifs :

- de présenter l'apport des analyses sédimentologiques préliminaires (description lithologique, granulométrie, spectrocolorimétrie, teneur en eau, susceptibilité magnétique) et des analyses polliniques détaillées de la séquence sédimentaire du lac de Vens pour la reconstitution des changements environnementaux majeurs depuis le retrait des glaciers ;
- de discuter puis de fixer le modèle d'âge de la carotte VEN10-II sur lequel reposera l'ensemble des interprétations paléoenvironnementales ultérieures (l'élaboration des modèles d'âge dans des environnements de haute montagne est souvent confrontée à des difficultés majeures : absence de macrorestes datables, inversion des dates ^{14}C, etc… Le choix du modèle d'âge à Vens repose en particulier sur les apports précieux de l'étude pollinique de cette séquence) ;
- d'utiliser les nouveaux résultats obtenus à Vens pour fixer les étapes principales de la Déglaciation dans les Alpes du Sud.

C.I.1. Lateglacial/Holocene environmental changes in the Mediterranean Alps inferred from lacustrine sediments

Elodie Brisset [a,b,*], Frédéric Guiter [b], Cécile Miramont [b], Marie Revel [c], Edward J. Anthony[a,d], Claire Delhon[e], Fabien Arnaud [f], Emmanuel Malet [f], Jacques-Louis de Beaulieu [b]

[a] Aix-Marseille University, CNRS, IRD, Collège de France, UM 34 CEREGE (Technopôle de l'Arbois BP 80, 13545 Aix-en-Provence cedex 04, France)

[b] Aix-Marseille University, CNRS, UMR 7263 IMBE (Technopôle de l'Arbois BP 80, 13545 Aix-en-Provence cedex 04, France)

[c] Université Sophia Antipolis, CNRS, UMR 7329 GEOAZUR (250 rue A. Einstein, 06560 Valbonne-Sophia Antipolis, France)

[d] Institut Universitaire de France

[e] Université Sophia Antipolis, CNRS, UMR 7264 CEPAM (Campus Saint-Jean-d'Angély, SJA3, 24 avenue des Diables Bleus, 06357 Nice cedex 04, France)

[f] Université de Savoie, CNRS, UMR 5204 EDYTEM (Pôle Montagne Campus scientifique, 73376 le-Bourget-du-Lac cedex, France)

Article en préparation

Abstract

This study investigate sediment cores from the Mediterranean alpine Lake Vens (2300 m a.s.l.) using a multidisciplinary approach, including sedimentological and palynological analysis, and ^{14}C dating, in order to document environmental changes consecutive to the last phase of glacier retreat. These results are considered in the framework of the Deglaciation characterized from 16 sediment cores of high altitude lakes and mires including 104 ^{14}C ages and geomorphological mapping in the Mediterranean Alps. Considering each sediment core proxy as an independent observation, *i.e.* comparisons between ^{14}C ages and palynostratigraphy, between ^{14}C ages and lithostratigraphy, between palynostratigraphy and lithostratigraphy, these data are aimed at contributing to the understanding of the timing of postglacial environmental changes. The sediment core dataset dates the deglaciation of cirque catchments between 14,500 and 13,000 cal. BP, e.g. before the Bölling interstadial (GI-1e). The sediment cores, as illustrated by analyses of that of Lake Vens, indicate three common and dominant units from bottom to top: organic-poor blue clay, beige to light-brown silty-clay and a dark-brown and organic rich lithotype. During the Younger Dryas, lakes located lower than 2300 m a.s.l. were ice-free and their pollen record indicates cold steppic conditions. The sedimentary facies also informs on the timing of glacial-dominated processes. The influence of the last cirque glaciers is dated at 11,000 cal. BP by the onset of organic-rich gyttja and is delayed of 2000 years

depending exposition and altitude of cirques. Gyttja sediment is characteristic of lake infilling from 11,000 cal. BP to Present. Even though small rock glacier advances occurred during the Holocene (Subboreal and LIA) they had no significant influence on deposition in Lake Vens. These glacier fluctuations are concomitant with those dated in the non-Mediterranean Alps, this suggesting a main common climate forcing but an increase in terrigenous inputs since 1800 cal. BP mainly due to anthropogenic impact.

Keywords

Cirque glaciers, Lateglacial, Holocene Climatic Optimum, Mediterranean Alps, lake sediment core, ^{14}C ages

1. Introduction

During the past decades, significant efforts have been made in understanding the chronology and palaeogeography of alpine glacier retreat and subsequent Holocene palaeoenvironmental changes. The transition between the Last Glacial Maximum (LGM) and the Holocene is a key time interval that provides contrasting boundary conditions for terrestrial ecosystems response with episodes of ice melting and insolation changes. At the end of the Pleistocene and consecutively to alpine glacier retreat, ecosystems (soil, vegetation, and fauna) had developed on freshly ice-free valleys; profoundly modifying mountain landscapes (e.g. Tinner et al., 1996; Heiri et al., 2003; Lotter and Birks, 2003). However, the timing of these proxy events (e.g. synchronism or time-lags) is is poorly known, notwithstanding the fact that they crucial to a better understanding of thresholds within the Earth's system (Alley et al., 2003). This is especially true in the southernmost part of the Alpine range, especially the Mediterranean Alps, where there is a lack of *in situ* landform dating and a dispersed corpus of lake sediment studies. The Mediterranean Alps are divided into three fluvial systems located on both sides of the French/Italian border: the upper eastern Durance valley (UED), the Var and Roya rivers in the French Maritimes Alps (FMA), and the Stura di Demonte River in the Italian Maritimes Alps (IMA). The Mediterranean Alps are a privileged environment for probing landscape and climate change over the Postglacial because: (1) strong altitudinal (several summits attain 3000 m a.s.l.), climatic and ecotone gradients amplify responses to climate change and, (2) the proximity of the Mediterranean Sea (less than 30 km) provides a good context for studying the effects of European and Mediterranean climatic influences.

In this highland context, long lake sediment sequences from ice-free basins provided archives to reconstruct past environmental changes and to constrain the Deglaciation time frame. Since the pioneer studies of de Beaulieu (1977), very few sediment cores in the Mediterranean Alps have been studied at the scale of the last 20,000 years in order to document timing of glacier retreat and consequently changes in environmental conditions (Lotter and Birks, 2003). Most of the well-

conserved long-term archives are sediments of high-altitude lakes and mires in inherited glacial cirques located behind glacial steps. Most studies of postglacial sediments in the region combine three independent analyses: (1) sedimentological descriptions, (2) palynological analysis and (3) radiocarbon dating, providing a biostratigraphical framework used to constraint periods of cirque glacier activity. Because of the lack of terrestrial macroremains in these high-elevation environments, one of the main issues is the dating of the early stages of the Deglaciation: inconsistencies of some radiocarbon age require a re-evaluation of radiocarbon corpus (Pallàs et al. (2006)). To discern limits of absolute dating in these environments, palynology is a powerful tool for Quaternary chronostratigraphy. The richness of the palynological corpus in the Alps provides a well-documented and well-constrained biostratigraphical framework based on plant taxa expression into pollen diagrams and vegetation changes. Together with independent dating of glacial features, the corpus of sediment cores embracing sedimentology, palynology and ^{14}C dating provides an interesting basis to extend the chronological framework of postglacial environmental changes over the Mediterranean Alps.

In this paper, we present results from the sediment core of Lake Vens (2330 m a.s.l.) located in the Tinée valley in the French Maritimes Alps and covering the Lateglacial to Holocene period, from lake development consecutively to the glacier retreat. It is based on a multidisciplinary approach including sedimentological and palynological analysis, and ^{14}C dating. These new results improve the general corpus of the region, thus further allowing for the observation of proxies as independent observations; comparisons between ^{14}C ages and palynostratigraphy; between ^{14}C ages and lithostratigraphy; between palynostratigraphy and lithostratigraphy offers interesting perspectives to better understand postglacial environmental changes in the region. The aims are (1) to review the geomorphological and chronological arguments of the Deglaciation in the southern Alps, (2) to present the sedimentological, palynological and dating data from the Lake Vens sequence, (3) to reconstruct phases of the palaeoenvironmental history at Lake Vens and to erect the chronology of the sediment core through a combination of radiocarbon ages and palynostratigraphy and (4) to interpret these new results in the framework of the deglaciation chronology at the scale of the Mediterranean Alps.

2. Mediterranean-Alps settings

The southern flank of the alpine massif is characterized by proximity to the Mediterranean Sea, less than 30 km inland of the French Riviera (Figure 1A, B). The study area is located between latitudes 44.4°N and 44.0°N and lies astride mountain cirque catchments of the southern Alps: the upper east Durance and the Argentera-Mercantour massif. The mean altitude is about 2000 m a.s.l. and the highest peaks attain elevations of 3000 m a.s.l. The UED is drained by the Durance, Ubaye and Verdon

Rivers. The Argentera-Mercantour massif is drained by the Var, Tinée, Vésubie and Roya Rivers on the FMA and by the Gesso and Stura di Demonte Rivers in the IMA.

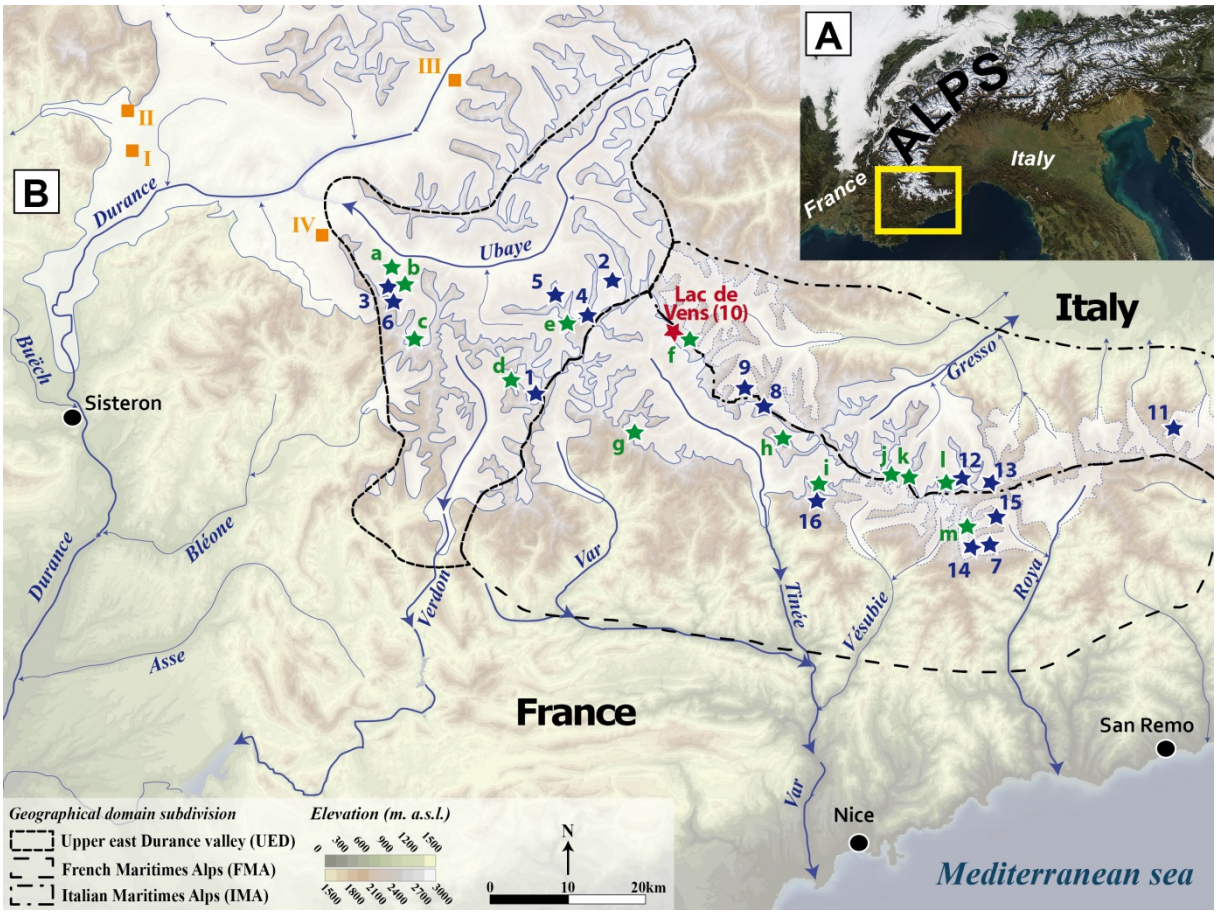


Figure 1: A) Location of the Mediterranean Alps; B) Regional map of the Mercantour-Argentera massif and geographical domains subdivision (dashed black lines). Red star indicates location of the Lake Vens (10). Blue stars indicate lake and mire of the core sediment corpus (1-Allos, 2-Lauzanier, 3-Vallon du Loup, 4-Restefond, 5-Terres Plaines, 6-Vallon de Provence, 7-Long Inférieur, 8-Orgials, 9-Fate, 10-Vens, 11-Rifugo Mondovi, 12-Vei del Bouc, 13-Sabion, 14-Mouton, 15-Grenouilles, 16-Petit). Geomorphological mapping of glacial stages in upper cirque valleys are drawn in green stars (a-Dormillouse, b-Ambouin, c-Haut-Laverq, d-Allos, e-Restefond, f-Vens, g-Roya, h-Saint-Sauveur, i-Mollières, j-Gelas Peak Northeast face, k-Gelas Peak Northwest face, l-Upper Gresso, m-valley of the Marvels). The Last Glacial Maximal extent of glacier tongue is drawn in transparency delineated by a continuous line in case of confident extent and by dashed line for uncertain borders. Other sites cited in text are pointed by squares (I- Pelléautier; II- Corréo; III- Siguret; IV-Saint Léger).

Due to the short source-to-sink distance, sharp topographic contrasts provide favourable conditions for steep-side cutting, narrow valleys and canyon development. The relief can be summarized in a two-step topographic profile: dissected mountains crests are characterized by vertical rock bars overhanging smoothed small glacial cirques, which in turn overhang their main fluvial valleys by steep slopes of 25°-45° steep slopes. The lithology of the Argentera-Mercantour massif consists mainly of granitic (mainly gneissic) basement rocks and Permian sandstones. These resistant rocks are characteristic of the heart of the massif on which glacial cirques have developed. Vast extents of soft sedimentary rocks, composed of conglomerates and evaporates, occur on the southern and western flanks of the massif. In the upper east Durance valley, the lithology consists of sedimentary terrains forming the limestones of the Ubaye-Embrunais thrust-sheets and Cretaceous flysch, Aptian-

Albian black shales, Upper Cretaceous limestones and Annot sandstones. Quaternary deposits such as alluvial deposits and colluvium blanket valley slopes between 1000 and 2000 m a.s.l. As a result of the steepness and soft sediment cover of these slopes, numerous landslides have developed in the main stream valleys (Julian and Anthony, 1996).

The vegetation consists of Mediterranean plants tolerant to altitude and plants having affinity with a cool and humid climate. The intra-alpine low-altitude vegetation belt (500-800 m a.s.l.) is dominated by a diversified oak forest (mainly pubescent oak). Cultivated trees such as chestnut and olive trees are common on south-exposed slopes of the intra-alpine valleys. The mountain vegetation belt (800-1500 m a.s.l.) presents a strong asymmetry in conifer forest between the southern and the northern slopes. Scot pines dominate drier southern slopes while wetter northern slopes are favourable to the development of fir-spruce forests regularly associated with beech trees. Vegetation in cirque valleys is characteristic of the sub-alpine belt (1500-2200 m a.s.l.). Larch trees are sparsely distributed on slopes. This more open landscape is dominated by dwarf species such as juniper tree, blueberry shrubs and rhododendron. The upper limits of forest attain 2200 m on the northern slopes and 1900 m on the southern slopes. Beyond 2200 m a.s.l., the alpine vegetation belt is dominated by the herbaceous species of alpine meadows.

A major aspect of the climate of this alpine mountain setting is the influence of the Mediterranean. At 1800 m a.s.l., the climatic regime is typical of the northern Mediterranean (dry summers and mild winters) and influenced by altitudinal gradients. In both the French and Italian Maritimes Alps as in the upper east Durance valley, air temperatures are generally higher than in the northern Alps and snow cover duration shorter. The annual mean air temperature at 1800 m a.s.l. is 5°C, varying from 0.3°C in winter to 9.9°C in summer (Durand et al., 2009). The study area shows relatively high mean snow depth values at all altitudes due to moisture from the nearby Mediterranean Sea (Durand et al., 2009). Snow cover duration in the study area is 140 days at 1800 m a.s.l. and 185 days at 2100 m a.s.l. A strong precipitation regime characterised by a NW-SE asymmetry differentiates the Maritimes Alps and the upper east Durance valley in two climatic domains. The Maritimes Alps are characterized by higher annual mean precipitation (1340 mm) than the upper east Durance valley (1200 mm). The contrast in precipitation regime is stronger during summer when precipitation occurs as rainfall. The southeast flanks of the Maritimes Alps along the Italian border act as a atmospheric barrier that results in exposure of the southernmost massif to Mediterranean air masses while sheltering it from North Atlantic winds. In contrasting to the Maritimes Alps, the upper east Durance valley is mostly exposed to active weather systems associated with northwest air masses.

3. Overview of the glacial record in the Mediterranean Alps

3.1. The valley glacier phase

Several geomorphological studies on the Quaternary glaciation of the lowlands of the southwestern Alps have been published. Two main glacial stages are recognized in the Durance valley tributaries (Verdon, Blanche, Ubaye and Buëch) (Gidon and Montjuvent, 1969; Jorda, 1975; Tiercelin, 1977; Julian, 1980; Jorda and Rosique, 1994; Jorda et al., 2000; Rosique, 2004). The oldest stage is attributed to the MIS-6 (Riss) on the basis of altitude and degree of soil weathering. Jorda et al. (2000) attributed the freshest and more extensive glacier forms entrenched in these former glacial deposits to the Last Glacial Maximum (LGM, MIS-2, Würm). At their maximal extension, glacier tongues reached 120 km in the Durance valley (500 m a.s.l.), 35 km into the Verdon (1010 m a.s.l.), and 40 km into the Tinée (ca. 500 m a.s.l.). This maximal extension is not directly dated and the authors have supposed that it could be related to the marine Heinrich-3 event (GS-3: 27,500-23,300 years; Blockley et al., 2012). A phase of palaeosoil development (brown Mediterranean soil containing malaco-fauna typical of hygrophilous woodlands) dated in the Bléone valley at 19,600±250 BP, 24,600±450 BP and 24,800±450 BP (30,500-22,500 cal. BP; Jorda, 1988) and in the Buëch valley at 19,270±340 BP and 19,240±370 BP (22,130-23,900 cal. BP; Brugal, 1991 in Rosique, 2004) indicates river incision and reduced detrital sediment supply that argue in favour of the establishment of interstadial climatic conditions (termed the "Bléone Neowürmian Interstadial"). The latest glacier extension corresponding to the near-maximum extent in the Durance is well ^{14}C dated from subfossil wood buried in glacial till at 18,600±200 BP and at 17,680±180 BP (22,620-20,470 cal. BP, 2σ), which is concomitant with the marine Heinrich-2 event (Jorda et al., 2000, Rosique 2004).

The last glacier retreat in the Durance valley has been depicted as a rapid phenomenon by Jorda and Rosique (1994) and Rosique (2004) on the basis of palynological interpretations of valley glacio-lacustrine sequences The postglacial infilling of the valley started at the beginning of the "Oldest Dryas" chronozone (e.g. the mires of Pelléautier, Siguret, Roche de Rame, Lauzes passes (de Beaulieu, 1977) and of Corréo (Nakagawa, 1998).

Evidence of Quaternary glaciation in the Maritimes Alps (Tinée, Vésubie and Roya valleys) is scarcer, probably due to intense erosion leading to deeply incised valleys (Dubar and Anthony, 1995). The LGM is poorly constrained spatially on the French side of the Alps. In the Tinée valley, the glacier front at its maximum extent is located at 500 m a.s.l. (Julian, 1980). Further upstream in the upper Tinée valley, Bigot-Cormier et al. (2005) have indirectly constrained the age of the deglaciated valley

by ^{10}Be dating of slopes located at 1600 m a.s.l. at 18,217±4328 years. Terminal moraines are better preserved in the Italian side of the Maritimes Alps. Federici et al., (2012) provide ^{10}Be dating from the frontal moraine system that shows maximum glacier extension (700 m a.s.l.) in the Gesso valley ranging from 20,140±1080 to 22,110±1190 years. This age is similar to the near LGM of the Durance valley. After this period, glacier tongues moved upstream, occupying small feeder glacial basins.

3.2. The cirque glacier phase

Preliminary remark: all the chronological references in "inverted commas" refer to the time interval given by authors in their original papers; times boundaries could have changed since these studies were published.

Numerous moraine ridges occupy catchments at altitudes ranging from 1700 to 2700 m a.s.l. Recessional moraines are found at high altitudes or above the knick point of glacial steps, which correspond to cirque disconnection from the main glacier tributary system. The altitudinal distribution of these end-moraines indicates short glacier advances during a general deglaciation trend (Figure 2). These moraine ridges are unevenly distributed in catchments and most of the clearly distinguishable moraines are located in the Ubaye and Verdon valleys for the UED, i.e., in the Haut-Laverq, Dormillouse, Ambouin, Restefond and Allos areas (Jorda and de Beaulieu, 1977; Jorda, 1975, 1976, 1980, 1983, Dijkstra et al. 1990; Brisset et al., in press), in the upper Gesso valley (Hannss, 1970; Finsinger and Ribolini, 2001; Federici et al., 2003, 2007, 2012) for the ITM, and in the Mollières, Saint Sauveur and Roya valleys (Schweizer, 1968a, 1968b, 1968; Julian, 1980, 1997) as well as the valley of Marvels (Dubar and Poizat, 1976; Begin, 1990) for the FMA. They are characterised by elevations of moraine ridges corresponding to the Equilibrium Line Altitude (ELA in metres a.s.l.) calculated with the Hofer method (Hofer, 1922) and the corresponding ELA depression (δELA) with respect to the present-day value (2800-2900 m a.s.l.). Table 1 summarises these data.

The deglaciation time frame in the UED is constrained by Jorda (1975, 1980, 1983), Jorda and Beaulieu (1977), Jorda and Rosique (1994), Dijkstra et al. (1990) and Brisset et al., (in press) on the basis of pollen analysis and ^{14}C ages obtained in high altitude lakes and mires of Terres Plaines, Vallon de Provence, Vallon du Loup, Restefond, and Allos. Six glacial stages occupy cirques (Figure 2). Stages UED-I (1700-2000 m a.s.l.) and UED-II (1800-2000 m) are characterized by poorly preserved moraine ridges (sandstone boulders and striated pebbles), correspond respectively to ELA at 2100 and 2200-2300 m a.s.l. (δELA at 800 m and 600-700 m), and are older than the early Alleröd. The lakes and mires of Restefond (Djikstra et al., 1990), Terres Plaines, Vallon de Provence, (Jorda and Beaulieu, 1977), and Allos (Brisset et al., in press), all situated upward of these stages, provide pollen records starting at the beginning of the Alleröd, with a ^{14}C age of 11,510±140 BP (13,690-13,120 cal. BP) in the Vallon de Provence mire and the onset of sedimentation in Allos Lake starting at 12,300 cal. BP. Therefore, authors attribute stages UED-I and II to

the Oldest Dryas chronozone. Stage UED-III (2050-2200 m a.s.l., ELA at 2250-2400 m., δELA: 600 m), characterised by well-preserved moraine ridges of sandstone boulders, is attributed to the most intense cooling of the Postglacial period i.e. the Younger Dryas. Stages UED-IV, V and VI, respectively at 2250-2350 m, 2500-2500 m and 2550-2600 m a.s.l. (ELA at 2520-2600, 2750 and 2750-2760 m, δELA at 500, 200 and 150 m) are probably Holocene. Jorda (1975) and Jorda and Beaulieu (1977) presumed that moraine ridges of stage UED-IV, rich in fine sand, are possibly Preboreal. The freshest forms from UED-V and UED-VI are probably associated with the Little Ice Age (LIA).

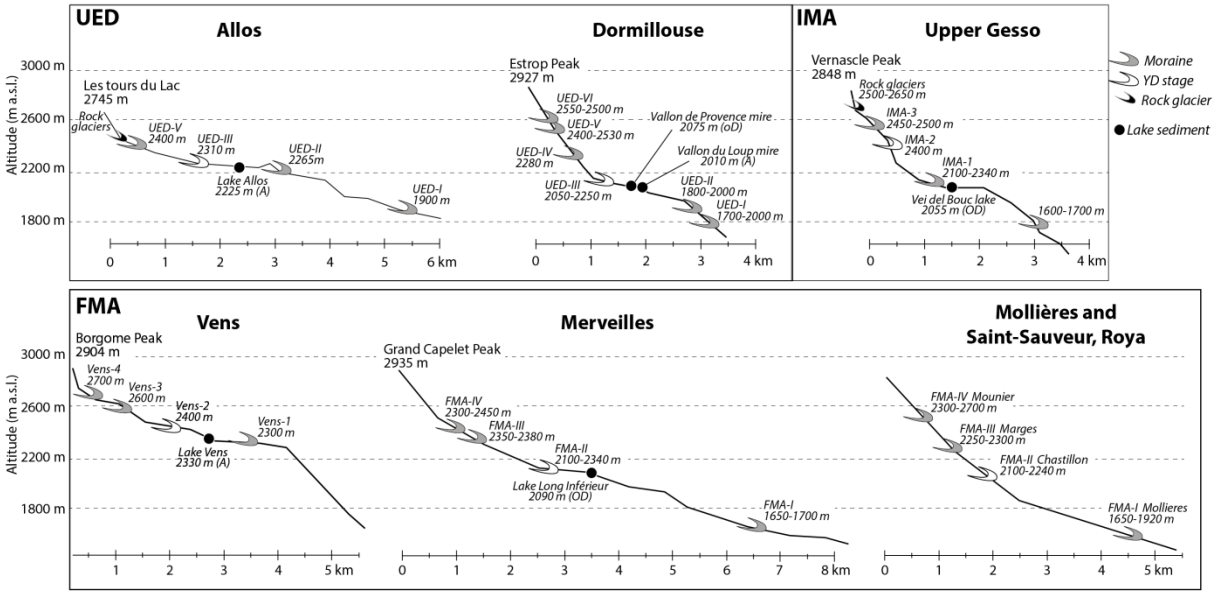


Figure 2: Altitudinal location of the morainic ridges (from stage I to stage VI) and sediment cores described into the Upper East Durance (UED), the Italian Maritimes Alps (IMA) and the French Maritimes Alps (FMA) pointed according to their respective cirque valleys length profiles. The Younger Dryas moraine stage is drawn in white. The oldest palyno-stratigraphical zone in pollen diagram of sediment core is indicated in brackets (OD: Oldest Dryas; oD: Older Dryas; A: Alleröd).

In the IMA, glacial stages have been accurately described in the tributaries of the upper Gesso valley. The earliest observations were made by Hannss (1970) on the northeast face of Gelas Peak. This author described three stages: the lowest at 2400 m a.s.l. (ELA: 2050-2400 m a.s.l., δELA: 300-400) is represented by blunted frontal moraine ridges attributed without dating to the "Daun"; the two highest stages around 2700-2720 m a.s.l., ELA: 2400-2600, δELA: 50) are sharp ridges made of finer material, probably formed during the 17th-19th century (LIA). Later, Finsinger and Ribolini (2001) identified in the narrow valley of Vei del Bouc three stages made up of massive diamicton, and matrix-supported variably sized blocks in a sandy gravel matrix. The lower moraine ridge (IMA-I), which is locally very thick, located between 1900 and 2150 m a.s.l. (ELA: 2200-2400 m, δELA: 500 m), is situated near the mire of Vei del Bouc (2055 m) which is deglaciated since the Bölling-Alleröd pollen chronozone. Authors have supposed that this stage

could be Oldest Dryas. Further upward, the moraine ridge IMA-II is located at 2400 m a.s.l., (ELA: 2500-2550 m, δELA: 300 m).

Table 1: Lateglacial moraine ridges according to altitudes location, mean ELA (Equilibrium Line Altitude) and ELA depression (δELA) in respect to present day value (2800-2900 m a.s.l.) in the Upper east Durance (UED), the French Maritimes Alps (FMA) and the Italian Maritimes Alps (IMA) referring to (1) Jorda (1075, 1980 1983), Jorda and Beaulieu (1977), Brisset et al. (in press), Dijkstra et al. (1990); (2) Finsinger and Ribolini (2001); (3) Hannss (1970); (4) Federici et al. (2007, 2012); (5) Schweizer (1968a, 1968b), Julian (1980); (6) Dubar and Poizat (1976); (7) Begin (1990). Stars indicate absence of ELA calculation by respective authors. The moraine attributed to the Younger Dryas advance is shaded.

UED	**Haut-Laverq, Dormillouse, Ambouin, Allos (1)**	**dELA**	**150**	**200**	**400-500**	**600**	**600-700**	**800**
		Elevation (m a.s. l.)	2550-2600	2400-2300	2250-2350	2050-2250	1800-2000	1700-2000
		ELA (m a.s. l.)	2750-2760	2750	2520-2600	2250-2400	2200-2300	2100
		stages	UED-VI	UED-V	UED-IV	UED-III	UED-II	UED-I
IMA	**Upper Gresso (2)**	**δELA**	50-100		200	300	500	> 550
		Elevation (m a.s. l.)	2500-2650		2450-2500	2400	2054-1900	1600-1700
		ELA (m a.s. l.)	2650-2700		2600-2650	2460-2570	2200-2400	*
		stages	rock glacier		IMA-III	IMA-II	IMA-I	
	Gelas Peak Northeast face (3)	**dELA**	**50**	**50-100**		**300-400**		
		Elevation (m a.s. l.)	2420-2620	2400-2600		2050-2400		
		ELA (m a.s. l.)	2700-2720	2700-2720		2400		
	Gelas Peak Northwest face (4)	**dELA**				**520-530**		
		Elevation (m a.s. l.)				1810		
		ELA (m a.s. l.)				2380		
	Mollières, Saint-Sauveur, Roya (5)	**dELA**		**300**	**400-450**	**600**		**800-900**
		Elevation (m a.s. l.)		2300-2700	2250-2300	2100-2240		1922-1650
		ELA (m a.s. l.)		2550-2600	2500-2550	2300-2400		2090-2110
		stages		FMA-IV	FMA-III	FMA-II		FMA-I
FMA	**Valley of the Marvels (6)**	**dELA**		**370**	**450**	**575**	**800**	
		Elevation (m a.s. l.)		2300-2450	2300-2380	2100-2340	1760	
		ELA (m a.s. l.)		*	*	*	*	
		stages		FMA-IV	FMA-III	FMA-II	FMA-I	
	Bégot (7)	**dELA**		**0-325**	**350-425**	**450-550**		**550-900**
		ELA (m a.s. l.)		2612-2892	2440-2680	2360-2626		1990-2450
	Vens (this study)	**dELA**		**200**	**250**	**350**	**> 400**	
		Elevation (m a.s. l.)		2700	2600	2400	2300 or less	
		ELA (m a.s. l.)		2800	2700	2500	*	
		stages		Vens-IV	Vens-III	Vens-II	Vens-I	

At 2450-2500 m a.s.l. (ELA at 2600-2650 m, δELA: 200 m), the IMA-III is correlated with a rock-glacier phase that developed from the apron of this moraine. At ELA of 2620 m, which could correspond to IMA-III, Ribolini et al., (2007) dated the advance of the Schiantala rock glacier at 2270±50 BP and 2480±50 BP (2160-2720 cal. BP, 2σ), respectively from organic-rich layers and organic mats in sediment cores. The following LIA advance likely added material to the former glacial deposit and formed

internal ridges of rock glacier at 2420-2650 m a.s.l. (ELA: 2650-2700 m, δELA: 50-100 m; Finsinger and Ribolini (2001), Hannss (1970)). On the northwest face of Gelas Peak, Federici et al. (2007) provide a ^{10}Be date of 11,340+-370 yr constraining a frontal moraine situated at 1810 m a.s.l. (ELA: 2380 m, δELA: 520-530 m) to the Younger Dryas.

In the FMA, Schweizer (1968a, 1968b), Julian (1980, 1997) and Begin (1990) describe four stages occupying cirques. These stages, particularly well preserved in the Mollières valley, have also been found at Saint-Saveur and Roya valleys and valley of the Marvels (Figure 1, 2). The oldest is the FMA-I (named Mollières stage), characterized by partly dismantled moraine ridges, is located at 1650-1920 m a.s.l. (ELA at 2090-2110 m a.s.l., δELA: 800-900 m). Most of the moraine ridges in upper cirques in the French Maritimes Alps seem to have been formed during the following FMA-II (Chastillon stage). This stage is well marked by frontal moraine ridges made of coarse material and boulders around 2100-2240 m a.s.l. (ELA at 2300-2400 m a.s.l., δELA: 600 m). Locally, moraine of this stage will turn into rock glacier. Upwards, the FMA-III (Margès stage) at 2250-2300 m a.s.l. (ELA at 2500-2550 m a.s.l., δELA: 400-450 m) is mostly made of coarse material from scree. The youngest stage is the FMA-IV (Mounier stage), commonly represented near the French/Italian boundary at 2300-2700 m a.s.l. (ELA at 2550-2600 m a.s.l., δELA: 300 m). These four features are not dated. On the basis of comparisons between the glacial and pollen records in the Swiss and Austrian Alps, Schweizer (1968a) proposed that the FMA-I, II, III and IV could correspond respectively to the "Schlern", "Gschnitz", "Daun" and "Egesen" stages which were also not absolutely dated and which were attributed at that time to the end of Lateglacial and to the Holocene period. Later, Julian (1980) suggested that FMA-I, II, III and IV could be younger, corresponding respectively to the Oldest Dryas, Younger Dryas, Preboreal and Boreal periods. In the valley of the Marvels, these four stages are also well identified (Dubar and Poizat, 1976; Begin, 1990). Pollen and radiocarbon data from Lake Long Inférieur (2090 m a.s.l.; Beaulieu, 1977) testify that the lake had already become ice-free since the end of the Oldest Dryas chronozone, proving that FMA-I and FMA-II, situated downstream of the lake, are older.

Finsinger and Ribolini (2001) proposed a comparison between glacial stages throughout the Mediterranean Alps and concluded that the deglaciation scheme seemed to be similar. But this comparison suffers from a lack of dating, and ELA elevations and δELA are noticeably different in UED, FMA and IMA (Table 1). The sediment core of Lake Vens (2330 m a.s.l.), situated between FMA-II and III (see below), as well as a complete review of pollen and sedimentological data from all sediment cores studied in the three geographical domains, will contribute to improve and revise the time frame of the last stages of deglaciation in the Mediterranean Alps.

4. Geomorphological settings of the Vens catchment

The Vens catchment (44,32°N; 6,94°E) is a glacial-inherited cirque located in the northwestern part of the Argentera-Mercantour massif, on the left-bank of the Tinée valley (Figure 3). Catchment

altitudes range from 2300 to 2980 m. The main outcropping basement consists of Hercynian crystalline rocks (granite and gneiss). Permian-Triassic formations of dolomite and sandstone are locally preserved on northeast-facing crests. The cirque floor consists of smooth striated glacial steps and thick moraine block deposits. Several coalescent cirques gouged out on the southern slopes correspond to inherited glacier accumulation zones. Four glacial stages are recognized in the cirque (Figure 3). Stage Vens-I, located 2300 m a.s.l. at the glacial confluence of the hanging cirque of the Vens and Tinée valleys on the western flanks of Lake Vens, consists of boulders of variable size (maximum diameter of ~2 m) covering the polished glacial threshold (basal moraine). As this moraine is a remnant of a lateral moraine ridge, estimation of the corresponding ELA and δELA is hazardous. Three stages are found above Lake Vens in the Terres Rousses river valley. Stage Vens-II is a poorly preserved recessional moraine ridge positioned lengthwise relative to glacier flow at an altitude of 2400 m a.s.l. (ELA: 2500 m, δELA: 350 m). The highest ridges of stage Vens-III (2600 m a.s.l., ELA: 2700 m, δELA: 250 m) and Vens-IV (2700 m, ELA: 2800m, δELA: 200 m) are small-amplitude end-moraines, positioned transversally to glacier flow. Vens-III and IV are well preserved below Claï Supérieur Peak while their forms are less discernible in the eastern part of the glacial cirque (undifferentiated end-moraines of Vens-III and IV). In the southeast there is evidence of a rock-glacier near to the melting point (Ribolini et al., 2007).

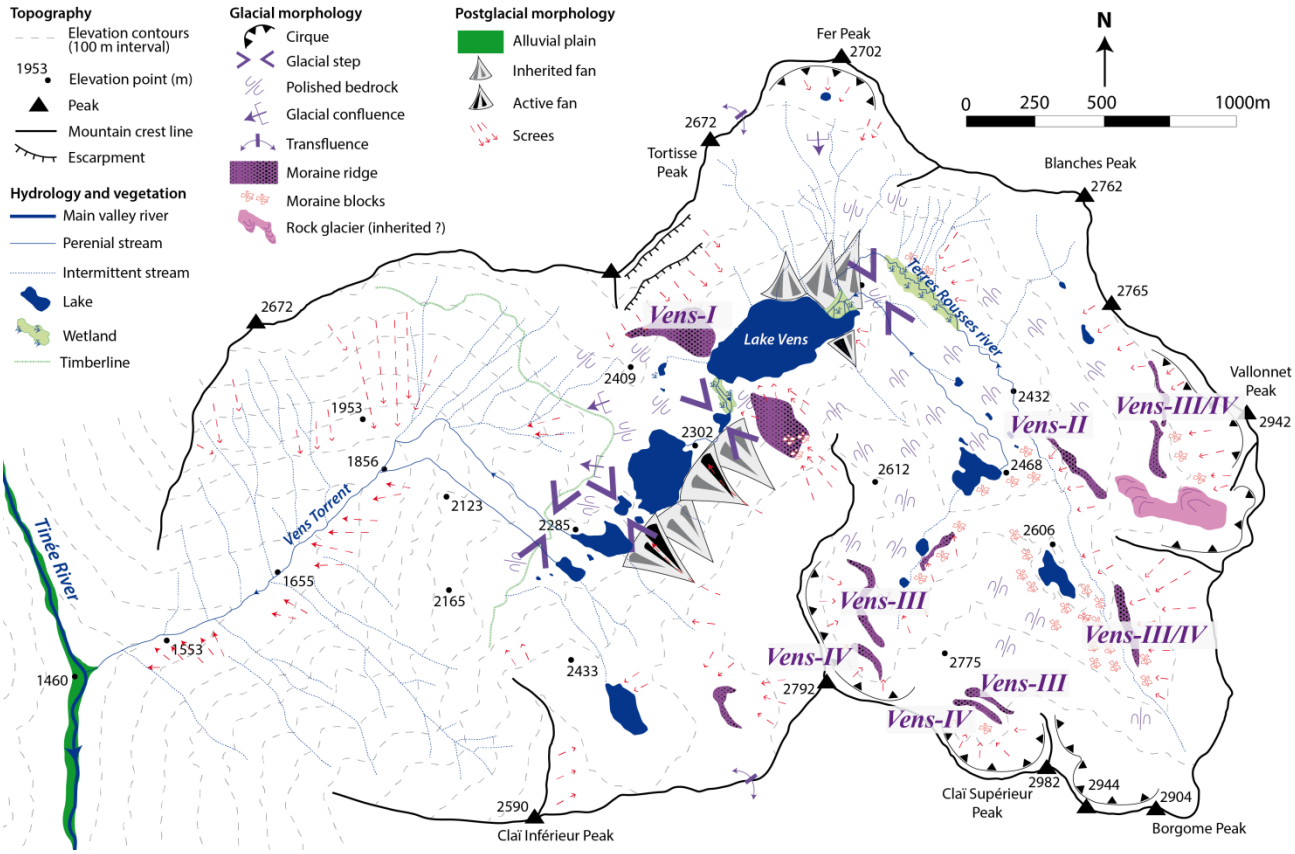


Figure 3: Geomorphological map of the catchment of Vens and location of the glacial stages (stages Vens-I to Vens-IV).

Lake Vens (2330 m a.s.l., 45 metres deep, and with an area of 0.1 km^2) is located on the longitudinal axis of the glacier tongue in a slight S-N to E-W bend. The lake drains flow from block moraines coming from south. Three coalescent debris fans feed the lake intermittently.

The current timberline of *Larix-Picea* is located at 2200 m. Sparse trees (*Larix)* are observed at 2500 m a.s.l. The catchment landscape is open and the vegetation characterized by a degraded alpine meadow thriving on a thin soil commonly restricted to bedrock cracks and colonising screes.

5. Methods

5.1. Sedimentological analysis

The deepest part (45 m-deep) of Lake Vens was cored in 2010 using a piston corer. Three boreholes at two coring sites (within ~5 m of each other) were retrieved to obtain a complete overlapping of the sediment sequence down to 9.09 m. The total depth of core named VEN10-II was assembled using sedimentological markers. Colour parameters were continuously analysed from the fresh sediment surface at 3 millimetre intervals using a Konica Minolta CM-2600d spectrophotometer. The magnetic susceptibility of the sediment was measured continuously using the surface scanning sensor Barrington MS2E at a 1 cm interval. The water content was determined every 1 cm. Grain-size was analysed every ~ 2 cm using a Malvern Mastersizer S. The main sedimentological compounds were identified by sediment observation under the binocular and microscope.

5.2. Pollen analysis

Pollen analyses were carried out on 88 samples (constant volume of 4 mL) that were chemically extracted following the protocol of Faegri and Iversen (1975). A minimum of 300 pollen grains were classified according to keys and pollen atlases (Moore et al., 1991; Reille, 1999). Pollen results are shown as percentages of the terrestrial pollen sum and as pollen grain concentrations (number of pollen grains per mL). Subdivision into biozones of the pollen diagram (Local Pollen Assemblage Zones: LPAZ) and into sedimentological units was conducted independently on the two datasets by cluster analysis using the Rioja package (Juggins, 2012). Optimal diagram partitioning has been fixed by comparison of the Bstick model (Bennett, 1996) with the Coniss model (Grimm, 1987). Significant zones/units based on the Bstick model are shown as lines, whereas exclusive Coniss significant zones are delineated by dashed lines.

5.3. Chronology

5.3.1. Absolute dating

Twenty-five AMS ^{14}C dates were obtained on core VEN10-II. Four additional AMS ^{14}C dates and accumulation rates inferred from ^{210}Pb obtained in a previous study of the short core VEN09P3 (Petersen et al., 2014) have been correlated to VEN10-II. We preferred identified terrestrial macroremains whenever enough material was available (Table 1). However, due to lack of

substantial terrestrial materials during early lake formation and in recent times, we concentrated bulk organic matter of size of pollen. Centimetre-thick bulk sediment samples were chemically treated to reduce initial volume and remove carbonate content (digestion in HCl during 4 h and HF during 12 h). The samples of bulk organic matter were then sieved to concentrate the fraction size between 10 and 160 µm characteristic of pollen size. ^{14}C ages are reported in uncalibrated years Before Present (BP) and were calibrated (cal. BP) using the IntCal09 (Reimer et al., 2011) based on the 2σ interval.

5.3.2. Relative biostratigraphy

A large number of pollen studies over the last decades have provided a detailed overview of local to regional-scale vegetation changes. As proposed by Van der Knaap et al. (2005), pollen trends that depend with reasonable certainty directly on dated climate forcing are used to correlate pollen diagrams of nearby sites, including the transitions Alleröd to YD and YD to Preboreal (Holocene). Therefore, by comparing Local Pollen Assemblage Zones (LPAZ) of individual sites to the large-scale biostratigraphical framework, chronologies of records lacking relevant ^{14}C ages can be significantly improved. Inter-sites palynological comparisons must be conducted taking into account the altitudes of sites and their biogeographical domains. Therefore:

- Lowland sites only record discrete pollen changes during major climatic events, Lotter et al. (1992) pointing out that cool events (such as the Younger Dryas) could only be recorded at higher altitude sites, which are more sensitive;
- Local vegetation communities such as mixed oak forests will be more represented at lower altitudes whereas subalpine forests will be more represented at higher altitudes;
- Colonisation by meso-thermophilous trees during the Holocene might not be strictly contemporaneous between two sites because of possible migration lag depending on (altitudinal) distance from glacial refuges (Birks and Line, 1993).

Comparison between the VEN10-II LPAZs and local biostratigraphy is therefore based on independent dated sites on which: (1) pollen sampling resolution is accurate for a specific discussed period, and (2) palynostratigraphical assignment is well constrained for the said period.

5.3.3. Age-depth model

The age-depth model has been computed for the corrected depth taking into account continuous sedimentation processes using the module Clam of Blaauw (2010) based on a cubic spline (type=4, smooth=0.65, 95% probability). The Age-Depth Model (ADModel) derived age is reported using the 2 sigma interval cal. BP.

6. Results

6.1. Lithostratigraphy and sedimentology

The composite core of VEN10-II shows five distinct lithotypes (Figure 4A) characteristic of lacustrine background sedimentation (from LT-A to LT-C) and of instantaneous events (from LT-D to LT-E). The significant stratigraphical units (Figure 4B) have been defined using cluster analysis on lacustrine sedimentation exclusively. The lowermost **unit 1 (909-620 cm)** is dominated by laminated, light-blue to beige (L* > 45), clay-silt alternations (LT-C2). Water content is minimum (mean of 30%). Values of magnetic susceptibility are high (between 120 and 60.10^{-5} S.I). Microscopic observations reveal the presence of alumino-silicate minerals (quartz, feldspar) and detrital carbonate. At the bottom of the core, sediment is composed of matrix-supported coarse magnetic gneissic material reworked from moraine deposits (LT-E2; SM = 120.10^{-5} S.I.). Several peaks of coarser grain size are indicated by the lithotype LT-D3. From 720 to 620 cm, the water content increases to 40% together with the appearance of darker laminations (alternation of clay-silt LT-C2 and LT-C1). **Unit 2 (620-490 cm)** is characterized by light blue to brown laminations (LT-C1). Values of magnetic susceptibility drop to 12.10^{-5} S.I. Between 530 and 556 cm, clayey sedimentation is interrupted by one thick layer (28 cm) of very coarse gravels (LT-E1), and by thin sandy layers (LT-D3). In **unit 3 (490 to 395 cm)**, laminations become progressively finer and darker (LT-B). Water content increases from 40 to 60%. In **unit 4 (395-245 cm),** laminations disappear and the sediment becomes a homogeneous dark brown gyttja (680/510 nm de 1.5). In this unit, light grey sand-graded layers (LT-D2) are interbedded in the predominant lithotype LT-A2. Water content reaches about 75% in the whole of unit 4. Grain size is coarser in this unit (around 50 % of the sample volume comprises sizes > 63 µm). Binocular observations indicate that these samples are mainly composed of diatom valves and colonies with sizes ranging from 100 to 1000 µm, and to a lesser extent of amorphous red organic matter. The sediment is rich in plant and algal microfossils and in wood macrofossils. **Unit 5 (245-0 cm)** is characterized by alternating LT-A2 and LT-A1. In LT-A2, the diatom gyttja is homogeneous whereas in LT-A1 diatom gyttja is episodically intercalated with layers of beige detrital carbonates. This sequence comprises variably thick (10-22 cm) interbeds of instantaneous sediments (LT-D1 and LT-D2). Mean water content is about 75% in LT-A1 and drops to lower values (45%) in the instantaneous sedimentation (LT-D1 and LT-D2).

6.2. Pollen zones

Six Local Pollen Assemblage Zones (LPAZ-1 to LPAZ-6) were defined according to cluster zoning (Figure 5), such that the pollen diagram is described in terms of major changes in vegetation assemblages. Pollen spectra from 909 to 793 cm are characterized by low pollen concentration (Figure 5) and were sampled in blue sandy clay deposits above till. Therefore, rare pollen grains observed in this sub-sterile section might be considered as pollution or reworked material.

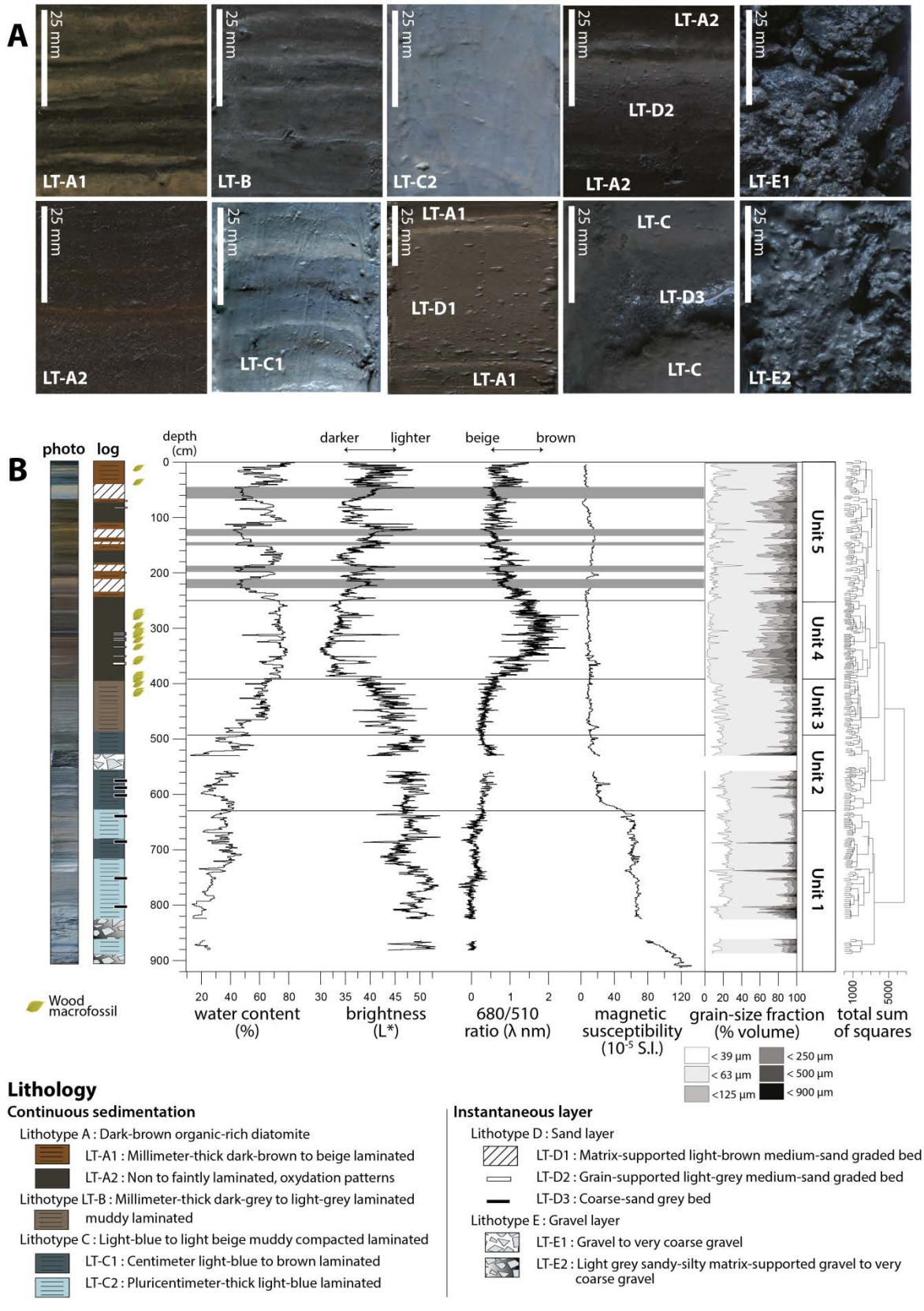


Figure 4: A) Lithotype photography of core VEN10-II and B) synthetic lithostratigraphy in front of vertical profiles of water content, colorimetric parameters of lightness and beige/brown variation (680nm/510 nm ratio), magnetic susceptibility (MS), grain-size classes and significant units defined by cluster analysis.

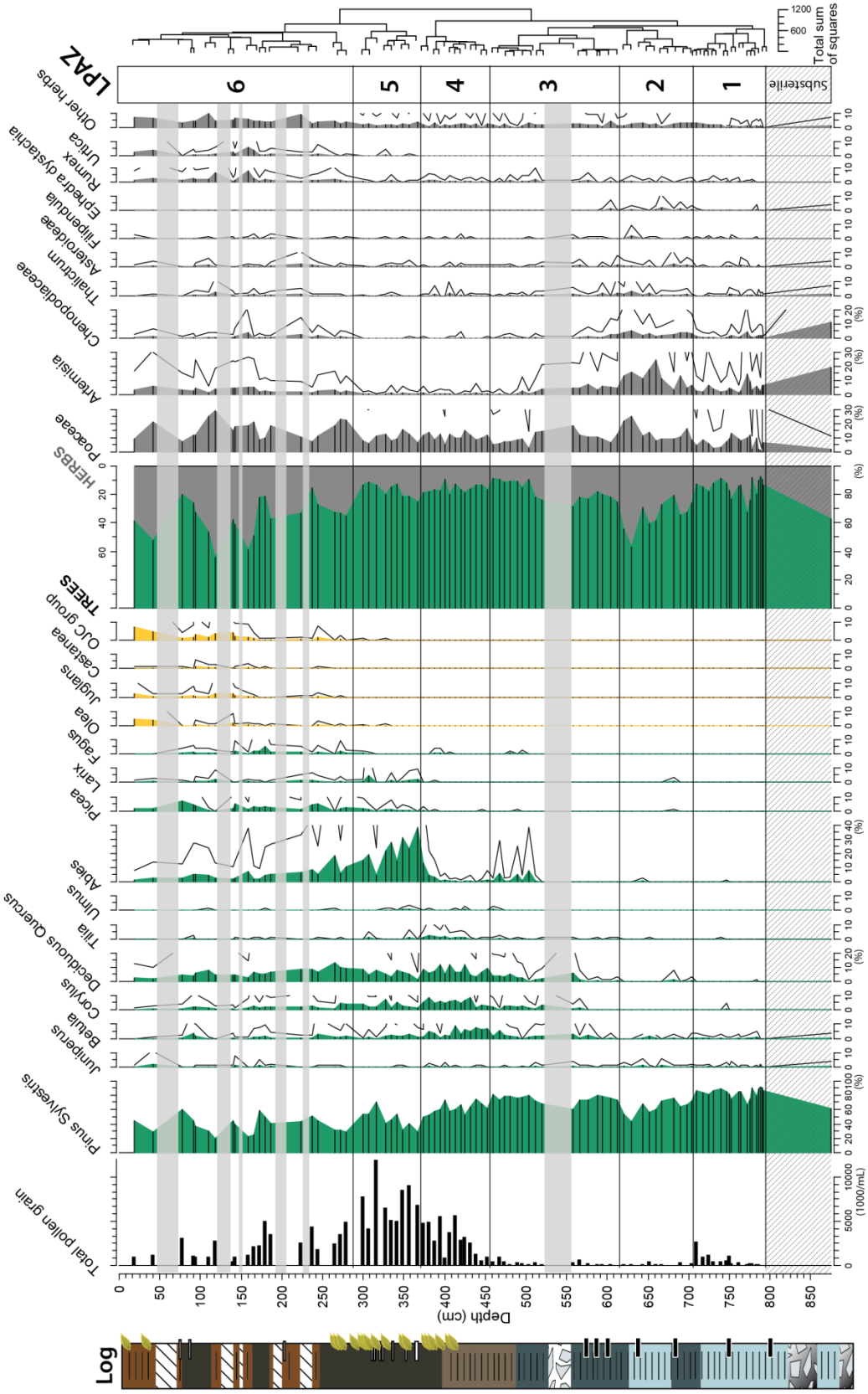


Figure 5: Simplified pollen diagram of VEN10-II from Lake Vens. Relative percentage of pollen taxa (grey shade) are calculated on total pollen sum. 5x exaggeration curves are shown in dashed line. Selected curves of pollen concentration (number of grain per mL) are shown by horizontal black bar. Instantaneous deposits are shaded.

LPAZ 1 (from 792 to 710 cm) is dominated by arboreal pollen (82 %), mostly bounded by *Pinus sylvestris*. Non-arboreal pollen assemblages are characterized by steppic plants (Chenopodiaceae, *Artemisia*, Poaceae and *Thalictrum*). Sporadic grains of *Quercus deciduous, Corylus* and *Abies* suggest long-distance pollen transport from lower altitudes. The continuous curve of *Juniperus*, a low-pollen disperser (0.5%), together with *Pinus,* indicates that open pine/juniper shrublands were developing close to the lake.

LPAZ 2 (from 710 to 620 cm): Arboreal pollen and *Pinus* percentages decrease abruptly to 45% and tree pollen concentration decreases. High values of Poaceae, Chenopodiaceae and maximum values of *Artemisia* (25%) and *Ephedra dystachia* suggest a cold steppe of herbs/shrubs.

In **LPAZ 3 (from 620 to 460 cm)** herbaceous steppe taxa (*Thalictrum*, *Artemisia*, Poaceae) decrease concomitant with a re-expansion of *Pinus* and a general diversification of tree taxa. The presence of *Tilia* together with the first continuous curve of deciduous *Quercus* suggests an early development of a mixed oak forest in lowlands. In LPAZ3b, steppic taxa of *Artemisia* and Poaceae decline. The *Abies* curve starts at values of 7%, indicating the immigration of fir within pine forests.

LPAZ 4 (from 460 to 370 cm) *Abies* decreases to 1% while leaf-trees reached their maximum values (*Betula, Tilia, and Corylus*). The first occurrences of deciduous tree macrofossils (*Alnus*, *Betula* and *Salix*) are observed, indicating expansion of leaf-trees around the lake.

LPAZ 5 (from 370 to 300 cm) is marked by the *Abies* optimum (30%) and the first significant decline of *Pinus*. The abundance of conifer macrofossils indicates the local expansion of mixed conifer forests. The first occurrences of *Larix* and *Picea* are signs of more open woodland.

LPAZ 6 (from 300 to 0 cm) is characterized by low occurrences of conifer macrofossils and a decline of tree taxa (30%), suggesting a sparse distribution of trees in the catchment. High concentrations of herb taxa indicate a local development of diversified alpine meadows (Poaceae*, Artemisia,* Chenopodiaceae*,* Asteroideae and other herbs) associated with ruderal-anthropogenic herbs (*Rumex* and *Urtica*). The first pollen occurrence of cultivated trees *Castanea* and *Juglans* is observed at 244 cm.

6.3. Dating

Table 1 shows results of the 29 AMS radiocarbon ages of core VEN10-II. Fifteen radiocarbon dates on terrestrial plant macroremains (exclusively from 430 to 270 cm and from 47 to 37 cm) and 10 on bulk organic matter of the size of pollen (pollen-concentrated organic matter) have been retrieved from the continuous sediment accumulation. All macroremain samples contained more than 1 mg of carbon and are therefore probably not contaminated by younger carbon (Wolhfarth et al., 1998). In addition we report from Petersen et al., (2014) (1) four ^{14}C dates of unknown organic debris sampled from reworked deposits (homogenite-type) giving a maximal age for the deposit and (2) a ^{210}Pb-

derived accumulation rate of 0.7 mm/yr covering the interval from 9 to 0 cm. The age results (Figure 6) suggest various hypotheses for the age-depth model. To better constrain the chronology, we propose using biostratigraphical markers, in particular for (1) the early lake formation and (2) for the last 2000 years.

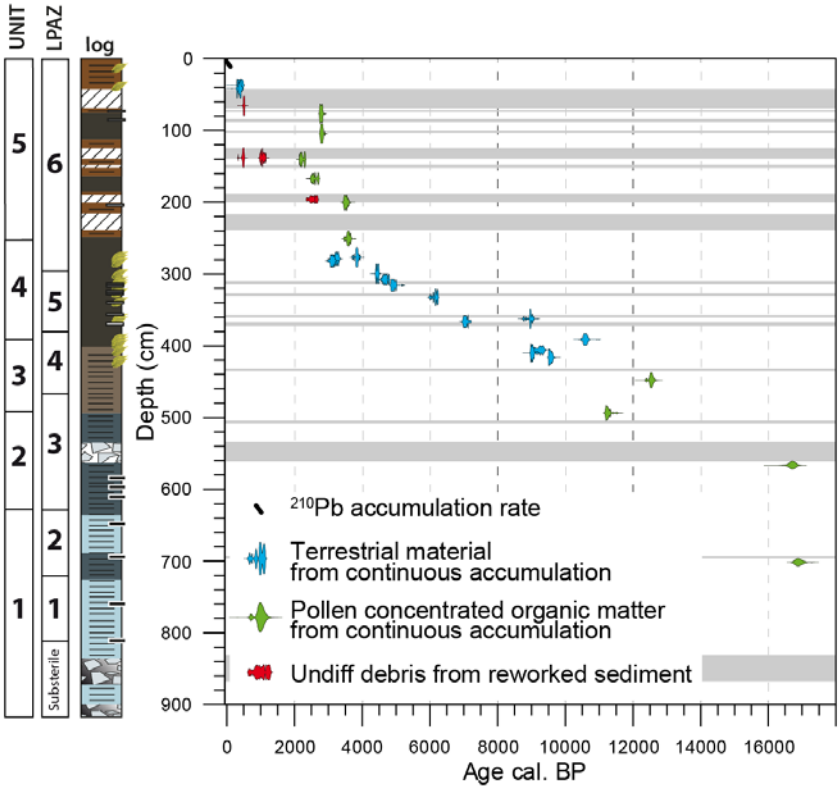


Figure 6: ^{14}C AMS dating results for core VEN10-II according to kind of sampled material. Note that different possible pathways could be derived from the results. Instantaneous deposits are shaded.

7. Interpretations

7.1. Main vegetation changes at Vens and inter-site comparisons

In this paragraph, the simplified pollen record will be interpreted both in terms of major landscape changes and palynostratigraphical correlations with other regional pollen records (Figure 7).

7.1.1. LPAZ1: Predominance of *Pinus* (correlated to the Alleröd)

This pollen zone is dominated by *Pinus* whereas *Betula* is poorly represented. The scarcity of *Betula* confirms that the base of the pollen record cannot be contemporaneous with the Bölling, marked by an optimum of birch woodlands in the Alps. The zone is characterized by relatively low herb pollen diversity but is dominated by Poaceae and *Artemisia*. Such pollen assemblages are comparable with those recorded in the Italian piedmont (Vescovi et al., 2007), the southern Alps (Ponel et al., 2011), the Inner Alps (David, 2001; Ammann et al., 2007) and the Jura Mountains during the second part of the Alleröd (Magny et al., 2006). At Long Inférieur (de Beaulieu, 1977), the predominance of *Pinus* is also recorded during this period, characterized at a global scale by climatic warming initiated during the Bölling (Larocque and Finsinger, 2008; Lischke et al, 2013). This climatic improvement allowed

rapid forest recolonisation, characterized in particular by a general development of pine forests in all European mountain areas (Amman et al., 2007). At Vens, it can be assumed that pioneer open pine woodlands were developing in the vicinity of the lake.

7.1.2. LPAZ2: optimum of cold steppic herbs (correlated to the Younger Dryas -a)

The second pollen zone is marked by a transitional reversal of the *Pinus* curve while frequencies of *Artemisia*, *Ephedra dystachia*, *Thalictrum*, Poaceae and Chenopodiaceae reach high values. Such assemblages indicate a local development of cold steppic grasslands consecutively to a decline in pine forests in the area. This reversal in the vegetation dynamics is typically recorded during the YD cold event: it is well illustrated in high elevation sites from the Alps (de Beaulieu, 1977; Wick, 2000; Vescovi et al., 2007).

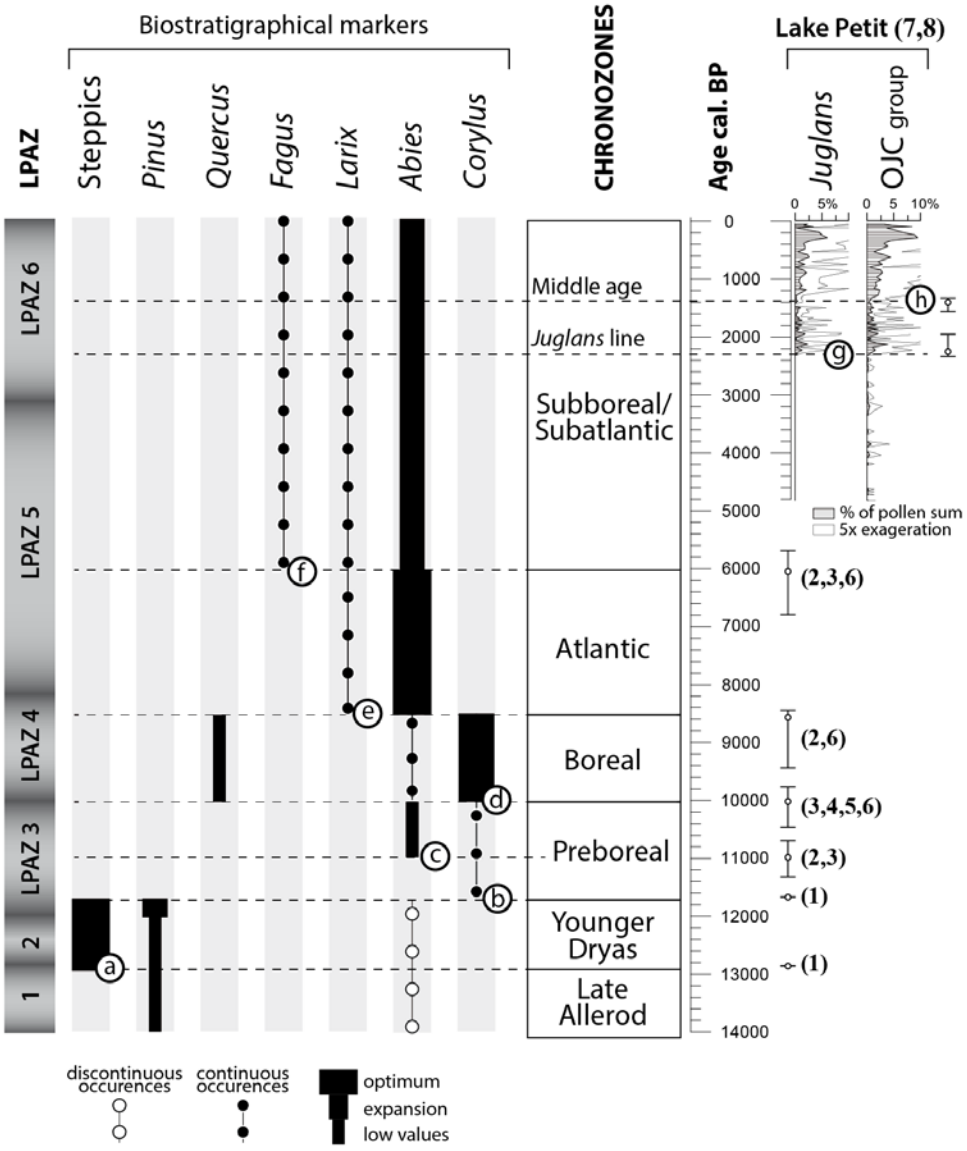


Figure 7: Palynostratigraphical interpretation of pollen record of the VEN10-II. Chrono-stratigraphical markers are indicated by letters (a-h). Chronozone dating is based on INTIMATE chronology (1) for Younger Dryas (Blockley et al., 2012) and on radiocarbon ages (2σ interval and median age cal. BP) of southern Alps pollen sites: (2) Muller et al., 2007; (3) Beaulieu, 1977; (4) Court-Picon, 2007; (5) Finsinger et al. 2006; (6) Ponel et al., 2011; (7) Brisset et al., 2012; (8) Brisset et al., 2013.

Around the lake, vegetation was probably treeless and dominated by a tundra-like landscape, with the small transitional peak in deciduous *Quercus* resulting in an increased proportion of extra-regional vegetation input from lower altitudes following a more open landscape around Vens and Long Inférieur (de Beaulieu, 1977). The rapid lowering of pollen concentrations observed at the LPAZ1/LPAZ2 boundary might indicate a decrease in general pollen productivity consecutive to a local disturbance in the vegetation dynamics and to scarcity of trees (high pollen producers). Many studies on the Swiss plateau (Lemdhal, 2000; Lotter et al., 2000) and in the Jura (Peyron et al., 2005) provide evidence for a climatic reversal during the YD with a reconstructed rapid lowering of mean summer and winter temperatures. Within the bounds of the uncertainties of dating methods, it has been assumed that global change recorded in Greenland (GS-1) during the YD occurred synchronously in the Alps (Heiri and Millet, 2005; Vescovi et al., 2007; Ilyashuk et al., 2009). GS-1 is dated by the INTIMATE Group from 12,896±4 cal. BP to 11,703±4 cal. BP (Blockley et al., 2012).

As suggested by Wick (2000), it can be assumed that the frequencies of *Pinus* observed during the YD in middle/high altitude sites might reflect extra-local input from lowland pine forests. During the latter part of the YD, the vegetation dynamics is marked by a moderate return of *Pinus* that has been well documented in the southern French Alps (de Beaulieu, 1977; Court-Picon, 2007), the northern Alps (Lotter et al., 1992; Lotter, 1999; Amman et al., 2000; Guiter, 2003) and the Jura (Richard and Bégeot, 2000). Pine woodlands might have initiated early recolonisation thanks to the warmer conditions that characterized the end of the YD (Peyron et al., 2005; Ilyashuk et al., 2009).

7.1.3. LPAZ 3 (correlated to the Preboreal – b)

The appearance of continuous occurrences of *Corylus* and an increasing curve of meso-thermophilous trees, such as deciduous *Quercus*, mark the onset of the early Holocene (Preboreal/Boreal) in both the southern (de Beaulieu, 1977; Court-Picon, 2007) and northern Alps (David, 2001; Guiter, 2003). Hazel expansion occurred quasi-synchronously in Europe (Giesecke et al., 2011) and particularly throughout the Alps between 11,500 and 10,500 cal. BP, with an earlier development of deciduous *Quercus* in the southern Alps (Finsinger et al., 2006). The pollen record at Vens shows indeed a similar pattern.

7.1.4. LPAZ 4 (correlated to the Preboreal - c)

The continuous curve of *Abies* is a relevant biostratigraphical marker that is well-constrained by ^{14}C dating. At Long Inférieur (de Beaulieu, 1977), it is dated between 8730±220 BP (10,370-9270 cal. BP) and 9330±220 BP (11,210-9930 cal. BP), and at about 10,000- 9,000 cal. BP in the French Inner Alps (Muller et al., 2007). An overview by Van der Knaap et al. (2005) of the chronology of migration and expansion of biostratigraphical taxa such as *Abies*, *Fagus*, *Picea* and deciduous *Quercus* provides evidence showing that the first regular occurrences and expansion of *Abies* needed to be interpreted as two distinct criteria: first regular occurrences are observed within the time range 10,500- 8500

cal. BP, whereas lasting expansion occurred later, at 8500-8000 cal. BP. Moreover, according to these authors, *Abies* migrated into the Alps from south to north, and therefore might be recorded earlier than in the rest of the alpine range. The pollen records of Vens and Long Inférieur support this hypothesis; at Vens, this is particularly well illustrated by a transitional curve prior to the maximal expansion of *Abies* recorded typically during the Atlantic synchronously with *Larix* (event e in Figure 7). It can be assumed therefore that the onset of regular occurrences of fir might be contemporaneous with the first occurrences observed at the Lateglacial/Holocene boundary at Long Inférieur and at Sabion (de Beaulieu, 1977).

7.1.5. LPAZ 5 (correlated to the Boreal – d)

This zone is marked by a declining curve of *Abies*, a synchronous optimum of *Corylus, Tilia,* and secondary deciduous *Quercus* classically recorded during the Boreal in the Alps around 10,000 cal. BP. This event is dated in the southern Alps at 9220±220 BP (11,100-9770 cal. BP) at Forest en Devoluy (de Beaulieu, 1977), between 9500 and 10,300 cal. BP at Mouton (de Beaulieu, 1977), and between 10,390 and 10,010 cal. BP at Lauzons (Ponel et al., 2011).

7.1.6. LPAZ 5 (correlated to the Atlantic – e)

The maximal expansion of *Abies* and the development of *Larix* are the major characteristic which allows assigning the pollen zone to the Atlantic period: as evidenced by Müller et al. (2007) and Van der Knaap et al. (2005), the optimum of fir in the Alps occurred within the period between 8500 and 6000 cal. BP. This event is dated in the southern Alps at 7310±140 BP (8400-7860 cal. BP) at Plan du Laus (de Beaulieu, 1977), between 8090 and 7400 cal. BP at Mouton (ADModel, de Beaulieu, 1977), 7255±90 BP (8310-7880 cal. BP) at Saint Léger (Digerfeldt et al., 1997) and between 8460 and 6730 cal. BP at Lauzons (ADModel, Ponel et al., 2011).

7.1.7. LPAZ 6 (correlated to Subboreal/Subatlantic – f, g, h)

This pollen zone is marked by a general decline of tree pollen tree while ruderal-anthropogenic herb frequencies reach their highest values. This period (corresponding to the start of event "f") corresponds to a regression of fir forests and consecutive expansion of *Fagus*, a competitive tree, together with *Picea*. The expansion of beech characterizes the onset of the Subboreal in the Alps (dated between 6800 and 5700 cal. BP, Magri, 2008). In the southern Alps, continuous low values of *Fagus* are dated at 5670±170BP (6890-6020 cal. BP) at Long Inférieur (de Beaulieu, 1977), 5820±150 BP (6980-6300 cal. BP) at Plan du Laus (de Beaulieu, 1977), 5220±95 BP (6270-5750 cal. BP) at Saint Léger (Digerfeldt et al., 1997), and 5547±65 BP (6470-6210 cal. BP) at Lauzons (Ponel et al., 2011).

The transition between the Subboreal and the Subatlantic is classically based on the *Juglans* line, i.e. the first regular occurrences of *Juglans* in the southern Alps (de Beaulieu, 1977): *Juglans* disappeared from Europe during the last glaciation, and spread from Middle East refuges (Zohary and Hopf, 2000;

Krebs et al., 2004) and into southern Europe (Carrion and Sanchez-Gomez, 1992) during the Holocene. According to Beug (1975), *Juglans* is considered in the Mediterranean area as a domesticated tree, cultivated during the Gallo-Roman period in southern Europe. As suggested by Bottema (1980), the appearance of *Juglans* might have been asynchronous in Europe, partly determined by distance from refuges. Therefore, several authors have proposed that walnut might have been present earlier than assumed in Spain (Lopez-Garcia and Lopez-Saez, 2000) and in the Italian peninsula before Roman times (Mercuri et al., 2013). However, again according to Mercuri et al. (2013), the concomitant increase in *Olea*, *Juglans* and *Castanea* frequencies (named the OJC group) has been favoured by intensification of cultivation during Hellenistic and Roman times. Following this, the OJC Group expansion occurred during the middle Ages in the course of event "h" in Figure 7 (Mercuri et al., 2013). Lastly, in the Alps, most ages obtained for the "*Juglans* line" confirm that walnut is a relevant indicator of the Roman period at about 2000 cal. BP (de Beaulieu, 1977; Clerc, 1988; David, 1993; Brugiapaglia, 1996; Ortu, 2002; Court-Picon, 2007). Two very recent studies of Lake Petit (2200 m a.s.l., 30 km distant from Vens) in the southern Alps have allowed dating the *Juglans* line (event "g") at 2360-1980 cal. BP and the OJC group expansion in event h at between 1580 and 1350 cal. BP (ADModel, Brisset et al., 2012; 2013).

7.2. Establishing the Lake Vens multiproxy age-depth model

The palynostratigraphical markers defined above provide a constrained chronological framework to compare the ^{14}C ages of core VEN10-II (Figure 5, 6 and 7):

- From 909 to 440 cm: sediment is organic-poor and the ^{14}C samples at 569 and 705 cm are respectively dated at 16,980-16,560 cal. BP and 17,190-16,780 cal. BP on pollen-concentrated organic matter. These results are at least 3000 years older than expected from the regional palynostratigraphy, thus indicating that the Lake Vens infilling started during the Alleröd chronozone. Moreover, the pollen stratigraphy (Figure 7) indicates that the ^{14}C age at 450 cm dated at 12,720-12,425 cal. BP is inconsistent with the beginning of the Holocene period at 570 cm. These three ^{14}C ages are, thus, incompatible with the palaeoclimatic event stratigraphy of the INTIMATE group that dated the GI-1c at 13,954 (+30/-10) cal. BP and the GS-1 from 12,896±4 cal. BP to 11,703±4 cal. BP (Blockley et al., 2012). Consequently, the ^{14}C ages of pollen-concentrated organic matter have been rejected in this depth interval;
- From 500 to 280 cm: most of the ^{14}C ages are in conformity with the regional palynostratigraphy (10 ages). Wood macrofossils are abundant at these depths and except for three of these samples obviously older and probably reworked from the lake catchment (at depth of 278, 364 and 412 cm), all the ^{14}C age have been accepted.
- From 280 to 0 cm: The comparison of the 6 ^{14}C ages from bulk organic matter of pollen size and the palynostratigraphy indicates an offset of 2000 years. Two ^{14}C ages of undifferentiated plant

debris retrieved from reworked deposits are in agreement with the pollen stratigraphy while one might be rejuvenated and the second one might be older. All this plant debris probably originated from older sediments reworked during an erosional phase in the course of these events. The two upper ^{14}C ages (terrestrial macrofossils from continuous accumulation) are in agreement with the ^{210}Pb accumulation rate (Petersen et al., 2014) and the regional palynostratigraphy. Difficulties encountered in obtaining reliable ^{14}C ages in this depth interval require rejecting all of the suspected ages from bulk organic matter samples and those sampled from reworked deposits.

The final age-depth model retained for further interpretation is built from 12 accepted ^{14}C AMS ages and 8 palynostratigraphical markers (Figure 8). The 2 sigma envelop of the age-depth model encompasses three rejected ^{14}C ages (two from reworked deposits and one from pollen-concentrated organic matter) which have not been included for model calculation and might consequently be accepted. On the whole, core VEN10-II covers at least the last 13,000 years, with a maximal age at 14,000 cal. BP.

Comparison between the palynostratigraphical results and ^{14}C ages at Vens has demonstrated a distinct offset. ^{14}C dating of pollen-concentrated organic matter was conducted in order to compensate for the absence of terrestrial macrofossils. This study shows that these ^{14}C ages are systematically older than expected.

- In the early stages of lake infilling from 13,000-14,000 cal. BP to 10,000 cal. BP, contamination by old carbon could be due to reworking of (1) old pollen, (2) old soil organic matter, (3) dead carbon from dolomite bedrock and (4) coal particles (Björck and Wohlfarth, 2001). As shown by inter-site comparison of the pollen stratigraphy, the sediment sequence of Vens records well the succession of expected biostratigraphical events and thus pollen grains are not reworked. The first sign of local steppic vegetation is recorded since the formation of the lake and even if landscapes were probably sparsely vegetated, it can be assumed that soil development (source of old carbon) might have accompanied pine and juniper shrublands. Early development of Podzols in Alpine granitic environments has been dated at 14,900±1800-14,300±2300 years (Bölling/Alleröd interstadial) and at the end of the YD at ca. 10,700±900 and 8600±600 years (Favilli et al., 2009; Egli et al., 2010; Böhlert et al., 2011). The two deepest samples at 705 and 604 cm suffer from residual, black and vitrified, undeterminable particles (5-20 µm), having possibly a heavy carbon footprint, which could be associated with wind-dispersed coal particles (Björck and Wohlfarth, 2001) or dead carbon from dolomite bedrock.
- In the second half of the Holocene from 3000 to 500 cal. BP, the six ^{14}C ages on pollen-concentrated organic matter samples have an almost unchanging offset of ~2000 years (1820±215 years, 2σ) relative to the age-depth model. Before 3000 cal. BP, the lake catchment was densely forested (optimum values of *Abies* and high pollen concentration), which probably

promoted soil development and lower detrital inputs (Mourier et al., 2010; Bölhert et al., 2011). At 3000 cal. BP, a more open landscape characterized by the development of ruderal-anthropogenic meadows (optimum of *Rumex* and *Urtica*) is accompanied of an increase in detrital inputs. Vegetation reversal in response to increasing anthropogenic pressure in the catchment might have led to soil dismantling providing old refractory organic matter for sedimentation in the lake. Considering that the ^{14}C result interval of 3800-2100 cal. BP (2σ) is relatively narrow and coincides with a period of intense anthropogenic pressure, we could envisage these ages as illustrating the last stages of soil development in the lake catchment before their dismantling.

7.3. The palaeoenvironmental history recorded at Vens

7.3.1. The Lateglacial

Between ~14,000 cal. BP and ~13,100 cal. BP: the light blue to beige silt lithotype is characteristic of a depositional environment in the distal position of a proglacial lake ("glacial milk"). Sedimentation rates are maximal (0.14 cm/yr). The sediment is rich in magnetic minerals from the gneissic bedrock. This is the sedimentological expression of ablation of a glacier tongue located up-valley that steadily fed the lake. Non-graded sandy layers occurred repeatedly and could indicate debris flows occurring during high-discharge events.

The development of steppe vegetation is not documented in the sediment record which is free of organic matter. Clastic particles were hence deposited under the strong influence of proglacial processes. Our results allow dating the lake formation from the Alleröd. Therefore, the moraine Vens-I was deposited before 14 000 cal. BP, and disconnection of the cirque glacier of Vens from the main tongue of the Tinée valley occurred prior to this date.

Between ~13,100 and ~12,700 cal. BP: thick laminations of clay and silt are associated with high values of magnetic susceptibility. Darker laminations indicate a reduction of glacier release during the end of the Alleröd. The presence of an open forest tundra colonising slopes around the lake may have promoted organic matter release. The local glacier probably receded upstream in the cirque, favoured by the warmer conditions of the end of the Alleröd. This phase of glacier retreat and tundra development is interrupted at ~12,700 cal. BP by the re-appearance of light blue laminations interpreted as a lacustrine facies in a proglacial distal position.

Between ~12,700 to ~12,300 cal. BP, the vegetation records a strong reversal towards steppic conditions in response to probably colder conditions during the YD event. Rapid vegetation changes together with a higher influence of glaciolacustrine processes might be a signature of glacier tongue advance in the cirque floor probably resulting in the formation of moraine ridges. This phase is probably related to the lowermost Vens-II moraine. This could easily explain the reoccurrence of highly minerogenic facies. An additional interpretation could be that the two upper moraines, Vens-III and Vens-IV moraines, were also built by short cirque glacier fluctuations during the same cold YD

event. Alternatively, and taking into account (1) the relative fresh morphology of the ridges of Vens-III and IV, (2) the foothill position and (3) northerly exposure of the cirque, they may have been constructed later during the Holocene.

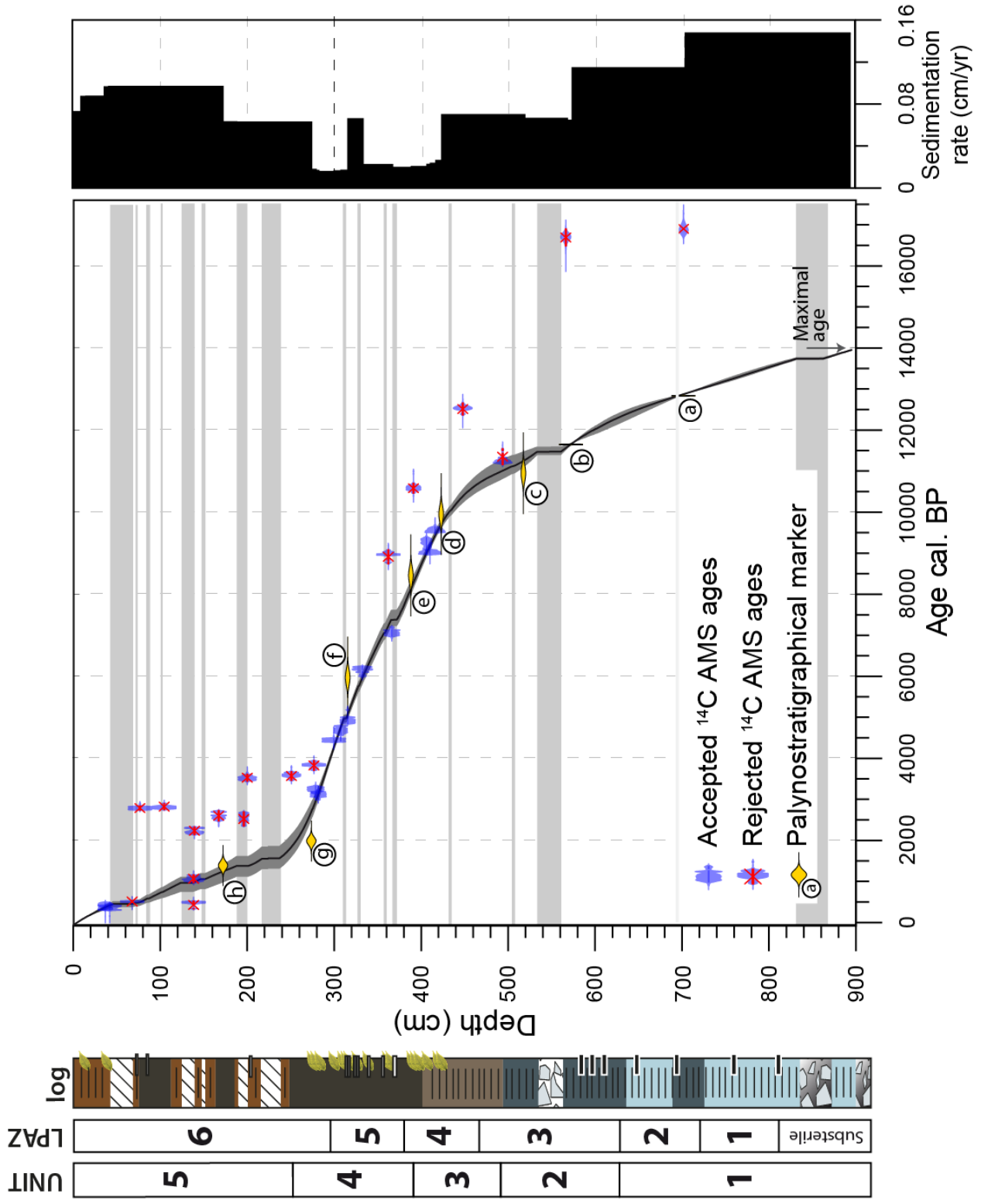


Figure 8: Multiproxy age-depth model of core VEN10-II computed on the ^{14}C AMS ages of terrestrial material sampled in the continuous lacustrine sedimentation which are supported by palynostratigraphical interpretations (markers a to h). Instantaneous deposits (shaded bands) larger than 1 cm have been removed before modelling.

7.3.2. The Holocene

Between ~12,300 and ~11,000 cal. BP: sediment is composed of light blue to brown clay-silt laminations. The sharp lowering of magnetic susceptibility values suggests weakening of erosion of the gneissic bedrock, and the increasing water content suggests less massive mud deposition. The sedimentation rate drops from 0.11 to 0.07 cm/yr, indicating a lowering of terrigenous inputs. The decrease in glacial erosion probably reflects significant melting and retreat of the glacier or even its demise. Even if the catchment was no longer under glacier influence, the steppic cover and the lack of organic material indicate deposition during cold conditions of the end of the YD. Such a condition is compatible with the presence of residual ice pack shaping the small-amplitude moraine ridges Vens-III and Vens-IV. The occurrence of an isolated "scree" layer of gneissic material in the lake sediment at ~11,500 cal. BP can be explained by mass wasting of the scree/moraine deposits Vens-I which covered the flanks of Lake Vens.

Between ~11,000 and 8500 cal. BP: the sediment is characterized by a progressive increase in water content and organic matter that go with darker silty laminations. Leaf tree expansion around the lake, together with the first occurrences of wood macrofossils; attest to the establishment of a riparian forest. A reduction of terrigenous inputs reflects the stabilisation of catchment slopes.

Between 8500 and ~1700 cal. BP: a homogeneous to laminated dark brown diatomite gyttja is deposited. These sediments document an increase in algal organic productivity probably reflecting warmer conditions. This unit is marked by the optimum in abundance of plant remains. The sedimentation rate reaches its lowest values, reflecting the reduction of terrigenous inputs and catchment stabilisation.

From ~1700 to Present: the recurrence of a laminated facies is marked by an alternation of dark brown gyttja and light beige detrital layers. The sedimentation rate increased to values close to the ante-Holocene period. The plant cover is dominated by ruderal-anthropogenic herbs attesting to the primacy of anthropogenic activities in generating an open landscape. A reduction in the extension of forest might have led to increased soil vulnerability and consequently promoted terrigenous inputs. The occurrence of homogeneous matrix-supported deposits also reflects this destabilisation (Petersen et al., 2014). Increasing sediment loads on lake slopes probably triggered mass-wasting events.

On the whole, since lake formation at ca. 14,000 cal. BP, the catchment experienced the last cirque glacier pulsations followed by a general reduction in erosion processes during catchment reforestation. Lastly, an increase in erosion processes consequent to this prceding quiescent phase occurred due to anthropogenic pressures. Since the end of the Younger Dryas at 12,000-11,000 cal. BP, the catchment has not experienced cirque glacier tongue advance. Even though residual

glaciers/ice-packs might have persisted during the Holocene in restricted foothill area (Vens-III and IV), they did not influence catchment dynamics.

7.4. Timeframe and geographical characteristics of the cirque-glacier deglaciation of the Mediterranean Alps:

The corpus of 15 high elevation sediment core studies of the Mediterranean Alps enhanced by the Lake Vens record (Figure 9A) yields new insight into the chronology of deglaciated environments by providing information on: (1) the early stage of lake formation (bottom core dating), (2) phases of the deglaciation of the cirque glacier upvalley (sedimentological analysis), and (3) geographical settings (altitude and ice-free catchment exposure).

7.4.1. An updated chronology of the cirque-glacier deglaciation in the southern Mediterranean Alps

7.4.1.1. Ice-free high altitude cirques since the onset of the Bölling-Alleröd (GI-1e)

The pollen diagram of Lake Vens attests that at an elevation of 2300 m a.s.l., the lake was ice-free before the onset of the Alleröd, i.e. 14,500 cal. BP (GI-1e, Blockley et al., 2012). Eight additional lakes and mires (Long Inférieur (2090 m) and Orgials (2240 m) in the FMA, Vei del Bouc (2055 m) in the IMA, in Allos (2225 m), Vallon de Provence (2075 m), Terres Plaines (2100 m), Restefond (2400 m) and Vallon du Loup (2010 m) in the UED) provide the same scheme showing that cirques above 2000 m a.s.l. are deglaciated since the Bölling-Alleröd or even since the end of the Oldest Dryas. Lake Long Inférieur provides the oldest relevant ^{14}C age supporting the chronology of an ice-free lake bottom at 11,720±79 BP (13,380-13,770 cal. BP).

Glacial retreat in uplands is also attested by the ^{10}Be ages obtained on polished surface samples in the French Maritime Alps (Fer/Rabuons catchments; Darnault et al., 2011), which indicate that cirques were deglaciated at 14,914±809 years (2700-2800 m a.s.l.). Consequently, the moraine ridges situated downstream of the mires and lakes mentioned above must belong to the first part of the Lateglacial period; glacial deposits situated upstream must be related to cooling during the Younger Dryas and the Holocene.

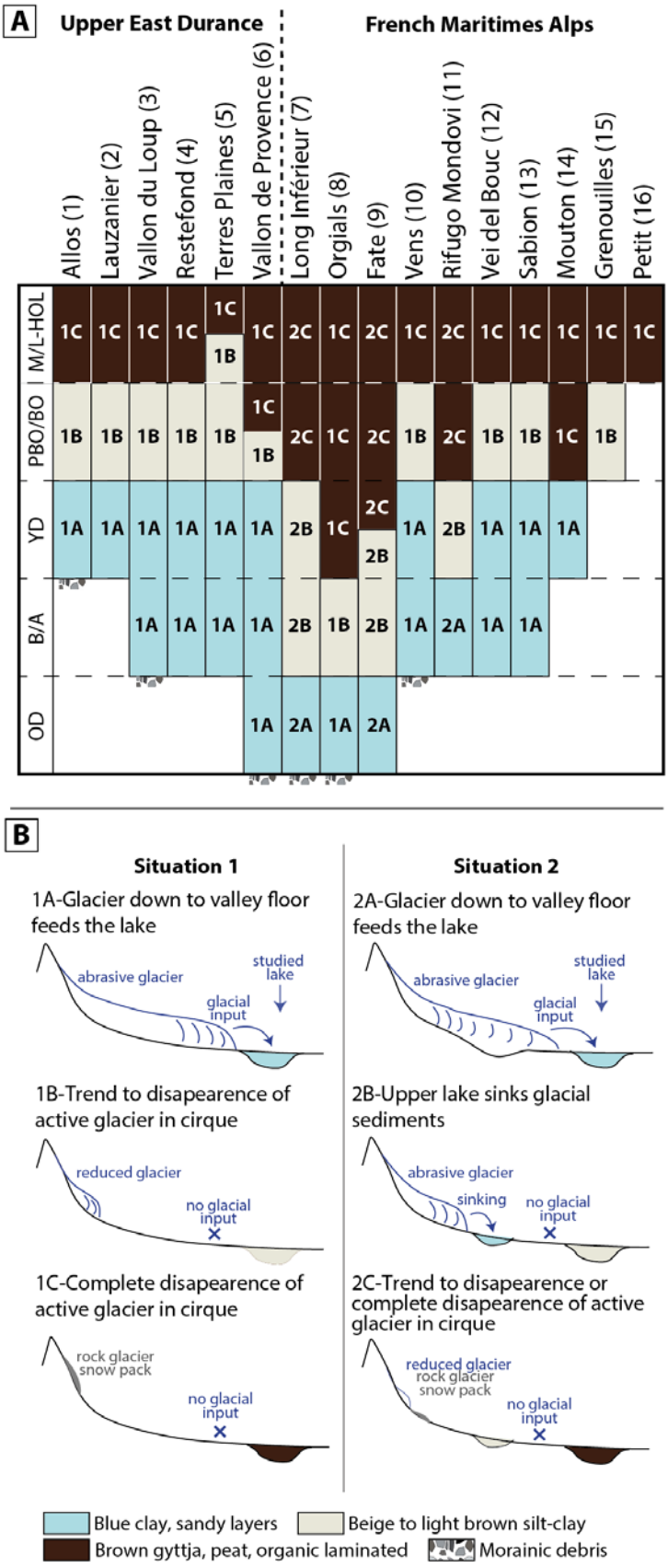


Figure 9: A) Lithotypes and pollen stratigraphy of lake and mire sediment cores of the Mediterranean Alps (details on individual cores are given in Table 2) and interpretation of lithotype deposition (from 1A to 1C and from 2A to 2C). B) Interpretation of lithotypes depending geomorphological settings differentiating two situations. OD: Oldest Dryas, B/A: Bölling-Alleröd, YD: Younger Dryas, PBO/BO: Preboreal/Boreal, M/L HOL: Mid- to Late-Holocene.

Table 2: Compilation of sediment core studies in the Mediterranean Alps from a) Brisset et al., in press; b) Ortu et al., 2005; c) Ortu, 2002; d) Kharbouch, 2000; e) Richer, 2009; f) de Beaulieu, 1977; g) Ponel et al., 2001; h) Gandouin and Franquet, 2002; i) Brisset et al., 2012; j) Brisset et al., 2013; k) Dijkstra et al., 1990; l) Jorda and de Beaulieu, 1977; m) Finsinger and Ribolini, 2001; n) Finsinger, 2001. Sites selection is based on a minimal dataset of lithological descriptions and palynological diagram. A numerical code reference is attributed to each lake, referring to Figure 1 (localisation map). Asterisk symbol indicates not available data (material dated and/or $\delta^{13}C$). Imprecise core correlation of ^{14}C age is indicated coded "IC". Column remarks provide an interpretation on the validity of the ^{14}C ages: "suspect" means that age is inconsistent to palynostratigraphy of the respective core, "rejected" means that age is discarded.

Code	Name and reference	Lat (N)	Long (E)	Altitude (m asl)	Aspect	Sample code	^{14}C age uncal. BP	Error (2σ)	Min cal. BP (2σ)	Max cal. BP (2σ)	Core depth (cm)	Material	$\delta^{13}C$	Remark
1	**Allos**	44,13	6,42	2225	N	Poz-50232	615	35	546	658	181	Wood and needles	*	
	-a					Poz-49766	1275	30	1141	1288	250	Needles	*	
						Poz-49767	1645	30	1417	1685	300	Conifer bark	*	
						Poz-49768	1795	30	1623	1819	390	Herbaceous fragments	*	
						Poz-46760	2880	35	2883	3143	498,5	Twig - Salix sp.	*	
						Poz-46759	3060	35	3166	3365	525	Twig -conifer (Larix/Picea)	*	
						Poz-50223	2900	40	2894	3206	556	Twig deciduous tree	*	
						Poz-46758	3895	35	4185	4422	589	Twig of deciduous tree	*	
						Poz-50227	4090	35	4444	4812	605	Charcoal (Gymnosperme)	*	
						Poz-50231	8840	50	9705	10158	660	Twig - Salix sp.	*	suspect
						Poz-50224	5570	40	6291	6436	685	Twigs undiff	*	
						Poz-50222	6040	40	6759	6997	708	Twig of deciduous tree	*	
						Poz-50228	6660	40	7460	7605	743	Herbaceous fragments	*	
						Poz-50229	7670	50	8385	8552	807	Twig of deciduous tree	*	
						Poz-50221	8090	80	8662	9274	832	Bark of conifer and twig	*	
						Poz-46762	8050	50	8725	9090	865,5	Twig of deciduous tree	*	
						Poz-50225	8820	50	9686	10156	963	Twig undiff	*	
						Poz-46757	9380	50	10442	10734	1038	Herbaceous fragment	*	
						Poz-49768	8930	50	9905	10216	1140	Vegetal debris undiff	*	suspect
9	**Fate**	44,14	7,05	2130	E	Ly1597	6480	100	7178	7571	133	Alnus sp.	-28,03	
	-b,c					Ly1596	8850	60	9704	10173	141	Salix sp.	28,45	
						Ly1595	9300	60	10282	10658	171	Salix sp.	-27,92	
						Ly1594	9660	60	10779	11207	214	Salix sp.	*	
15	**Grenouilles**	44,05	7,29	1990	SE	Gif-10370	1720	40	1538	1713	80	Peat	-26,75	
	-d					Gif-10371	4700	60	5315	5583	170	Peat	-25,88	
	Lauzanier (1)	44,22	6,52	2310	N	Poz-18882	2660	35	2742	2844	31	Peat	*	
	-e					Poz-18884	3655	35	3886	4087	54	Wood	*	
						Poz-18883	9460	50	10567	11068	79	Bulk sediment (gyttja)	*	
						Poz-18885	12180	60	13803	14235	116	Bulk sediment (clay)	*	suspect
7	**Long Inférieur**	44,03	7,27	2090	E	Ly1244	2660	190	2331	3318	IC	*	*	
	-f,g,h					Ly1243	3740	160	3643	4528	IC	*	*	
						Ly1242	4770	300	4651	6205	IC	*	*	
						Ly1241	5670	170	6023	6887	IC	*	*	
						AA_36512	5678	50	6321	6630	138	Bulk sediment (gyttja)	-25,4	
						AA_36513	8087	58	8772	9247	290	Bulk sediment (gyttja)	-24,6	
						AA_36514	8692	53	9540	9886	328	Bulk sediment (gyttja)	-25	
						AA_36515	8801	54	9627	10153	358	Bulk sediment (gyttja)	-24,6	
						Ly1207	10430	210	11406	12695	IC	*	*	
						AA_36516	10892	80	12594	13050	482	Bulk sediment	-22,4	
						Ly1206	10970	210	12447	13296	IC	*	*	
						AA_36517	11263	82	12922	13321	488	Bulk sediment (clay)	-21,3	
						AA_36518	11720	79	13384	13768	511	Bulk sediment (clay)	-20,3	
						Ly1205	12040	370	13159	15172	IC	*	*	suspect
						Ly1237	12170	280	13457	15091	IC	*	*	suspect
						Ly1236	12510	370	13709	16362	IC	*	*	suspect
						Ly1235	13460	410	14962	17495	IC	*	*	suspect
						AA_36519	14190	130	16893	17670	558	Bulk sediment (clay)	-16,7	suspect
14	**Mouton**	44,03	7,26	2175	E	Ly1247	3000	160	2781	3555	60	*	*	
	-f					Ly1248	8220	200	8609	9540	115	*	*	
						Ly1249	7930	170	8409	9255	125	*	*	
						Ly1246	9340	240	9917	11230	205	*	*	
8	**Orgials**	44,12	7,08	2240	SW	Ly1599	1875	35	1719	1885	59	Vegetal debris	-28,26	
	-b,c					Poz-7107	4670	35	5314	5572	142	Bulk sediment (gyttja)	*	
						Poz-7108	7820	40	8478	8722	234	Bulk sediment (gyttja)	*	
						Ly1611	9783	68	10874	11349	359	Bryophyts	*	
						Ly1598	20930	130	24500	25424	406	Bryophyts	*	suspect
16	**Petit**	44,06	7,11	2225	S	Poz-32578	1240	40	1068	1270	26	Terrestrial debris	*	
	-i,j					Poz-39213	1720	30	1554	1704	39	Wood - Larix	*	

						Poz-355509	1890	30	1733	1894	58	Wood - Conifer	*	
						Poz-32576	3620	40	3835	4080	94	Terrestrial debris	*	
						Poz-35507	3855	35	4155	4411	111	Bark - Conifer	*	
						Poz-39212	4125	35	4528	4820	135	Twig - Ericaceae	*	
						Poz-32577	4110	35	4455	4818	137	Twigs framents	*	
4	**Restefond -k**	44,19	6,47	2400	SW									
11	**Rifugo Mondovi -b,c**	44,11	7,44	1760	S	Ly1606	965	45	780	960	140	Peat	-29,5	
						Ly1607	1825	50	1619	1876	210	Peat	-27,35	
						Ly10757	1965	55	1741	2090	260	Peat	-28,68	
						Ly10758	2575	60	2370	2837	290	Peat	-28,67	
						Ly10759	5725	90	6315	6719	370	Peat	-28,02	
						Ly1608	9790	60	10907	11326	390	Peat	-28,99	
13	**Sabion -f**	44,07	7,28	2215	S	Ly1145	10380	400	10869	13102	245	*	*	suspect
						Ly1146	9340	450	9474	11999	255	*	*	
5	**Terres Plaines -k**	44,20	6,45	2100	N									
6	**Vallon de Provence -l**	44,23	6,24	2075	NE	Ly731	9900	90	11178	11711	435	*	*	
						Ly730	11510	140	13117	13691	470	*	*	
3	**Vallon du Loup -l**	44,24	6,24	2010	NE									
12	**Vei del Bouc -m,n**	44,08	7,25	2055	N	Ua-16175	5745	90	6321	6739	161	Salix sp.	-26,4	
						Ua-16176	7525	90	8169	8537	171	Pinus cembra	-24	
10	**Vens -this study**	44,18	6,56	2330	NW	SacA-31217	355	45	312	498	37	Coleoptera	-12,3	
						SacA-28193	300	30	296	461	42	Leaf	-28,5	
						SacA-22282	470	30	493	540	68	Vegetal debris undiff (VEN09P3)	-25,1	suspect
						SacA-31697	*2700*	*35*	*2752*	*2859*	*77*	*Pollen extract*	*-28,8*	*rejected*
						SacA-31719	*2735*	*30*	*2763*	*2918*	*105*	*Pollen extract*	*-27,9*	*rejected*
						SacA-22283	*435*	*30*	*337*	*532*	*139*	*Vegetal debris undiff (VEN09P3)*	*-26*	*rejected*
						Poz-34153	*1155*	*30*	*979*	*1171*	*139*	Vegetal debris undiff (VEN09P3)	*	suspect
						SacA-31720	*2250*	*35*	*2154*	*2343*	*140*	*Coleoptera and pollen extract*	*-27,2*	*rejected*
						Poz-48423	*2525*	*35*	*2488*	*2744*	*168*	*Pollen extract*	*	*rejected*
						SacA-22284	*2470*	*30*	*2365*	*2711*	*197*	*Vegetal debris undiff (VEN09P3)*	*-25,1*	*rejected*
						Poz-48424	*3315*	*35*	*3462*	*3635*	*201*	*Pollen extract*	*	*rejected*
						Poz-48425	*3370*	*40*	*3480*	*3698*	*252*	*Coleoptera and pollen extract*	*	*rejected*
						SacA-31721	*3565*	*30*	*3726*	*3969*	*278*	*Twig of conifer*	*-32*	*rejected*
						Poz-40617	3040	35	3084	3359	280	Scale - Conifer undiff	*	
						SacA-31722	2960	30	3005	3241	283	Scale - Conifer undiff	-27,6	
						SacA-28194	3990	30	4416	4523	301	Needle - Abies sp.	-24,5	
						SacA-28195	4165	30	4583	4829	309	scale - Conifer undiff	-25,7	
						Poz-48426	4390	35	4859	5211	317	Twig - Pinus sp.	*	
						SacA-28196	5380	35	6016	6282	334	Charcoal of wood	-21,5	
						SacA-28197	*8080*	*40*	*8780*	*9127*	*364*	*Twig - Alnus sp.*	*-24*	*rejected*
						SacA-31723	6200	35	6998	7242	368	Twig - Alnus sp.	-28,3	
						Poz-40618	*9410*	*50*	*10511*	*10756*	*393*	*Wood of Betula sp.*	*	*rejected*
						SacA-28198	8295	50	9130	9438	408	Twig - Conifer undiff	-20	
						SacA-28199	8135	35	8999	9243	412	Twig - Alnus sp.	-27,3	
						Poz-40619	8660	40	9539	9697	418	Wood - Salix sp.	*	
						SacA-31724	*10660*	*70*	*12424*	*12719*	*450*	*Pollen extract*	*-30,1*	*rejected*
						SacA-31725	9900	50	11208	11600	496	Pollen extract	-31,8	suspect
						SacA-31726	*13630*	*70*	*16557*	*16981*	*569*	*Pollen extract*	*-28,6*	*rejected*
						SacA-28200	*13900*	*70*	*16775*	*17192*	*705*	*Pollen extract*	*-26,4*	*rejected*

7.4.1.2. Oldest Dryas glacial remains

At Vens, the oldest glacial deposits are situated near the lake at 2300 m a.s.l. (Vens-I); downvalley no stage has been found probably because of the steepness of the slopes. These glacial remains could correspond to FMA-I and to one of the two Oldest Dryas stages identified in the UED (UED-I or II). There are no arguments in favour of which one is related to the FMA-I. In the IMA, stage IMA-I identified in Gesso Valley could also correspond to the oldest stages of UED (UED-I or II) and FMA-I (Finsinger and Ribolini, 2001). These authors also map moraine at 1700 m a.s.l. (Figure 2); considering the elevation of these glacial deposits, we suppose that they could be remnants of UED-I. Slight discrepancies between elevation and the corresponding δELA

of these stages through the Mediterranean Alps could be attributed to particular geomorphological and topography-influenced climate conditions and to the different methods used (Hofer method in UED and FMA and the Balance ratio method in IMA). Overall, these oldest Lateglacial stages can be considered as short glacier stagnations or moderate re-advances in a general and rapid melting since the LGM. These stages correspond obviously to minor cooling occurring during the GS–2a period after the glacial maximum dated at 20,000-23,000 cal. BP (GS–2b period). Following Jorda and Rosique (1994), this review emphasizes the rapidity of glacial retreat from the near maximal extension of glacial tongues downstream in the valley to the upper cirques above 2000 or 2300 m a.s.l. before 14,500 cal. BP, in less than 7 millennia. This time interval may be shorter in the IMA in the Gesso valley where Federici et al. (2012) have recently provided a ^{10}Be age ranging from 16,590 ±970 to 18,200±1060 years (from the Gschnitz stadial of the Alpine Lateglacial chronology, associated with Heinrich Event 1) from a frontal moraine ridge situated at 850 m a.s.l.. Therefore, in this valley, the moraine ridge IMA-I, located at 2050 m a.s.l. under the mire of Vei del Bouc, must have been built during the very end of the GS–2a period.

7.4.1.3. Younger Dryas and Holocene glacial deposits and major environmental changes recorded by sediment cores

The moraine ridges located above the studied lakes must be related to a cooling period younger than the Bolling-Alleröd. It is highly probable that the glacial deposits situated immediately above the lakes correspond to the major cooling occurring after the GI-1a, which is the Younger Dryas. Upvalley, moraine ridges and glacial rocks must be Holocene. This assumption can be comforted by observing lacustrine sediment facies which inform on environmental changes, timing of melting and strength of glacial processes. Figure 9 shows a simplified litho-stratigraphical core description from the 16 representative lakes in the Mediterranean Alps. The sediment cores show three lithotype successions since the Lateglacial.

Lake infilling starts by accumulation of an organic poor blue clay lithotype (Figure 9A) often interrupted by sandy layers, characteristic of glacial activity in lake catchments (Figure 9B, case 1). At Vens, as in most of the studied lakes of the FMA, IMA and UED, the deposition of a blue clay lithotype covers the BO and stops at the end of the YD. These glacio-lacustrine processes could be related with the moraine ridges of Vens-2, FMA-II, IMA-II and UED III (δELA ranging between 350 and 600m). At Vens, the reduced δELA of this moraine ridge is probably due to the very small size of the catchment (4 km^2). NGRIP reconstructions (Rasmussen et al., 2008) suggest minor cooling (GI-1d and GI-1b) during the generally warmer period of the Bölling-Alleröd which could have locally maintained the strong influence of glacier processes until the major cooling event of the YD (GS-1) responsible for the formation of moraine ridges.

The blue clay lithotype is overlain by a beige to light brown lithotype, mainly composed of silt-clay and rarely interrupted by sandy layers, indicating progressive increase in organic matter. This reflects vegetation colonisation, and soil development at these altitudes attended by stabilisation of slopes. This phase is constrained by the ^{14}C age corpus between 13,500 to 8700 cal. BP. In four lakes (Rifugio Mondovi, Long Inférieur, Fate and Orgials), all located in the Maritimes Alps, the accumulation of the blue clay lithotype ends earlier than in the other lakes, and the YD cooling, expressed in all pollen diagrams by the sharp increase in cold steppe herbs, is recorded during deposition of the beige/light brown lithotype. We might suppose that this delay is due to the southern position of the Maritimes Alps: warming conditions during the Lateglacial might have been more pronounced than in the northern Alps, explaining lower glacier influence on sediment cores. Moreover, local geomorphological settings could have influenced lacustrine sedimentation. For example, in case of Long Inférieur, Fate and Rifugio Mondovi, the lakes were probably disconnected to direct melting water from the YD glacier and higher lakes could have played a role in buffering sediment supply downstream (Figure 9B, case 2).

In all of the 16 lake sequences, light brown deposits are overlain by the dark brown lithotype associated with organic-rich (algal and/or terrestrial) sediment. Persistence of this lithotype toward the top of all cores reflects conditions of non-glaciated catchments throughout the Mid- to Late- Holocene (Figure 9A and 9B). The dataset allows constraining of this phase from 11,500 cal. BP to Present, which is supported by the dozen ^{14}C ages encompassing the Holocene period (Table 2). The moraine ridges located above 2400 m (Vens-III-IV, FMA-III-IV, IMA-III and UED-IV to VI), corresponding to an δELA lower than 350 m, attributed to the Holocene period (to the LIA for the youngest), correspond to glacier re-advance that was not sufficient to interrupt the organic-rich sedimentation. These results plead in favour of a debris cover of restricted extent and poorly erosive glaciers during the Late Holocene.

7.4.1.4. Influence of the geographical situation

The datasets have been investigated in terms of geographical settings of major environmental changes in the Mediterranean Alps during the Lateglacial and the Holocene. The classification of lithological information according to altitude is presented in Figure 10. The insufficient number of ^{14}C ages obtained in the blue clay lithotype does not allow for interpretation in terms of altitude. A more significant criterion could be the distribution of the ^{14}C ages corresponding to the beige to light brown lithotype. The onset of this lithotype occurs 2000 years earlier at an altitude of 2090 m a.s.l. (13,500 cal. BP at Long Inférieur) compared to Lake Allos at 2250 m a.s.l. (10,600 cal. BP). A similar pattern may be noticed for the beginning of the dark brown organic-rich lithotype which appears ca. 2000 years earlier at a site located below 2200 m a.s.l., (11,000

cal. BP) than in lakes located between 2200 and 2400 m a.s.l. (9000 cal. BP). Therefore, even if the datasets provide an incomplete image of the numerous small catchments of the area, the effect of the altitudinal factor on the timing of major environmental changes might be interpreted, characterized by a time-lag of roughly 2000 years depending on whether catchments are located below or above 2200 m a.s.l. Figure 10 presents a sorting of lithological information according to cirque exposure. Lake catchment exposure seems to have an effect on the timing of the onset of the beige to light brown lithotype, as well as on the onset of the dark brown organic-rich lithotype. The onset of these units appears delayed by ca. 2000 years in north-facing catchments comparing to south-facing ones.

7.4.2. A similar scheme of glacier decay over the Alps

The main steps in the deglaciation scheme in the Mediterranean Alps present similarities with those in then Alps where the rapidity of glacial retreat following the LGM extension is also shown. Even if the age of the LGM in the northern Alps is still a matter of debate (MIS-4 or MIS-2; Guiter et al., 2005; Preusser et al., 2006), the onset of lowland deglaciation is almost synchronous and has been dated for the Rhône Glacier at 20,900±1500 ^{10}Be years (Ivy-Ochs et al., 2008), at 20,800±1500 ^{10}Be years in northwest Italy (Gianotti et al., 2008), by both radiocarbon and OSL between 19,000-18,000 cal. BP in eastern Alps (Klasen et al., 2007), by radiocarbon exclusively between 24,000-21,000 cal. BP in northeast Italy (Monegato et al., 2007) and at 18,000-17,000 cal. BP in the northern Switzerland (Reitner 2007). Since the northern Alps experienced a cirque glacier phase that started during the Bölling (Ohlendorf, 1998; van Husen, 1997), these data plead for a rapid decay of the ice body at the end of the last glaciation in the northern Alps (Ivy-Ochs et al., 2008) as well in the Mediterranean Alps.

Consecutive to lake formation, the deglaciation of cirque glaciers in the Mediterranean Alps is interrupted by modest re-advances and the lowest moraine is probably related to the YD. Glacial forms of the YD are abundant in the Alpine chain (Egesen stadial) and exposure ages are consistent, giving ages comprised between 12,300 and 10,800 ^{10}Be years (Kelly et al., 2004; Federici et al., 2008; Hormes et al., 2008; Ivy-Ochs et al., 2009; Cossart et al., 2012; Darnault et al., 2012). In each case, glacier advance during the YD exclusively affects upper catchments. On the basis of difference in equilibrium line altitude between the YD moraines, Federici et al. (2008) suggest that humid conditions comparable to those on the northern slopes of the Alps (Kerschner and Ivy-Ochs, 2008) prevailed in Mediterranean Maritime Alps.

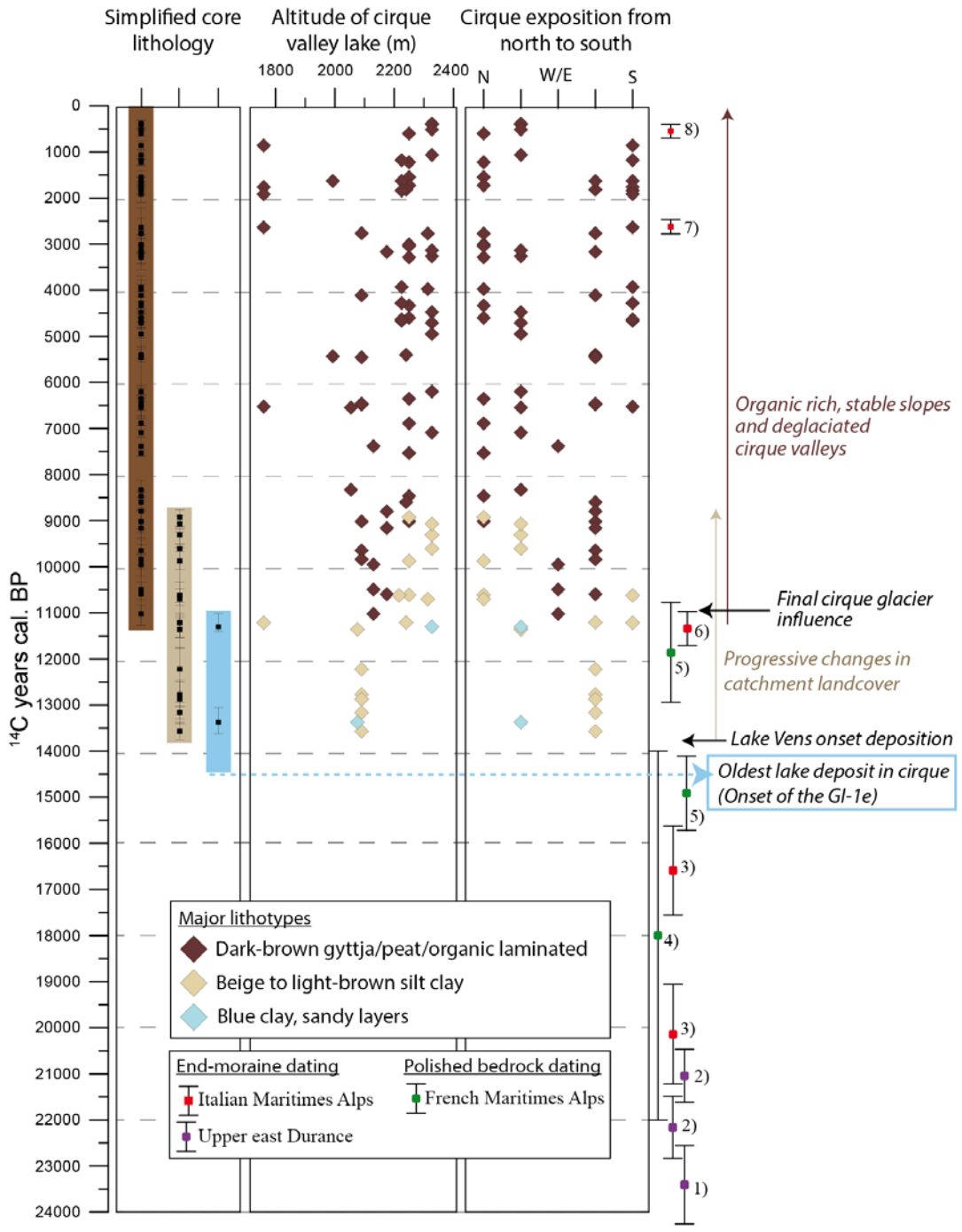


Figure 10: Synthesis of the ^{14}C ages obtained on sediment cores located in cirque valleys floors in the Mediterranean Alps grouped according to lithology of sediment core, exposition of cirque catchment and altitude of lake. Mean radiocarbon calibrated age are shown by diamonds and according to their 2 sigma interval (black squares and error bars). Diamond colours class lithology at the sampled depth in original core. In the right of the panel: main sediment core interpretations are in italic. Chronology inferred by sediment cores is compared to end-moraine and polished bedrock ages by ^{10}Be and the ^{14}C dating from 1) Jorda, 1988; 2) Jorda et al., 2000; 3) Federici et al., 2012; 4) Bigot-Cormier et al., 2005; 5) Darnault et al., 2012; 6) Federici et al., 2008; 7) Ribolini et al., 2007; 8) Federici and Stefanini, 2001.

The onset of increase in the organic-rich unit is also recognised in sediment cores of numerous high-altitude lakes in the Alps (Koinig et al., 2003; Mourier et al., 2010; Giguet-Covex et al., 2011, Thevenon et al., 2012). This gyttja facies is always associated with afforestation of cirque catchments (e.g. Ponel et al., 2001; Finsinger and Tinner, 2007), timberline increase (Nicolussi et al., 2005) and soil development (Favilli et al., 2009; Bölhert et al., 2011). Organic-rich sediment dominates lake infilling since ca. 11,000 cal. BP in the Mediterranean Alps whereas the onset of this facies is dated between 10,000 and 9000 cal. BP in the northern and eastern Alps. In the northern Alps, short glacier re-advances occurred at 11,500 and 10,000 ^{10}Be years (Ivy-Ochs et al., 2009). Even if regional comparisons of the timing of the onset of sedimentation are speculative due to the prerequisite of larger-scale sediment core syntheses, we propose that the imprint of glaciers during the Preboreal oscillation might have been more important - and possibly colder - in the northern Alps (especially in north-facing catchments), thus explaining the time lag of ca. 1000 years between the southern and northern Alps.

During the Mid- to Late- Holocene, glacier advances smaller than those than prior to 10,000 BP are observed in the northern Alps (Joerin et al, 2008; Geohring et al., 2012). Even if mass balance was positive to maintain small glaciers, Ivy-Ochs et al., (2009) suggest there were no time windows long enough to permit their development. This could explain the continuous organic-rich facies observed in lake sediments of the Mediterranean Alps over this period. Nevertheless, even if rock glacier activities in the Mediterranean Alps are recorded at 2720-2360 cal. BP and then during the Little Ice Age (Federici and Stefanini, 2001; Ribolini et al., 2007), which denotes similarities to the glacial record of the northern Alps (Ivy-Ochs et al., 2009), they did not induce change in sediment facies. Hence, we suggest that although a shift to more glacier-friendly climatic conditions (generally colder, and less frequent warm periods) may have occurred, this was not sufficient to induce a reversal in the overall ecosystem expansion in the Mediterranean Alps initiated 10,000 years ago. More so than climatic change, anthropogenic pressure is probably the main driver of ecosystem destabilisation during the Holocene. This is underlined by the concomitance between the increase in anthropogenic pressure and that of sedimentation rate recorded in Lake Vens over the last 1800 years, whereas intense rock glacier activity attesting to a cooling trend was detected 500 to 1000 years before in the neighbouring valley (Ribolini et al., 2007).

8. **Conclusion**

A rich corpus of sedimentological, palynological and chronological data from 16 lake sediment sequences occupying high-altitude cirques in the Mediterranean Alps provides a maximum age of 14,500 cal. BP for glacier tongue retreat above 2000 m a.s.l based on palynostratigraphical events. The first relevant ^{14}C age supporting independently the chronology of an ice-free lake

bottom is 11,720±79 BP (13,380-13,770 cal. BP). Thus deglaciation of the main valley tongues occurred before the Bölling interstadial (GI-1e).

From a sedimentological point of view, the compilation of sediment cores indicates three common and dominant units, starting, from bottom to top, by organic-poor blue clay, beige to light brown silty-clay and a dark brown and organic-rich lithotype. The review is supported by analyses of the Lake Vens sequence, which offers a good example of these major lithotype alternations. The last stages of domination of glacier processes are evidenced by a lithotype transition from blue clay to beige silt at the end of the Younger Dryas chronozone. Thus, the Younger Dryas glacier advance did not attain the altitude of lakes situated in the French Maritime Alps, stage II in the French Maritimes Alps (FMA-II) and stage III in the upper east Durance valley (UED-III) are attributed to this phase. The Younger Dryas stadial in the Mediterranean Alps is consistent with the Egesen stadial of the northern Alps.

Progressive increase in organic matter in sediment cores suggests stabilisation of slopes during leaf tree afforestation and soil formation during the Preboreal. From 13,000 to 8700 cal. BP, changes in lake sediment are signs of a declining influence of glacial processes and the progressive dominance of biogenic processes. The onset of dark brown and organic-rich sediment deposition at ca. 11,500 cal. BP takes place during the Holocene climatic optimum. An altitudinal and an exposure gradient could explain the time lag of ~2000 years for the onset of the major environmental changes.

Our synthesis provides an indirect record of the final stages of glacier activity in the cirque. Lake sediments offer a large corpus of data, often composed of sedimentological descriptions, palynological diagrams and ^{14}C ages. Even if radiocarbon ages need to be examined with caution, these multiproxy analyses are valuable as independent arguments regarding the chronology and dynamics of palaeoenvironmental changes. Multi-proxy investigations of direct (absolute dating of frontal moraines) and indirect archives (sediment cores), with a more representative geographic coverage, would probably offer perspectives for clearly elucidating the relationships between major climatic events, glacier fluctuations and environmental responses.

Acknowledgment

Coring of Lake Vens was rendered possible with the help of the C2FN structure, E. Malet, B. Wilhelm, Y. Rolland and R. Darnault and the refuge of Vens. Radiocarbon ages were obtained through the Artemis French AMS ^{14}C dating Programme and the Poznan Radiocarbon Laboratory. Consultation of original pollen data was rendered possible by the European Pollen Database (M. Leydet).

References

Alley, R.B., Marotzke, J., Nordhaus, W.D., Overpeck, J.T., Peteet, D.M., Pielke, R.A., Pierrehumbert, R.T., Rhines, P.B., Stocker, T.F., Talley, L.D., Wallace, J.M., 2003. Abrupt Climate Change. Science 299, 2005–2010.

Ammann, B., 2000. Biotic responses to rapid climatic changes: Introduction to a multidisciplinary study of the Younger Dryas and minor oscillations on an altitudinal transect in the Swiss Alps. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 159, 191–201.

Ammann, B., Birks, H.H., Walanus, A., Wasylikowa, K., 2007. Plant Macrofossil Records | Late Glacial Multidisciplinary Studies. Scott A. Elias (Ed.), Encyclopedia of Quaternary Science. Elsevier, Oxford, pp. 2475–2486.

Bégeot, C., Richard, H., 2000. Le Tardiglaciaire du massif Jurassien : bilan et perspectives de recherches. Quaternaire 11, 145–154.

Begin, J., 1990. Contexte géologique et géomorphologique de la région du Mont Bégo. Répartition des gravures rupestres de l'Age du Bronze dans le site. Unpublished thesis, Mus. d'Hist Nat.

Bennett, K.D., 1996. Determination of the number of zones in a biostratigraphical sequence. New Phytologist 132, 155–170.

Beug, H.J., 1975. Mas as a factor in the vegetational history of the Balkan peninsula. Probl. Balkan Flora a. Vegetation 72–77.

Bigot-Cormier, F., Braucher, R., Bourlès, D., Guglielmi, Y., Dubar, M., Stéphan, J.-F., 2005. Chronological constraints on processes leading to large active landslides. Earth and Planetary Science Letters 235, 141–150.

Birks, H.J.B., Line, J.M., 1992. The use of Rarefaction Analysis for Estimating Palynological Richness from Quaternary Pollen-Analytical Data. The Holocene 2, 1–10.

Björck, S., Wohlfarth, B., 2001. 14C chronostratigraphic techniques in paleolimnology. Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Last and Smol, pp. 205–282.

Blaauw, M., 2010. Methods and code for "classical" age-modelling of radiocarbon sequences. Quaternary Geochronology 5, 512–518.

Blaauw, M., 2012. Out of tune: the dangers of aligning proxy archives. Quaternary Science Reviews 36, 38–49.

Blockley, S.P.E., Lane, C.S., Hardiman, M., Rasmussen, S.O., Seierstad, I.K., Steffensen, J.P., Svensson, A., Lotter, A.F., Turney, C.S.M., Bronk Ramsey, C., 2012. Synchronisation of palaeoenvironmental records over the last 60,000 years, and an extended INTIMATE event stratigraphy to 48,000 b2k. Quaternary Science Reviews 36, 2–10.

Böhlert, R., Mirabella, A., Plötze, M., Egli, M., 2011. Landscape evolution in Val Mulix, eastern Swiss Alps – soil chemical and mineralogical analyses as age proxies. CATENA 87, 313–325.

Bottema, S., 1980. On the history of the wallnut (*Juglans regia* L.) in southeastern Europe. Acta botan. neerl., pp. 343–349.

Brisset, E., Guiter, F., Miramont, C., Delhon, C., Arnaud, F., Disnar, J.-R., Poulenard, J., Anthony, E., Meunier, J.-D., Wilhelm, B., Pailles, C., 2012. Approche multidisciplinaire d'une séquence lacustre holocène dans les alpes du sud au lac Petit (Mercantour, alt. 2 200 m, France) : histoire d'un géosystème dégradé. Quaternaire 23, 309–319.

Brisset, E., Miramont, C., Guiter, F., Arnaud, F., Anthony, E., Delhon, C., Guibal, F., Cartier, R., Poher, Y., Chaumillon, E., (in press). Données nouvelles sur la chronologie de la déglaciation dans la vallée du Haut Verdon (lac d'Allos, Alpes Françaises du Sud). Quaternaire.

Brugiapaglia, E., 1996. Dynamique de la végétation Tardiglaciaire et Holocène dans les Alpes italiennes nord-occidentales. Unpublished thesis, Aix-Marseille Université III.

Carrion, J.S., Sanchez-Gomez, P., 1992. Palynological Data in Support of the Survival of Walnut (*Juglans regia* L.) in the Western Mediterranean Area During Last Glacial Times. Journal of Biogeography 19, 623.

Clerc, J., 1988. Recherches pollenanalytiques sur la paléoécologie tardiglaciaire et holocène du Bas-Dauphiné. Aix-Marseille Université III.

Conedera, M., Krebs, P., Tinner, W., Pradella, M., Torriani, D., 2004. The cultivation of *Castanea sativa* (Mill.) in Europe, from its origin to its diffusion on a continental scale. Vegetation History and Archaeobotany 13, 161–179.

Cossart, E., Fort, M., Bourlès, D., Braucher, R., Perrier, R., Siame, L., 2012. Deglaciation pattern during the Lateglacial/Holocene transition in the southern French Alps. Chronological data and geographical reconstruction from the Clarée Valley (upper Durance catchment, southeastern France). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 315-316, 109–123.

Court-Picon, M., 2007. Mise en place du paysage dans un milieu de moyenne et haute moyenne du tardiglaciaire à l'époque actuelle. Unpublished thesis, Université de Franche-Comté.

Darnault, R., Rolland, Y., Braucher, R., Bourlès, D., Revel, M., Sanchez, G., Bouissou, S., 2012. Timing of the last deglaciation revealed by receding glaciers at the Alpine-scale: impact on mountain geomorphology. Quaternary Science Reviews 31, 127–142.

David, F., 1993. Evolution de la limite supérieure des arbres dans les Alpes françaises du Nord depuis la fin des temps glaciaires. Unpublished thesis, Aix-Marseille Université III.

David, F., Farjanel, G., Jolly, M.P., 2001. Palyno- and chronostratigraphy of a long sequence from Lac d'Annecy (northern outer Alps, France). Journal of Paleolimnology 25, 259–269.

De Beaulieu, J.-L., 1977. Contribution pollenanalytique à l'histoire tardiglaciaire et Holocène de la végétation des Alpes méridionales françaises. Unpublished thesis, Aix-Marseille Université.

Digerfeldt, G., de Beaulieu, J.-L., Guiot, J., Mouthon, J., 1997. Reconstruction and paleoclimatic interpretation of Holocene lake-level changes in Lac de Saint-Léger, Haute-Provence, southeast France. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 136, 231–258.

Dijkstra, T.A., Janssen, C.R., Middelkoop, H., Salomé, A.I., 1990. Observations concerning the extent and chronology of the Late-Glacial déglaciation stages in the Southern French Alps on the basis of two pollen diagrams. Quaternaire 1, 123–137.

Dubar, M., Anthony, E.J., 1995. Holocene Environmental Change and River-Mouth Sedimentation in the Baie des Anges, French Riviera. Quaternary Research 43, 329–343.

Dubar, M., Poizat, M., 1976. Le glaciaire de la vallée des Merveilles (Alpes-Maritimes). Nice, France. 24-27.

Durand, Y., Giraud, G., Laternser, M., Etchevers, P., Mérindol, L., Lesaffre, B., 2009. Reanalysis of 47 Years of Climate in the French Alps (1958–2005): Climatology and Trends for Snow Cover. Journal of Applied Meteorology & Climatology 48, 2487–2512.

Egli, M., Brandová, D., Böhlert, R., Favilli, F., Kubik, P.W., 2010. 10Be inventories in Alpine soils and their potential for dating land surfaces. Geomorphology 119, 62–73.

Favilli, F., Egli, M., Brandova, D., Ivy-Ochs, S., Kubik, P., Cherubini, P., Mirabella, A., Sartori, G., Giaccai, D., Haeberli, W., 2009. Combined use of relative and absolute dating techniques for detecting signals of Alpine landscape evolution during the late Pleistocene and early Holocene. Geomorphology 112, 48–66.

Feagri, K., Iversen, J., 1975. Text Book of Pollen Analysis. Blackwell, Oxford. 328.

Federici, P.R., Granger, D.E., Pappalardo, M., Ribolini, A., Spagnolo, M., Cyr, A.J., 2008. Exposure age dating and Equilibrium Line Altitude reconstruction of an Egesen moraine in the Maritime Alps, Italy. Boreas 37, 245–253.

Federici, P.R., Granger, D.E., Ribolini, A., Spagnolo, M., Pappalardo, M., Cyr, A.J., 2012. Last Glacial Maximum and the Gschnitz stadial in the Maritime Alps according to ^{10}Be cosmogenic dating. Boreas 41, 277–291.

Federici, P.R., Pappalardo, M., Ribolini, A., 2003. Geomorphological map of the Maritime Alps Natural Park (Argentera Massif, Italy) and surroundings. S.EL.CA., Firenze.

Federici, P.R., Stefanini, M.C., 2001. Evidences and chronology of the Little Ice Age in the Argenterra Massif (Italian Maritimes Alps). Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 37, 35–48.

Finsinger, W., 2001. Vegetation history and human impact at the Lago del Vei del Bouc (Argentera Massif, Maritime Alps). Quaternaire 12, 223–233.

Finsinger, W., Ribolini, A., 2001. Late glacial to Holocene deglaciation of the Colle del Vei del Bouc-Colle del Sabbione Area (Argentera Massif, Maritime Alps, Italy-France). Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria 24, 141–156.

Finsinger, W., Tinner, W., 2007. Pollen and plant macrofossils at Lac de Fully (2135 m a.s.l.): Holocene forest dynamics on a highland plateau in the Valais, Switzerland. The Holocene 17, 1119–1127.

Finsinger, W., Tinner, W., van der Knaap, W.O., Ammann, B., 2006. The expansion of hazel (Corylus avellana L.) in the southern Alps: a key for understanding its early Holocene history in Europe? Quaternary Science Reviews 25, 612–631.

Gianotti, F., Forno, M.G., Ivy-Ochs, S., Kubik, P.W., 2008. New chronological and stratigraphical data on the Ivrea amphitheatre (Piedmont, NW Italy). Quaternary International 190, 123–135.

Gidon M., Monjuvent G., 1969. Essai de coordination des formations quaternaires de la moyenne Durance et du haut Drac (Hautes-Alpes). Bulletin Afeq 2. , pages 145–161.

Giesecke, T., Bennett, K.D., Birks, H.J.B., Bjune, A.E., Bozilova, E., Feurdean, A., Finsinger, W., Froyd, C., Pokorný, P., Rösch, M., Seppä, H., Tonkov, S., Valsecchi, V., Wolters, S., 2011. The pace of Holocene vegetation change – testing for synchronous developments. Quaternary Science Reviews 30, 2805–2814.

Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Poulenard, J., Disnar, J.-R., Delhon, C., Francus, P., David, F., Enters, D., Rey, P.-J., 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.

Goehring, B.M., Vacco, D.A., Alley, R.B., Schaefer, J.M., 2012. Holocene dynamics of the Rhone Glacier, Switzerland, deduced from ice flow models and cosmogenic nuclides. Earth and Planetary Science Letters 351–352, 27–35.

Grimm, E.C., 1987. CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. Computers & Geosciences 13, 13–35.

Guiter, F., 2003. Contribution pollen-analytique à l'histoire de la végétation au cours des derniers 100.000 ans dans la région d'Evian (Haute-Savoie, France): implications pour la chronologie du dernier glacier du Rhône. Unpublished thesis, Aix-Marseille Université III.

Guiter, F., Triganon, A., Andrieu-Ponel, V., Ponel, P., Hébrard, J.-P., Nicoud, G., De Beaulieu, J.-L., Brewer, S., Guibal, F., 2005. First evidence of "in situ" Eemian sediments on the high plateau of

Evian (northern Alps, France): implications for the chronology of the Last Glaciation. Quaternary Science Reviews 24, 35–47.

Hannss, C., 1970. Les glaciers les plus méridionaux des Alpes. Observations de la morphologie glaciaire dans les Alpes maritimes, versant italien. Revue de Géographie alpine LVIII, 619–648.

Heiri, O., Millet, L., 2005. Reconstruction of Late Glacial summer temperatures from chironomid assemblages in Lac Lautrey (Jura, France). Journal of Quaternary Science 20, 33–44.

Heiri, O., Wick, L., van Leeuwen, J.F.., van der Knaap, W.O., Lotter, A.F., 2003. Holocene tree immigration and the chironomid fauna of a small Swiss subalpine lake (Hinterburgsee, 1515 m asl). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 189, 35–53.

Höfer, H., 1922. Die relative Lage der Firnlinie. Petermanns Geographische 68, 57.

Hormes, A., Ivy-Ochs, S., Kubik, P.W., Ferreli, L., Maria Michetti, A., 2008. 10Be exposure ages of a rock avalanche and a late glacial moraine in Alta Valtellina, Italian Alps. Quaternary International 190, 136–145.

Hughes, P.D., Woodward, J.C., 2008. Timing of glaciation in the Mediterranean mountains during the last cold stage. Journal of Quaternary Science 23, 575–588.

Ilyashuk, B., Gobet, E., Heiri, O., Lotter, A.F., van Leeuwen, J.F.N., van der Knaap, W.O., Ilyashuk, E., Oberli, F., Ammann, B., 2009. Lateglacial environmental and climatic changes at the Maloja Pass, Central Swiss Alps, as recorded by chironomids and pollen. Quaternary Science Reviews 28, 1340–1353.

Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Reuther, A., Preusser, F., Heine, K., Maisch, M., Kubik, P.W., Schlüchter, C., 2009. Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. Quaternary Science Reviews 28, 2137–2149.

Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Reuther, A., Preusser, F., Heine, K., Maisch, M., Kubik, P.W., SchlÜchter, C., 2008. Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. Journal of Quaternary Science 23, 559–573.

Joerin, U.E., Nicolussi, K., Fischer, A., Stocker, T.F., Schlüchter, C., 2008. Holocene optimum events inferred from subglacial sediments at Tschierva Glacier, Eastern Swiss Alps. Quaternary Science Reviews 27, 337–350.

Jorda, M., 1975a. Les montagnes du Haut Verdon, Etude géomorphologique. Méditerranée 20, 37–58.

Jorda, M., 1975b. Les montagnes du Haut Verdon. Etude géomorphologiques. Méditerranée 8, 37–58.

Jorda, M., 1976. La région du Lac d'Allos (Alpes de haute Provence), Carte géomorphologique Allos n° 3 - 1/20.000°. Méditerranée 3, 49–62.

Jorda, M., 1980. Le glaciaire quaternaire des Alpes de Haute Provence. Revue de Géographie alpine, Montagnes et Montagnards, Hommage à P. Veyret 183–194.

Jorda, M., 1983. L'évolution glaciaire d'altitude dans les Alpes françaises du Sud au cours des quinze derniers millénaires. Oscillations fini- et postglaciaires des glaciers. Formes glaciaires et périglaciaires. Balkema Rotterdam, pp. 35–54.

Jorda, M., 1988. Modalités paléoclimatiques et chronologiques de la déglaciation würmienne dans les Alpes françaises du Sud (Bassin durancien et Alpes de Haute Provence). Bulletin de l'AFEQ 25, 111–122.

Jorda, M., Beaulieu, J.-L. de, 1976. Tardiglaciaire et Postglaciaire des Alpes de Haute-Provence. Le glaciaire de la Blanche, Trois évêchés. Bulletin de l'AFEQ 14, 3–15.

Jorda, M., Rosique, T., Évin, J., 2000. Données nouvelles sur l'âge du dernier maximum glaciaire dans les Alpes méridionales françaises. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science 331, 187–193.

Jorda, M., Rosique, T., 1994. Le Tardiglaciaire des Alpes françaises du Sud: Rythme et modalités des changements bio-morphoclimatiques. Quaternaire 5, 141–149.

Juggins, S., 2012. C2 Version 1.5, User guide. Software for ecological and palaeoecological data analysis and visualisation. Newcastle University, UK 77.

Julian, M., 1980. Les Alpes franco-italiennes, Etude Geomorphologique. Aix-Marseille Université.

Julian, M., Anthony, E., 1996. Aspects of landslide activity in the Mercantour Massif and the French Riviera, southeastern France. Geomorphology 15, 275–289.

Kelly, M.A., Kubik, P.W., Von Blanckenburg, F., SchlÜchter, C., 2004. Surface exposure dating of the Great Aletsch Glacier Egesen moraine system, western Swiss Alps, using the cosmogenic nuclide 10Be. Journal of Quaternary Science 19, 431–441.

Kerschner, H., Ivy-Ochs, S., 2008. Palaeoclimate from glaciers: Examples from the Eastern Alps during the Alpine Lateglacial and early Holocene. Global and Planetary Change 60, 58–71.

Klasen, N., Fiebig, M., Preusser, F., Reitner, J.M., Radtke, U., 2007. Luminescence dating of proglacial sediments from the Eastern Alps. Quaternary International 164–165, 21–32.

Koinig, K.A., Shotyk, W., Lotter, A.F., Ohlendorf, C., Sturm, M., 2003. 9000 years of geochemical evolution of lithogenic major and trace elements in the sediment of an alpine lake – the role of climate, vegetation, and land-use history. Journal of Paleolimnology 30, 307–320.

Larocque, I., Finsinger, W., 2008. Late-glacial chironomid-based temperature reconstructions for Lago Piccolo di Avigliana in the southwestern Alps (Italy). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 257, 207–223.

Lemdahl, G., 2000. Lateglacial and Early Holocene insect assemblages from sites at different altitudes in the Swiss Alps—implications on climate and environment. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 159, 293–312.

Lischke, H., von Grafenstein, U., Ammann, B., 2013. Forest dynamics during the transition from the Oldest Dryas to the Bølling–Allerød at Gerzensee—a simulation study. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 391, 60–73.

Lopez-Garcia, P., Lopez-Saez, J.A., 2000. Le paysage et la phase épipaléolithique-mésolithique dans les prépyrénées aragonaises et le bassin moyen de l'Ebre à partir de l'analyse pollinique. Les derniers chasseurs-ceuilleurs de l'Europe occidentale (13000-5500 av.J.C.). Besançon, France, 59–69.

Lotter, A.., Birks, H.J.., Eicher, U., Hofmann, W., Schwander, J., Wick, L., 2000. Younger Dryas and Allerød summer temperatures at Gerzensee (Switzerland) inferred from fossil pollen and cladoceran assemblages. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 159, 349–361.

Lotter, A.F., 1999. Late-glacial and Holocene vegetation history and dynamics as shown by pollen and plant macrofossil analyses in annually laminated sediments from Soppensee, central Switzerland. Vegetation History and Archaeobotany 8, 165–184.

Lotter, A.F., Ammann, B., Sturm, M., 1992. Rates of change and chronological problems during the late-glacial period. Climate Dynamics 6, 233–239.

Lotter, A.F., Birks, H.J.B., 2003. The Holocene palaeolimnology of Sägistalsee and its environmental history – a synthesis. Journal of Paleolimnology 30, 333–342.

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., Walter-Simonnet, A.-V., 2006. Environmental and climatic changes in the Jura mountains (eastern France) during the Lateglacial–Holocene transition: a multi-proxy record from Lake Lautrey. Quaternary Science Reviews 25, 414–445.

Magri, D., 2008. Patterns of post-glacial spread and the extent of glacial refugia of European beech (*Fagus sylvatica).* Journal of Biogeography 35, 450–463.

Mercuri, A.M., Mazzanti, M.B., Florenzano, A., Montecchi, M.C., Rattighieri, E., 2013. *Olea, Juglans* and *Castanea*: the OJC group as pollen evidence of the development of human-induced environments in the Italian peninsula. Quaternary International, doi:10.1016/j.quaint.2013.01.005.

Monegato, G., Ravazzi, C., Donegana, M., Pini, R., Calderoni, G., Wick, L., 2007. Evidence of a two-fold glacial advance during the last glacial maximum in the Tagliamento end moraine system (eastern Alps). Quaternary Research 68, 284–302.

Moore, P.D., Webb, J.A., Collinson, M.E., 1991. Pollen Analysis. Blackwell Science Ltd.

Mourier, B., Poulenard, J., Carcaillet, C., Williamson, D., 2010. Soil evolution and subalpine ecosystem changes in the French Alps inferred from geochemical analysis of lacustrine sediments. Journal of Paleolimnology 44, 571–587.

Muller, S.D., Nakagawa, T., De Beaulieu, J.-L., Court-Picon, M., Carcaillet, C., Miramont, C., Roiron, P., Boutterin, C., Ali, A.A., Bruneton, H., 2007. Post-glacial migration of silver fir (*Abies alba* Mill.) in the south-western Alps. Journal of Biogeography 34, 876–899.

Nakagawa, T., 1998. Etudes palynologiques dans les Alpes Françaises centrales et méridionales: histoire de la végétation Tardiglaciaire et Holocène. PhD thesis, Aix-Marseille Université III.

Nicolussi, K., Kaufmann, M., Patzelt, G., Der, J.P. van, Thurner, A., 2005. Holocene tree-line variability in the Kauner Valley, Central Eastern Alps, indicated by dendrochronological analysis of living trees and subfossil logs. Vegetation History and Archaeobotany 14, 221–234.

Ohlendorf, C., 1998. High alpine lake sediments as chronicles for regional glacier and climate history in the Upper Engadine, southeastern Switzerland. PhD thesis n°12705, ETH.

Ortu, E., 2002. Reconstruction sur base pollinique de la dynamique de la végétation tardiglaciaire et holocène dans les Alpes Maritimes Italiennes. Aix-Marseille Université III.

Ortu, E., Beaulieu, J.-L. de, Caramiello, R., 2008. Late Glacial and Holocene vegetation dynamics at various altitudes in the Ellero Valley, Maritimes-Alps, NW Italy. Ecoscience 15, 200–212.

Ortu, E., David, F., Caramiello, R., 2003. Rôle de l'homme dans l'histoire de la végétation de la vallée Ellero (Alpes maritimes, Italie). Comptes Rendus Biologies 326, 631–637.

Ortu, E., David, F., Caramiello, R., 2005. Effet des paramètres locaux sur le développement de la végétation dans le Vallon de St. Anna di Vinadio (Alpes Maritimes). Ecoscience 12, 122–135.

Pallàs, R., Rodés, Á., Braucher, R., Carcaillet, J., Ortuño, M., Bordonau, J., Bourlès, D., Vilaplana, J.M., Masana, E., Santanach, P., 2006. Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from 10Be exposure ages, south-central Pyrenees. Quaternary Science Reviews 25, 2937–2963.

Petersen, J., Wilhelm, B., Revel, M., Rolland, Y., Crouzet, C., Arnaud, F., Brisset, E., Chaumillon, E., Magand, O., 2014. Sediments of Lake Vens (SW European Alps, France) record large-magnitude earthquake events. Journal of Paleolimnology 51, 343–355.

Peyron, O., Bégeot, C., Brewer, S., Heiri, O., Magny, M., Millet, L., Ruffaldi, P., Van Campo, E., Yu, G., 2005. Late-Glacial climatic changes in Eastern France (Lake Lautrey) from pollen, lake-levels, and chironomids. Quaternary Research 64, 197–211.

Ponel, P., Andrieu-Ponel, V., Parchoux, F., Juhasz, I., de Beaulieu, J.-L., 2001. Late-glacial and Holocene high-altitude environmental changes in Vallée des Merveilles (Alpes–Maritimes, France): insect evidence. Journal of Quaternary Science 16, 795–812.

Ponel, P., Court-Picon, M., Badura, M., Guiter, F., Beaulieu, J.-L. de, Andrieu-Ponel, V., Djamali, M., Leydet, M., Gandouin, E., Buttler, A., 2011. Holocene history of Lac des Lauzons (2180 m a.s.l.), reconstructed from multiproxy analyses of Coleoptera, plant macroremains and pollen (Hautes-Alpes, France). The Holocene 21, 565–582.

Preusser, F., SchlÜchter, C., Drescher-Schneider, R., Ivy-Ochs, S., Kelly, M., 2006. Comment on "First evidence of 'in-situ' Eemian sediments on the high plateau of Evian (Northern Alps, France): implications for the chronology of the Last Glaciation" by F. Guiter et al. Quaternary Science Reviews 25, 645–647.

Rasmussen, S.O., Seierstad, I.K., Andersen, K.K., Bigler, M., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., 2008. Synchronization of the NGRIP, GRIP, and GISP2 ice cores across MIS 2 and palaeoclimatic implications. Quaternary Science Reviews 27, 18–28.

Reille, M., 1999. Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord. Laboratoire de botanique historique et palynologie.

Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., 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., Plicht, J. van der, Weyhenmeyer, C.E., 2011. IntCal09 and Marine09 Radiocarbon Age Calibration Curves, 0-50,000 Years cal BP. Radiocarbon 51, 1111–1150.

Reitner, J.M., 2007. Glacial dynamics at the beginning of Termination I in the Eastern Alps and their stratigraphic implications. Quaternary International 164–165, 64–84.

Ribolini, A., Chelli, A., Guglielmin, M., Pappalardo, M., 2007. Relationships between glacier and rock glacier in the Maritime Alps, Schiantala Valley, Italy. Quaternary Research 68, 353–363.

Richer, S., 2009. From pollen to people: the interaction between people and their environment in the mid- to high- altitudes of the Southern French Alps. Unpublished thesis, York University.

Rosique, T., 2004. La dernière phase glaciaire de la moyenne Durance (région de Gap à Sisteron) : bilan des recherches, dernières conclusions chronologiques. In "Géosystèmes montagnards et méditerranéens, un mélange offert à Maurice Jorda."Méditerranée 1, 25–35.

Schweizer, G., 1968a. Der Formenschatz des Spät- und Postglazials in den Hohen Seealpen. Aktualmorphologische Studien im Oberen Tinée. Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbände 6.

Schweizer, G., 1968b. Le tardiglaciaire et le niveau des neiges permanentes dans les hautes montagnes des Alpes Maritimes. L'exemple du bassin supérieur de la Tinée. Méditerranée 9, 23–40.

Thevenon, F., Adatte, T., Spangenberg, J.E., Anselmetti, F.S., 2012. Elemental (C/N ratios) and isotopic (δ15Norg, δ13Corg) compositions of sedimentary organic matter from a high-altitude mountain lake (Meidsee, 2661 m a.s.l., Switzerland): Implications for Lateglacial and Holocene Alpine landscape evolution. The Holocene 22, 1135–1142.

Tiercelin J.-J., 1977. Fronts glaciaires d'âge Würmien dans les environs du Poët, vallée de la Durance. Geol. Médit. IV, 307–312.

Tinner, W., Ammann, B., Germann, P., 1996. Treeline Fluctuations Recorded for 12,500 yrs by Soil Profiles, Pollen, and Plant Macrofossils in the Central Swiss Alps. Arctic and Alpine Research 28, 131.

Van der Knaap, W.O., van Leeuwen, J.F.N., Finsinger, W., Gobet, E., Pini, R., Schweizer, A., Valsecchi, V., Ammann, B., 2005. Migration and population expansion of Abies, Fagus, Picea, and Quercus since 15000 years in and across the Alps, based on pollen-percentage threshold values. Quaternary Science Reviews 24, 645–680, doi:10.1016/j.quascirev.2004.06.013.

Van Husen, D., 1997. LGM and Late-Glacial fluctuations in the eastern Alps. Quaternary International 38/39, 109–118.

Vescovi, E., Ravazzi, C., Arpenti, E., Finsinger, W., Pini, R., Valsecchi, V., Wick, L., Ammann, B., Tinner, W., 2007. Interactions between climate and vegetation during the Lateglacial period as recorded by lake and mire sediment archives in Northern Italy and Southern Switzerland. Quaternary Science Reviews 26, 1650–1669.

Walker, M.J.C., Björck, S., Lowe, J.J., Cwynar, L.C., Johnsen, S., Knudsen, K.-L., Wohlfarth, B., INTIMATE group, 1999. Isotopic "events" in the GRIP ice core: a stratotype for the Late Pleistocene. Quaternary Science Reviews 18, 1143–1150.

Wick, L., 2000. Vegetational response to climatic changes recorded in Swiss Late Glacial lake sediments. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 159, 231–250.

Wohlfarth, B., Skog, G., Possnert, G., Holmquist, B., 1998. Pitfalls in the AMS radiocarbon-dating of terrestrial macrofossils. Journal of Quaternary Science 13, 137–145.

Zohary, D., Hopf, M., 2000. Domestication of Plants in the Old World. Oxford University Press, New York.

C.I.2. Conclusion

L'étude multidisciplinaire de l'archive sédimentaire du lac de Vens nous a permis de **caler définitivement un modèle d'âge** cohérent.

La comparaison des résultats obtenus avec une compilation des données de la littérature écrite à ce sujet nous a permis de reconstituer avec précision **les modalités de la déglaciation dans les Alpes du Sud**, à la fois chronologique et paléogéographique. Ainsi, nous avons pu montrer que :

- La déconnection des glaciers de cirques des glaciers de vallée a démarré avant 14500 cal. BP, confinant les appareils glaciaires résiduels en tête de bassin-versant et soulignant ainsi l'extrême rapidité de la déglaciation depuis le dernier maximum (autour de 21000 cal. BP) ;
- Les réavancées ultérieures ont été de faible ampleur puisqu'elles n'ont jamais atteint une altitude inférieure à 2300 m ; seule la réavancée du Dryas Récent a pu avoir, dans certains bassins seulement, un rôle morphogène marqué par la persistance d'apports minérogéniques dans les lacs ; les autres réavancées glaciaires - pendant le Subboréal et le Petit Âge Glaciaire - généralement confinées au-dessus de 2600 m, n'ont pas interrompu la dynamique de sédimentation lacustre holocène à tendance de plus en plus biogène ;
- Au-delà de ce cadre général, dont on retrouve les grandes lignes dans les Alpes du Nord, l'analyse des faciès sédimentaires révèle des décalages temporels d'environ 2000 ans dûs aux effets de l'altitude et de l'exposition des bassins-versants ;
- Enfin, nos résultats suggèrent l'importance des phénomènes d'anthropisation dans l'augmentation des apports terrigènes depuis les deux derniers millénaires.

Ce sont les rôles respectifs de l'homme et du climat en montagne que nous tenterons de démêler dans la suite de cette partie interprétative.

C.II. Dynamique et déstabilisation du géosystème de Vens depuis la fin de la dernière glaciation

Un premier traitement des données sédimentologiques (description lithologique, teneur en eau, spectrocolorimétrie, granulométrie et susceptibilité magnétique) et une analyse des principaux taxons polliniques nous a permis d'établir les grandes étapes de la mise en place du paysage du bassin-versant du lac de Vens depuis le retrait des glaciers et de fixer le modèle d'âge de la carotte VEN10-II (article n°3).

La caractérisation géochimique des sédiments par des mesures quantitatives ponctuelles (Chapitre III-B.III.3.1.c) et la calibration des analyses semi-quantitatives réalisées en continu (Chapitre III-B.III.4) associées à un diagramme pollinique plus complet (Chapitre III-B.IV.) permettent de préciser la trajectoire de ce géosystème de montagne depuis 14 000 ans et d'apporter des hypothèses sur les facteurs déterminants de cette évolution (Figure 55 et Figure 56).

C.II.1. De ~14 000 à 13 200 cal. BP (période A) : une prépondérance des processus juxtaglaciaires

Les premiers dépôts sédimentaires, des argiles bleues à beiges et pauvres en matière organique, sont caractérisés par une forte teneur en titane et une faible teneur en calcium. Le titane, particulièrement abondant dans les minéraux paramagnétiques du socle cristallin à migmatites, signe la prédominance de cette source sédimentaire en silicates peu altérés. C'est dans ce socle cristallin que se situe l'amont du cirque glaciaire de Vens, dont les flancs sont modelés par une série de cirques coalescents surcreusés par les glaciers. On peut supposer que des **glaciers de cirques encore présents au-dessus du lac** en amont du bassin-versant ont engendré des processus d'abrasion glaciaire et ont permis l'enrichissement des sédiments lacustres en minéraux primaires. Le taux de sédimentation est maximal (0.14 cm/an) et souligne l'importance des transferts sédimentaires amont/aval dans ce contexte d'englacement du bassin-versant. Depuis le Dryas ancien, les langues glaciaires würmiennes ont amorcé leur retrait ; à la fin de l'Alleröd, les glaciers dans le bassin-versant de Vens, comme dans l'ensemble des Alpes du Sud, sont confinés au-dessus de 2300 m d'altitude ; ils ne descendront plus jamais sous cette cote d'altitude (article n°3). Une augmentation des températures et de l'humidité à des valeurs proches de l'actuel (e.g. reconstructions polliniques et de chironomes au lac Lautrey dans le massif du Jura, Peyron et al., 2005) a été identifiée pour cette période : les résultats expliquent le confinement des glaciers dans les cirques d'alimentation en amont des bassins ; une évolution identique a été reconnue dans les Alpes du Nord (Ivy-ochs et al., 2008).

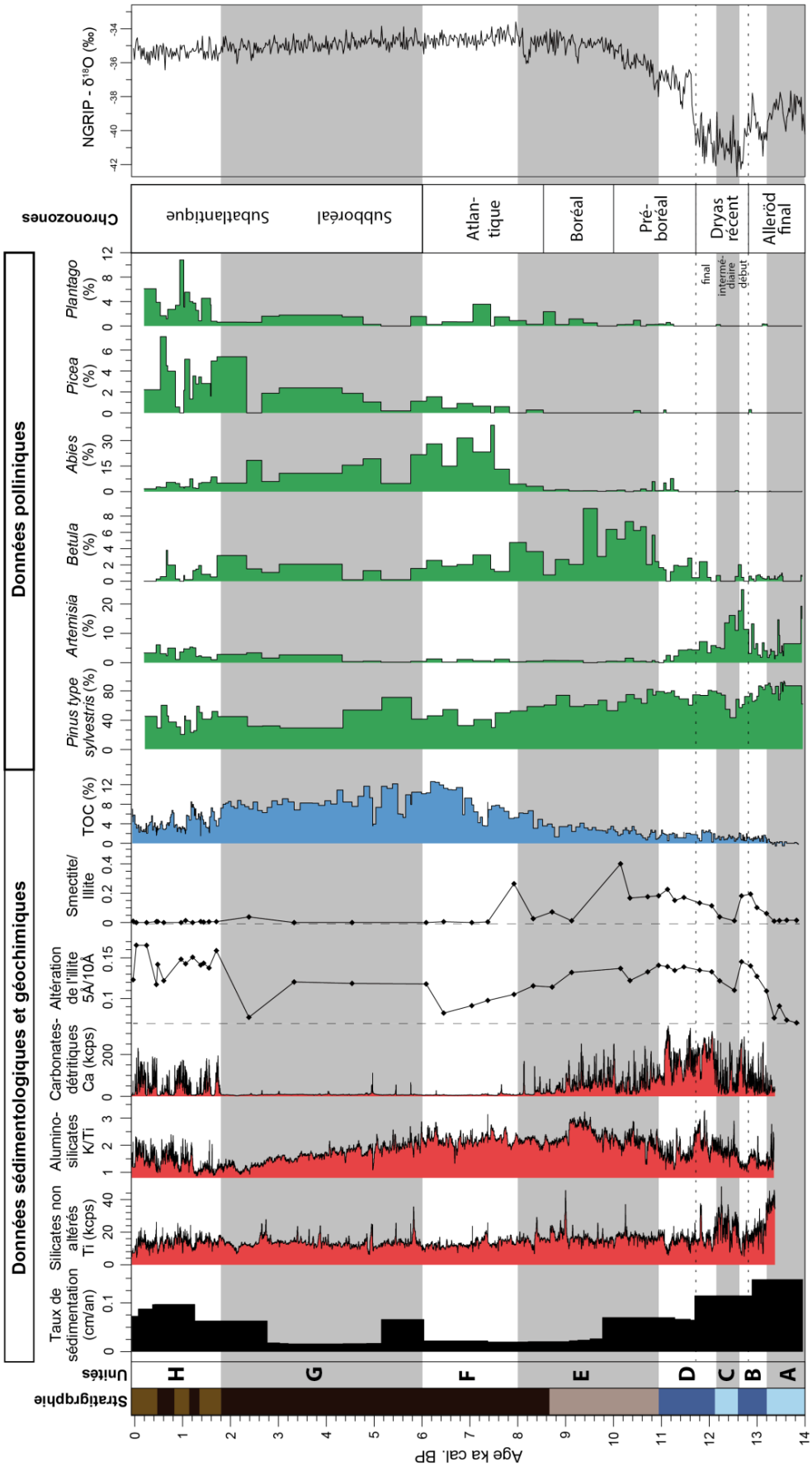


Figure 55 : Synthèse multiproxies des changements à long terme du détritisme et des écosystèmes terrestres au lac de Vens.

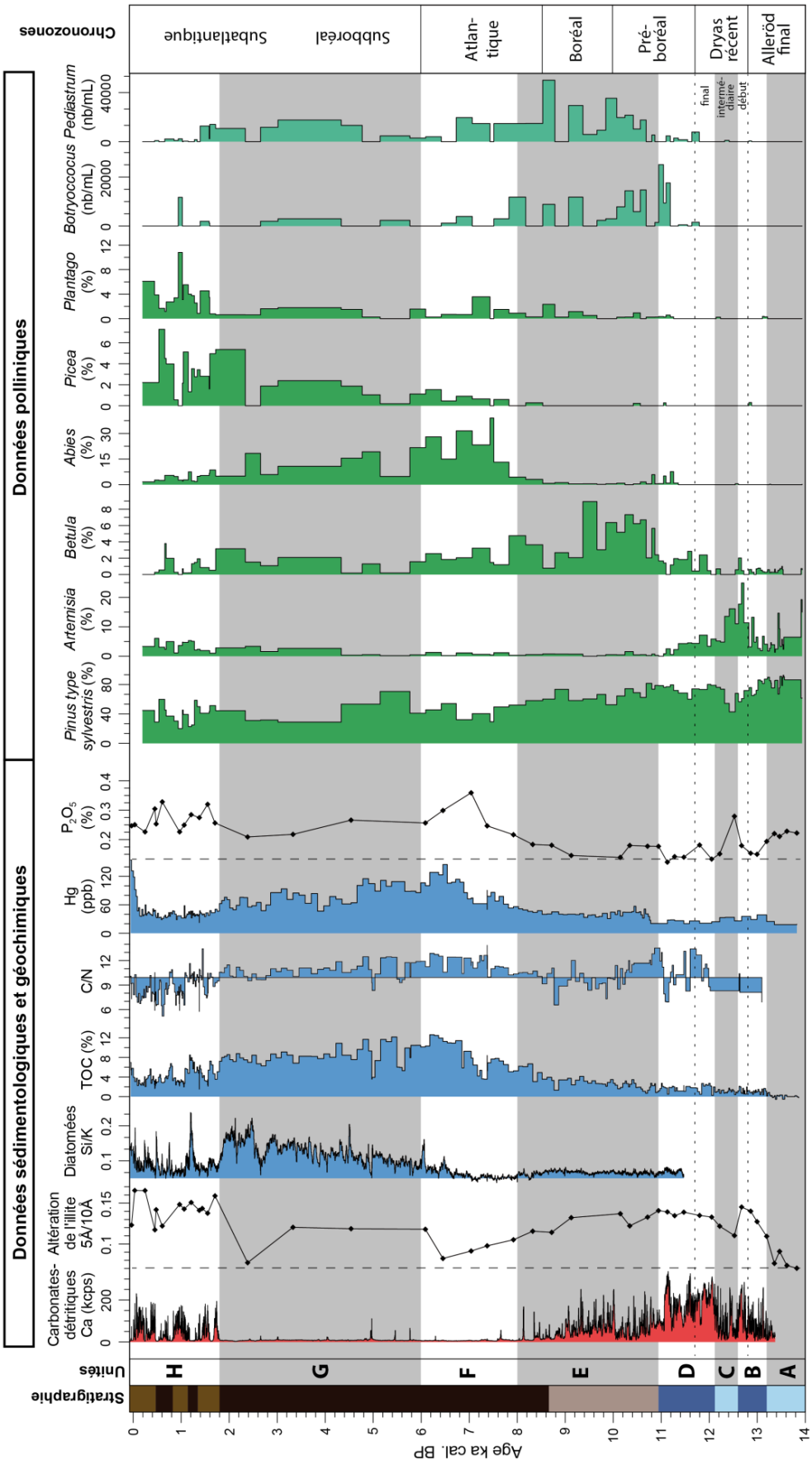


Figure 56 : Synthèse multiproxies des changements à long terme dans les compartiments biogéniques - terrestre et lacustre - au lac de Vens.

La végétation est ouverte, composée de steppes et de pelouses dans lesquelles dominent les taxons tels qu'*Artemisia* et *Juniperus.* Ces herbacées steppiques associées à une composante arbustive pionnière colonisent les versants tout juste déglacés (et probablement rocailleux) alors que les fortes fréquences de *Pinus* suggèrent une recolonisation des espèces forestières depuis les plus basses altitudes.

Même si la composition du cortège argileux ne présente pas de signe d'une hydrolyse avancée à Vens, la présence locale d'une végétation steppique a pu **amorcer des processus d'altération chimique** sur des versants fraîchement déglacés formant des **Lithosols** (Figure 57). C'est aussi ce qu'a montré Mourier (2008) au lac du Loup (vallée de la Maurienne) où l'enrichissement des sédiments tardiglaciaires en formes amorphes du fer et de l'aluminium indique la présence de sols superficiels très peu altérés (de type Lithosols) due à une altération précoce des farines glaciaires par oxydation des minéraux primaires.

C.II.2. De ~13 200 à 12 600 cal. BP (période B) : les prémices d'une stabilisation

Le taux de sédimentation est encore élevé (0.12 cm/an). Les apports terrigènes dominent toujours la sédimentation totale mais le TOC augmente légèrement à 1 %. À cette période, on assiste ainsi à un changement de la nature des processus à l'origine du détritisme :

- l'érosion physique d'origine glaciaire qui affectait en particulier le substrat de migmatite s'affaiblit (baisse du titane) ;
- les phénomènes d'érosion différentielle se développent aux dépens des affleurements lithologiques les plus sensibles au ravinement : les apports détritiques proviennent désormais des écoulements torrentiels des affleurements dolomitiques (augmentation du calcium) dominant le lac (Figure 57).

Il est donc probable que le développement de puissants cônes de déjection alimentant le lac ait débuté durant cette période. Ajouté à la réduction de l'érosion mécanique provenant de la source du substrat de migmatique suggère que les **glaciers résiduels se sont rétractés**. Parallèlement, le degré d'altération des migmatites augmente. La fraction argileuse est composée de minéraux primaires altérés (illites alumineuses) et secondaires (smectites). Righi et al. (1999) et Egli et al. (2014) ont montré que les premiers stades de formation des sols alpins se développant sur substrat cristallin produisent de grandes quantités de minéraux argileux. L'altération de la chlorite et des micas correspond généralement à la néoformation de smectites ou de minéraux inter-stratifiés de mica-smectites qui se retrouvent surtout lors des premiers stades d'hydrolyse des sols (Righi et al., 1993 ; Egli et al., 2002, 2003 ; Mavris et al., 2010).

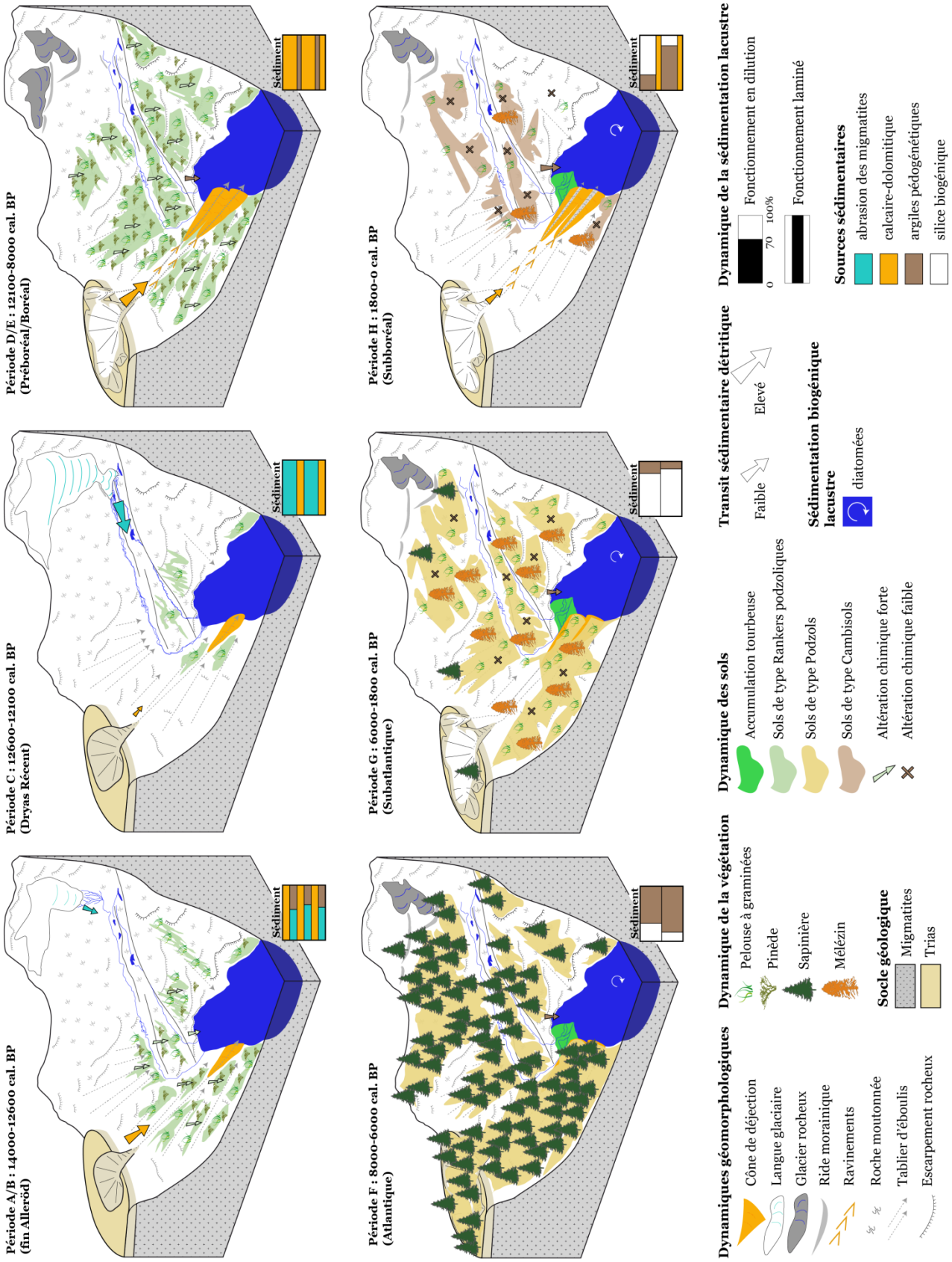


Figure 57 : Blocs diagrammes simplifiés de l'évolution géomorphologique, paléoécologique et du remplissage sédimentaire du lac de Vens depuis le retrait des glaciers il y a 14 000 ans.

Ainsi, la signature géochimique de la fraction des alumino-silicates témoigne d'une **altération chimique puissante du substrat de migmatite**.

À la suite des travaux de Böhlert et al. (2011) dans les Alpes suisses montrant d'une part qu'au - dessus de 2000 m d'altitude les sols alpins sont généralement des podzols hérités des phases de retraits glaciaires et de stabilisation des complexes morainiques, et d'autre part, que les sols les plus anciens se sont formés durant l'interstade Bölling-Alleröd, nous supposons qu'à Vens cette période d'amélioration climatique engendre le **début de la mise en place de Rankers podzoliques** (Figure 57). Le développement de ces sols est associé à l'extension d'une **végétation de toundra steppiqu**e principalement composée d'herbacées tel qu'*Artemisia* et *Thalictrum* ainsi que d'espèces ligneuses rases comme *Juniperus*. La densification des formations herbacées a probablement contribué activement à l'augmentation de la pédogénèse (1) en stabilisant les dépôts morainiques fins et en (2) contribuant à l'altération chimique en émettant des acides organiques.

C.II.3. De ~12 600 à 12 100 cal. BP (période C) : une recrudescence des processus érosifs glaciaires au cœur du Dryas Récent

Le taux de sédimentation est fort (0.12 cm/an) et le sédiment est toujours bleuté (Figure 55). L'augmentation des apports en titane et d'illites peu altérées indique une nouvelle prépondérance des processus de désagrégation du substrat de migmatite traduisant vraisemblablement **une réavancée glaciaire** (stade 2 dans l'article n°3). L'alimentation détritique du lac provient probablement à nouveau de l'eau de fonte d'un glacier de cirque dominant le lac (Figure 57). Cette dynamique correspond à la récurrence froide du Dryas Récent qui est bien enregistrée à Vens par le pollen : une chute des pourcentages polliniques de *Pinus* est associée à **l'augmentation des herbacées steppiques** telle qu'*Artemisia* (Figure 55). Cette augmentation des herbacées steppiques est systématiquement enregistrée dans toutes les séquences polliniques de la région du Mercantour (article n°3) (Beaulieu, 1977 ; Finsinger et Ribolini, 2001) traduisant un réel impact de la récurrence froide du Dryas récent sur les environnements du massif. De plus, les assemblages polliniques (Beaulieu, 1977) et paléoentomologiques (Ponel et al., 2001 ; Gandouin et Franquet, 2002) étudiés à proximité de Vens au lac Long Inférieur témoignent au cours du Dryas récent :

- de la présence d'espaces totalement dénudés et de zones de pelouses à Poaceae et à *Artemisia* ;
- du développement d'une entomofaune aquatique sténotherme froide : le genre de chironomes *Paracladius* Hirvenoja ayant une affinité pour des eaux extrêmement froides (Walker et al., 1997) est notamment exclusivement retrouvé durant cet évènement.

L'augmentation des taux de matière organique qui avait débuté timidement au cours de l'Alleröd connaît une stagnation pendant le Dryas récent (Figure 55). Les processus d'altération du cortège argileux en smectites sont suspendus. Les sols, s'ils ont subsisté dans les aires déglacées, ont certainement subi un **ralentissement des processus d'altération**. Ce ralentissement est à l'évidence contrôlé par la diminution des températures. Il est aussi possible que la diminution des processus d'altération soit la conséquence d'une aridification. Egli et al. (2006) a en effet montré que le développement des sols alpins était plus directement dépendant des conditions d'humidité que de température. Pour la période du Dryas récent, les reconstructions climatiques effectuées dans les environnements alpins suggèrent, à la fois une diminution des températures annuelles moyennes et une réduction des précipitations que ce soit (a) à basse altitude avec les indicateurs polliniques, chironomes, concrétions carbonatées et isotopes de l'oxygène (von Grafenstein et al., 2000 ; Magny et al., 2006) et (b) à haute altitude par modélisation glaciaire (Kerschner et Ivy-Ochs, 2008). Dans les Alpes suisses, les modélisations des conditions d'englacement réalisées par Frauenfelder et al., (2001) montrent que la récurrence glaciaire a été suffisamment importante pour abaisser la limite altitudinale du permafrost en deçà de la limite d'équilibre glaciaire, au-delà des zones englacées.

On notera que l'expression sédimentologique de la dégradation climatique du Dryas Récent a lieu dans un laps de temps plus court (12 600 à 12 100 cal. BP) que la dégradation climatique *stricto sensu* (12 900-11 500 cal. BP) telle qu'elle a été définie dans les enregistrements marins et glaciaires de l'hémisphère nord (Blockley et al., 2012). L'étude multiproxies à haute résolution permet de distinguer **3 phases dans l'évènement du Dryas Récent** (sans qu'il soit possible de leur attribuer des limites chronologiques (Figure 55) :

- une entrée dans le Dryas Récent d'abord marquée par une augmentation rapide des pollens d'*Artemisia* et le recul de *Pinus* type *sylvestris* alors que la courbe du titane présente de faibles valeurs ; cette évolution montre une réponse immédiate de la végétation à la péjoration climatique alors que les apports fluvio-glaciaires sont encore faibles, suggérant une certaine inertie de la masse glaciaire à Vens face au refroidissement ;
- une phase intermédiaire où tous les indicateurs témoignent de conditions froides : arrêt du développement des sols, optimum des herbacées caractéristiques de steppes froides, importance de l'abrasion glaciaire marquée par une augmentation de la courbe de Ti ;
- une phase finale durant laquelle les indicateurs témoignent d'un retour à des conditions climatiques probablement plus douces : légère augmentation du TOC (1.5 %), arrêt des apports glaciaires, reprise de la pédogénèse et de l'érosion torrentielle, développement des formations ligneuses à *Pinus-Betula* et diminution des herbacées steppiques. À Vens, la fin du Dryas Récent est probablement associée à une amélioration des températures elles-mêmes associées à une augmentation relative de l'humidité.

C.II.4. De ~12 100 à 10 900 cal. BP (période D) : une reprise de la torrentialité au début de l'Holocène

Le taux de sédimentation diminue par rapport à la période précédente (0.06 cm/an). Comme durant l'Alleröd (période B), les analyses géochimiques montrent que la source de ces apports terrigènes change. Les carbonates détritiques représentent jusqu'à 40 % du sédiment total. Les apports de silicates non altérés diminuent (baisse du titane). Ceci conforte l'hypothèse proposée dans le Chapitre III-B.III.3.2.b de la **disparition de l'érosion glaciaire** (qui affectait l'ensemble du vallon) au profit de **l'érosion torrentielle** (qui affecte une surface réduite mais lithologiquement très sensible aux ravinements). Les apports en carbonates détritiques se manifestent sous la forme de dépôts silteux non grano-décroissants d'épaisseurs infra-centimétriques, dont les distributions granulométriques sont unimodales (15-25 µm) et bien triées, dépôts générés par des courants de turbidité hyperpycnaux peu denses (Mulder et Alexander, 2001). L'occurrence de ces dépôts témoigne d'un fonctionnement torrentiel des cônes de débris à cette période.

Cette reprise de la torrentialité est accompagnée d'une première augmentation des fréquences des pollens de *Betula* ajouté aux fortes fréquences de *Pinus*. Les macrorestes d'*Alnus*, *Salix*, *Betula* et d'un fragment de conifère, datés de cette période, attestent leur présence à 2300 m d'altitude ainsi que de la mise en place d'une végétation forestière pionnière composée **d'essences méso-thermophiles à proximité du lac** (Tableau 4). Une évolution similaire est enregistrée au lac Long Inférieur (à 2200 m d'altitude) par des assemblages de coléoptères fossiles démontrant la présence d'arbres de lisière (Ponel et al., 2001). Dans ces deux sites, même si le paysage végétal était encore ouvert, le développement de divers peuplements de pins et de bouleaux suggère une **augmentation générale de l'humidité** au sortir de la dernière phase englacée du bassin-versant, le Dryas Récent.

Cette hypothèse est confortée par ailleurs par l'augmentation, de l'abondance en argiles (augmentation du potassium), de la part d'illites alumineuses et de l'abondance en smectites, signant la **reprise des processus d'altération des sols**.

Egli et al. (2011) montrent en effet que dans les Alpes suisse des taux élevés de néoformation de smectites, dans la zone récemment déglacée du glacier de Morteratsch (depuis le Petit Âge Glaciaire, soit 150 ans), sont généralement constatés dans des sols humides situés dans des zones de replats peu érodibles. La formation de smectites est favorisée par le développement de pelouses grasses à Poaceae en association avec des feuillus : Egli et al., (2011) démontrent que l'accumulation d'humus est une source importante d'acides organiques qui, en conditions humides, agissent comme catalyseurs des réactions de dissolution chimique et de transformations minéralogiques.

Ainsi, à Vens, l'installation et le **développement de la végétation a vraisemblablement permis de stimuler l'enrichissement des sols en matières organiques et le développement des activités biologiques à l'origine de la pédogénèse**. Néanmoins, la mise en place de **sols de type Rankers podzoliques dans le bassin-versant du lac de Vens à cette période n'a pas encore permis une stabilisation complète des versants, toujours très pourvoyeurs en sédiments** (Figure 57) - en particulier dans les affleurements dolomitiques du Trias sensibles aux ruissellements - et explique la persistance de taux de sédimentation encore élevés. La diversité du relief dans le bassin-versant permet d'envisager une stabilisation partielle des pentes avec des secteurs faiblement pentus favorables au développement de sols bruns à tendance podzolique, alors que sur les pentes les plus raides, les sols pourraient être encore au stade de Lithosols non évolués (Duchaufour, 1955).

La reprise du la maturation des écosystèmes alpins au sortir du Dryas Récent est le reflet du **réchauffement du climat et d'une humidité accrue à l'entrée dans l'Holocène**. Ces changements climatiques sont bien connus à l'échelle de l'hémisphère nord : le réchauffement est enregistré notamment par une augmentation du rapport isotopique de l'oxygène dans les carottes de glace du Groenland (Rasmussen et al., 2006 ; Figure 55). À l'échelle du massif alpin, les reconstructions des températures moyennes de l'air suggèrent également un réchauffement rapide (Lemdahl, 2000 ; Larocque et Finsinger, 2008 ; Samartin et al., 2012). D'un point de vue hydrologique, la transition entre le Dryas Récent et le Préboréal est caractérisée par une augmentation du rapport isotopique de l'oxygène au lac de Gerzensee (von Grafenstein et al., 2000) qui témoigne d'une augmentation de l'humidité en Europe du Nord. Plus proche du massif du Mercantour, en Italie du Nord-Ouest, les enregistrements isotopiques des spéléothèmes de la grotte de Corchia (Zanchetta et al., 2007) témoignent également d'une humidité accrue.

C.II.5. De 10 900 à 8000 cal. BP (période E) : d'une dynamique de stabilisation…

Le taux de sédimentation chute à des valeurs de 0.03 cm/an alors que le sédiment devient de plus en plus finement laminé et prend une couleur foncée (Figure 55). La teneur en carbone organique poursuit son augmentation pour atteindre 7 % sur la fin de la période. La diminution de l'épaisseur des lamines est associée à la diminution globale de la teneur en calcium indiquant la **réduction progressive des apports terrigènes** par les torrents inscrits dans les calcaires-dolomitiques. Ces fines lamines sont néanmoins encore fréquentes et reflètent la persistance d'une activité torrentielle intermittente. *Pinus* type *sylvestris* diminue légèrement et les feuillus (*Betula* puis *Tilia* et *Corylus*) atteignent leurs fréquences maximales. **L'augmentation des surfaces végétalisées et l'expansion locale de la pinède contribue à fixer le matériel sédimentaire** triasique réduisant ainsi le stock sédimentaire disponible aux processus de

ravinement (Figure 57). L'expansion de la végétation s'accompagne également d'une **poursuite de l'altération chimique des sols** (néoformation de smectite) se traduisant par une forte abondance en argiles pédogénétiques (courbe du potassium élevée) dans les sédiments lacustres. Bien qu'en cours de stabilisation, les sols du bassin-versant sont la source sédimentaire dominante au cours de cette période.

L'apport au lac en bases, lié notamment au développement des sols (notamment en Ca), pourrait expliquer la présence de valves d'ostracodes dans cette unité. L'augmentation de la teneur en carbone organique et un rapport C/N peu élevé (C/N = 9, Figure 56) suggèrent une prédominance de la composante alguaire (Meyers et Teranes, 2001). Les chlorophycées *Botryococcus* et *Pediastrum* apparaîssent à leurs plus fortes concentrations dans cette unité (Figure 56). L'écologie de *Pediastrum* (espèce *Pediastrum boryanum var. forcipatum*) est caractérisée par une affinité pour des eaux alcalines et pour des concentrations en carbone organique dissous relativement faibles (Weckström et al., 2010). On peut donc conclure que le **lac a rapidement débuté « son fonctionnement biologique » dès le début du réchauffement climatique holocène**. Ce point, observé dans plusieurs séquences d'altitude (Gandouin et al., 2002 ; Schmidt et al., 2004, Ilyashuk et al., 2009), illustre la grande rapidité de recolonisation des écosystèmes lacustres consécutivement à la sévère crise climatique du Dryas Récent.

C.II.6. De 8000 à 6000 cal. BP (période F) : … à la « maturation » d'un géosystème de montagne

C.II.6.1. Une maturation de l'écosystème terrestre

Une transition majeure vers une sédimentation dominée par la composante organique est observée à 8000 cal. BP. Le taux de sédimentation atteint ses plus basses valeurs à 0.02 cm/an (Figure 56). Le sédiment est brun foncé, riche en matière organique et en diatomées alors que la proportion d'argiles diminue (baisse du potassium par rapport à l'augmentation de la silice biogène). Les lamines de carbonates détritiques disparaîssent : cette disparition traduit un **arrêt du fonctionnement des cônes de déjection**. Le rapport C/N augmente à un maximum de 12 (Figure 56) : classiquement, cette augmentation est interprétée comme une contribution plus importante en matière organique d'origine terrestre (Meyers et Teranes, 2001) ; cela est confirmé par nos observations des palynomorphes marquées par une forte abondance en matière organique amorphe rougeâtre (Figure 20-B1) issue de l'humification des débris organiques végétaux dans les horizons des sols superficiels (Meyers et Lallier-Vergès, 1999). En parallèle, la disparition des smectites indique que **le processus de podzolisation est arrivé à maturité, avec la formation de sols développés acides de type Podzols** (Lundström et al.,

2000) probablement à horizon ocre. Ce type de sol a notamment été retrouvé dans les bassins-versants adjacents à Vens (Barbero et Bono, 1970 ; Brisset et al., 2013).

Cette période de maturité pédologique coïncide avec un changement local de la végétation marqué par le déclin de *Pinus* type *sylvestris* et de *Betula* au profit **d'*Abies* qui atteint un taux maximal** à cette période (30 %) (Figure 56). Dans le cœur cristallin du massif du Mercantour, la sapinière se développe aujourd'hui sur sols acides dans les versants d'ubac de l'étage subalpin où dans des stations ombragées en climat méditerranéen humide (Barbero et Bono, 1970 ; Douguedroit, 1972). L'abondance des précipitations, due à l'exposition aux vents humides provenant du Golfe de Gênes (Barbero et Bono, 1970), explique bien la répartition actuelle du sapin dans ce massif. Il faut remarquer que le sapin possède des exigences écologiques très strictes d'un point de vue de l'humidité des sols (Guicherd, 1994). Actuellement, en conditions de pente faible à moyenne, les sols sous sapins sont généralement stabilisés par les puissantes racines de ces arbres et revêtus d'une couverture de mousses et de lichens relativement continue (Barbero et Quézel, 1975). À Vens, le développement holocène d'une sapinière dense (Figure 57), a pu constituer une source importante de matière organique favorisant la formation d'une couche d'humus et stimulant l'activité biologique dans des sols relativement humides. Ainsi, le binôme « sapinières-podzols » a donc certainement permis une rétention optimale du matériel sédimentaire sur les versants.

À Vens, le caractère forestier du bassin-versant (au moins au-dessus de l'altitude du lac, environ 2300 m) est également attesté par la présence de macrorestes dans les sédiments. Dans les Alpes briançonnaises et du Mercantour, des études anthracologiques et dendrologiques montrent également une remontée maximale de la forêt entre 7000 et 6000 cal. BP, au-delà de 2600-2800 mètres d'altitude (Ali et al., 2008 ; Talon, 2010). Cette remontée altitudinale des forêts serait stimulée par un **climat relativement humide** en Europe tel que reconstruit par des hauts niveaux des lacs périalpins autour de 7500 cal. BP (Magny, 2004 ; Magny et al., 2012).

C.II.6.2. Une maturation de l'écosystème lacustre ?

L'augmentation du TOC est corrélative d'une augmentation des teneurs en azote total (entre 0.8 et 1.1 %) et en phosphore (0.3 %) (Figure 56). La diminution des concentrations de l'algue *Pediastrum boryanum var. forcipatum* pourrait traduire un l'enrichissement des eaux du lac en carbone organique dissous et une diminution du pH (Weckström et al., 2010). Les valves d'ostracodes observées dans la période précédente (10 900-8000 cal. BP) sont définitivement absentes. Une diminution du pH des eaux (acidification) pourrait avoir affecté les conditions de préservation des ostracodes en empêchant la précipitation des carbonates dans la colonne d'eau. La présence d'une forêt de conifères sur sols acides est probablement à l'origine de nouvelles

conditions physico-chimiques des eaux favorisant le développement de nouvelles algues telles que les diatomées (début de la courbe de Si/K).

L'enrichissement du sédiment en soufre (Figure 47) - et particulièrement en pyrite, minéral néoformé en conditions réductrices - **pourrait indiquer un changement majeur dans l'oxygénation du lac vers des conditions anoxiques.** La forte oxydation du sédiment frais à l'ouverture des carottes en témoigne également. L'augmentation de la concentration en mercure total dans cette unité (Figure 56) pourrait refléter des phénomènes de néoformations minérales en conditions anoxiques ou d'une complexation accrue de cet élément avec la matière organique (Feyte et al., 2012). Dans ce cas, une tendance à l'eutrophisation du lac aurait pu être l'un des effets d'une plus faible oxygénation du fond du lac.

C.II.7. De 6000 à ~1800 cal. BP (période G) : un écosystème stable malgré les signes avant-coureurs d'une déstabilisation ?

Si l'allure macroscopique du sédiment ainsi que le taux de sédimentation restent inchangés, les analyses géochimiques montrent une diminution de l'abondance en argiles pédogénétiques (Figure 56). Cette évolution s'accompagne d'une légère diminution des concentrations en carbone organique total, en phosphore et en azote et de la baisse du rapport C/N. La diminution du rapport C/N (à des valeurs de 11) peut s'expliquer par l'augmentation de la fraction alguaire dans la matière organique totale et par une diminution de l'apport en matières organiques issues de la décomposition des végétaux supérieurs dans l'humus des sols. Ces deux hypothèses ne s'excluent pas l'une l'autre :

- l'observation des palynomorphes montre une part plus importante en débris alguaires et moins de débris de matières organiques amorphes rougeâtres ;
- la stagnation de l'indice d'altération de l'illite suggère une constance de l'état d'altération des sols, probablement présents sous la forme de podzols altérés ;
- le rapport K/Si est généralement faible, mais présente plusieurs excursions positives signant des apports en argiles pédogénétiques caractéristiques de phases transitoires d'érosion des sols entre 6000 et 3500 cal. BP et entre 2800 et 2600 cal. BP.

La teneur en silice biogénique atteint son apogée entre 3000 et 2000 cal. BP (Figure 56), attestant d'un **optimum du développement alguaire.**

L'absence de lamine de calcaire dolomitique indique toujours **une absence d'érosion torrentielle** depuis les affleurements triasiques. La limite supérieure de la forêt se situe probablement toujours au-dessus du lac de Vens comme le montrent les âges ^{14}C obtenus pour cette période (entre 5000 et 3000 cal. BP) sur des macrorestes de *Pinus, Abies* et de conifères

indifférenciés. Mais un changement du couvert végétal se manifeste à partir de **5000 cal. BP : la forêt dominée par le sapin est remplacée progressivement par une pinède en mélange avec le mélèze et l'épicéa, témoignant ainsi de paysages forestiers plus ouverts** (Figure 57). L'augmentation des Poaceae ainsi que des Ericaceae (Figure 58) indique aussi que le paysage d'altitude a tendance à s'ouvrir : des espaces à dominante forestière cohabitaient certainement avec des formations plus rases en mosaïques avec des landes arbustives (Figure 57). En partie haute du versant, des pelouses alpines se développent, notamment en association avec des taxons rudéro-anthropiques.

L'ouverture de la couverture végétale entre 6000 et 1800 cal BP paraît ne pas avoir de conséquence majeure sur le volume ni la nature du transit sédimentaire (taux de sédimentation faible). Cependant, l'occurrence de courtes phases d'érosion témoigne tout de même d'une dégradation s'exprimant par à-coups (« *flickering signal* » – Wang et al., 2012). Ces pulsations détritiques ponctuelles pourraient être les signes avant-coureurs (« *early warning signals* » – Scheffer et al., 2009) d'une déstabilisation plus profonde des versants même si le géosystème reste stable durant cette période.

La question des facteurs responsables de cette évolution (Homme ou climat ?) se pose.

À Vens, l'ouverture de l'environnement végétal est marquée par le déclin d'*Abies* à 6000 cal. BP et par l'extension des pelouses à partir de 4000 cal. BP. On pourrait relier cette ouverture avec une fréquentation (discrète) des bassins-versants d'altitude par les hommes et leurs troupeaux dès la transition Mésolithique/Néolithique. En effet, dans l'arc alpin, au-dessus de 2000 m d'altitude, les recherches archéologiques ont révélé la présence de haltes de chasse avant le Néolithique final (Curdy, 2007) et plus spécifiquement Walsh et al., (2007) et Mocci et al., (2008) et pour le massif des Écrins, Figure 58). Si les vestiges archéologiques de présence humaine sont présents très précocement en montagne, les vestiges liés spécifiquement à des activités pastorales ne sont abondants dans l'ensemble de l'arc alpin qu'à partir de 4000 cal. BP (Curdy, 2007 ; Krause, 2007 ; Marzatico, 2009 ; Walsh et al., sous presse). Dans le massif du Mercantour, les traces les plus anciennes de pratiques agropastorales des sociétés proviennent de la vallée des Merveilles et sont datées de l'Âge du Bronze Ancien (De Lumley et Ecassoux, 2009). À Vens, les taxons polliniques nitrophiles tels qu'*Urtica* et *Mentha* habituellement invoqués pour témoigner de la présence des troupeaux en montagne (Behre, 1981 ; Court-Picon et al., 2006) sont extrêmement rares, voire non significatifs avant 4000 cal. BP. De plus, aucun autre indice d'anthropisation précoce de la montagne n'apparaît dans la séquence de Vens, comme par exemple des charbons ou microcharbons de bois susceptibles d'avoir enregistré des activités de défrichement par le feu (Rey et al., 2013 ; Walsh et al., sous presse).

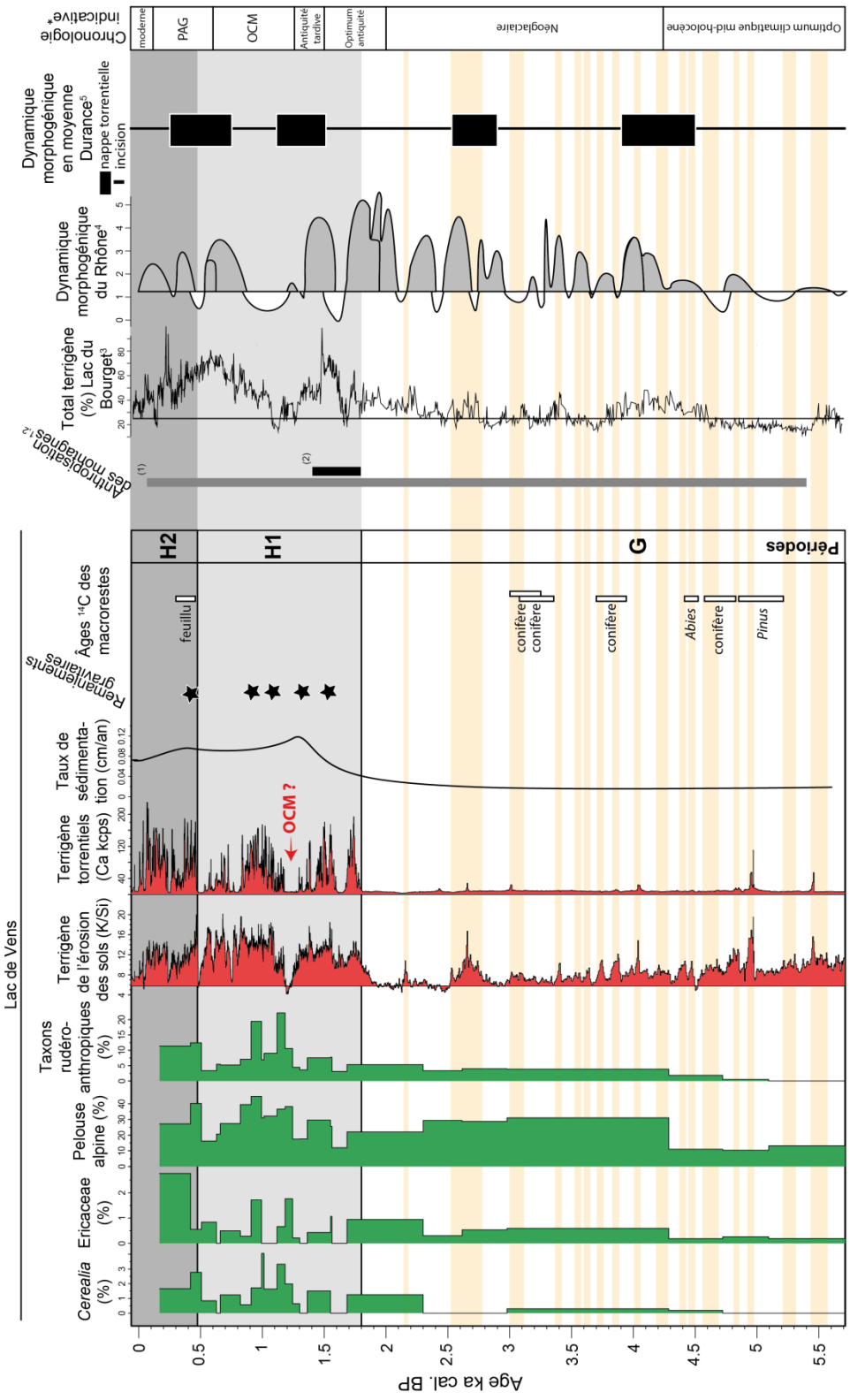


Figure 58 : Diagramme synthétique illustrant la déstabilisation récente du géosystème de Vens et les modalités du détritisme sous influence climatique et/ou anthropique.

(1) âge ^{14}C des stratigraphies archéologiques d'occupation humaine dans le massif des Écrins, Walsh et al., 2007 ; (2) âges ^{14}C des activités des fours de réduction sur le plateau de Morgon, Morin et Rosenthal, 2004 ; (3) Arnaud et al., 2012 ; (4) ; Berger et al., 2008 ; (5) Sivan et al., 2006. OMC : Optimum Climatique Médiéval ; PAG : Petit Âge Glaciaire. Les bandes grises distinguent les sous-périodes H1 et H2 discutées dans le texte. Les bandes orangées soulignent les courtes périodes d'érosion des sols pouvant être interprétées comme des « signes avant-coureurs » de la déstabilisation du géosystème.

La disparition des macrorestes de bois à partir de 3000 cal. BP semble être l'indice le plus solide d'un impact sévère des déforestations anthropiques dans le bassin-versant. Ainsi, **peu d'éléments permettent d'affirmer de façon univoque que l'ouverture de la forêt du bassin-versant de Vens serait dès 6000 cal. BP une réponse aux défrichements anthropiques**.

Le facteur climatique pourrait également à lui seul expliquer le ralentissement de la progression des sols ainsi que l'ouverture du paysage forestier entre 6000 et 4000 cal. BP. Cette évolution du couvert végétal pourrait être la conséquence d'une réduction des températures et de l'humidité, qui auraient ralenti l'activité biologique des sols et limité les processus d'hydrolyse. Des conditions climatiques plus sèches ainsi qu'un déficit hygrométrique des sols peuvent expliquer le début du déclin du sapin, une espèce faiblement tolérante à la sécheresse (Guicherd, 1994). L'hypothèse d'un assèchement d'origine climatique pourrait être supportée par l'apparition d'un bas niveau lacustre au lac de Saint Léger entre 7000 et 5000 cal. BP Digerfeldt et al. (1997). L'hypothèse d'un refroidissement depuis 7000 cal. BP pourrait être appuyée par les reconstructions polliniques du lac de Beicai de Ortu et al. (2008) situé sur le versant italien du massif du Mercantour à 1920 m d'altitude. Cependant, comme l'impact anthropique est probablement ancien et l'impact sur la structuration du couvert végétal encore discuté, les reconstructions polliniques couvrant la seconde moitié de l'Holocène dans ces espaces ne sont pas suffisamment discriminantes vis-à-vis de la dynamique paléoclimatique (Robert et al., 2011). Par ailleurs, à 2800 m d'altitude au lac Schwarzsee ob Sölden en Autriche, la reconstruction des températures de l'air d'été par les fossiles de chironomes (Ilyashuk et al., 2009) montre l'installation de conditions plus fraîches entre 8000 et 3500 cal. BP. Même si des conditions plus fraiches et plus sèches ont pu être acquises dans le Mercantour vers 8000-7000 cal. BP, cela n'explique pas directement le changement de dynamique de l'écosystème de Vens enregistré à 6000 cal. BP. Au total, il est difficile de conclure sur l'impact des conditions climatiques moyennes sur la trajectoire de l'écosystème depuis 6000 cal. BP. **L'hypothèse de conditions sèches** (qui reste toutefois à approfondir) **semble *a minima* la plus convaincante pour expliquer le déclin du sapin**.

C.II.8. De 1800 cal. BP à l'actuel (période H) : vers la mise en place des paysages actuels

C.II.8.1. Une accélération du détritisme associée à l'ouverture du couvert végétal par les activités pastorales

Le sédiment change radicalement à partir **de 1800 cal BP** et est le reflet des **changements majeurs des conditions environnementales avec passage brutal d'un milieu stable à instable** : le sédiment devient laminé avec des lamines plus ou moins riches en silice biogénique et en argiles pédogéniques, alternant avec des dépôts silteux beiges de carbonates dolomitiques

reflétant le **fonctionnement intermittent des cônes de déjection.** De plus, au sein de cette sédimentation laminée sont intercalés cinq dépôts **d'homogénites**. Ces changements de faciès s'accompagnent d'une augmentation des taux de sédimentation (Figure 58) atteignant des valeurs équivalentes à celles du Tardiglaciaire (0.1 cm/an). La proportion en argiles pédogéniques augmente (rapport K/Si et rapport 5/10Å élevés) témoignant de **l'érosion des sols du bassin-versant**.

L'ensemble de ces données montre que les processus d'érosion dénudent progressivement les horizons superficiels (érosion en nappe, de surface) favorisant **l'apparition de sols peu épais et écorchés, de type Cambisols.** Actuellement, autour du lac de Vens, ces sols sont généralement relictuels. Ils se localisent dans les fracturations des surfaces polies peu pentues et présentent des profils peu épais mis à nu sous des pelouses organisées en touffes. Le ruissellement, les processus de solifluxion et de gélifluxion tendent à maintenir un équilibre instable empêchant une évolution plus avancée de ces sols (Barbero et al., 1975). Ces auteurs montrent que cette situation se retrouve généralement sur le pourtour méditerranéen, où les pelouses écorchées régressent spatialement et ont tendance à se dégrader.

L'augmentation des apports terrigènes au lac sous l'effet de l'érosion par ruissellement a vraisemblablement induit une charge accrue en sédiment sur le delta sous-lacustre et les pentes du lac, favorisant ainsi l'initiation de larges remaniements gravitaires intra-lacustres par excès de charge (Girardclos et al., 2007; Wirth et al., 2011). Si le déclenchement de ces remaniements a pu être favorisé par l'activité sismique de la faille de Jausier-Tinée comme suggéré par Petersen et al. (2014), il n'aurait pas pu s'exprimer avant 1800 cal. BP du fait des très faibles taux de sédimentation. Ainsi, comme aucun dépôt d'homogénite n'est constaté avant 1600 cal. BP (Figure 58) il semble hasardeux d'interpréter l'occurrence de ce type de dépôt en termes de récurrence sismique. L'augmentation des apports terrigènes, que ce soit par ravinement ou érosion de nappe, et l'occurrence de dépôts de remaniements intra-lacustres, traduisent plus généralement un fort transit sédimentaire depuis les zones sources en amont du bassin-versant (désagrégation du substrat), les zones émettrices intermédiaires (les sols sur les versants et les pentes sous-lacustres) vers les zones puits (zone de profondeur maximale du lac).

La Figure 58 présente les courbes de variation des apports terrigènes provenant de l'érosion des sols et en parallèle ceux provenant de l'activité torrentielle des cônes de déjection ; ces apports pouvant être considérés comme une réponse directe aux variations de l'intensité et des quantités des paléo-précipitations. Les deux courbes montrent une augmentation importante des apports terrigènes à partir de 1800 cal BP. En règle générale, les pics de forte érosion des sols se déclenchent en même temps que les pics de forte érosion torrentielle. Mais deux types de situation peuvent être distingués :

- **entre 1800 et 500 cal. BP (période H1) :** l'érosion des sols reste importante, même en l'absence d'activité torrentielle (la courbe de l'érosion des sols ne retombe jamais à 0). Cela suggère une érosion chronique des versants même en dehors des périodes de fortes précipitations. On peut supposer qu'à cette période l'érosion des sols est la conséquence de l'occupation humaine sur les versants : défrichement, pâturage, piétinement des sols par les troupeaux, etc.
- **entre 500 cal. BP et aujourd'hui (période H2) :** l'érosion des sols n'existe que lors des épisodes de forte activité torrentielle (la courbe de l'érosion des sols retombe à 0 entre les pics). Nous pouvons interpréter cette évolution par un épuisement du stock sédimentaire que constituent les sols sous l'effet d'une mise en valeur très intense des versants. L'état des sols tels qu'ils se présentent actuellement, extrêmement écorchés, a certainement été mis en place à cette période.

La chute des pollens arboréens à des taux moyens de 50 % montre une **ouverture générale du paysage végétal :** des pelouses alpines, dominées par les Poaceae, se mettent en place au détriment d'une forêt peu dense à *Pinus* par *Larix* et *Picea*. De plus, le cortège herbacé rudéro-anthropique (avec *Plantago*, les Chenopodiaceae, *Rumex* et *Urtica*) prend de l'ampleur témoignant de l'augmentation des activités pastorales dans le bassin-versant du lac de Vens. L'augmentation de l'érosion des sols et du transit sédimentaire sont concomitants d'une augmentation des taxons rudéro-anthropiques caractéristiques de pelouses pâturées ainsi que de l'augmentation des fréquences de *Cerealia*. Ces **activités pastorales ont nécessairement eu un impact majeur sur le transit sédimentaire,** avec :

- une mise à nu progressive des sols du bassin-versant ;
- une compaction de ces sols induite par le piétinement des troupeaux domestiques.

À Vens est également enregistré le développement des pratiques agraires dans les basses vallées, notamment de la céréaliculture et de l'arboriculture qui débutent durant l'Antiquité (noyer, olivier, châtaigner), puis qui prennent de l'ampleur entre 1200 et 800 cal. BP. Ainsi, l'anthropisation enregistrée à Vens complète parfaitement le schéma des occupations humaines retracées dans les Alpes du Sud, à la fois par les indicateurs polliniques et le corpus archéologique - qui témoigne d'une continuité de l'exploitation des montagnes depuis l'Âge du Bronze jusqu'à l'époque moderne (Mocci et al., 2008 ; Walsh et al., sous presse).

C.II.8.2. Le rôle possible des activités minières ?

La question de l'impact potentiel d'une exploitation des minerais dans la région de Vens peut également être posée : ces activités, fortement consommatrices en bois/charbon, ont probablement accentué voire généralisé la déforestation des versants à toutes les altitudes. Les prospections de Morin et Rosenthal (2004) ont notamment montré la présence de zones d'extraction de minerai (galène (PbS_2), blende (ZnS), chalcopyrite ($CuFeS_2$) et cérusite ($PbCO_3$)) au contact des formations triasiques et gneissiques, à la Cime du Fer (surplombant le lac de Vens) ainsi qu'autour des lacs de Morgon (une vallée adjacente située au nord de Vens). Le minerai extrait par des techniques d'abattage au feu était trié sur place puis réduit probablement dans des complexes sidérurgiques comme celui découvert sur le plateau de Morgon à 2050 m d'altitude. Les datations radiocarbone de trois charbons retrouvés dans les déchets de réduction du minerai ont livré un âge à 2σ de 1800-1400 cal. BP (Figure 58). Il faut souligner que **ces activités métallurgiques sont exactement contemporaines de l'augmentation des apports terrigènes**. En se superposant aux activités pastorales et de déforestation, ces activités métallurgiques ont pu être à l'origine des paysages actuels asylvatiques et du basculement du géosystème de Vens vers un régime érosif.

C.II.8.3. Des similitudes avec l'évolution du détritisme régional

Sur le long terme, l'évolution du détritisme dans le lac de Vens n'est pas totalement synchrone des enregistrements régionaux. À Vens l'activité détritique se déclenche à partir de 1800 cal. BP alors que dans les plaines alluviales des grands organismes fluviaux tels que la vallée du Rhône, une telle augmentation est détectée plus tôt, vers 4500 cal. BP (Berger et al., 2008 ; Arnaud et al., 2012).

A moyenne fréquence néanmoins certaines phases apparaîssent synchrones des phases de torrentialité reconnues dans les Alpes et en Provence (Jorda et Provansal, 1996 ; Bruneton, 1999 ; Arnaud-Fasseta, 2000 ; Berger et al., 2008) :

- c'est le cas en particulier de la période de 1300-1500 cal BP (450-650 AD) qui correspond à une période de détritisme important reconnue lors de l'**Antiquité tardive** dans les Alpes du Sud (Jorda, 1992) et en Provence (Provansal, 1992 ; Provansal et Morhange, 1994) et qui est attribuée selon ces auteurs à une conjonction entre une phase de péjoration climatique (Magny et Richard, 1992) et une phase de déprise rurale (abandon des structures d'aménagement conduisant à la déstabilisation des versants) ;
- c'est le cas aussi de la période de 500-100 cal. BP (1450-1850 AD) correspondant à une phase majeure de détritisme reconnue partout régionalement et attribuée aux effets combinés de la dégradation climatique du **Petit Âge Glaciaire** et d'un maximum

d'occupation humaine des milieux ruraux (Pichard, 1995 ; Jorda et Provansal 1996 ; Miramont et Guilbert, 1997 ; Arnaud-Fasseta, 2000 ; Sivan et al., 2006 ; Berger et al., 2008 ; Arnaud et al 2012 ; Giguet-Covex et al., 2012 ; Wilhelm et al., 2012).

Ces deux périodes de détritisme important sont séparées par une phase d'accalmie qui a lieu aux environs de l'an mil, lors de l'Optimum Climatique Médiéval (Sivan et al., 2006 ; Berger et al., 2008 ; Giguet-Covex et al., 2012 ; Wilhelm et al., 2012 ; Arnaud et al., 2012). La Figure 58 montre que l'augmentation de la torrentialité à Vens (courbe du Ca sur la Figure 58) et des apports détritiques par les crues du Rhône dans le lac du Bourget (Arnaud et al., 2012) peuvent être considérés comme synchrones à l'erreur près du modèle d'âge. Dans les deux chronologies, une période de faible activité hydrologique s'individualise durant l'**Optimum Climatique Médiéval** (OCM) entre ~1300 et 1100 cal. BP. À Vens, cette période, qui correspond à une sédimentation très riche en diatomées, pourrait être plus dilatée que ce qu'elle apparaît sur le modèle d'âge (flèche rouge sur la Figure 58).

Il faut retenir de nos données l'augmentation brutale des taux de sédimentation, l'apparition de processus d'érosion des sols et l'ouverture du couvert végétal à **1800 cal. BP**, qui traduisent le passage d'un état de stabilité vers un nouvel état caractérisé par une instabilité chronique des versants et le franchissement d'un **seuil** (« *tipping point* ») dans l'évolution paléoenvironnementale.

D. Conclusion

L'enregistrement sédimentaire du lac de Vens a permis d'étudier la réponse d'un géosystème montagnard au cours des derniers 14 000 ans. Les analyses sédimentologiques et géochimiques nous ont permis de retracer les modifications des sources sédimentaires et des environnements de dépôts. Parrallèlement, la palynologie nous a permis de caractériser les dynamiques de la végétation dans le bassin-versant.

Au total, le retrait des organismes glaciaires avant l'Alleröd a laissé place à un lac d'abord situé en position proglaciaire proximale puis distale au glacier. La progression des écosystèmes terrestres dans le bassin-versant (développement des sols et végétalisation), est amorcée rapidement au sortir de la deglaciation et est interrompue de façon transitoire dès 12 500 cal. BP lors de la pulsation froide du Dryas Récent. La maturation des écosystèmes reprend à l'entrée dans l'Holocène et atteint un optimum durant la période Atlantique entre 8000 et 6000 cal. BP. Cet optimum s'exprime sur les versants par la présence de sols évolués (podzols) et d'une couverture forestière dense (sapinière). Le développement des écosystèmes terrestres permet une stabilisation des sources du détritisme en fixant le matériel sédimentaire sur les versants. Les premières ouvertures du paysage il y a 6000 ans puis l'augmentation des marqueurs témoignant d'activités pastorales (depuis 4500 cal. BP) ne se traduisent pas par un changement de régime érosif. D'un point de vue des dynamiques érosives, l'état « stable » perdure jusqu'à basculer vers un nouvel état « instable » à 1800 cal. BP d'érosion des sols et de forte torrentialité. La similitude entre les indicateurs de la torrentialité à Vens et dans la vallée du Rhône et de la Durance aux périodes du Petit Âge Glaciaire et de l'Antiquité tardive suggère des périodes de forte alluviation dans les plaines se manifestant également en montagne.

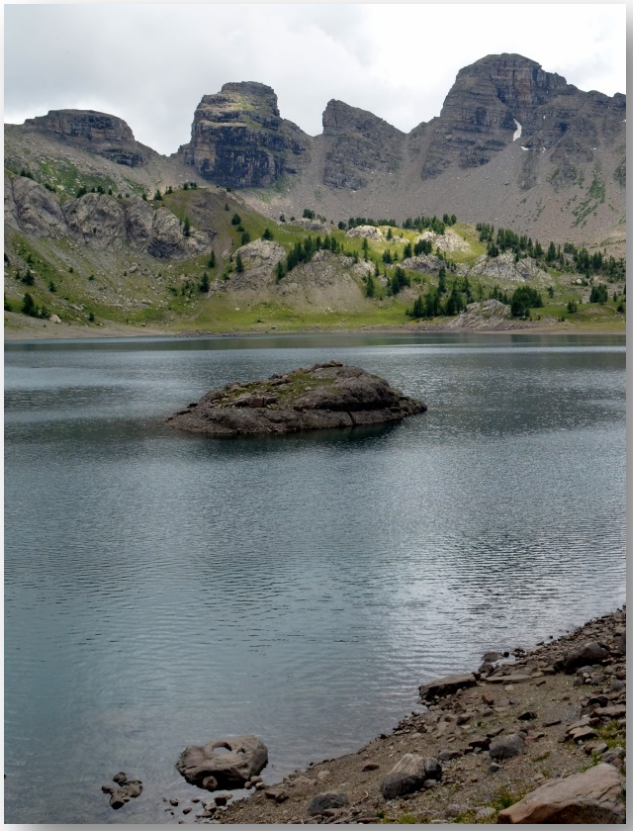
La conjonction des activités d'extraction et de réduction de minerais dans les vallées adjacentes à Vens datées entre 1800 et 1400 cal. BP et de la récurrence des activités pastorales saisonnières depuis au moins 4000 ans, ont certainement profondément impacté le milieu forestier et favorisé l'érosion de sols moins protégés. Cette sensibilité accrue du géosystème de Vens à l'érosion a autorisé le franchissement d'un seuil au-delà duquel l'agressivité des précipitations a pu se traduire par des pulsations détritiques dans les sédiments lacustres.

Depuis 500 cal. BP, les stocks sédimentaires que constituaient les sols sont épuisés ; les sols extrêmement écorchés qui occupent aujourd'hui le bassin-versant se sont probablement mis en place à cette date.

Cette évolution est assez différente des enregistrements détritiques alluviaux régionaux mais présente des similitudes, on le verra dans le Chapitre IV, avec l'évolution des paléoenvironnements sur le site du lac d'Allos.

Une des perspectives de ce travail, compte tenu de la qualité de cette archive pour la reconstitution des dynamiques des écosystèmes terrestres (pédologique et de végétation) serait d'exploiter la richesse des sédiments en diatomées pour réaliser une étude intégrant au maximum tous les compartiments du géosystème. Une telle étude permettrait d'étudier la réaction des écosystèmes lacustres aux changements de régime rapide et progressif du bassin-versant. Par ailleurs, l'étude sur lames minces des sédiments à l'échelle de la lamine (notamment de celles composées de carbonate détritique), par un comptage en continu sur lames minces, pourrait permettre de reconstruire un calendrier détaillé de l'activité torrentielle depuis 1800 ans.

Chapitre IV. Le remplissage du Lac d'Allos : une variabilité hydrologique haute fréquence holocène



SOMMAIRE DU CHAPITRE IV

A. Site d'étude
B. Résultats
C. Interprétations multiproxies et discussion
C.I. Le Lac d'Allos dans le schéma de la déglaciation du Verdon (article n°4)
C.II. Dynamique et déstabilisation du géosystème d'Allos
C.III. Estimation de la variabilité paléohydrologique à Allos
D. Conclusion

A. Site d'étude

Le lac d'Allos (2230m, 44°14'N, 6°42'35''E), localisé dans la vallée du Haut-Verdon, est le plus grand lac d'altitude d'origine naturelle d'Europe. Il s'étend sur 1 km de long (axe nord-sud) et 700 m de large (axe est-ouest), soit une étendue d'eau libre de 54 ha.

A.I. Contexte géographique et géomorphologique du bassin-versant du Lac d'Allos

Le bassin-versant du lac d'Allos (5 km^2), d'origine glacio-karstique, est situé au contact de la nappe de charriage de l'Ubaye-Embrunais et du domaine autochtone subalpin (Jorda, 1976) (Figure 59). La dépression occupée par le lac est d'origine structurale (synclinal dans la nappe de charriage) ; elle correspond aussi à une cuvette de dissolution karstique développée dans des calcaires et des calcaires marneux et dans des poudingues polygéniques. Cette dépression a été sur-creusée au sud par les corps glaciaires pléistocènes contraints en arrière d'un verrou rocheux résistant. Le bassin-versant est dominé par une formation de grès nummulitiques autochtones disséqués en chicots atteignant 2730 m d'altitude (Figure 59, Figure 60 et Planche photo 4C).

Le lac d'Allos est alimenté au sud par des écoulements pérennes provenant du torrent du lac (Figure 61-n°1), nourris par la fonte de glaces résiduelles enfermées dans les chaos morainiques gréseux. De nombreux autres torrents aux écoulements temporaires alimentent le lac. Au sud-ouest le torrent de la Source draine des calcaires et calcaires marneux (Planche photo 4D, Figure 61-n°2). Le torrent de la Source est incisé en contrebas de dépôts alluviaux plus anciens relatifs à un probable haut niveau lacustre (Planche photo 4A, tirets rouges) ; actuellement, son delta, est relativement bien développé, alimenté par des flux détritiques provenant de l'érosion des marno-calcaires situés en amont (Planche photo 4E). À l'ouest, les écoulements apparaissent peu concentrés et drainent principalement des formations peu pentues sur un substrat de poudingues (Figure 61-n°3). Ces poudingues présentent un modelé fortement disséqué par les processus de karstification (Planche photo 4F). Le torrent du Laus (Figure 61-n°4), au nord-est, draine les formations marno-calcaires. Son profil en long est relativement pentu (20°) et son exutoire dans le lac se présente sous la forme d'un cône de débris alimenté par des flux détritiques torrentiels et avalancheux (Planche photo 4A). Plusieurs cônes avalancheux se situent à l'est du lac (Planche photo 4B).

Globalement, le réseau de drainage est principalement alimenté par un ruissèlement diffus lors la fonte nivale (entre mai et juillet), mais les épisodes orageux génèrent également des écoulements plus concentrés et surviennent principalement entre mai et novembre, lorsque les versants sont déneigés et que le lac est en eau libre.

Le lac ne possède pas d'exutoire subaérien. Ses eaux s'infiltrent à travers le verrou rocheux, au sein d'un drain naturel souterrain. La perte du lac d'Allos alimente la rivière de la Serpentine, qui nourrit en aval le torrent du Chadoulin, affluent du Verdon. Une tourbière – la tourbière du Laus- s'est développée dans la dépression située à 2130 m d'altitude en contrebas du lac d'Allos. Cette tourbière a fait l'objet d'études polliniques, entomologiques et sédimentologiques (De Beaulieu, 1977 ; Poher, 2013 en Annexe 5 dans le Volume II) auxquelles nous nous réfèrerons.

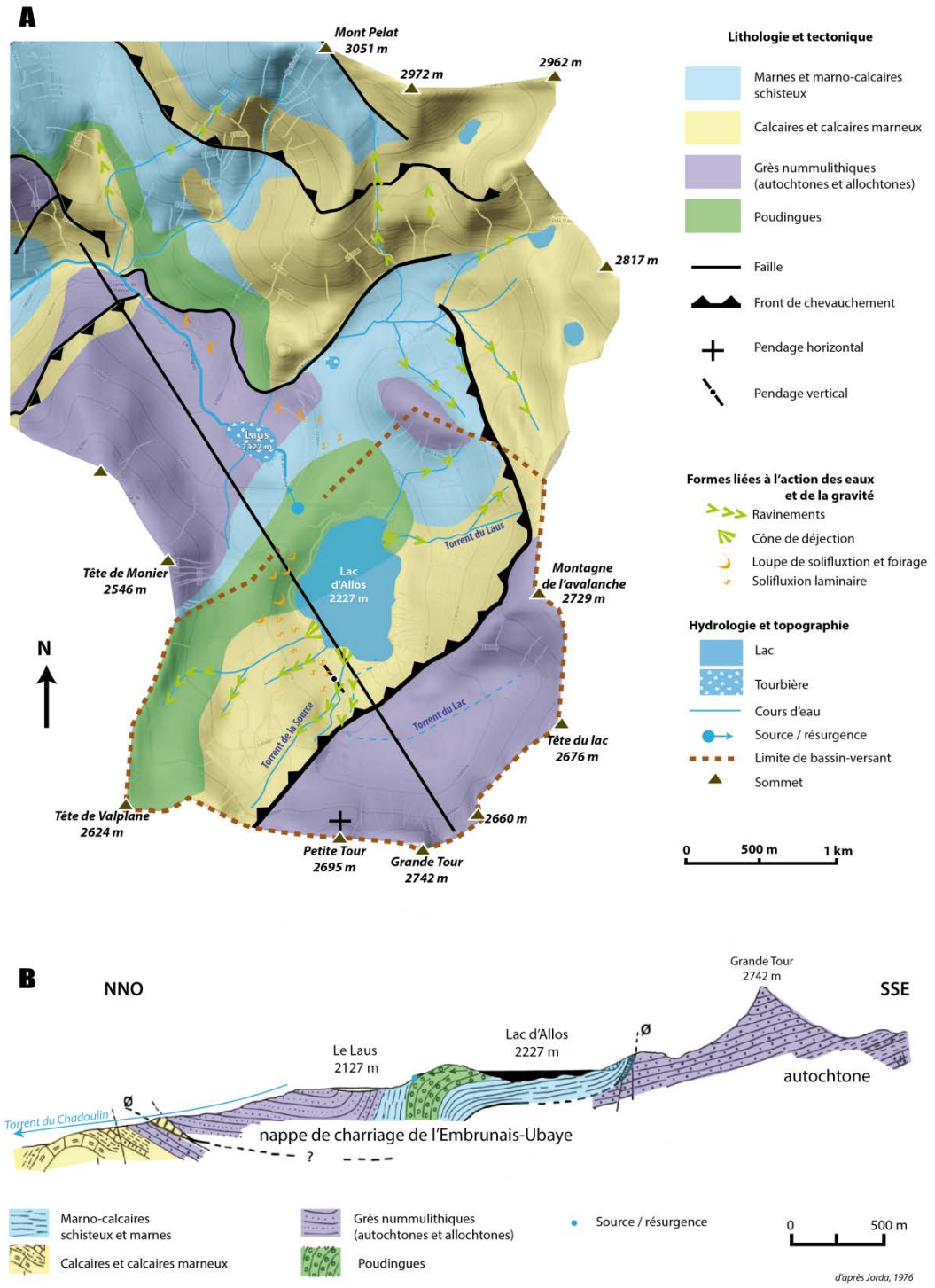


Figure 59 : A) croquis lithologique et structural du bassin-versant des lacs d'Allos et du Laus (Jorda, 1976 modifié). B) Profil géologique NN-Ouest – SS-Est de la région d'Allos.

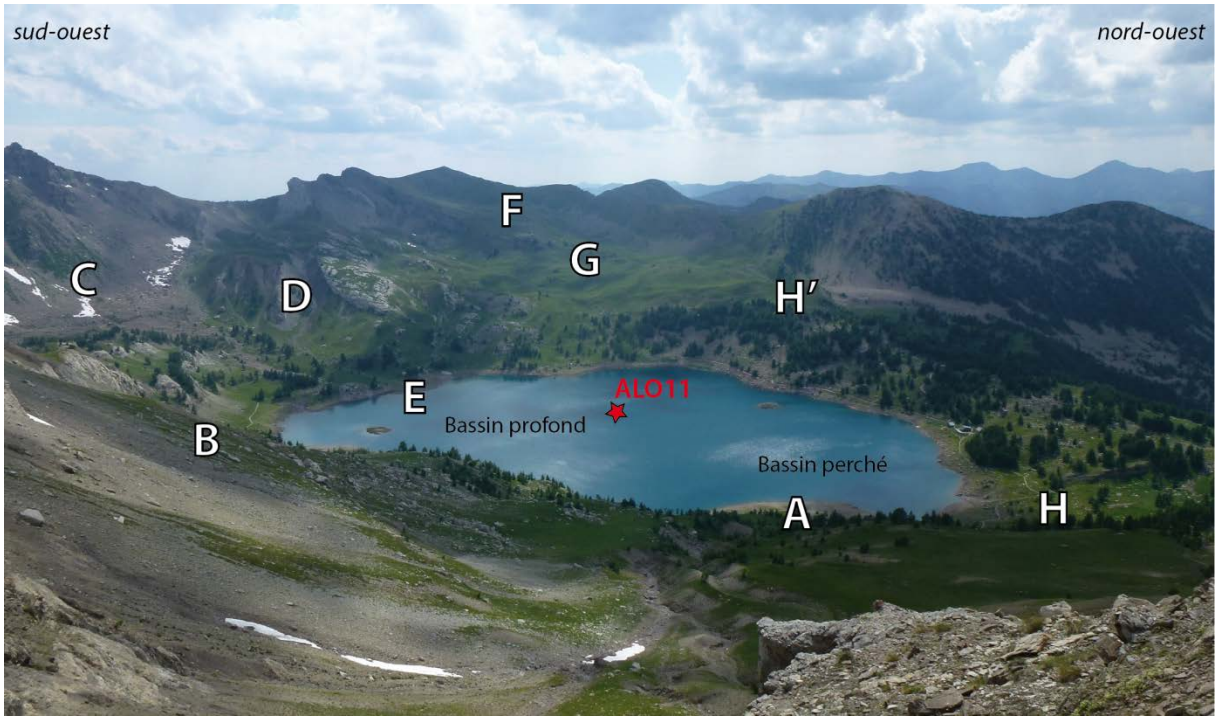


Figure 60: Panorama d'ensemble du bassin-versant du lac d'Allos et localisation des photographies de la Planche Photo 4.

Planche photo 4 : Légende détaillée (pave suivante).

A) Cône de débris et d'avalanche du torrent du Laus, alimentant le bassin perché de façon intermittente, emboité au sein d'un niveau de glacis perché pouvant traduire d'un haut niveau lacustre hérité (pointillés rouges).

B) Couloirs d'avalanche à fonctionnement intermittent à l'est du bassin profond.

C) Bourrelets morainiques surmontés de sols podzolisés en association avec des landes à rhododendron colonisées par le mélèze au pied des Tours du Lac.

D) Ravinement des affleurements marneux très érodibles en amont du torrent de la Source.

E) Delta du torrent de la Source faisant face au site de carottage ALO11 dans le bassin profond.

F) Modelé de dissolution karstique dans les poudingues polygéniques.

G) Pelouse alpine écorchée sur sols sablo-limoneux et bourrelets de solifluxion sur sols argilo-silteux.

H) Végétation nitrophile à proximité de la bergerie au nord du lac.

Planche photo 4: Caractéristiques géomorphologiques du bassin-versant du lac d'Allos.

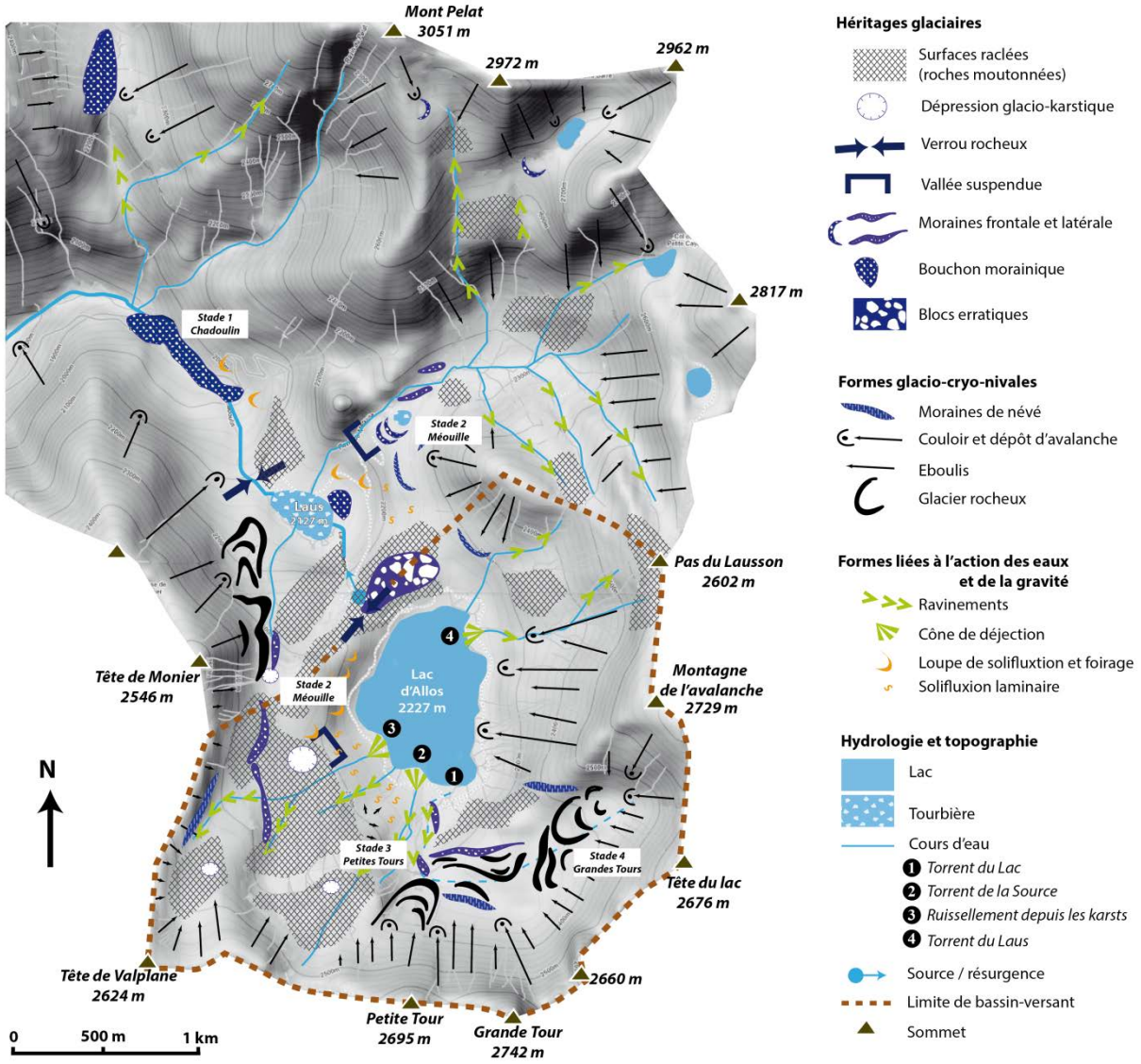


Figure 61 : Croquis géomorphologique des lacs d'Allos et du Laus (Jorda, 1976, modifié).

Le paysage végétal est globalement ouvert et les versants sont occupés par des pelouses alpines (30 % de la surface du bassin-versant) et des formations de blocs et d'éboulis (70 %) Figure 62). Les pentes les plus faibles (gradin morainique situé sous le pas du Lausson et versant ouest du lac), inscrites dans les poudingues, sont des secteurs très largement colonisés par des pelouses acidophiles à Nard (Figure 62) (E. Dambrine, com. pers.). Les sols sont bruns, acides, souvent profonds voire très profonds (> 1m), à texture sablo-limoneuse, les horizons profonds étant enrichis en limon par rapport à la surface. L'altération du conglomérat fournissant essentiellement des éléments limoneux, cette différenciation granulométrique est probablement due à un enrichissement de surface par des apports sableux d'origine morainique provenant des grès situés en amont du bassin-versant. Ces sols sont affectés par des processus saisonniers. En hiver, sous l'horizon A brun sombre, apparaît une décoloration grisâtre et l'horizon B devient

ocreux, à structure micro agrégée. En été cette différenciation de couleur disparaît, l'ensemble devenant brun jaune assez homogène.

Au-dessus, sur les pentes plus fortes, toujours sur les poudingues, les pelouses à Nard sont plus écorchées (20 % des pelouses) et accompagnées de sols moins profonds, bien que leur profondeur avoisine tout de même 50 cm. Ils sont plus riches en graviers et cailloux, provenant soit de l'amont, soit de l'immaturité de la pédogénèse. Ces sols sous pelouses écorchées sont affectés en surface par les processus de solifluxion (Planche photo 4G), de compaction, et de colluvionnement, entretenus par le passage des troupeaux.

Au sud du lac, sur les affleurements de calcaire marneux jurassique, les pelouses écorchées où la flore associe des acidiphiles (Nard) et calcicoles (Dryade à huit pétales) couvrent des sols souvent peu profonds, mais plus argileux en profondeur que les sols couvrant les conglomérats. De manière générale, sur calcaire marneux, et en particulier sur la pente ébouleuse dominée par la montagne de l'Avalanche (Figure 62), les sols brunifiés sont moins acides et les horizons profonds plus argileux, tandis que leur surface est généralement plus sableuse.

Au sud du bassin, sous les Tours, les rides morainiques gréseuses à blocs sont occupées par des landines à rhododendron et des sols remaniés sablo-graveleux de type podzolique. Sous un humus de type Moder épais (>10 cm), on observe, entre les blocs, des taches d'horizon gris et un matériau plus ocre en profondeur interprété comme des sols podzolisés acides mis en place sous forêt (présence de charbons) et perturbés par le pâturage (E. Dambrine, com. pers.).

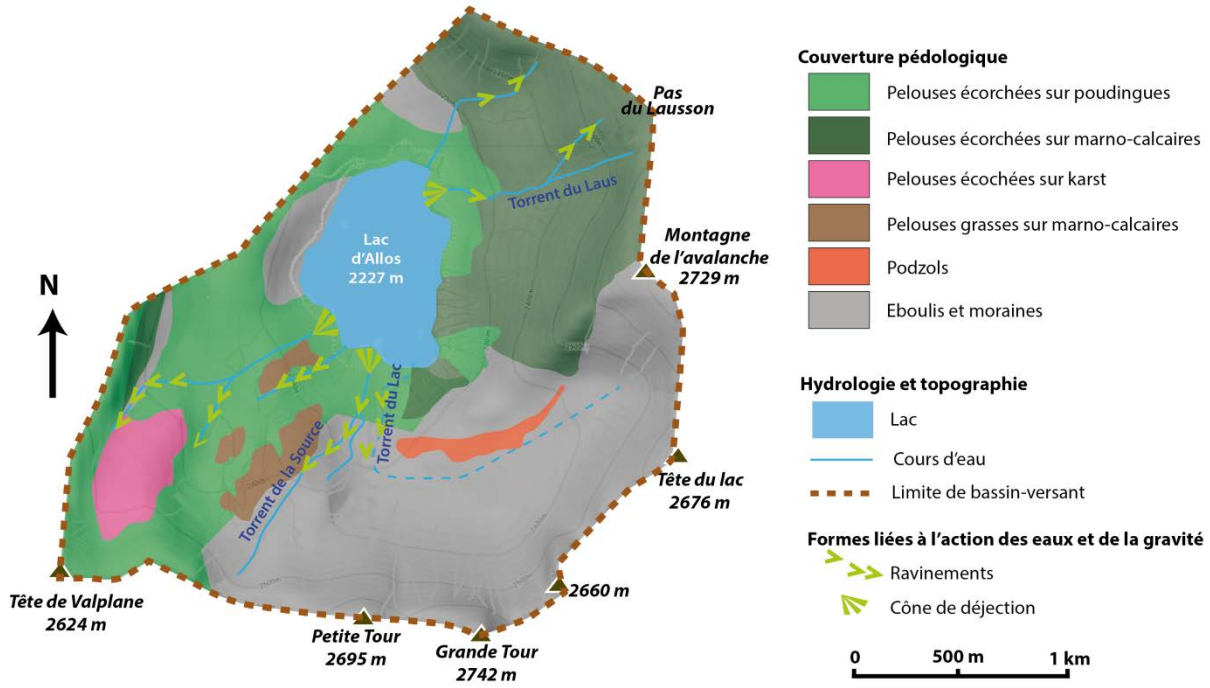


Figure 62 : Croquis de la couverture pédologique du bassin-versant du lac d'Allos.

La limite supérieure de la forêt n'excède pas 2230 mètres d'altitude. La forêt de mélèze se retrouve confinée sur le verrou rocheux au nord du lac d'Allos. Seuls quelques arbres (mélèzes, pins cembros et pins sylvestres) subsistent au-delà de 2300 m, atteignant tout de même les crêtes sud du bassin à 2530 m dans les zones de chaos morainiques, épargnées par les pâturages. Autour de la bergerie située au nord-est à proximité du lac et dans des zones de reposoirs sur le gradin morainique marqué par une ligne de blocs gréseux à l'est du lac, une végétation nitrophile à Chénopodes et Orties se développe sur des sols très humifères (Planche photo 4H, Figure 60 H').

En définitive, ces sols se caractérisent par leur assez grande homogénéité : ils sont profonds brunifiés, modérément acides, possèdent une texture sablo-limoneuse en surface, limoneuse à limono-argileuse en profondeur ; l'épaisseur de ces deux principaux ensembles variant en fonction des apports par colluvionnement et du matériau parental. Sur le plan agronomique, ce sont des sols fertiles, propices au pâturage.

A.II. Contexte morphologique du site de carottage

Le laboratoire LIENSs (E. Chaumillon) a réalisé une campagne d'imagerie sismique haute résolution (sonar CHIRP, Echoes 5000, IXSEA) en septembre 2010. Ce travail a mis en évidence une morphologie encaissante interprétée comme le substrat géologique et caractérisée par deux bassins (Laurent, 2011) : un bassin dit « perché » au nord à 20 m de profondeur et un bassin dit « profond » au sud de 42 m de profondeur (Figure 63, Wilhelm et al., 2012 en Annexe 2 du Volume II). Cette morphologie en deux bassins reflète, selon toute vraisemblance la discontinuité lithologique entre les formations conglomératiques et les calcschistes (Figure 59).

Le sédiment lacustre a la même puissance sédimentaire (environs 15 mètres) dans les deux bassins (Figure 63B). La totalité du remplissage est drapante et ce, à l'échelle du lac. Ceci suggère la continuité stratigraphique des dépôts à l'échelle décimétrique et l'absence de remaniement gravitaire de grande ampleur.

Le choix du site de carottage a été arrêté sur le bassin profond en raison de deux critères principaux :

- la séquence sédimentaire est dilatée dans la zone la plus profonde, ce qui permet la réalisation d'une étude à très haute résolution temporelle ;
- le bassin profond draine la superficie du bassin-versant la plus vaste et est ainsi potentiellement la plus représentative des changements environnementaux passés, en particulier de l'évolution de la couverture pédologique et forestière sous l'effet des forçages climatiques et anthropiques.

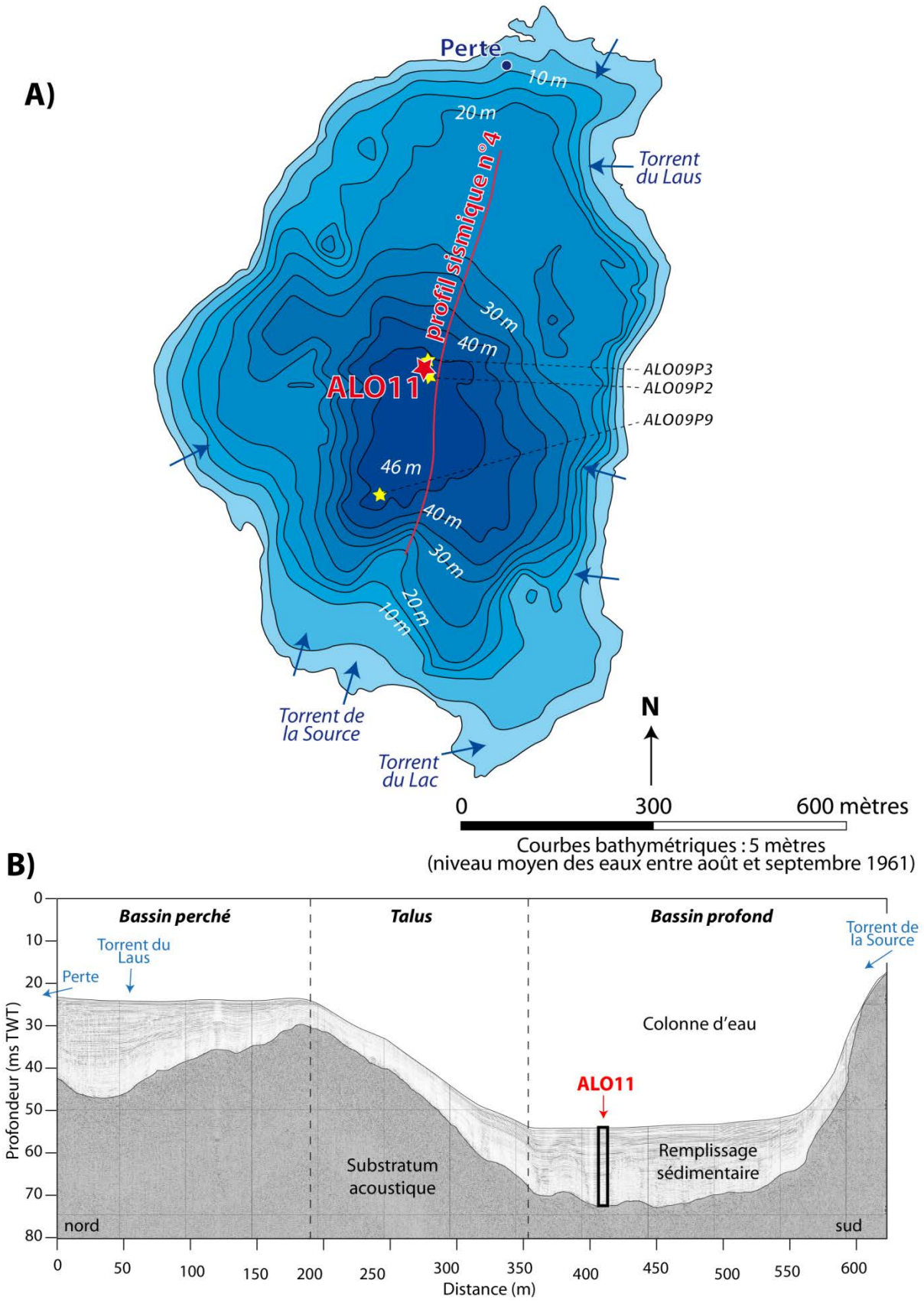


Figure 63 : A) Cartographie bathymétrique du lac d'Allos (1976, archives du BRGM) et localisation du carottage ALO11 et B) géométrie du remplissage sédimentaire selon le profil sismique nord-sud n°4 (Wilhelm et al., 2012).

Planche photo 5 : Carottage long du bassin profond du lac d'Allos, juillet 2011.

De plus, la bonne corrélation des 6 carottes courtes prélevées dans le bassin profond montre que la sédimentation est homogène et suggérant que n'importe quel site de carottage dans la zone profonde permet d'obtenir une carotte représentative (Wilhelm, 2012).

Le carottage long du bassin profond du lac d'Allos a été réalisé en juillet 2011 en collaboration avec le laboratoire EDYTEM (Planche photo 5). Le prélèvement a été effectué depuis une plateforme (prêtée par le laboratoire Chrono-Environnement, Besançon), à l'aide du carottier à piston UWITEC. Cette mission a été financée par le programme LADICIA (Région PACA, laboratoire IMBE, resp. C. Miramont).

B. Résultats

B.I. Constitution de la série synthétique ALO-11

Quatre sites de carottage (ALO11-01, ALO11-02, ALO11-03, ALO11-04) distants de quelques mètres ont été sondés pour (1) assurer le recouvrement des sections carottées et (2) prélever une quantité suffisante de sédiment nécessaire à l'étude pluridisciplinaire multiproxies. Une carotte courte (ALO11-P1) a été prélevée à l'aide d'un carottier UWITEC gravitaire afin de préserver l'interface eau/sédiment. Des tubes d'un diamètre de 93 mm ont été utilisés entre 0 et 5,64 mètres. Plus profond, devant la difficulté à extraire le sédiment, le diamètre des tubes a été réduit à 63 mm. La totalité de l'épaisseur du remplissage sédimentaire (14,5 mètres) a été échantillonnée. Au total, 38 mètres linéaires ont été prélevés. Le carottage est de très bonne qualité depuis la surface du remplissage jusqu'à 7 mètres de profondeur. Entre 7 et 14,5 mètres, les lamines sédimentaires sont déformées (de plusieurs centimètres jusqu'à la dizaine de centimètres) du fait du pistonnage généré lors du carottage (Annexe 6 dans le Volume II).

Les tubes de 3 mètres de longueur (numérotés de A à F selon des profondeurs croissantes) ont été recoupés en deux (numérotés du sommet à la base de 1 à 2) en prévision des contraintes analytiques (en particulier le passage dans le scanner de carotte XRF qui n'accepte pas de tubes >1,7 m). Les sections sont référencées par un code correspondant (1) au code choisi pour le lac[4], (2) à l'année de prélèvement, (3) au site du carottage, (4) du tube de prélèvement et enfin (5) à la section découpée. Ainsi, par exemple, la section à la base du tube de prélèvement B, du site de carottage 4 est référencée ALO11-04-B2.

L'ouverture des tubes a été réalisée au laboratoire du SETEL, à Aix en Provence. Deux sections (ALO11-01-C2 et ALO11-04-F2) sont toujours fermées et stockées à l'abri de la lumière pour réaliser, si besoin dans l'avenir, des datations par thermoluminescence.

Le caractère finement laminé de la sédimentation nous a permis d'établir une série synthétique (ou série maître), dont la corrélation est fiable à 5 mm près. Nous avons choisi les sections de la série synthétique en fonction de la qualité de préservation du sédiment en évitant les hiatus de prélèvement et les niveaux déformés du fait du carottage. Nous nommerons ALO11 cette série synthétique recouvrant de façon continue le remplissage sédimentaire sur 14,11 mètres (Figure 64).

[4] Selon les conventions pour le référencement des carottes utilisées par le laboratoire EDYTEM, le nom du site de carottage est résumé par 3 lettres. Pour le site d'Allos, le code ALO a été choisi (le plus proche phonétiquement du nom du lac).

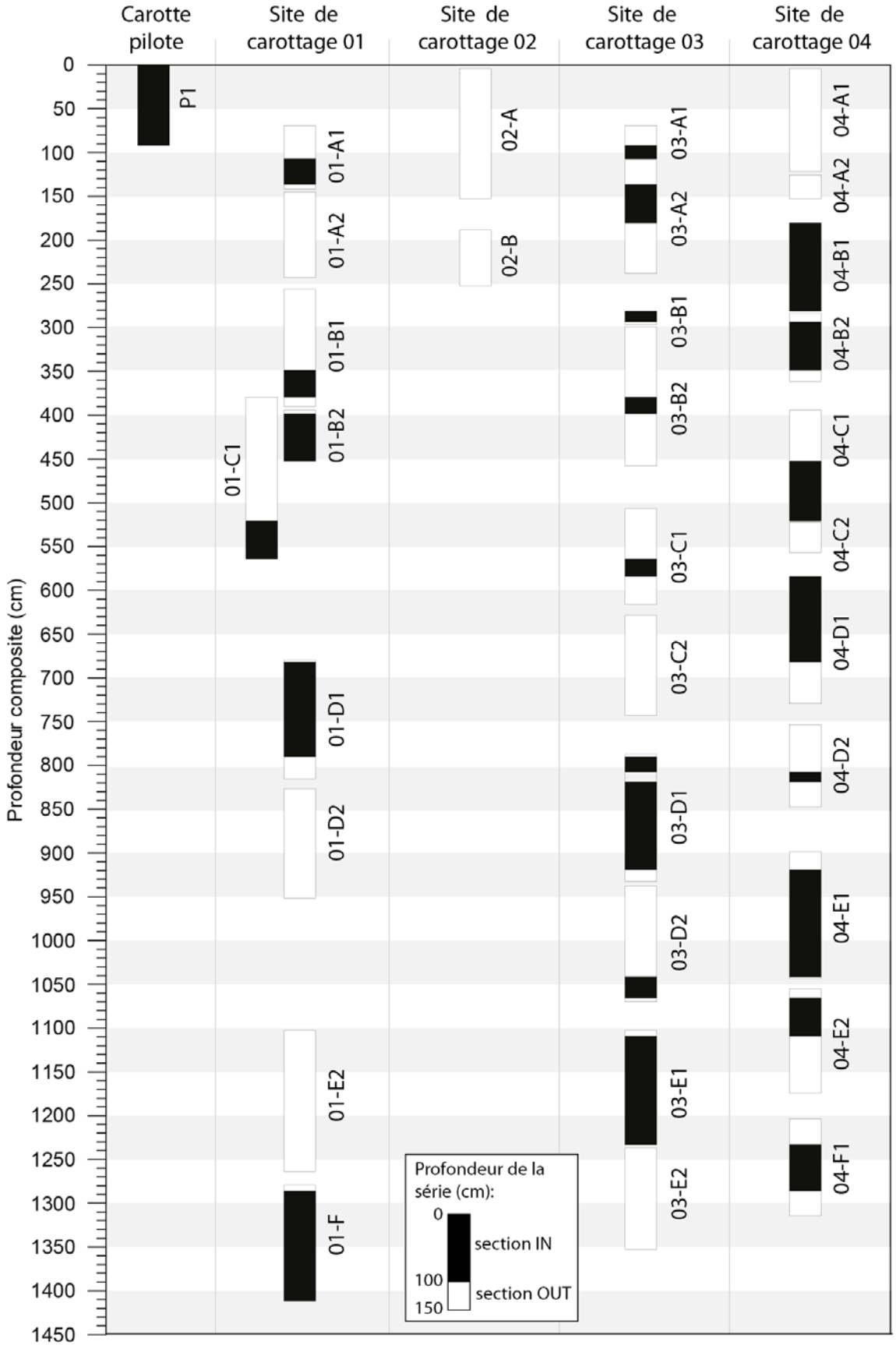


Figure 64: Synthèse des sections composant la série maître ALO11.

Tableau 11: Cotes en profondeur composite (cm) de la carotte maître ALO11 de chacune des sections de carotte.

Section de carotte	Sommet de la section IN	Base de la section IN	Sommet de la section OUT	Base de la section OUT
P1	0	92	0	92
02-A			4,5	153
04-A1			4,5	122
01-A1	107	136,5	69,5	141,5
03-A1	92	107	69,5	107
03-A2	136,5	181	108,5	238
04-A2			125,8	153
01-A2			145,5	243
04-B1	181	281,5	181	281,5
02-B			188,5	252,5
01-B1	349	379,5	256,5	390
03-B1	281,5	293,5	281,5	296,5
04-B2	293,5	349	283,5	361,5
03-B2	379,5	398,5	299	458
01-C1	521	564,5	379,5	564,5
01-B2	398,5	452,5	394,5	452,5
04-C1	452,5	521	394,5	521
03-C1	564,5	584,5	507	616
04-C2			522,5	557
04-D1	584,5	682	584,5	729,5
03-C2			629	743
01-D1	682	790	680	815,5
04-D2	808	819	753,5	847,5
03D1a	790	808	787	815,5
03D1b	819	919,5	819	932,5
01D2			827	952
04E1	919,5	1041,5	898,5	1043,5
03D2	1041,5	1066	938	1070
04E2	1066	1109,5	1055	1174,5
01E1				
03E1	1109,5	1233	1102,5	1233,5
01E2			1102,5	1264
04F1	1233	1286,5	1204	1314,5
03E2			1237	1352,5
01F	1286,5	1411,5	1279,5	1411,5

La carotte synthétique est composée de 24 sections que nous avons nommées Sections IN (figuré noir, Figure 64). L'épaisseur de la série synthétique est construite à partir de ces Sections IN (Tableau 11). Les Sections OUT (figuré blanc, Figure 64) sont corrélées à la série synthétique mais n'en font pas partie.

Sur chacune des photographies des sections IN et OUT nous avons reporté, au moins tous les 10 cm, la profondeur correspondant à la série synthétique (Figure 65) ce qui nous permet de répartir les prélèvements d'échantillons relatifs aux diverses analyses paléoenvironnementales sur l'ensemble des sections.

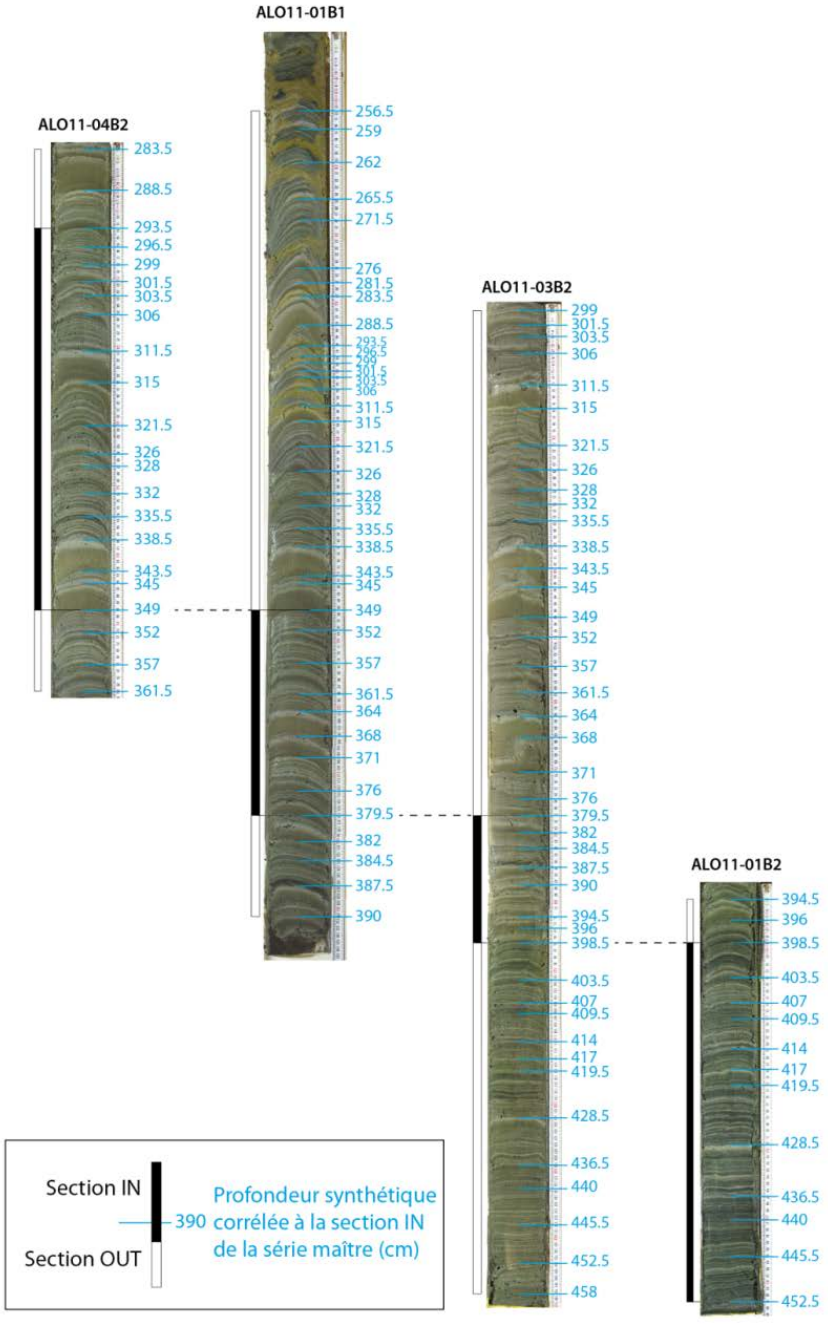


Figure 65 : Cotes des repères lithostratigraphiques reportés sur chaque section.

B.II. Caractérisation des sédiments

B.II.1. Unités lithostratigraphiques et caractérisation des lithotypes

La carotte synthétique ALO11 est finement laminée à dominante détritique, constituée par une succession de passées silto-argileuses riches en matière organique et de passées silteuses grano-décroissantes infra-millimétriques à pluri-centimétriques. Cette sédimentation laminée caractéristique d'un contexte de sédimentation lacustre est comprise entre 0 et 13 mètres. Entre 13 et 14,5 mètres de profondeur, le sédiment est constitué de sables et de graviers et d'une passée argileuse homogène caractéristique d'apports liés à des eaux de fonte glaciaire ou fluvio-glaciaire.

Dans le cadre du master 1 recherche de Y. Poher et T. Tchong en 2012 (encadrement F. Guiter, P. Ponel et moi-même, Annexe 7 dans le Volume II), une étude préliminaire des macrorestes fossiles, par tamisage aux mailles de 200 et 100 µm a permis de déterminer et d'évaluer la quantité des restes végétaux et animaux présents dans la carotte ALO11 (Figure 66), témoignant du fort potentiel de cette séquence pour de futures études paléoenvironnementales :

- Aiguilles ; bois ; tige ; feuille ;
- Charbon ;
- Pollen d'Abies ;
- Bryophytes ;
- Oogone de characée ;
- Coléoptères ;
- Chironomes ;
- Cladocères ;
- Ostracodes ;
- Diatomées ;
- Œufs/kystes indéterminés.

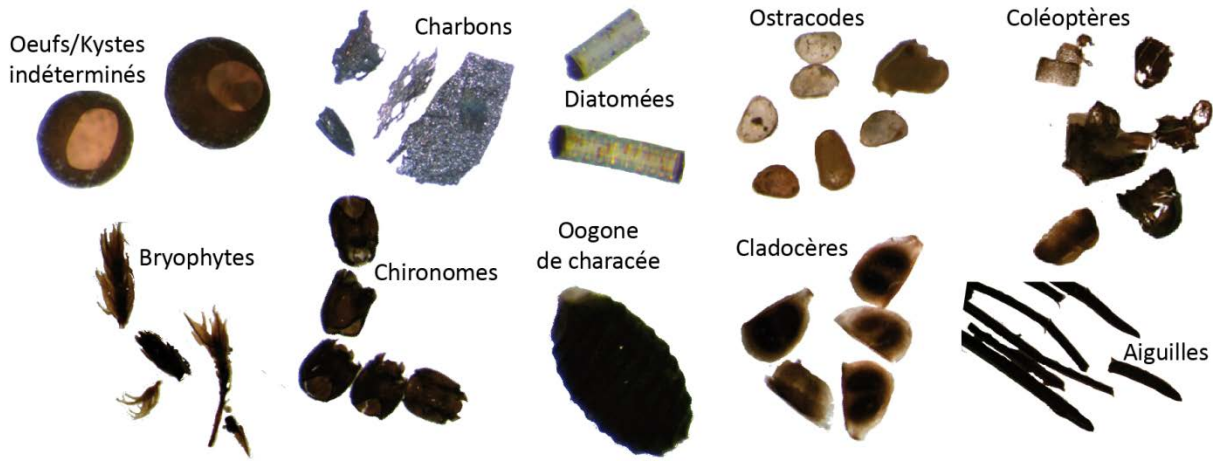


Figure 66 : Photographies des macrorestes identifiés au refus de tamis à 200 µm (photographies : Y. Poher et T. Tchong).

B.II.1.1. Caractérisation des lithotypes

L'observation à l'échelle microscopique de frottis de sédiment frais et de lames minces de sédiments indurés, permet de définir deux grandes catégories de sédiments constituant la carotte ALO11 : celle à dominante organique et celle à dominante détritique.

B.II.1.1.a Les sédiments laminés organiques (Lithotype A)

Le lithotype A se présente sous la forme de lamines d'épaisseur moyenne de moins de 2 mm, pouvant atteindre 2 cm au maximum. Le sédiment y est non structuré (Figure 67A) composé essentiellement de matière organique amorphe jaune/rouge après imprégnation, de frustules de diatomées de grandes tailles (essentiellement *Ellerbeckia arenaria* et *Campylodiscus hibernicus* – déterminations : R. Cartier, Aix-Marseille Université, laboratoires CEREGE/IMBE) et de débris végétaux indifférenciés (Figure 67B). C'est entre 600 et 420 cm de profondeur que ces lamines organiques sont les plus épaisses et extrêmement riches en *Ellerbeckia arenaria* (dépôts de type « diatomite », Figure 67C). Ces sédiments à dominante vert foncé à noir à l'ouverture des carottes ont rapidement changé de couleur vers des tons orangés caractéristiques de processus d'oxydation.

B.II.1.1.b Les sédiments laminés minérogéniques (Lithotype B, C et D)

(i) Lithotype B (dépôt de crues)

Le lithotype B est caractérisé par un sédiment détritique, grano-décroissant, infra-millimétrique à pluri-centimétrique. L'observation du sédiment en lames minces permet de distinguer l'enchainement des faciès caractéristiques du LT-B quelle que soit l'épaisseur des lamines, même pour celles dont l'épaisseur est inférieure à 5 mm ; ces dernières, on le verra, représentent 80 % du total des dépôts grano-décroissants situés entre 7 m et l'interface eau/sédiment. Ces lamines de crues atteignent des épaisseurs importantes dans la partie supérieure de la carotte (épaisseur maximale de 17 cm à 106,5 cm de profondeur). La Figure 68 nous permet de comparer l'observation du sédiment en lames minces avec les mesures micro-granulométriques acquises par Wilhelm (2012) pour les lamines de crues les plus épaisses (l'échantillonnage pour la mesure micro-granulométrique ne pouvant raisonnablement pas être réalisé pour les lamines en dessous de 5 mm d'épaisseur). Ces observations montrent que la séquence de dépôt est caractérisée par l'enchainement de trois faciès (Figure 68) :

- **Un faciès F1 à la base,** dont le contact avec les dépôts antérieurs est souvent faiblement érosif, est caractérisé par une granulométrie silto-sableuse (modes à 30 µm) et des distributions relativement symétriques (asymétrie de 0.9) et grano-classés (Kurtosis à

0.25 µm). À partir de l'observation systématique des lames minces de sédiments réalisées entre 0 et 7 m, trois classes granulométriques ont été définies (Figure 68 et Figure 69) : base à silts fins (granulométrie inférieure à 20 µm, appelée **LT-B1**) ; base à silts moyens à grossiers (20-50 µm, **LT-B2**) ; base à sables très fins (50-100 µm, **LT-B3**).

- **Un faciès de transition F2** caractérisé par une diminution progressive de la proportion de sables fins au profit des silts (mode principal à 6 µm). Les grains sont progressivement moins bien classés ;
- **Un faciès F3 au sommet** à dominante argileuse clôture la séquence de dépôt. Le grain moyen chute à environ 2 µm. Les distributions granulométriques sont fortement asymétriques vers les faibles tailles.

L'enchainement des faciès F1, F2 et F3 est caractéristique des séquences de dépôt LT-B comprises entre 300 µm et 17 cm d'épaisseur. En dessous de 300 µm d'épaisseur, l'observation des lames minces montre que seuls les faciès F1 et F2 sont présents.

Ces dépôts correspondent à des apports détritiques instantanés (appelés aussi évènementiels) s'intercalant avec la sédimentation de fond (dite continue, LT-A). Paradoxalement, alors que ces dépôts représentent des temps de mise en place très courts (épisodes instantanés), ils constituent l'essentiel du volume sédimenté dans le bassin profond du lac d'Allos (65 % de l'épaisseur sédimentaire entre 7 et 0 m).

En contexte lacustre, ces dépôts grano-décroissants sont qualifiés de **« dépôts de crues »** (Arnaud et al., 2002). Ils se forment lors d'épisodes pluvieux ou lors de la fonte des neiges, lorsque les torrents sont suffisamment chargés en sédiment terrigène pour générer des courants de turbidité plus denses que l'eau du lac rompant ainsi la stratification des eaux du lac (courant d'underflow ; e.g. Sturm et Matter, 1978). À Allos, Wilhelm (2012), par la spatialisation des résultats des analyses granulométriques dans le bassin profond, a montré qu'entre 1 et 0 mètres, les dépôts LT-B présentent des granulométries homogènes en base de séquence (Figure 70). Ces caractéristiques indiquent que ces dépôts LT-B ont probablement été générés par des courants de turbidité à caractère homopycnal (Mulder et Chapron, 2011) (Figure 70).

Nous pouvons écarter l'éventualité que les dépôts de types LT-B correspondent à des remaniements gravitaires intra-lacustres plutôt qu'à des dépôts de crues. En effet, leurs caractéristiques sédimentologiques les définissent clairement comme des apports torrentiels : séquence grano-décroissantes, faible proportion de matrice enrobant les grains, abondance en débris végétaux d'origine terrestre dans la base des dépôts (Arnaud et al., 2002, Simonneau et al., 2013).

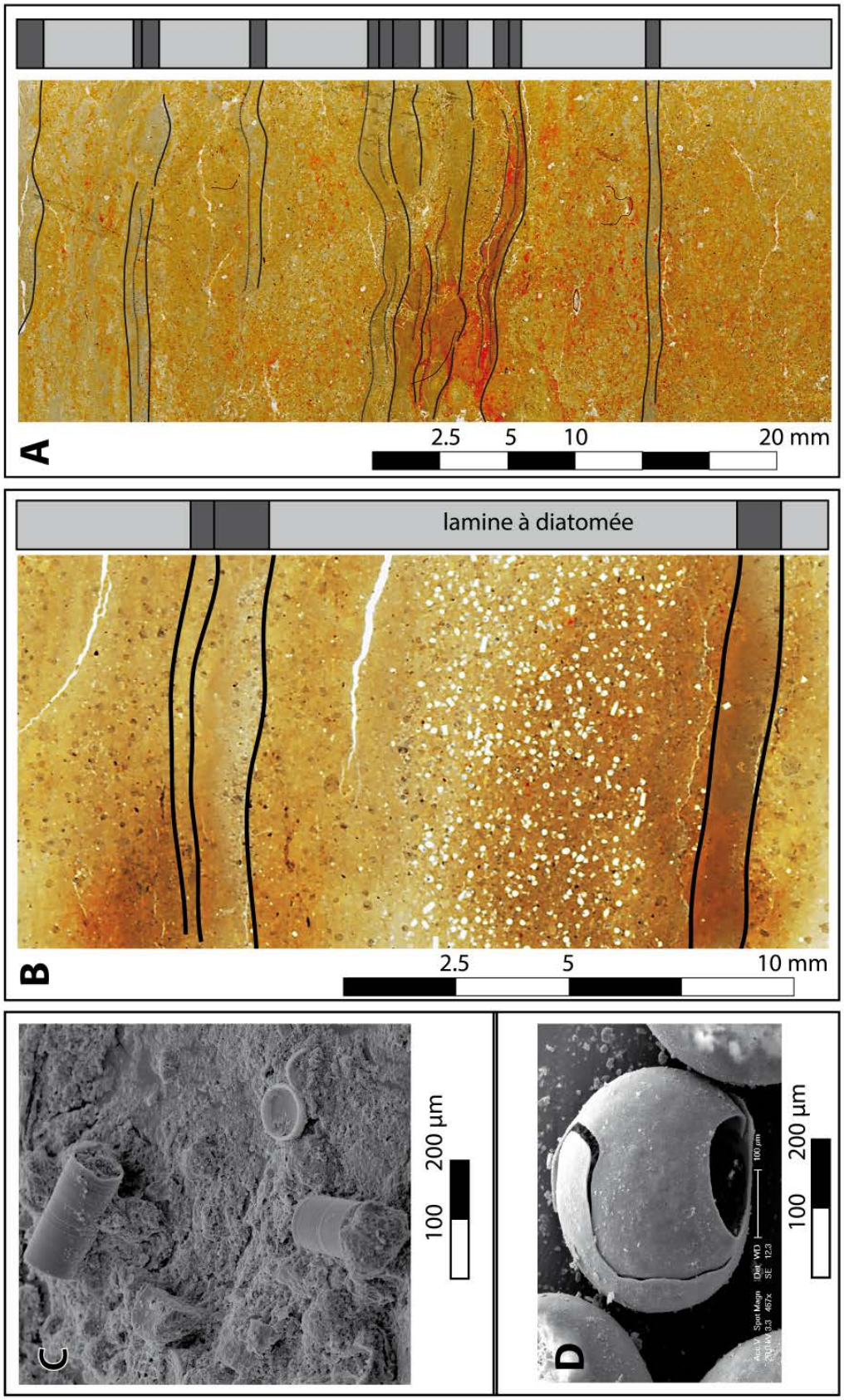


Figure 67 : Analyse micro-stratigraphique des sédiments organiques. A) Scan de lame mince (carotte ALO11-P2) sous lumière naturelle et log synthétique, B) Lamines à « diatomées » riches en Ellerbeckia arenaria.

En gris clair sont représentées les lamines organiques et en gris foncé les lamines argilo-silteuses minérogéniques. C) Colonies de diatomées de grande taille de l'espèce *Ellerbeckia arenaria* (détermination : R. Cartier). D) Œuf/kyste indéterminé abondant dans le sédiment.

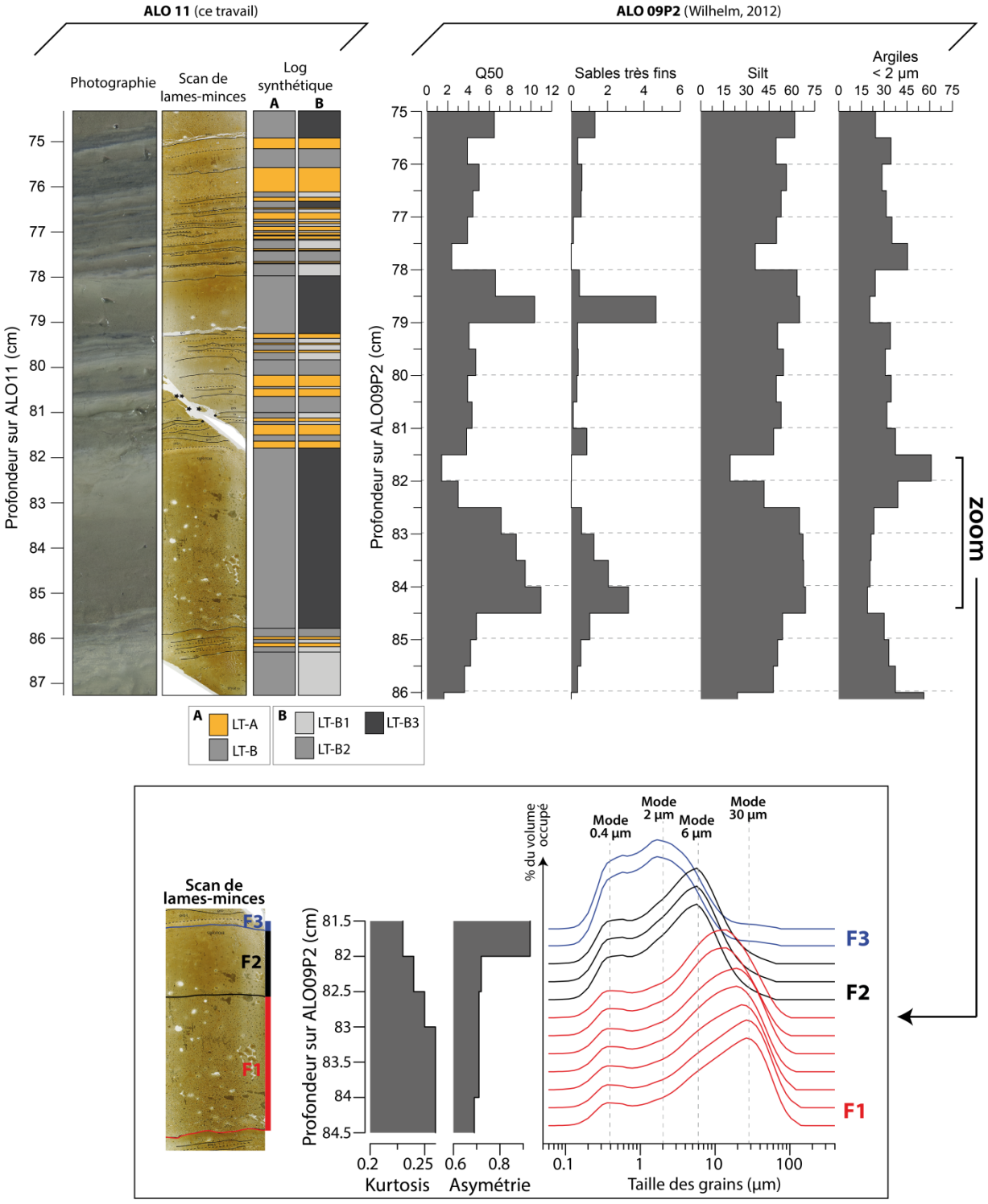


Figure 68 : Observations microscopiques (ce travail) et granulométrie laser (Wilhelm, 2012) d'une section présentant une alternance des lithotypes LT-A et LT-B (log synthétique A) et zoom sur les distributions granulométriques d'un niveau épais LT-B.

Les faciès de dépôt sont indiqués par F1, F2 et F3. Le log synthétique B distingue les lithotypes LT-B selon la granulométrie du faciès F1 (LT-B1 : silts fins, LT-B2 : silts moyens à grossiers, LT-B3 : sables très fins).

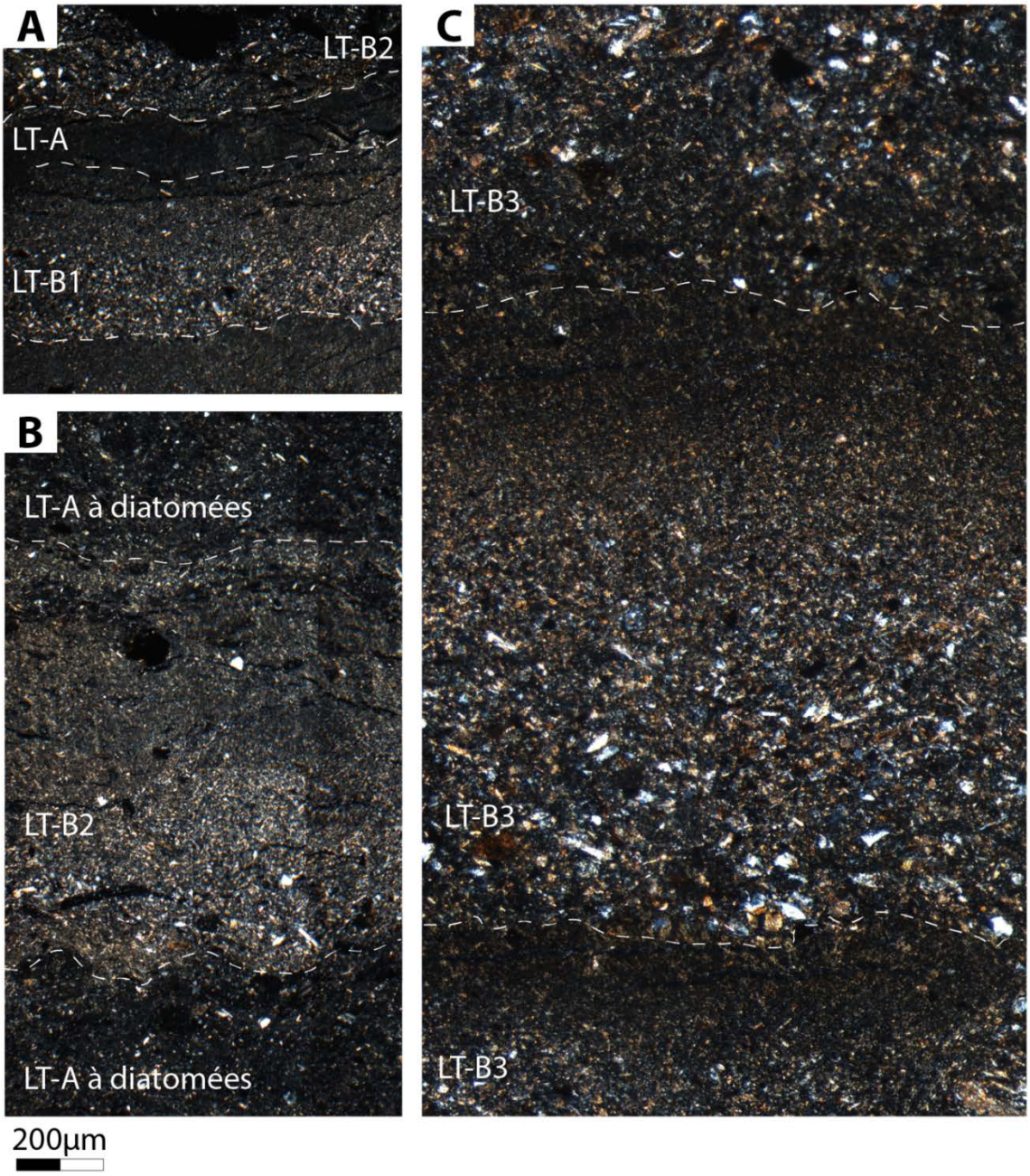


Figure 69 : Caractérisation micro-stratigraphique qualitative de la granulométrie du faciès F1 du lithotype LT-B.

A) LT-B1 : silts fins, B) LT-B2 : silts moyens et grossiers, C) LT-B3 : sables très fins. Images prises au microscope en lumière polarisée. Les limites de lithotypes sont indiquées par des tirets blancs.

Les dépôts de crues de type LT-B sont créés par des courants de turbidité dont le déclenchement est déterminé par la vitesse des débits liquides des organismes fluviatiles. Les processus à l'origine d'une augmentation des écoulements pourraient être :

- la fonte printanière de la neige ;
- les précipitations liquides durant la période déglacée, depuis la fin du printemps jusqu'en automne au lac d'Allos.

Ne possédant malheureusement pas de données instrumentales sur le site d'Allos, nous nous réfèrerons aux travaux réalisés sur le site du lac d'Anterne au contexte géomorphologique assez similaire (taille réduite du bassin-versant et faible longueur des linéaires des affluents au lac). Les données de suivi instrumental dans le bassin-versant du lac d'Anterne acquises sur une période de 5 ans (Giguet-Covex, 2010) montrent que seuls les évènements de précipitations liquides ont généré des dépôts de crues. Giguet-Covex et al. (2012) suggère que les écoulements liés à la fonte des neiges ne sont pas suffisamment véloces pour prendre en charge le matériel sédimentaire et le transporter jusqu'au lac. Il est très possible qu'il en soit de même à Allos où, comme à Anterne, dans des réseaux hydrographiques de rang 1 situés en tête de bassin-versant, il est probable que les eaux de fonte des neiges ne se concentrent pas suffisamment pour assurer la mobilisation et le transport des particules au lac (Giguet-Covex, 2010). Ainsi, par analogie au lac d'Anterne, nous interprétons la totalité des dépôts LT-B (sans distinction granulométrique) comme **proxy des écoulements torrentiels relatifs à des évènements de précipitation** lorsque la surface du lac est dégelée, c'est-à-dire durant la saison été/automne.

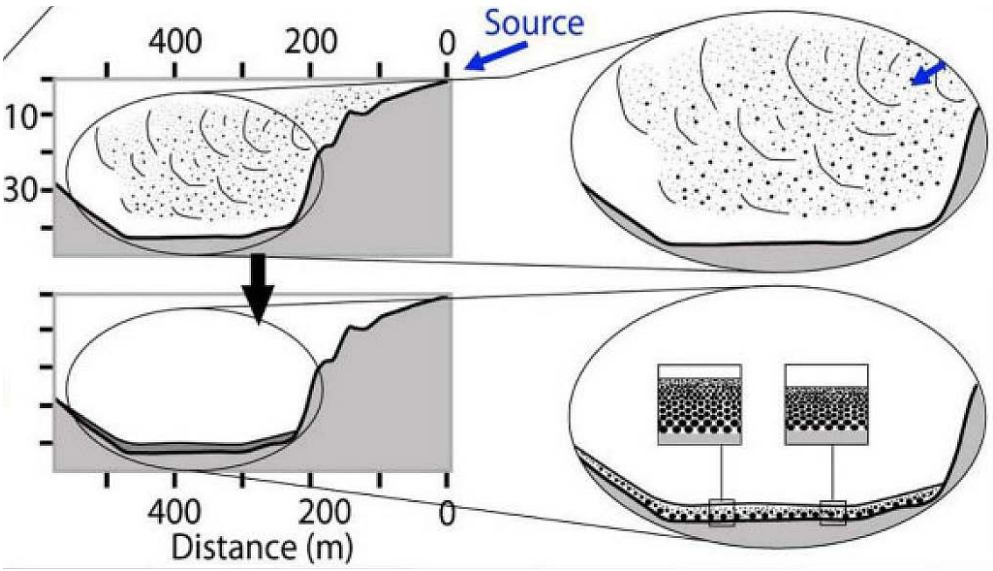


Figure 70 : Modèle du fonctionnement sédimentaire du lac d'Allos en cas de crue du torrent de la Source, affluent au bassin profond du lac (extrait de Wilhelm, 2012).

À gauche : cinétique de mise en place des dépôts LT-B par un panache turbide homopycnal. À droite : spatialisation des séquences granulométriques associées à ce type de panache (à droite).

(ii) Lithotype C (lamine à clasts isolés)

Le lithotype C est caractérisé par des lamines d'épaisseur d'environ 300 µm. Il est constitué d'une lamine à matrice argileuse piquetée de grains détritiques hétérométriques plutôt grossiers (100 µm de diamètre), anguleux et non classés (Figure 71). Ce lithotype est surtout représenté à la base du remplissage lacustre entre ~1100 et 1288 cm ; ces lamines sont interprétées comme issues des apports mis en place lors de la fonte printanière, lorsque la glace libère les éléments

détritiques qu'elle contient (clasts isolés ou « *dropstones* »). Ces éléments peuvent provenir (1) soit de dépôts d'avalanche ayant atteint la surface du lac, (2) soit d'éléments libérés des blocs de glace détachés d'un glacier résiduel qui se jetait dans le lac.

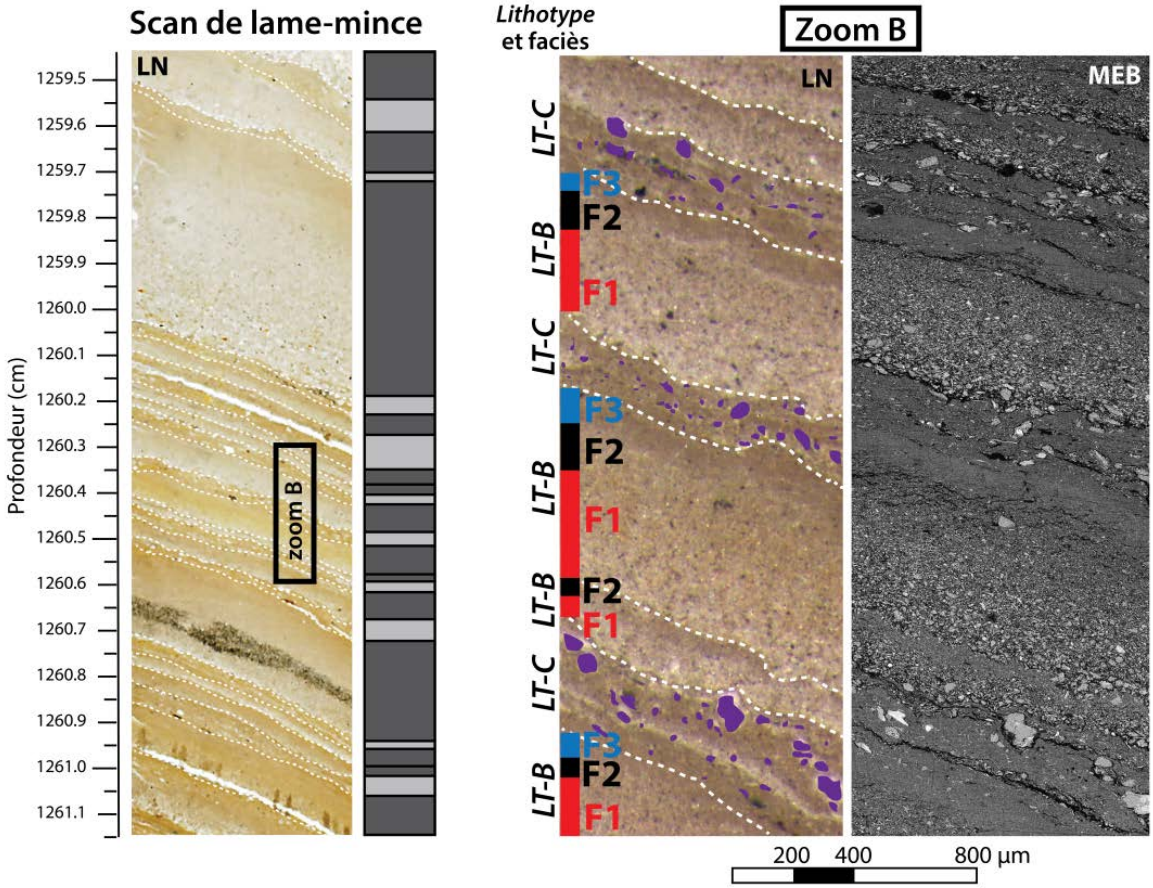


Figure 71 : Caractérisation micro-stratigraphique des sédiments minérogéniques (carotte ALO11-04F1).

Scan de lame mince sous lumière naturelle et log synthétique de l'alternance des lithotypes (LT). Les limites des lithotypes sont surlignées par des pointillés blancs. Les lamines argilo-silteuses minérogéniques (LT-B) sont représentées en gris foncé. Les faciès présents dans la séquence de dépôts LT-B sont indiqués par F1, F2 et F3. En gris clair sont représentées les lamines argileuses piquetées de grains hétérométriques isolés surlignés en violet (LT-C).

(iii) Lithotype D (homogénite)

Le lithotype D est constitué de sédiments minérogéniques et détritiques organisés selon deux faciès :

- à la base un faciès silto-sableux non classé, à forte proportion de matrice, dont les épaisseurs varient de 3 à 13 mm ;
- au sommet une lamine silto-argileuse caractéristique de processus de décantation ; ce faciès n'étant pas toujours bien représenté.

Ces dépôts appelés mégaturbidites ou **homogénites** correspondent à des remaniements gravitaires (*slumps*) déposés suite à l'effondrement de berges sous-lacustres (e.g. Chapron et al., 1999 ; Waldmann et al., 2011) (Figure 29). Czymzik et al., 2013 ont montré que l'expression

sédimentologique de ces dépôts tend à se confondre avec le lithotype LT-B en position distale des zones d'initiation des glissements.

Au total, les dépôts organiques de type LT-A représentent la sédimentation de fond, dite continue ; les dépôts détritiques représentent au contraire des épisodes courts (LT-C) ou instantanés (LT-B et LT-C) dans le temps. Globalement, la majeure partie du remplissage sédimentaire d'Allos est constituée par des dépôts événementiels. Nous tiendrons compte de cela pour le calcul du modèle d'âge et des taux de sédimentation (Chapitre IV-B.III.2.2).

B.II.1.2. Unités lithostratigraphiques

Ainsi, en fonction de la couleur des sédiments, de l'épaisseur des lamines observées à l'œil nu et en lame mince et de l'alternance des lithotypes, trois unités lithostratigraphiques ont été identifiées dans le sédiment lacustre (Figure 85) :

- **L'unité 1 (13 à 8,2 mètres de profondeur),** caractérisée par un sédiment de couleur gris clair, est constituée de l'alternance régulière de fines lamines détritiques silteuses grano-décroissantes (LT-B d'épaisseur variant de 0,2 à 6 mm) et de fines lamines à clasts isolés (LC-C d'épaisseur moyenne de 200 µm) évoquant un fonctionnement saisonnier, possiblement varvé (Figure 72); malheureusement, la déformation importante du sédiment de la plupart des sections lors du carottage (effet de pistonnage) ne permet pas une étude à haute résolution de cette unité.
- **L'unité 2 (8,2 à 4 m)** est marquée par un sédiment finement laminé prenant une couleur à dominante verdâtre. Les dépôts de crues (LT-B) alternent régulièrement avec les lamines organiques du LT-A (Figure 73) évoquant aussi un fonctionnement saisonnier. Entre 600 et 450 cm, cette unité est caractérisée par des lamines organiques (LT-A) très épaisses. Dans ces dernières, des « fantômes » de lamines de crues infra-millimétriques sont discernables bien que partiellement effacées par les processus de bioturbation (Figure 67A).
- **L'unité 3 (4 à 0 m)** est caractérisée par un sédiment à dominante beige à marron clair et présentant de nombreuses lamines de crues d'épaisseur pluri-centimétriques. Plusieurs dépôts de crues LT-B peuvent se succéder régulièrement sans que n'apparaisse de lamine organique (LT-A, Figure 74). Des lamines organiques noires à texture gyttjoïde apparaissent entre 205 et 180 cm et entre 20 et 0 cm.

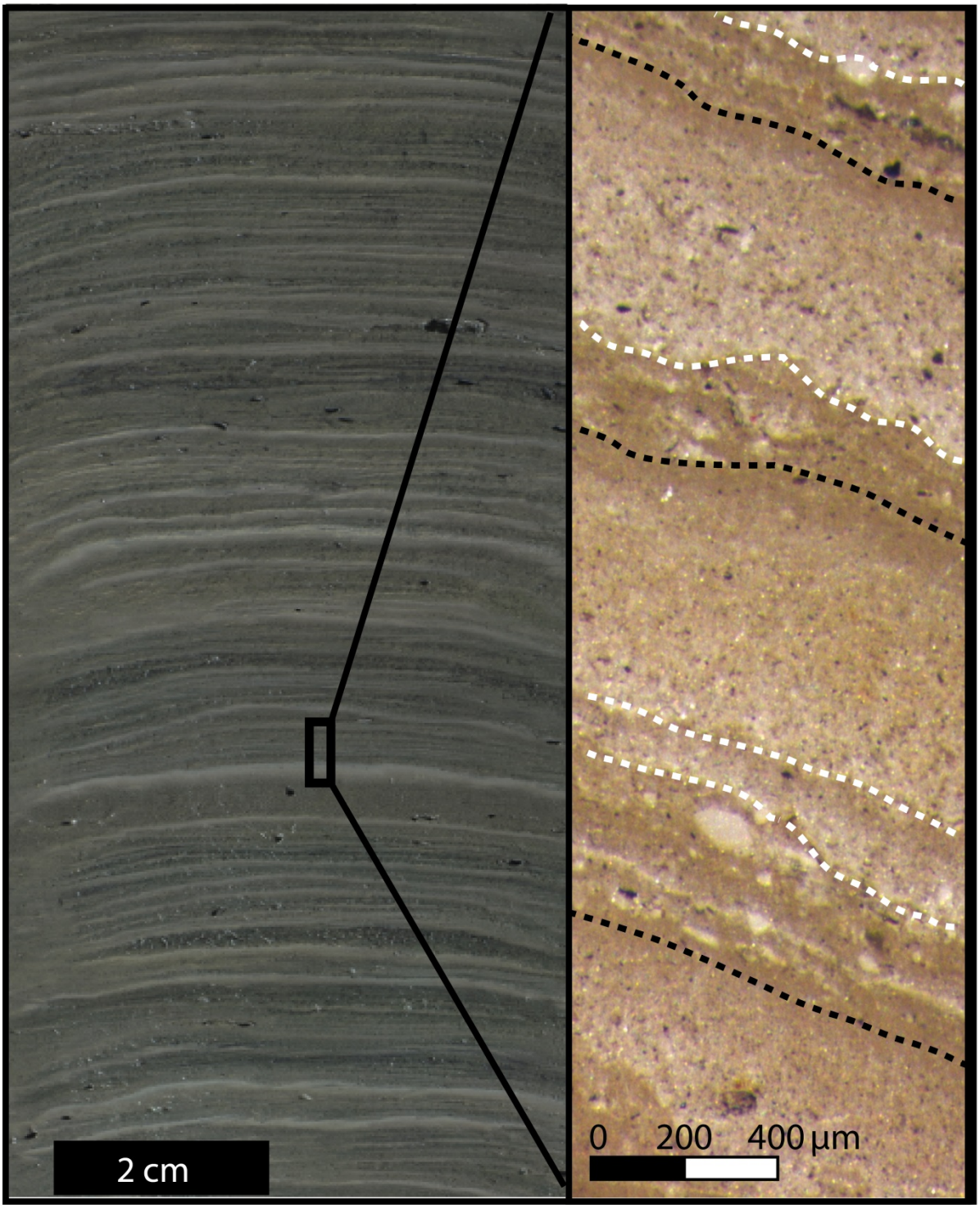


Figure 72 : Photographie du sédiment frais et scan de lame mince des sédiments laminés de l'unité 1. Les lignes grises représentent la base des lamines à clasts isolés, les tirets blancs représentent la base des lamines de crues.

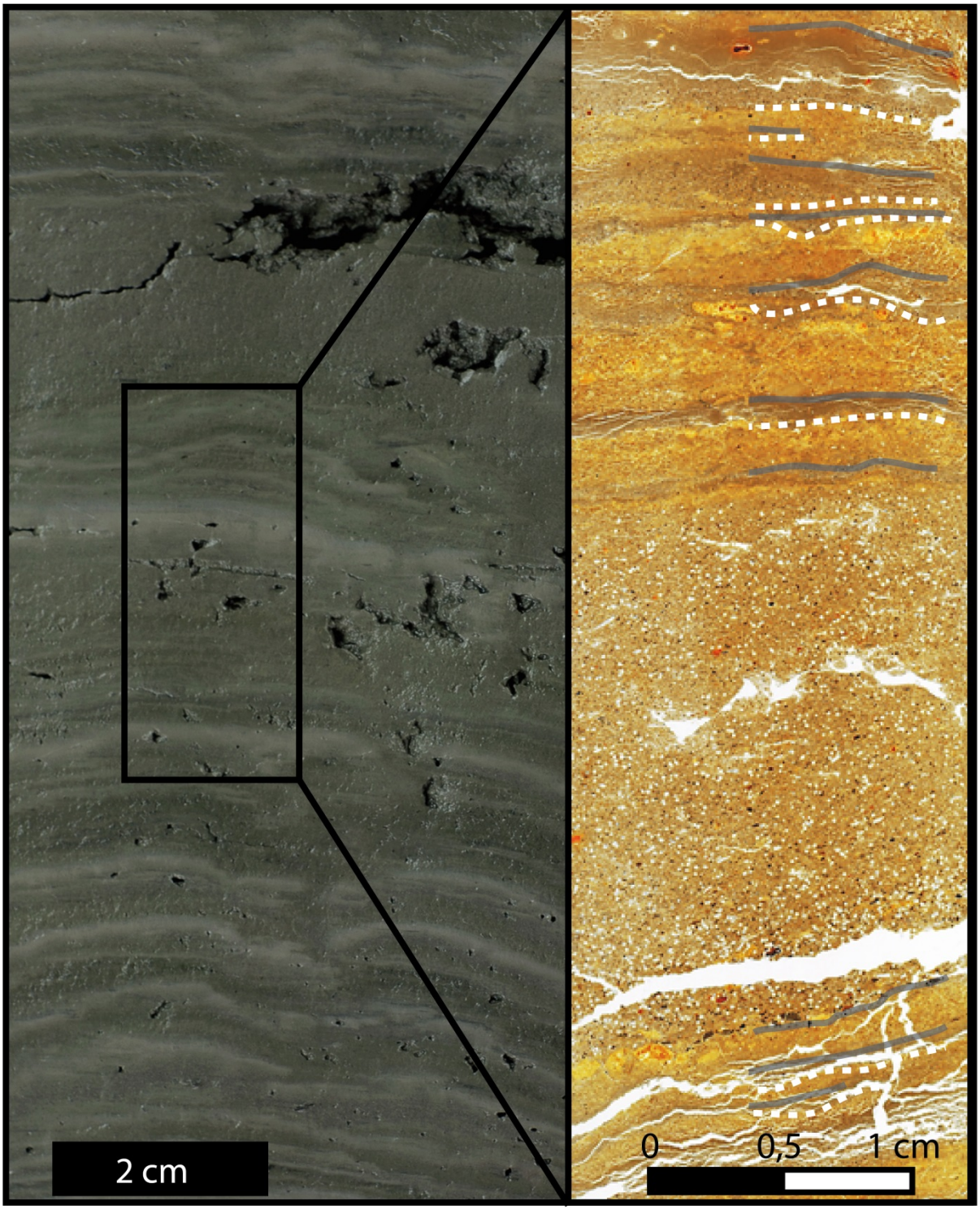


Figure 73 : Photographie du sédiment frais et scan de lame mince des sédiments laminés de l'unité 2. Les lignes grises représentent la base des lamines organiques, les tirets blancs représentent la base des lamines de crues.

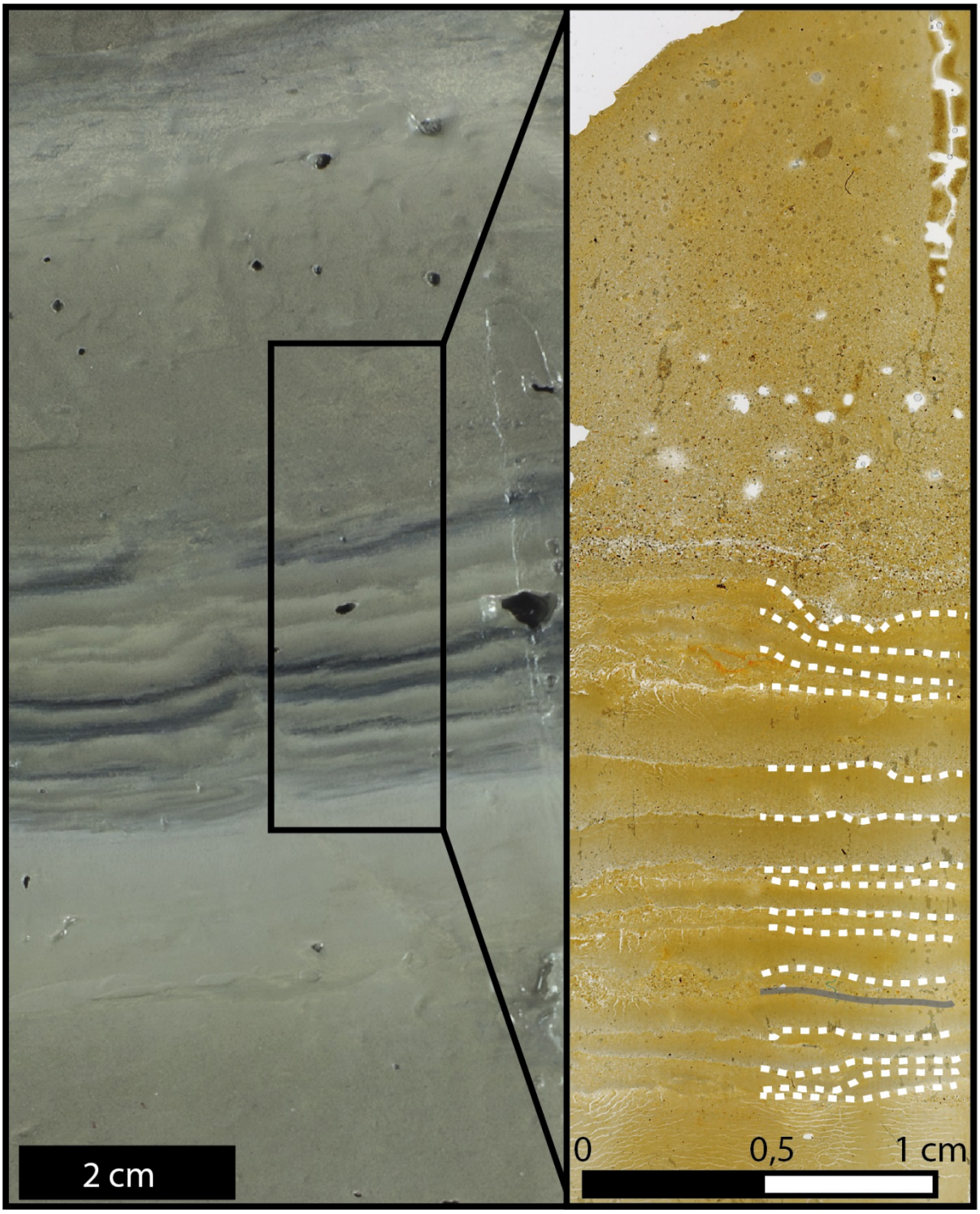


Figure 74 : Photographie du sédiment frais et scan de lame mince des sédiments laminés de l'unité 3. Les lignes grises représentent la base des lamines organiques, les tirets blancs représentent la base des lamines de crues.

B.II.2. Caractérisation géochimique et granulométrique des lithotypes

La cartographie élémentaire semi-quantitative réalisée par sonde EDS couplée au MEB (Figure 75 et Figure 76) permet d'étudier l'abondance des éléments au sein des particules des différentes tailles granulométriques ainsi que leur répartition au sein des lithotypes :

- Le lithotype LT-A, riche en matière organique, présente un enrichissement en carbone dans les amas de matière organique amorphe (Figure 75B), et des figures de bioturbation microscopique (dizaine de micromètres) (Figure 75C). Les zones riches en matière organique ont une porosité élevée et l'imprégnation de la résine riche en carbone y est importante (Figure 75D). Quand elles sont présentes dans le lithotype, les particules granulaires sont particulièrement riches en Si, Al, K ;
- Le lithotype LT-B grano-décroissant (Figure 76), présente un enrichissement en Si et en Ca à la base (faciès 1 et 2, silto-sableux) qui se substitue progressivement à Al et K (faciès 3, argileux) ;
- Le lithotype LT-C à clasts isolés, est caractérisé par un enrichissement en Al et K dans la matrice argileuse et en Ca, Mg, Na et Si pour les grains grossiers.

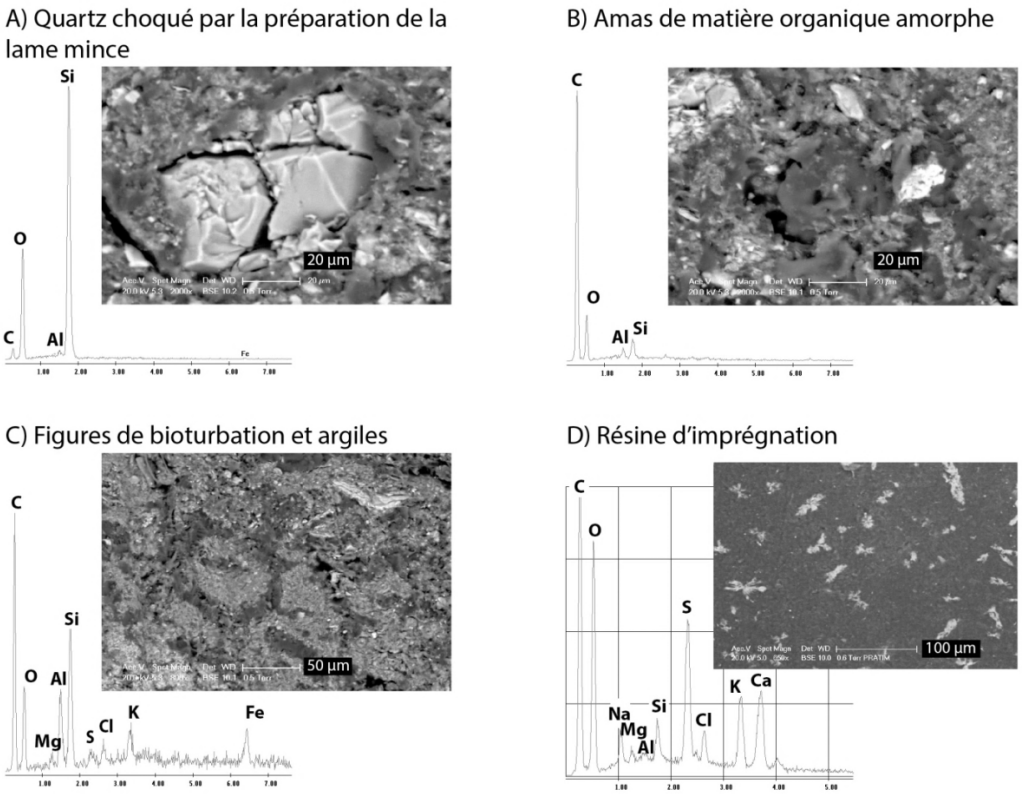


Figure 75 : Images MEB et analyse élémentaire semi-quantitative du lithotype LT-A sur la section ALO11-04B1 présentant des figures de bioturbation.

L'intensité du gris est proportionnelle à la masse atomique des éléments en présence. Les régions dont la porosité est élevée (c.a.d. riche en eau, en matière organique) apparaissent en gris foncé du fait de l'abondance en carbone dans la résine avec laquelle a été réalisée l'imprégnation du sédiment (D).

Plus généralement, les particules détritiques grossières (silto-sableuses) sont particulièrement riches en Ca, Si et ponctuellement en Mg et Na (Figure 76). Les éléments Al et K sont principalement portés par la fraction argileuse. Nos résultats montrent donc une **forte relation entre granulométrie et géochimie élémentaire à l'échelle du grain et de la lamine**.

Certaines lamines possèdent des particules silto-sableuses présentant un fort enrichissement en Fe et S. Elles sont organisées en particules sphériques coalescentes caractéristiques des framboïdes de pyrite (Fe_2S) et sont visibles sur la Figure 77. Nos observations au MEB couplé à la sonde EDS ont également permis de montrer la présence de minéraux néoformés bleutés de vivianite ($Fe_3(PO_4)_2$).

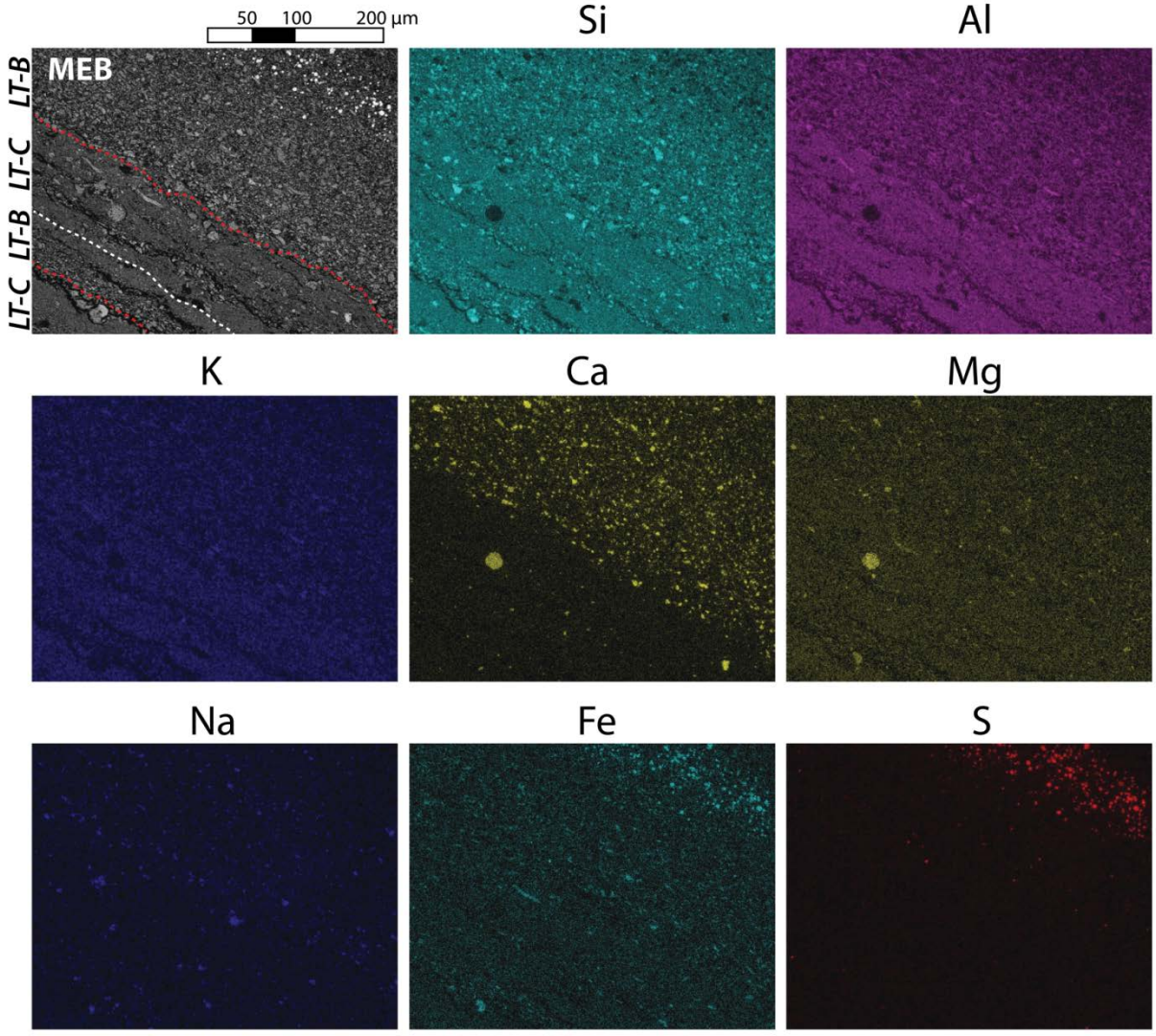


Figure 76 : Cartographie élémentaire semi-quantitative par sonde EDS au MEB d'une séquence de dépôts argileux piquetés de clasts hétérométriques et de niveaux granulo-croissants. L'intensité des couleurs est proportionnelle à l'abondance de l'élément.

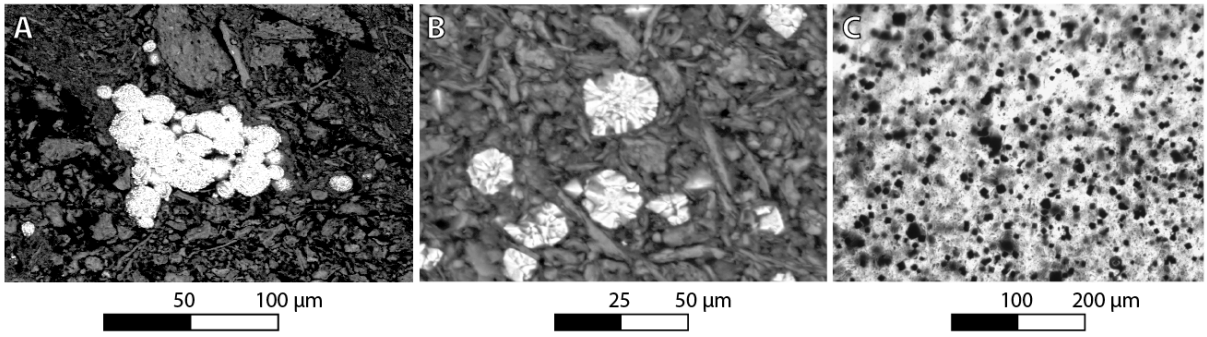


Figure 77 : A et B) Framboïdes de pyrite (MEB), C) Minéraux cubiques de greigite (lumière naturelle).

B.II.3. Variations géochimiques et sédimentologiques du profil synthétique

Après avoir mené une analyse à haute résolution pour caractériser les variations géochimiques à l'échelle de la lamine, nous déterminerons les associations élémentaires caractéristiques de chacune des unités stratigraphiques de façon à en suivre l'évolution à l'échelle de l'ensemble du profil sédimentaire. Afin de déterminer les différentes sources sédimentaires, nous comparerons les caractéristiques géochimiques du sédiment lacustre à celles des roches et des formations superficielles affleurant dans le bassin-versant.

B.II.3.1. Composition en éléments majeurs des échantillons de roche

Pour caractériser la source des sédiments selon leur provenance, des nouveaux dosages en éléments majeurs ont été réalisés et compilés avec les résultats obtenus sur 3 échantillons prélevés dans les torrents par Wilhelm (2012) (Tableau 12).

Dans son travail de thèse, Wilhelm (2012) a montré qu'il était difficile de distinguer géochimiquement les dépôts de crues apportés par les différents torrents au lac d'Allos (ALO-Lac, ALO-Source et ALO-Laus) (Figure 59) ; la composition géochimique des dépôts torrentiels est relativement similaire car chacun de ces écoulements draine des affleurements géologiques multiples, beurrés de moraines, et les éléments semblent principalement reliés à la taille des particules. Ces résultats convergent avec nos observations élémentaires semi-quantitatives au MEB (Figure 76) qui montrent un enrichissement en Ca et Si dans les particules grossières et en Al et K dans les particules d'argiles.

Dans le détail, nous notons un certain enrichissement en CaO dans les échantillons ALO-Source et ALO-Laus (9.53 et 13.76 % respectivement) (Tableau 12), provenant des torrents qui drainent les affleurements marno-calcaires et les poudingues polygéniques karstifiés, alors que les apports du torrent débouchant des moraines et des amas de blocs situés aux pieds des grandes Tours de grès (ALO-Lac) sont appauvris en CaO et relativement enrichis en Na_2O (1.79 % pour ALO-Lac contre 1.18 % dans les deux autres torrents).

Un échantillon prélevé dans l'affleurement raviné des bancs marneux en amont du torrent de la Source (ALO-Marnes) présente un appauvrissement en CaO (1.19 %) et un relatif enrichissement du cortège des argiles : Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, K_2O et TiO_2.

Les échantillons de sables et farines de matériel morainique remanié présents entre 14,5 et 13 m de profondeur dans la carotte ALO11 possèdent à la fois la signature des sources gréseuses et carbonatées.

Pour conclure, les dosages élémentaires sur échantillons de roches montrent des variations significatives de composition chimique entre les affleurements du bassin-versant (les bancs carbonatés se distinguent géochimiquement des bancs marneux), mais ces sources géologiques caractéristiques sont ensuite mélangées lors du transfert des particules vers le lac, ne permettant pas clairement d'en distinguer leur provenance spatiale. Néanmoins, ces résultats seront utiles pour interpréter les changements de la composition du sédiment au sein des grandes unités stratigraphiques.

Tableau 12: Dosages en pourcentage du poids total des éléments majeurs d'un échantillon de roche (marnes), de la charge de fond des trois affluents principaux au lac d'Allos et du matériel fluvio-glaciaire présent à la base de la carotte ALO11.

Les échantillons de roches enrichis en 1) alumino-silicates sont surlignés en vert, 2) calcium en orange, et 3) sodium en bleu. * Échantillons réalisés par Wilhelm (2012).

Code échantillon	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5
ALO-Marnes	56.91	18.91	7.94	0.13	2.59	1.19	1.27	3.56	0.77	0.14
ALO- Source*	/	14.32	5.00	0.07	1.99	13.76	1.17	2.56	/	/
ALO-Lac*	/	13.62	3.75	0.03	1.49	0.84	1.79	2.26	/	/
ALO-Laus*	/	15.96	5.54	0.07	1.99	9.53	1.18	2.68	/	/
Sables fluvioglaciaires ALO11	36.20	9.02	3.00	0.07	1.90	15.44	0.87	2.17	0.37	0.09
Sables fluvioglaciaires ALO11	36.49	10.81	3.65	0.06	2.08	13.33	0.80	2.62	0.44	0.09
Farines glaciaires ALO11	41.31	14.43	4.77	0.06	2.74	8.70	0.80	3.57	0.58	0.10
Farines glaciaires ALO11	41.17	10.00	3.17	0.06	2.04	12.26	0.98	2.45	0.41	0.09

B.II.3.2. Composition en éléments majeurs du sédiment lacustre total

Le dosage en éléments majeurs a été réalisé sur des échantillons de la sédimentation laminée de la carotte ALO11, en essayant dans la mesure du possible, de prélever hors des dépôts du lithotype LT-B (dépôts de crues) et des (rares) homogénites. L'objectif de ces mesures est de quantifier les variations dans la géochimie des sédiments caractéristiques des changements environnementaux sur la basse fréquence, à la fois de la fraction terrigène et de la fraction organique. Les analyses quantitatives ont été réalisées sur un jeu de 61 échantillons commun aux dosages en matière organique et en éléments majeurs, permettant ainsi la comparaison des résultats.

B.II.3.2.a Analyse de la fraction terrigène

La matrice des corrélations des concentrations en éléments majeurs dans le sédiment total est présentée dans le Tableau 13. Les oxydes SiO_2, Al_2O_3, K_2O, MgO, Fe_2O_3 and TiO_2 sont significativement corrélés entre eux de manière positive (r^2 compris entre 0.33 et 0.96) et négativement corrélés au CaO. Le MnO et le P_2O_5 co-varient avec un $r^2 = 0.62$. Le Na_2O est faiblement anti-corrélé à la fois au CaO et au groupe Al_2O_3, K_2O, MgO, Fe_2O_3, TiO_2.

Tableau 13 : Matrice de corrélation des éléments majeurs dans le sédiment total en pourcentage. n = 61 échantillons, valeurs significatives à 1 % sont en gras ($r^2 > 0.325$) ; celles positives en orange et celles négatives en bleu.

	SiO_2	***Al_2O_3***	***Fe_2O_3***	***MnO***	***MgO***	***CaO***	***Na_2O***	***K_2O***	***TiO_2***
Al_2O_3	**0,88**	**1,00**							
Fe_2O_3	**0,51**	**0,57**	**1,00**						
MnO	-0,25	-0,30	-0,05	**1,00**					
MgO	0,19	**0,44**	0,05	-0,21	**1,00**				
CaO	**-0,88**	**-0,87**	**-0,68**	0,03	-0,13	**1,00**			
Na_2O	-0,02	**-0,35**	**-0,38**	-0,27	**-0,41**	**0,39**	**1,00**		
K_2O	**0,79**	**0,96**	**0,53**	-0,29	**0,50**	**-0,79**	**-0,40**	**1,00**	
TiO_2	**0,88**	**0,85**	**0,39**	**-0,36**	**0,33**	**-0,70**	0,03	**0,78**	**1,00**
P_2O_5	0,27	0,13	0,15	**0,62**	-0,13	**-0,42**	-0,19	0,00	0,04

Avant de définir plus finement les associations d'éléments liés à la fraction terrigène, nous avons testé l'hypothèse d'une présence significative de minéraux bio-précipités par les organismes dans la colonne d'eau. En effet, l'analyse des refus de tamis à 200 µm observés sous la loupe binoculaire a notamment révélé la présence de diatomées de grande taille (silice biogénique). La part terrigène en SiO_2 a été calculée selon un rapport élémentaire supposé constant dans le bassin-versant entre SiO_2 et TiO_2 pour évaluer la part théorique de silice détritique selon l'équation :

$$SiO_{2\ détritique}\ (\%) = TiO_{2\ sédiment}\ (\%) * (SiO_2/TiO_2)_{\text{sables remaniés de la moraine}}$$

Pour tous les échantillons mesurés, le $SiO_{2\ détritique}$ (%) calculé est environ égal au pourcentage total de l'élément de sorte que nous considèrerons par la suite que les concentrations en silicates biogéniques sont négligeables au sein du sédiment total.

Nos observations à la loupe binoculaire ont montré la présence d'ostracodes en très faibles quantités et une absence de concrétions carbonatées. Nous considèrerons par la suite que les concentrations en carbonates biogéniques sont négligeables dans le sédiment total.

La répartition des nuages de points dans une représentation de Harker (Figure 78) présente les variations des associations élémentaires en fonction des classes de profondeurs (unités stratigraphiques) et des échantillons de roches :

- Une première association fortement covariante positivement avec Al_2O_3 regroupe [SiO_2-Fe_2O_3-K_2O-TiO_2-MgO]. Les concentrations dans ces éléments sont généralement plus élevées entre 820 et 0 cm que dans l'unité inférieure, hormis pour MgO. Le nuage de

points tend à s'étirer positivement vers la signature de l'échantillon de roche prélevé dans l'affleurement marneux ALO-Marnes. Tous les éléments sauf K_2O s'étirent dans la gamme de valeurs mesurées dans les échantillons de roche ; en effet les échantillons sédimentaires lacustres sont toujours enrichis en K_2O et appauvris en Al_2O_3 comparés aux échantillons des torrents. Enfin, un échantillon – celui prélevé dans le till argileux à la base de la carotte - se distingue par de forte concentration dans tous ces éléments ;

- Une seconde élongation du nuage de points du CaO est fortement covariante négativement avec Al_2O_3 (Figure 78). Dans le détail cette anti-corrélation est principalement portée par les échantillons compris entre 1300 et 400 cm ; les points entre 400 et 0 cm ne présentant pas de relation significative avec Al_2O_3. L'élongation du nuage de points vers des concentrations élevées en CaO (entre 6 et 8 %) tend à se rapprocher de la signature des échantillons de roches présents à la base de la carotte (sables et farines fluvioglaciaires, CaO compris entre 8 et 15 %) et aux échantillons des torrents de la Source et du Laus drainant les affleurements calcaires et calcaires marneux (Figure 59) ;

Le MnO, le P_2O_5 et le Na_2O ne présentent pas de variations significatives avec Al_2O_3. Les concentrations en MnO et P_2O_5 sont plus élevées entre 400 et 0 cm. La sensibilité de ces deux éléments aux processus d'oxydo-réduction pourrait expliquer la distribution de leur nuage de points. Dans le cas du Na_2O, les valeurs sont relativement constantes pour l'ensemble des échantillons de la carotte lacustre et provenant de matériel morainique remanié entre 0,7 et 1 %.

Ainsi, les diagrammes de corrélation des éléments majeurs permettent de définir de grandes variations élémentaires dans la fraction terrigène détritique opposant principalement les éléments [Al_2O_3-SiO_2-Fe_2O_3-K_2O-TiO_2-MgO] présents préférentiellement dans les unités supérieures (unités 2 et 3) et le [CaO] qui caractérise au contraire l'unité de base (unité 1) . Le Na_2O restant quant à lui une source relativement minoritaire (moins de 1 %) et constante le long du profil.

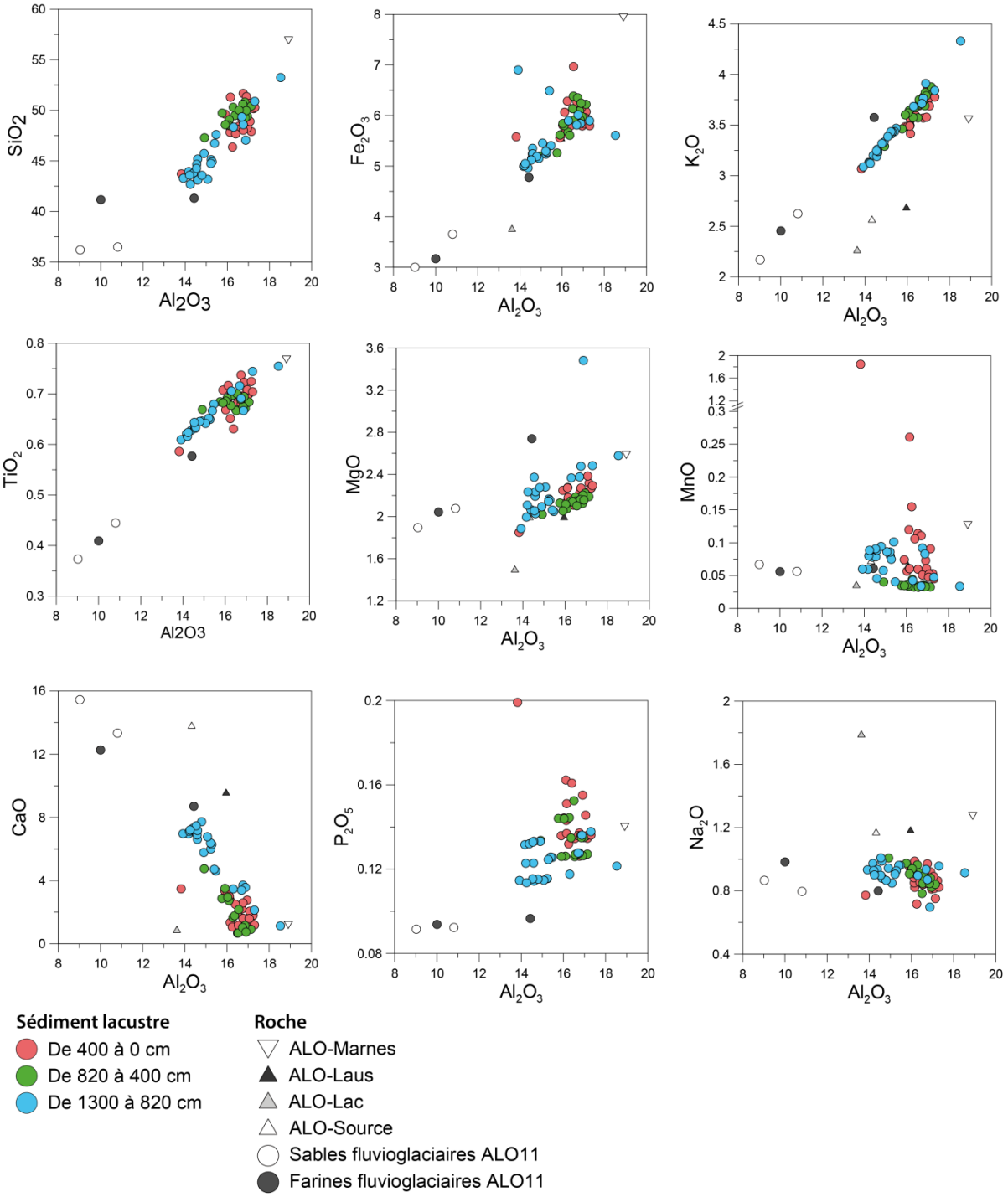


Figure 78: Diagramme de Harker. Les éléments majeurs sont exprimés en pourcentage du sédiment sec total. Les échantillons de sédiments lacustres sont différenciés des échantillons réalisés sur roche.

B.II.3.2.b Analyse de la fraction biogénique

Les résultats des dosages de l'abondance totale en carbone (Corg), en azote (TN), en soufre (TS) montrent que :

- Le Corg est peu abondant et varie négativement avec la profondeur avec des valeurs comprises entre 0.5 et 2.2 % (Figure 79) ;
- La concentration en azote total augmente proportionnellement au Corg pour la plupart des échantillons entre 0.1 et 0.65 % ; c'est principalement entre 400 et 0 cm que certains échantillons sont enrichis en TN comparé au Corg ;
- Le rapport Corg/TN est compris entre 1 et 11. Le ratio Corg/TN est relativement élevé entre 1300 et 820 cm alors que les échantillons dont la signature est minimum (moins de 3) sont situés entre 400 et 0 cm ;
- L'augmentation des teneurs en soufre total (TS) s'échelonne entre 0 et 0.6 %. Les valeurs les plus élevées en soufre sont atteintes à la fois dans l'unité entre 1300 et 820 cm et entre 400 et 0 cm. Il n'y a pas de relation apparente entre les concentrations en TS et en Corg.

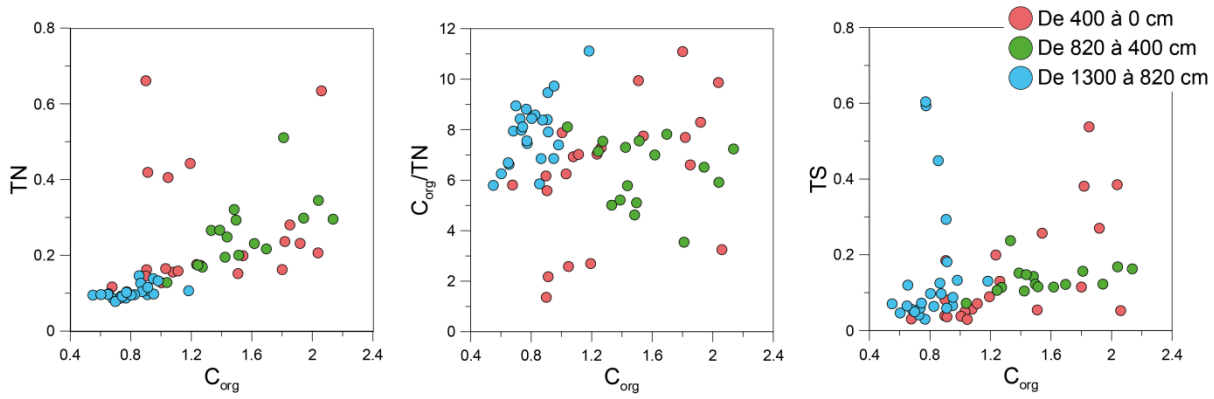


Figure 79 : Diagrammes des concentrations en azote total (TN en %), en Carbone organique sur l'azote total (Corg/TN en % du poids) et en soufre total (TS en %) en fonction de la concentration en Corg (%) classé par profondeur.

B.II.3.2.c Relations entre les fractions détritiques et le carbone organique

Au total, les analyses précédentes ont permis de mettre en évidence trois grandes associations élémentaires caractéristiques de trois fractions dominantes dans le sédiment de la carotte ALO11 : les alumino-silicates, les carbonates détritiques et la matière organique (Figure 80).

La part des deux fractions terrigènes est résumée par :
Carbonates détritiques (%) = CaO(%)
Alumino-silicates (%) = SiO_2(%) + Al_2O_3(%) + Fe_2O_3(%) + MgO(%) + K_2O(%) + TiO_2(%)

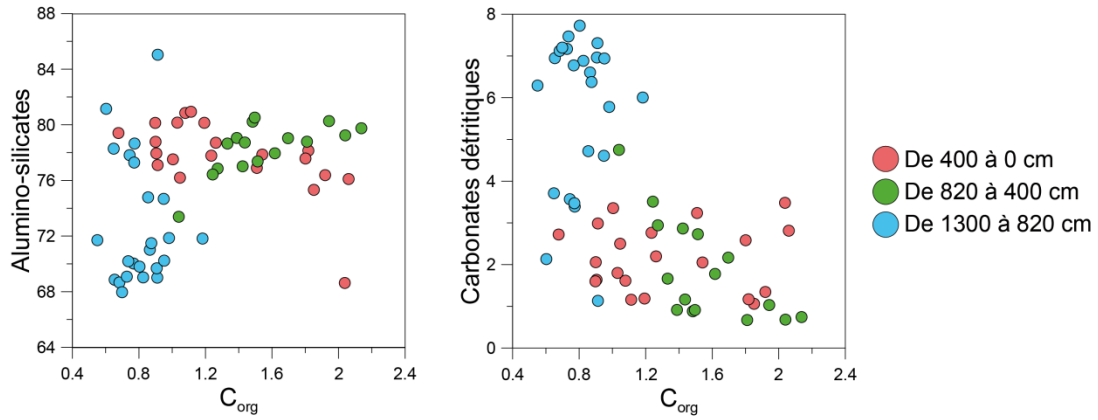


Figure 80 : Diagramme des concentrations en alumino-silicates (%) et en carbonates détritiques (%) en fonction du carbone organique (Corg en %).

Les diagrammes ci-dessus (Figure 80) montrent que :

- les unités 2 et 3, qui contiennent relativement plus d'alumino-silicates, sont aussi enrichies en C et ;
- dans l'unité basale, l'abondance des carbonates détritiques est associée de faibles valeurs de C.

Au-delà de ces grandes tendances, les Figure 79 et Figure 80 révèlent des fortes variations des associations élémentaires au sein des principales unités stratigraphiques. L'examen de ces variations en fonction des profondeurs va permettre de définir des sous-unités stratigraphiques aux caractéristiques homogènes.

B.II.3.3. Comparaison des données XRF core scanner et dosages discrets

B.II.3.3.a Remarques préliminaires

La construction de modèles de calibration des données XRF semi-continues par les dosages discrets des éléments majeurs et de la fraction organique (TN et Corg), tels que nous les proposons pour les enregistrements sédimentaires du lac Petit (Chapitre II-B.III.1) et du lac de Vens (Chapitre III-B.III.4.1), est délicate à réaliser dans la carotte ALO 11.

En effet, les résultats des dosages discrets des éléments géochimiques doivent être appréhendés avec prudence. L'observation du sédiment et les analyses granulométriques précédentes ont mis en évidence un fonctionnement sédimentaire finement laminé (lamines souvent inférieures au centimètre) dont la variabilité pourrait se résumer par l'alternance de sédiments organiques biogènes avec des sédiments détritiques d'origine terrigène. Les dosages discrets, réalisés avec l'objectif de caractériser les changements géochimiques à basse fréquence, ont été réalisés dans la mesure du possible dans les lamines représentant la sédimentation continue (LT-A) en dehors

des dépôts caractéristiques d'événements instantanés (LT-B et LT-D). Mais, ces lamines de sédimentation continue ne mesurent presque jamais plus que quelques millimètres. Ainsi, les échantillons discrets, qui ne peuvent raisonnablement pas être prélevés sur des tranches de moins d'1 cm d'épaisseur, englobent souvent des lamines de LT-A et de LT-B (Figure X). Or, nous avons montré précédemment (Chapitre IV-B.II.2) que la variabilité élémentaire est très importante entre les différents lithotypes (par exemple pour Ca et K), cette variation étant fortement reliée à la granulométrie. Ainsi, la fréquence d'apparition des dépôts LT-B dans la carotte ALO11 induit une variabilité géochimique portée principalement par la variabilité granulométrique au sein des échantillons. De ce fait, les variations géochimiques de basse fréquence sont en partie masquées par ce signal granulométrique à haute fréquence.

Celui-ci n'est malheureusement pas enregistré à l'échelle de la lamine par l'analyse de l'XRF core scanner. La résolution que nous avons utilisée ici (un pas de mesure de 1 mm) n'est pas suffisante pour enregistrer individuellement chaque lamine (souvent inférieure à 1 mm) (Figure 81). Étant donné l'état de surface du sédiment et les effets de pistonnage, augmenter la résolution (à 0,2 mm par exemple) n'aurait de toutes façons pas permis de saisir le signal haute fréquence à l'échelle des lamines.

Nous proposerons une interprétation des résultats en tenant compte de ces difficultés. Afin de vérifier la variabilité haute fréquence des mesures en XRF core scanner, nous avons spécifiquement échantillonné certaines lamines particulières - comme les lamines noires - pour quantifier leur richesse en éléments tels que S et Fe et ce notamment entre 1000 et 900 cm (choix d'échantillonnage semi-inductif).

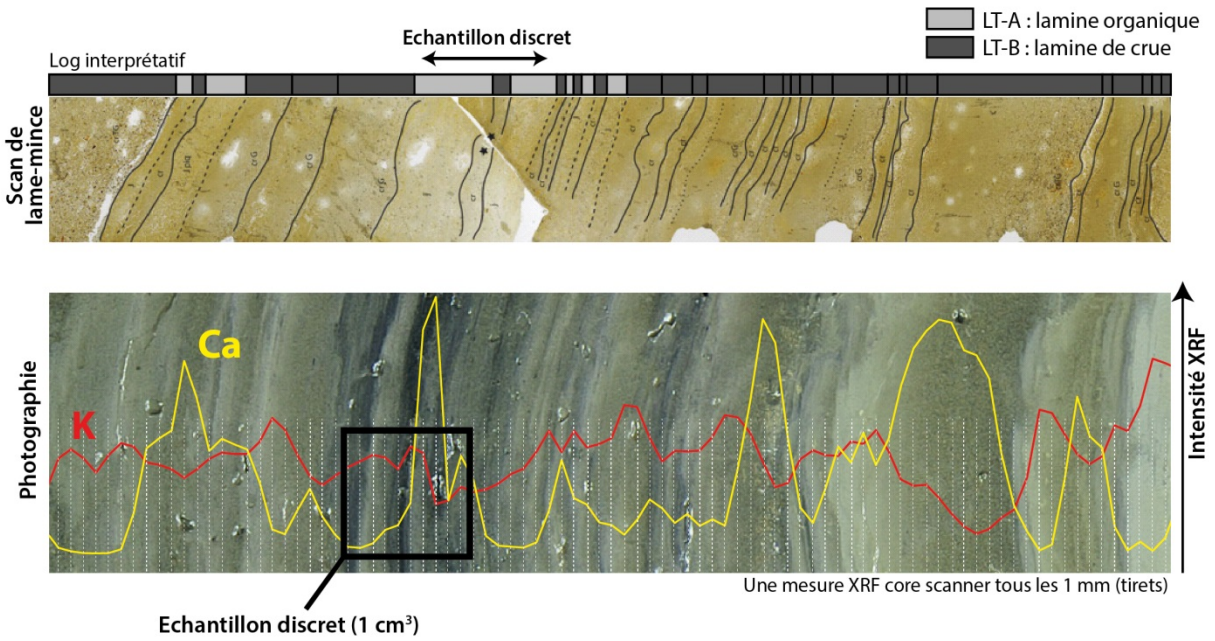


Figure 81 : Position d'un prélèvement pour les dosages quantitatifs en face de la photographie de la surface de la carotte ALO11-01A1, du scan des lames minces correspondantes et des éléments K et Ca mesurés à une résolution de 1 mm.

B.II.3.3.b Calibrations des données XRF

Au total, la Figure 82 montre que variabilité des profils verticaux XRF core scanner des éléments K, Ca, Fe, et S représente assez bien les variations quantitatives de ces éléments au sein du sédiment total et nous autorisera à les utiliser pour discuter de leurs variabilités.

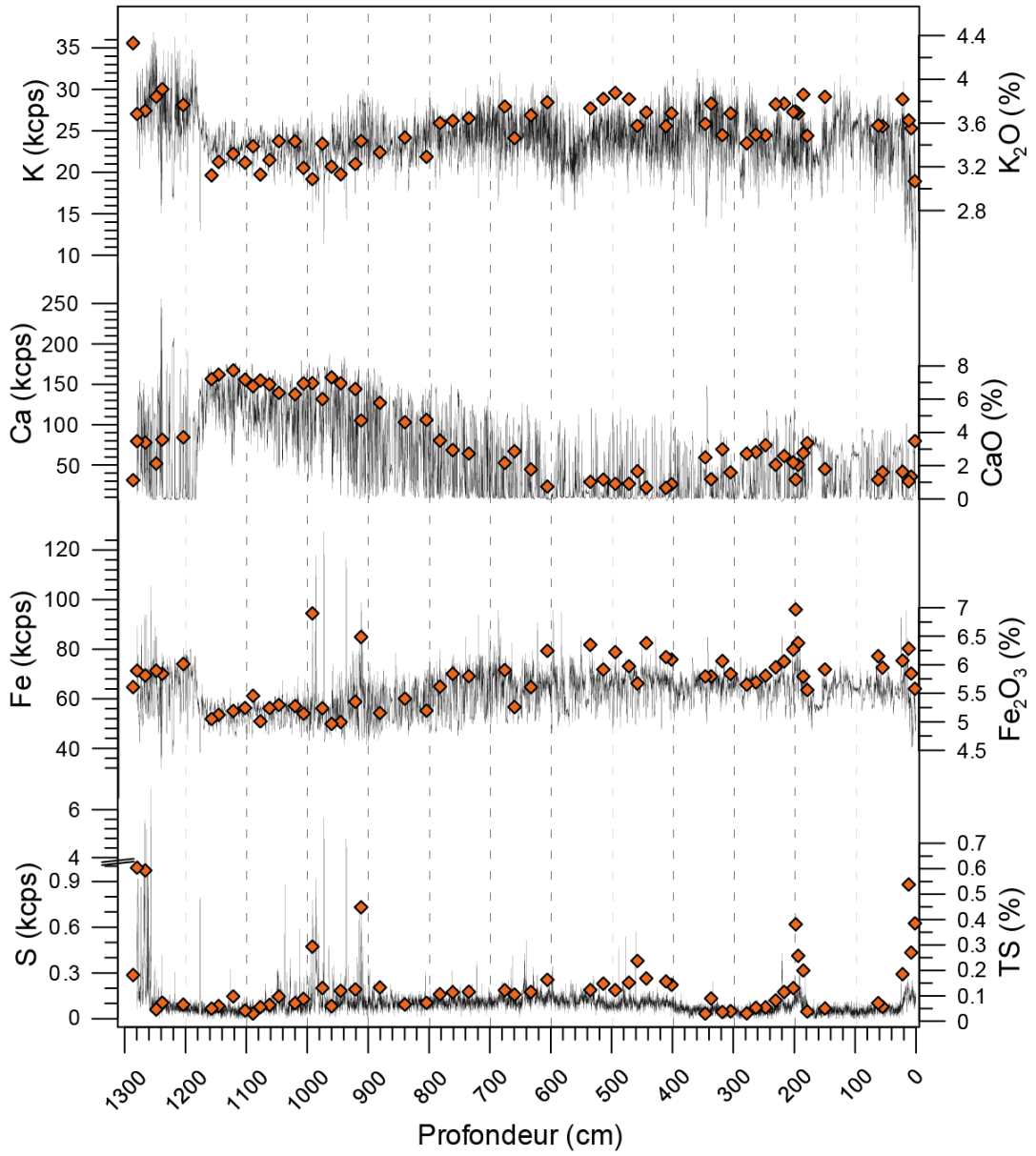


Figure 82 : Comparaison des profils verticaux des éléments K, Ca, Fe, Mn et S mesurés par XRF core scanner à 1 mm de résolution et les dosages quantitatifs ponctuels du sédiment total.

Le sens du rapport entre le paramètre d'incohérence et de cohérence (Inc/coh) a été testé sur les données acquises de la carotte ALO11, sans toutefois pouvoir quantifier ces relations pour les raisons explicitées ci-dessus. Le rapport Inc/coh est mis en face des données quantitatives ponctuelles de densité sèche, de teneur en eau et de carbone organique dans la Figure 83. Une lecture visuelle suggère une mauvaise correspondance du rapport Inc/coh avec la teneur en eau.

Ces résultats sont très différents de ceux obtenus au lac de Vens (Chapitre III-B.III.4.1.a). Les mesures de densité sèche présentent une relation négative avec le rapport Inc/coh, mais globalement cette relation est assez mauvaise. Notamment, si l'on fixe les valeurs minimales de densité sèche sur les valeurs maximales du rapport Inc/Coh, alors le rapport Inc/Coh ne prédit pas les valeurs maximales de la densité sèche.

La comparaison entre le rapport Inc/Coh et la concentration en carbone organique est bien meilleure et positive. L'ordre de grandeur des variations du rapport Inc/Coh prédit bien celles du Corg. Plus précisément, nous noterons que la densité sèche n'est pas linéairement proportionnelle à la quantité en matière organique (Figure 84). Les changements de densité du sédiment total semblent d'abord reliés à la teneur en carbonates détritiques (CaO) (Figure 84).

Ainsi, dans le cas du sédiment de la carotte ALO11, dominé par une sédimentation détritique, nos données montrent que le rapport Inc/Coh est le reflet des variations de la concentration en carbone organique.

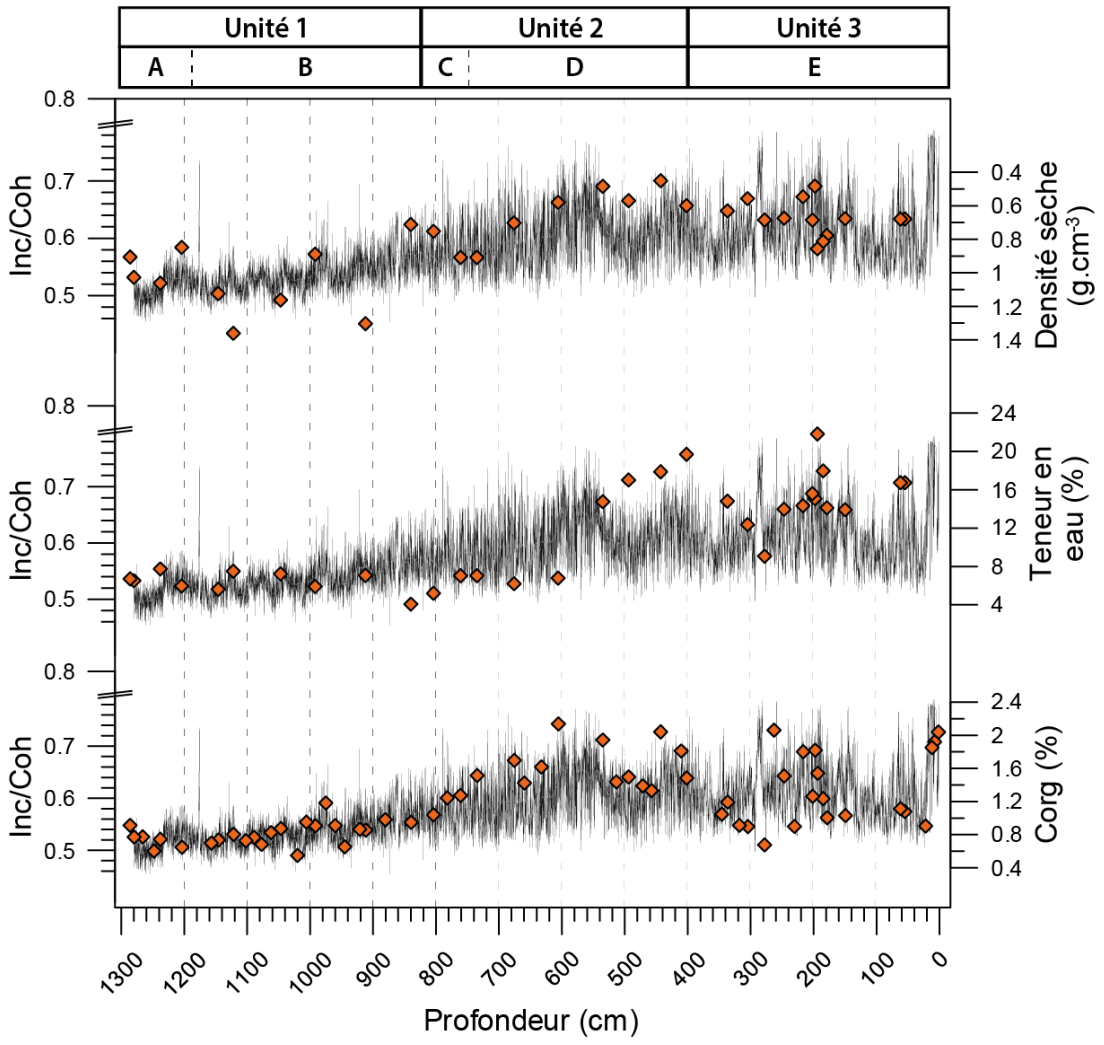


Figure 83 : Comparaison du profil vertical du rapport incohérent sur cohérent (Inc/Coh) mesuré par XRF core scanner à 1 mm de résolution et les mesures ponctuelles de la densité sèche (échelle inversée), de la teneur en eau et du carbone organique.

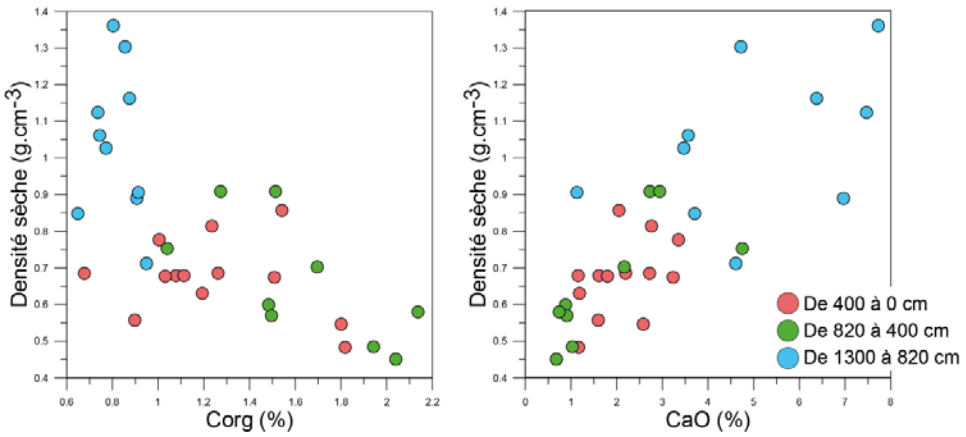


Figure 84 : Diagramme de la teneur en eau et de la densité sèche en fonction de la concentration en carbone organique et diagramme de la densité sèche en fonction de la concentration en CaO.

B.II.4. Reconstitution de l'évolution des fractions sédimentaires

À l'échelle du profil synthétique (Figure 85), les variations basses fréquences des dosages géochimiques montrent à l'évidence une prédominance de sédiments d'origine terrigène (entre 98 et 100 %), issus de deux sources sédimentaires distinctes : le cortège des éléments associés aux alumino-silicates (80 % en moyenne) et le calcium associés aux carbonates détritiques. Les fluctuations des sources détritiques et organiques permettent de distinguer des ensembles homogènes qui n'étaient pas perceptible à l'œil nu lors de la description de la carotte.

- **Entre 1300 et 820 cm :** les apports sont exclusivement détritiques, les teneurs en C et en N sont très faibles (respectivement de 0.8 et 0.1 %). Les variations de la nature des sources détritiques permettent de distinguer deux sous-unités stratigraphiques :

    - **De 1300 à 1200** cm : l'abondance en alumino-silicates est maximale (plus de 80 %) alors que la part des carbonates détritiques est faible. Ceci témoigne probablement d'apports en farines glaciaires, riches du produit du broyage glaciaire dans les formations siliceuses de grès ;

    - **Entre 1200 et 820 cm**, les carbonates détritiques augmentent (8 %) alors que la part des alumino-silicates diminue suggérant d'importants apports en sédiments issus des affleurements de calcaires et de poudingues dans le bassin-versant. Ces apports importants pourraient témoigner (1) d'une période d'intense érosion mécanique de ces affleurements géologiques (ravinements dans les marno-calcaires) mais aussi (2) d'une phase de « nettoyage » des versants couverts de ces sédiments précédemment érodés. De fines lamines noires riches en pyrite s'individualisent vers

1000 et 900 cm ; elles peuvent témoigner d'une oxygénation réduite des eaux au fond du lac ;

- **Entre 820 et 400 cm :** la diminution progressive des carbonates détritiques témoigne d'un affaiblissement des transferts sédimentaires provenant des formes et/ou formations carbonatées. La ré-augmentation des alumino-silicates traduit d'une augmentation en particules argileuses, pouvant être issue de l'érosion des affleurements marneux ou de processus secondaires d'altération des sols. La teinte verdâtre des sédiments est associée à des teneurs maximales en carbone organique (2 %) probablement associées avec une végétalisation du bassin-versant. La légère diminution du rapport Corg/TN plaide pour une augmentation de la part en matière organique alguaire durant cette période. Des plus faibles concentrations en MnO pourraient témoigner d'une diminution de l'oxygénation de la zone profonde du lac.

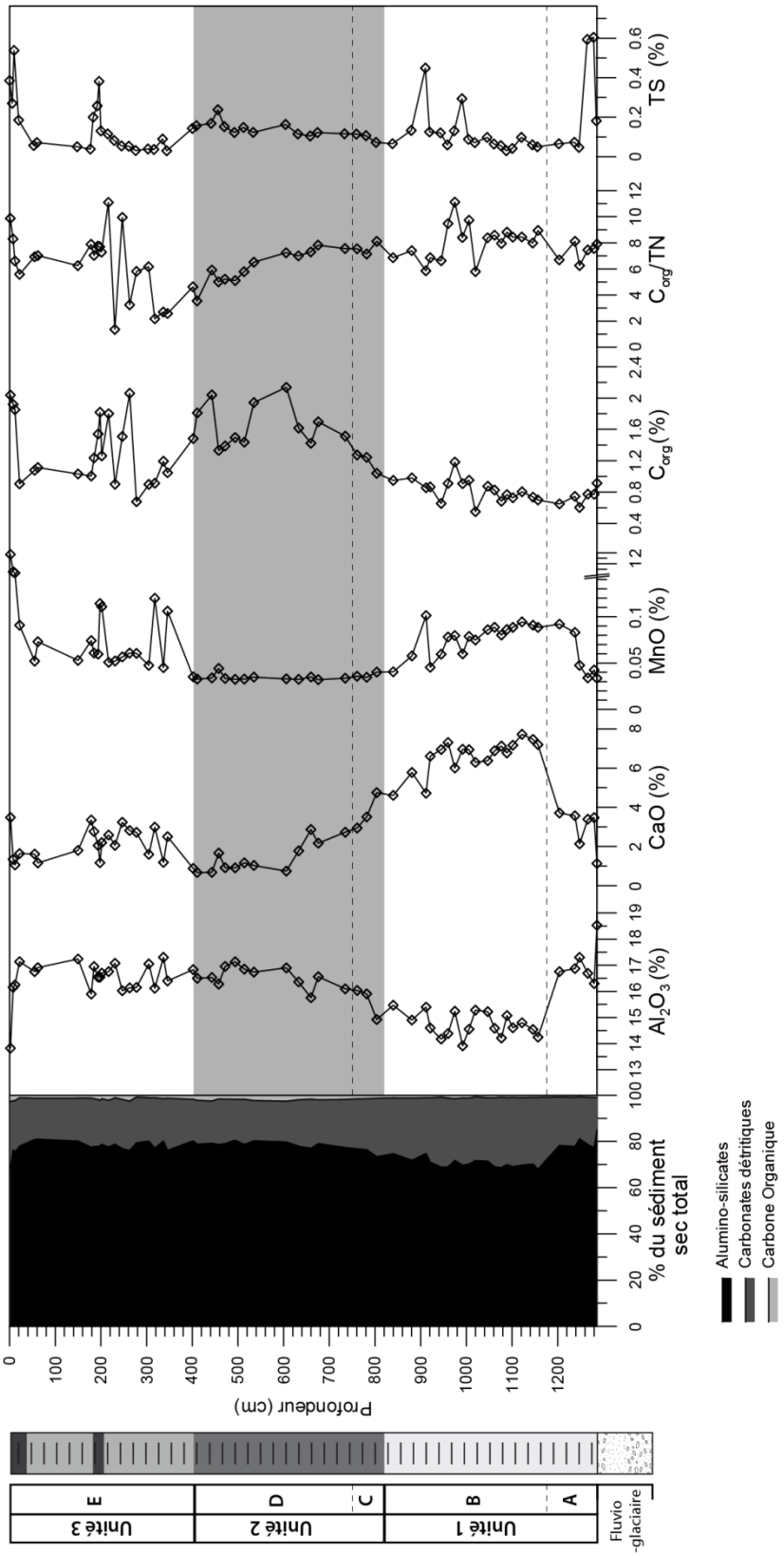


Figure 85 : Variations des sources sédimentaires dominantes et des concentrations d'une sélection d'éléments majeurs (Al2O3, CaO, MnO), en carbone organique (Corg), du rapport Corg/TN et du soufre total (TS) en fonction de la profondeur du profil synthétique ALO11.

- **Entre 400 et 0 cm :** la ré-augmentation en CaO suggère une réactivation des apports terrigènes en carbonates détritiques. La diminution en carbone organique et l'augmentation du rapport Corg/TN indiquent une diminution de la part en matière organique d'origine alguaire et plus généralement d'une moindre influence des processus biogéniques. Les pics de TS et de MnO suggèrent une plus forte oxygénation de l'interface eau/sédiment. Les lamines noires d'allure gyttjoïde sont présentes à 200 cm et au sommet de la carotte ; ces dernières se caractérisent par des teneurs élevées en Corg ayant une signature, particulièrement élevée à l'échelle de la carotte, du rapport Corg/TN (Figure 85), suggérant des apports organiques différents.

B.III. Modèles d'âge et taux de sédimentation

B.III.1. Résultats des datations radiocarbone

Wilhelm (2012) a réalisé la datation des premiers 150 cm du remplissage du bassin profond par des datations au ^{14}C AMS, ^{210}Pb, ^{137}Cs et ^{241}Am (Etienne et al., 2013). Ces analyses ont été réalisées sur les carottes ALO09P9, ALO09P2 et ALO09P3-2 et synthétisées selon la profondeur de la carotte ALO09P3. Les carottes ALO-11 et ALO09P3 sont très bien corrélées à la lamine près (Figure 86). Nous utilisons donc ces datations pour améliorer la contrainte chronologique au sommet du remplissage.

L'échantillonnage de la carotte ALO-11 nous a permis d'obtenir 19 datations ^{14}C AMS sur macrorestes végétaux (Tableau 14). Tous ces échantillons ont été préalablement examinés pour une détermination spécifique par C. Delhon (laboratoire du CEPAM) et F. Guibal (laboratoire IMBE). Les datations radiocarbone AMS sur la carotte ALO11 ont été réalisées par le laboratoire de mesure du ^{14}C de Poznan (Pologne). Les datations obtenues par Wilhelm (2012) ont été mesurées par le laboratoire de Saclay (programme Artemis).

Trois échantillons notés en italique dans le Tableau 14 apparaissent vieillis. L'échantillon SacA-21327 (85.5 cm) a été prélevé à la base d'un dépôt détritique granulo-croissant et pourrait avoir été remanié depuis les pentes du delta par un courant de turbidité érosif (vieillissement de 500 ans environ). L'échantillon Poz-50231 (660 cm) semble être vieilli d'environ 4000 ans. Il est probable que cet échantillon, une brindille de saule, ai été piégé dans le bassin-versant avant d'être transporté dans le lac. À la base de la carotte, un des âges des trois échantillons (8820±50BP à 963 cm; 9380±50BP à 1038 cm; 8930±50BP à 1140 cm) pourrait être inversé. Étant donné que les deux premiers à 963 et 1038 cm sont des échantillons bien identifiés comme du matériel d'origine terrestre (une brindille et un fragment d'herbacée) et que le faciès

de sédimentation ne change pas entre 800 et 1100 cm, ces âges iraient dans le sens d'un taux de sédimentation constant. De plus, il est envisageable que l'échantillon Poz-49768 (1140 cm) ait été contaminé par du carbone jeune comme laisse supposer la faible quantité de carbone mesurée (0,4 mg) qui rend la datation incertaine. Wohlfarth et al. (1998) ont en effet montré que le poids idéal en carbone pour réaliser des mesures ^{14}C par la méthode AMS doit être supérieur à 1 mg. Au total, les échantillons SacA-21327, Poz-50231 et Poz-49768 ont été écartés. Les datations obtenues montrent que la carotte synthétique ALO11 couvre au moins les 11 300 dernières années.

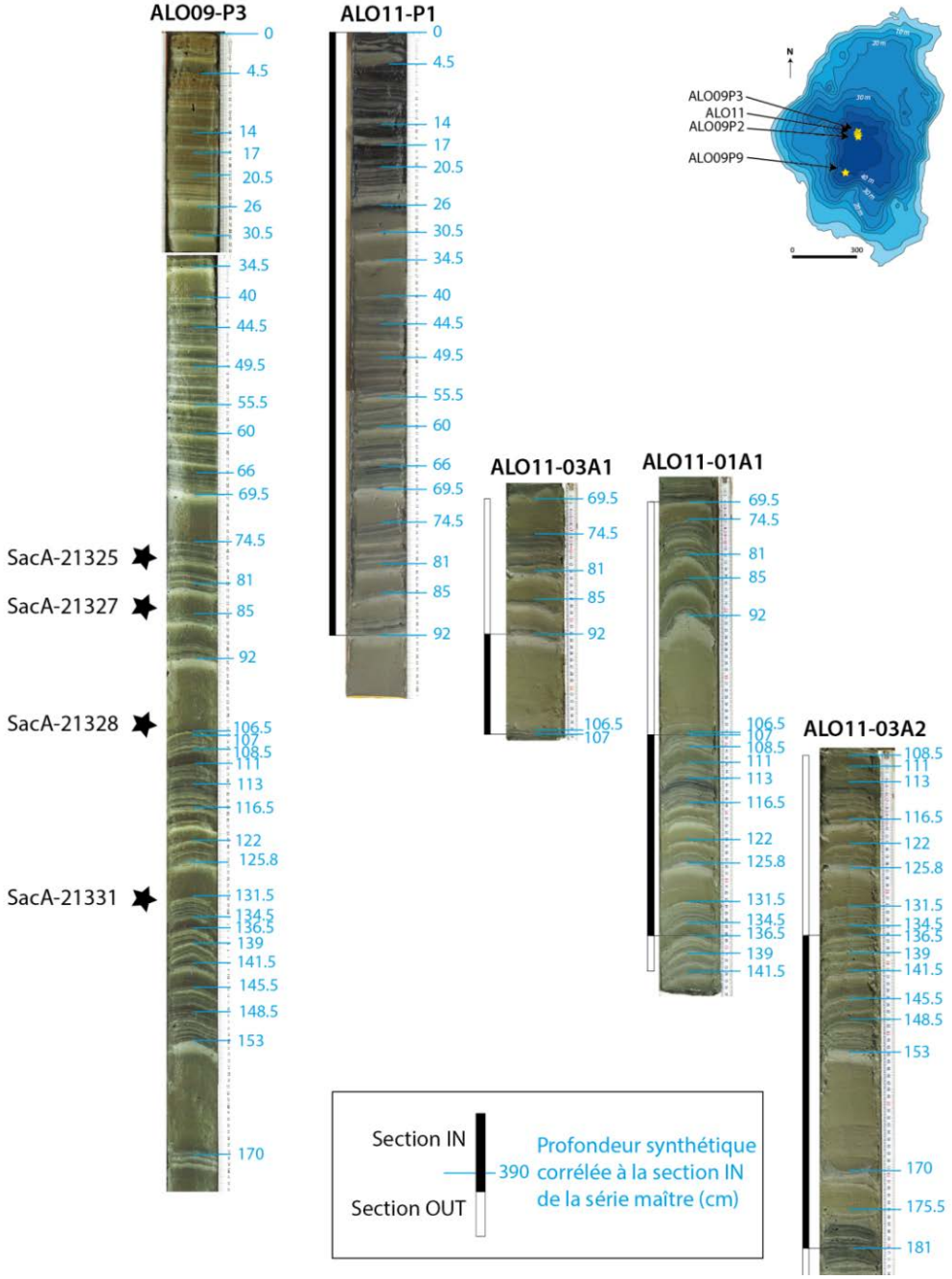


Figure 86 : Corrélation de la carotte ALO09P3 avec ALO11 et position des datations ^{14}C (étoiles).

Tableau 14 : Liste des échantillons datés par ^{14}C sur la carotte synthétique ALO11. Les datations marquées d'un astérisque ont été obtenues par Wilhelm (2012). Indiff : indifférencié. Les échantillons en italiques ont été exclus pour établir les modèles âge-profondeur.

ALO11 (profondeur composite -cm)	Matériel	Code laboratoire	Âge uncal. BP	Années calibrées BP (2σ)
79 (ALO09P2)*	Végétaux terrestres indiff	SacA 21325	315±30	303-463
*85,5 (ALO09P2)**	*Végétaux terrestres indiff*	*SacA 21327*	*970±30*	*796-933*
106,5 (ALO09P2)*	Végétaux terrestres indiff	SacA 21328	455±30	480-536
131,5 (ALO09P2)*	Végétaux terrestres indiff	SacA 21331	535±30	512-631
181	Bois et aiguilles indiff	Poz-50232	615±35	547-657
250	Aiguilles indiff	Poz-49766	1275±30	1144-1287
300	Écaille de conifère indiff	Poz-49767	1645±30	1418-1685
390	Fragment d'herbacée indiff	Poz-49768	1795±30	1625-1818
498,5	Brindille de *Salix* sp.	Poz-46760	2880±35	2885-3143
525	Brindille de *Larix/Picea*	Poz-46759	3060±35	3168-3364
556	Brindille de feuillu	Poz-50223	2900±40	2898-3205
589	Brindille de feuillu	Poz-46758	3895±35	4185-4422
605	Charbon de gymnosperme	Poz-50227	4090±35	4445-4811
660	*Brindille de Salix sp.*	*Poz-50231*	*8840±50*	*9706-10157*
685	Brindille indiff	Poz-50224	5570±40	6292-6435
708	Brindille de feuillu	Poz-50222	6040±40	6786-6995
743	Fragment d'herbacée indiff	Poz-50228	6660±40	7462-7593
807	Brindille de feuillu	Poz-50229	7670±50	8386-8550
832	Écaille de conifère et brindille	Poz-50221	8090±80	8720-9273
865,5	Brindille de feuillu	Poz-46762	8050±50	8725-9090
963	Brindille indiff	Poz-50225	8820±50	9689-10154
1038	Fragment d'herbacée indiff	Poz-46757	9380±50	10444-10732
1140	*Végétaux terrestres indiff (0.4 mgC)*	*Poz-49768*	*8930±50*	*9906-10210*

B.III.2. Profondeur composite et taux de sédimentation total versus profondeur corrigée et taux de sédimentation continu

L'étude sédimentologique sur lames minces a permis de mettre en évidence deux grandes familles de dépôts :

- Le lithotype LT-A dont le processus de dépôt est continu dans le temps et caractéristique de la sédimentation autochtone (biogène ou minérogénique) ;
- Les lithotypes LT-B, LT-C et LT-D dont les processus de dépôt sont instantanés ou de courte durée dans le temps (fonte de la glace pour LT C) et sont caractéristiques de la sédimentation allochtone (détritique).

L'alternance régulière de ces « deux temps de dépôts » ne peut pas être modélisée par une fonction mathématique lissée puisque cette méthode implique de considérer seulement

l'épaisseur sédimentaire accumulée. Or les variations d'épaisseur des dépôts à caractère instantané dans le temps sont très importantes dans le cas du lac d'Allos. Il est alors indispensable de soustraire l'épaisseur sédimentaire correspondant au temps instantané à la totalité du sédiment accumulé avant modélisation (Arnaud et al., 2002).

L'étude de la sédimentation laminée à l'échelle microscopique, réalisée de 730 à 0 cm nous a permis d'individualiser les différents lithotypes et de recalculer l'épaisseur accumulée durant un temps continu en soustrayant l'épaisseur des lithotypes LT-B et LT-D à l'épaisseur totale de sédiment (Figure 87).

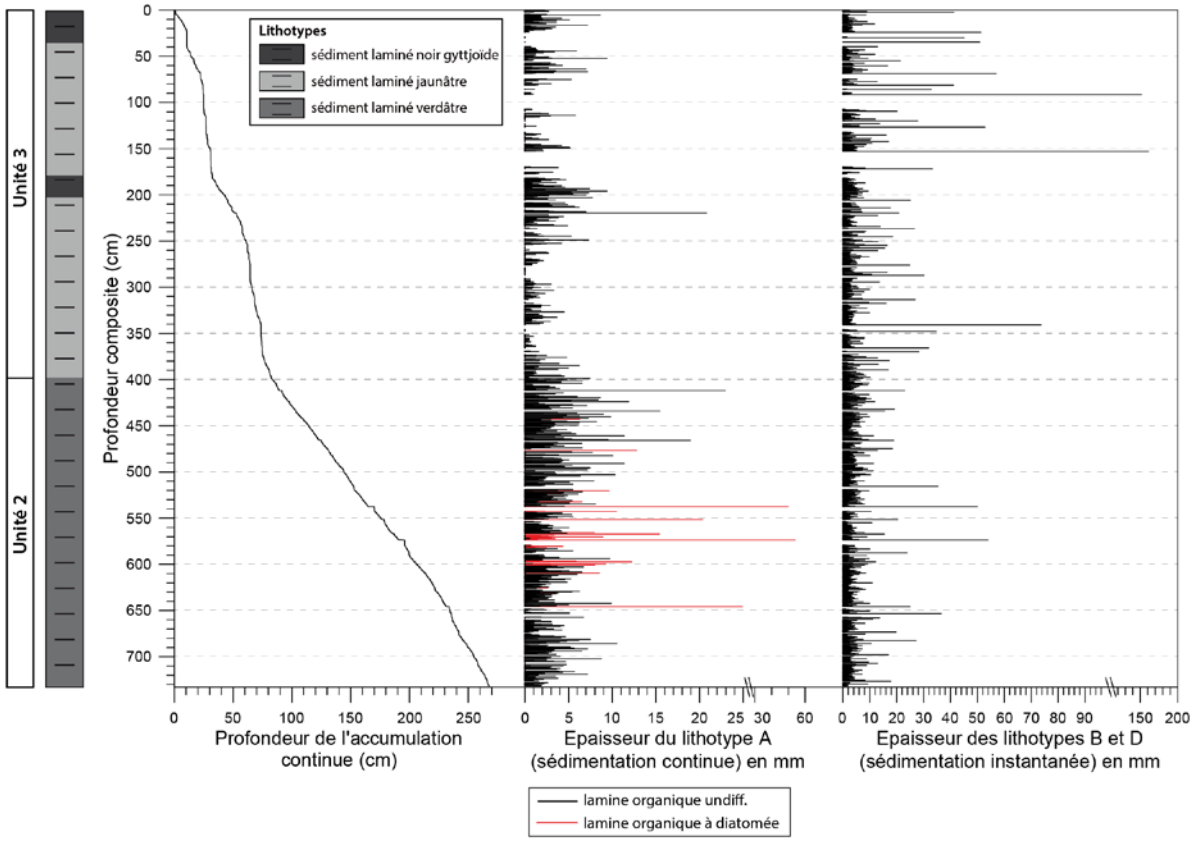


Figure 87 : Relation entre l'épaisseur sédimentaire totale et l'épaisseur d'accumulation continue déduite de la distinction microscopique du lithotype A des lithotypes B et D (dépôts instantanés) entre 730 et 0 cm.

Nous avons alors réalisé deux modèles d'âge pour la carotte ALO11 :

- Un premier modèle calculé sur l'épaisseur sédimentaire totale entre 1300 et 0 cm. Ce modèle renseigne d'abord sur le rythme de la sédimentation détritique ;
- Un second modèle calculé sur l'épaisseur sédimentaire à laquelle on a soustrait la sédimentation instantanée entre 730 et 0 cm. Dans cet intervalle sédimentaire, le modèle d'âge renseigne sur le rythme de la sédimentation biogénique et donc de la production biologique.

La comparaison des courbes du taux de sédimentation total et du taux de sédimentation continu permettra d'individualiser le taux de sédimentation porté uniquement par la fraction détritique.

B.III.2.1. Modèle d'âge selon la profondeur composite

L'extrapolation mathématique du modèle d'âge à la base de la carotte suggère que la naissance du lac remonte à environ 13 500 cal. BP (intervalle à 2σ : 12 000 et 14 000 cal. BP) (Figure 88). Le taux de sédimentation moyen entre 11 300 et 8820 cal. BP est de 1.2 mm.an^{-1}. Les valeurs chutent à un minimum entre 8000 et 5000 cal. BP avec 0.01 mm.an^{-1}. Depuis 1700 cal. BP le taux de sédimentation augmente avec environ 3.9 mm.an^{-1} et atteint un taux maximal entre 1700 et 1530 cal. BP (5 mm.an^{-1}) et entre 610 et 510 cal. BP (7.5 mm.an^{-1}).

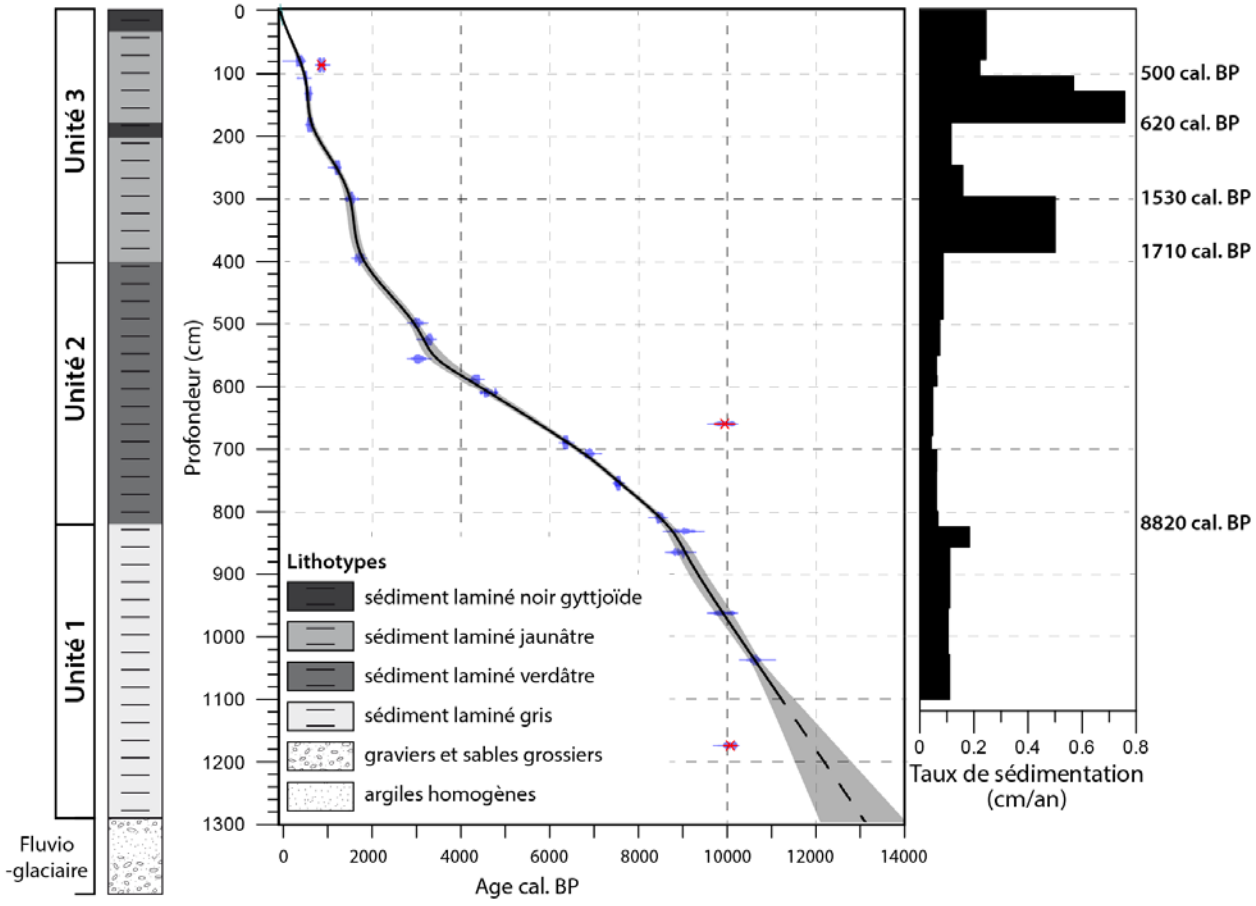


Figure 88 : Lithostratigraphie, modèle âge-profondeur et taux de sédimentation de la carotte synthétique ALO11 selon la profondeur composite.

B.III.2.2. Modèle d'âge selon la profondeur de l'accumulation continue

Entre 730 et 0 cm, l'accumulation des dépôts à caractère continu (exclusivement le lithotype A) contracte l'épaisseur de la pile sédimentaire à 260 cm (Figure 89) : l'unité 3 est contractée de 80% et l'épaisseur de l'unité 2 est réduite de moitié (54%). Le modèle d'âge recalculé sur la profondeur de l'accumulation continue est plus émoussé et ne présente qu'un seul changement de taux de sédimentation localisé à 200 cm de l'accumulation continue, correspondant à la profondeur de 600 cm de l'accumulation totale. Le taux d'accumulation continue, c'est-à-dire de la matière organique, varie entre 0.02 cm/an entre 7330 et 4200 cal. BP puis augmente à un taux moyen de 0,04 cm/an depuis 4200 cal. BP. Durant cette période, le taux d'accumulation organique est maximal à 3000 cal. BP et depuis 300 cal. BP.

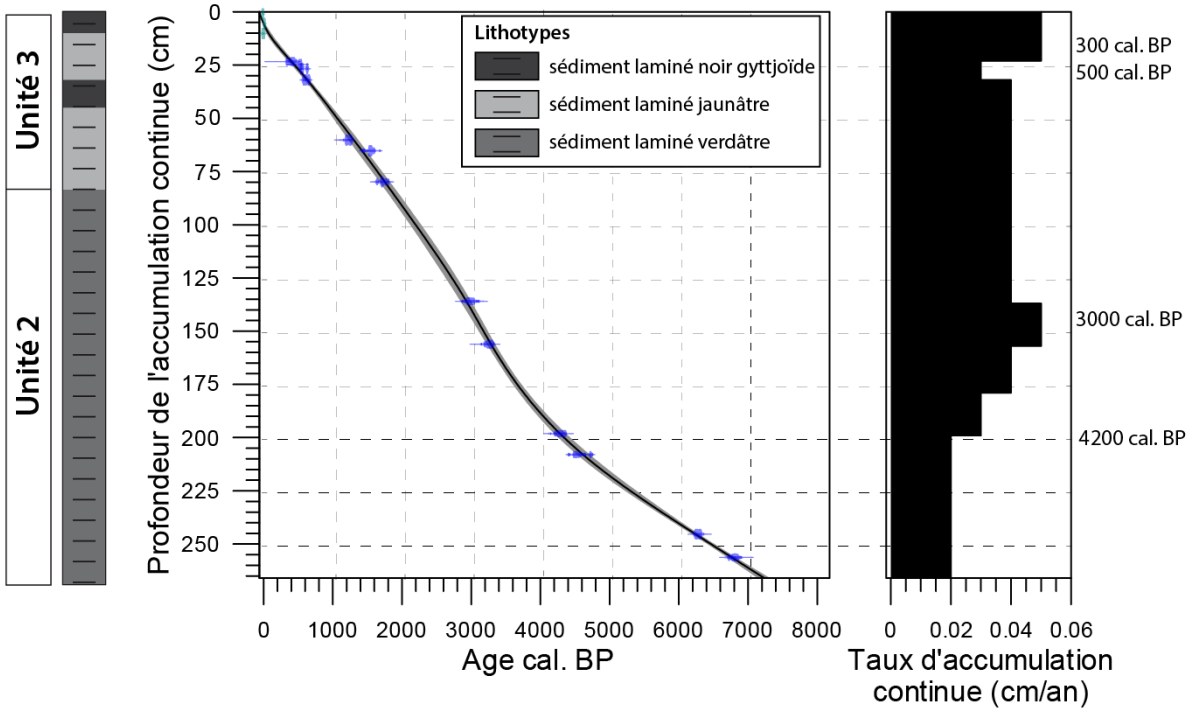


Figure 89 : Lithostratigraphie, modèle âge-profondeur et taux de sédimentation calculé selon la profondeur de l'accumulation continue (correspondant à l'intervalle 730-0 cm en épaisseur totale).

C. Interprétations multiproxies et discussion

C.I. Le Lac d'Allos dans le schéma de la Déglaciation du Verdon (Article n°4)

L'analyse sédimentologique de la carotte longue du lac d'Allos ainsi que l'établissement de son modèle d'âge a permis de caractériser les différents environnements de dépôts depuis le développement du lac, suite au retrait des glaciers. Cette étude a fait l'objet d'une publication dans la revue Quaternaire (sous presse).

L'article présenté ci-dessous a principalement permis de revoir le cadre chronologique proposé antérieurement sur ce site (Jorda, 1975). En effet, les 2 stades glaciaires identifiés en aval du lac à 1900 m et sur le verrou glaciaire à 2300 m sont plus anciens que la formation du lac d'Allos. Nos résultats montrent que le lac s'est mis en place entre 12 300 et 13 500 cal. BP (2σ). Nos interprétations rejoignent l'hypothèse d'une déglaciation très précoce des vallées des Alpes du Sud, remontant au début du Tardiglaciaire.

C.I.1. Données nouvelles sur la chronologie de la déglaciation dans la vallée du Haut-Verdon (Lac d'Allos, Alpes françaises du Sud)

Elodie Brisset[1,2], Cécile Miramont[1], Frédéric Guiter[1], Fabien Arnaud[3], Edward J. Anthony[2], Claire Delhon[4], Frédéric Guibal[1], Rosine Cartier[1,2], Yoann Poher[1], Eric Chaumillon[5]

[1] Aix-Marseille University, CNRS, UMR 7263 IMBE (Technopôle de l'Arbois BP 80, 13545 Aix-en-Provence cedex 04, France).
[2] Aix-Marseille University, CNRS, IRD, Collège de France, UM 34 CEREGE (Technopôle de l'Arbois BP 80, 13545 Aix-en-Provence cedex 04, France).
[3] Laboratoire Environnement Dynamique et Territoire de Montagne (EDYTEM), Université de Savoie, CNRS. Pôle Montagne, Campus scientifique, F-73376 Le-Bourget-du-Lac cedex.
[4] Cultures et Environnements, Préhistoire, Antiquité, Moyen Âge (CEPAM), Université de Nice, CNRS. Campus Saint-Jean-d'Angély, SJA3, 24 avenue des Diables Bleus, F-06357 NICE cedex 04.
[5] UMR LIENSs 7266, CNRS Université de La Rochelle, Institut du Littoral, 2 Rue Olympe de Gouges, 17000 La Rochelle.

Article en cours de publication dans la revue Quaternaire

Introduction

Les paysages alpins sont marqués par la richesse des héritages glaciaires que ce soit le long des grandes vallées ou bien en altitude au niveau des cirques glaciaires. Les montagnes des Alpes du Sud ont porté, lors de la dernière glaciation pléistocène, les glaciers alpins les plus méridionaux. Leur position latitudinale et la modestie de leurs zones d'alimentation en font des environnements très sensibles et réactifs aux variations climatiques et en particulier au réchauffement tardiglaciaire.

Dans les Alpes du sud, les nombreux travaux réalisés sur les environnements glaciaires d'altitude ont permis de proposer un cadre chronologique des étapes de la déglaciation (Schweizer, 1968 ; Beaulieu et Jorda, 1976 ; Beaulieu, 1977 ; Jorda, 1975 ; Jorda, 1988 ; Jorda et Rosique, 1994 ; Dijkstra et al. 1990). Cependant, peu de datations absolues permettent de caler précisément les fluctuations des langues glaciaires, l'essentiel de la chronologie proposée reposant sur des données polliniques.

Le but de cet article est de présenter les premières datations radiocarbone obtenues sur le comblement sédimentaire du lac d'Allos dans la vallée du Haut Verdon. Ces données permettent de revoir le cadre chronologique proposé antérieurement sur ce site et contribuent à améliorer la connaissance de la chronologie de la déglaciation à l'échelle des Alpes du Sud (Jorda, 1988 ; Jorda et al., 2000 ; Rosique 2004).

Site d'étude et contexte géomorphologique glaciaire

Localisé dans la vallée du Haut-Verdon, au cœur du Parc National du Mercantour, le lac d'Allos (44°14'N, 6°42'35''E, figures1 et 2A) est le plus grand lac de montagne d'origine naturelle d'altitude en Europe. Il s'étend sur 1 km de long (axe nord-sud) et 700 m de large (axe est-ouest), soit une étendue d'eau libre de 54 ha. Le lac s'inscrit dans un contexte bioclimatique de montagnes méditerranéennes. À2230m d'altitude, il se situe à la limite supérieure de l'étage sub-alpin. Son bassin-versant (5 km^2) est couvert essentiellement par des pelouses alpines entretenues par le pâturage. Une forêt de jeunes mélèzes en voie d'extension atteint, au nord-ouest, le verrou glaciaire qui ferme la cuvette lacustre. Le lac est alimenté essentiellement par la fonte des neiges et par les eaux des torrents affluents. Il ne possède pas d'exutoire subaérien. Ses eaux s'infiltrent par un drain souterrain naturel à travers le verrou rocheux et alimentent la source du torrent de Chadoulin, affluent du Verdon.

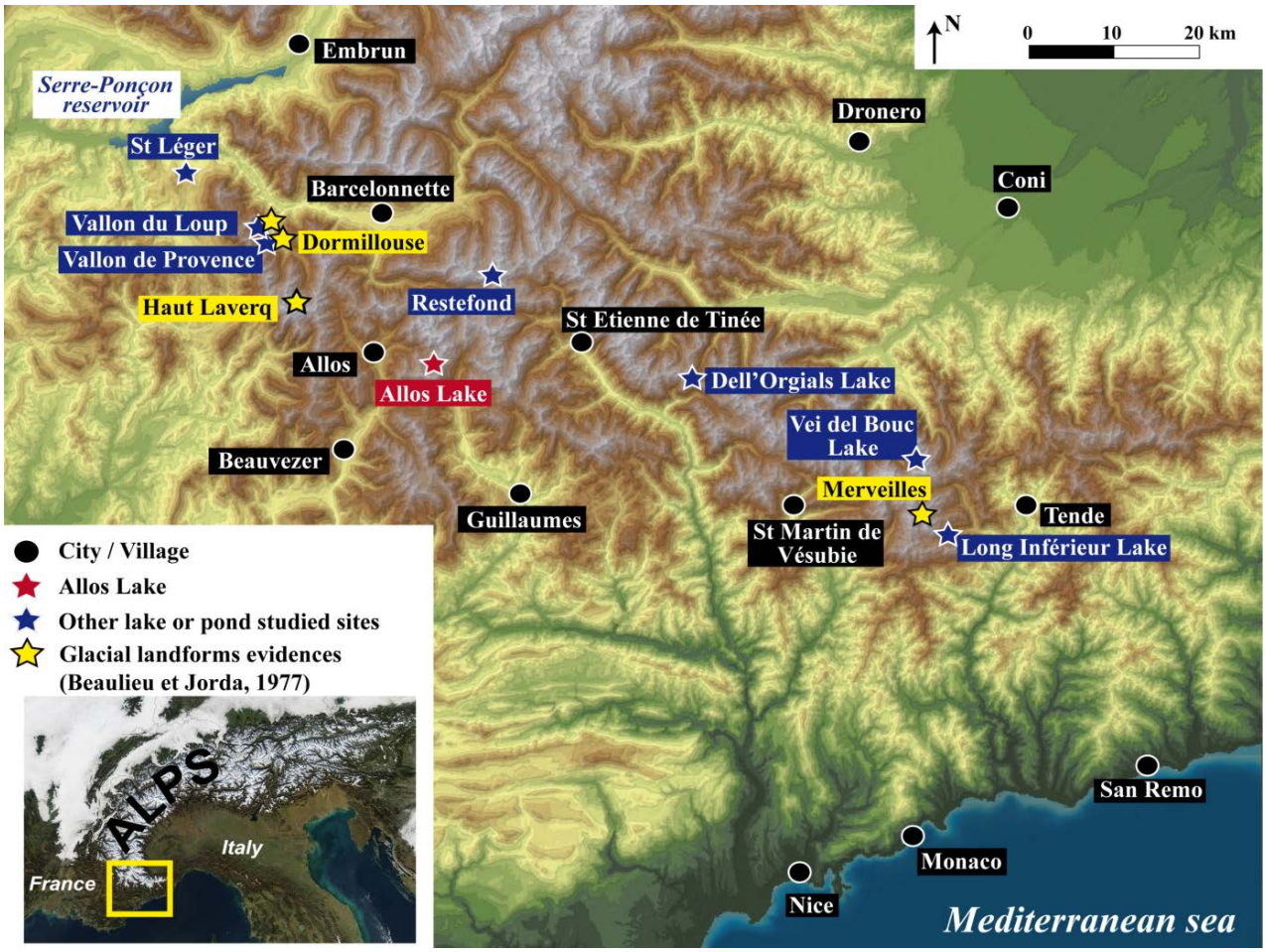


Fig. 1 : Localisation du site étudié (lac d'Allos) et des sites cités dans le texte.

La vaste dépression topographique occupée par le lac d'Allos possède plusieurs origines (Jorda, 1976). D'une part, il s'agit d'une dépression structurale située au contact de la nappe de charriage de l'Ubaye-Embrunais et du domaine autochtone subalpin (figure 2B) ; d'autre part, la dépression correspond à une cuvette de dissolution karstique développée dans des calcaires et des calcaires marneux. Enfin, cette dépression a été sur-creusée par les glaciers quaternaires bloqués en arrière d'un verrou rocheux constitué de poudingues résistants en position anticlinale. Les profils sismiques (figure 3) montrent que le lac possède une topographie sous-lacustre imposée par la lithologie : au sud, un bassin profond de 40m s'inscrit dans les calcaires et marno-calcaires karstifiés ; au nord, un bassin perché à 20 m de profondeur est creusé dans les poudingues. La région du lac d'Allos comporte d'abondants héritages glaciaires, à la fois dans la vallée principale du Verdon et, plus haut en altitude, dans les cirques glaciaires et sur les versants.

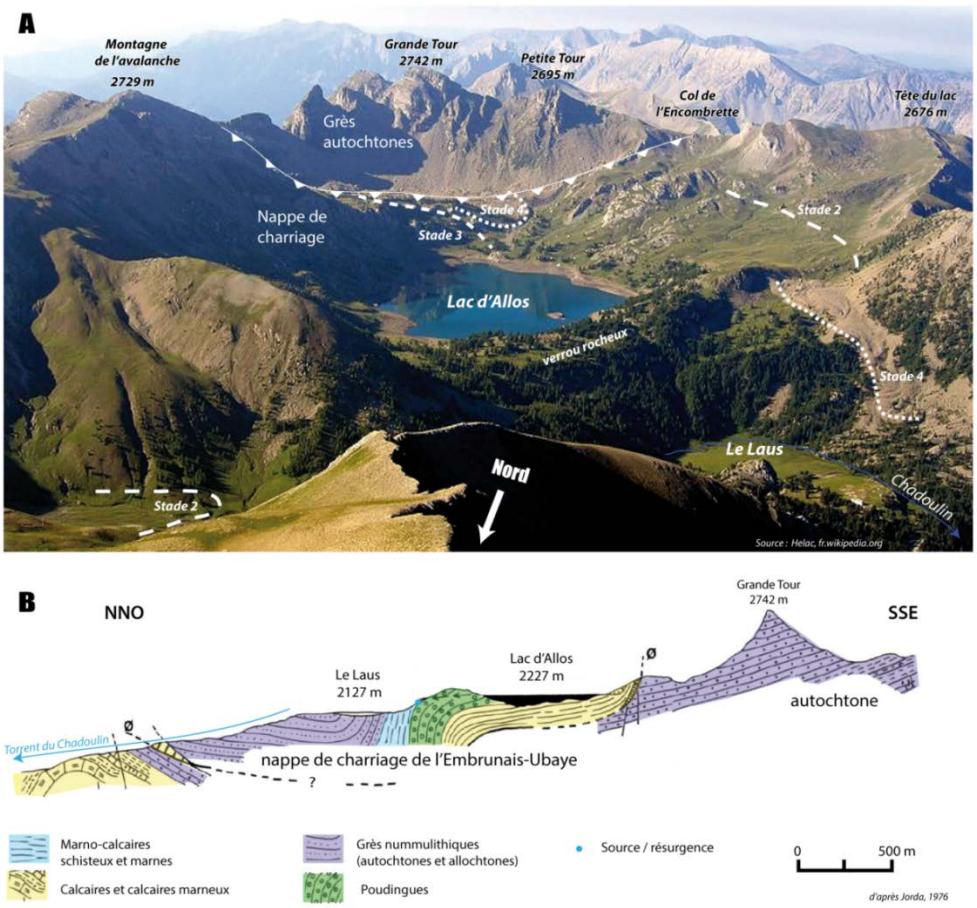


Fig. 2 : (A) Panorama du lac d'Allos vu depuis le Mont Pelat et localisation des stades glaciaires d'altitude (stades 2 à 4). B. Profil géologique de la région du lac d'Allos.

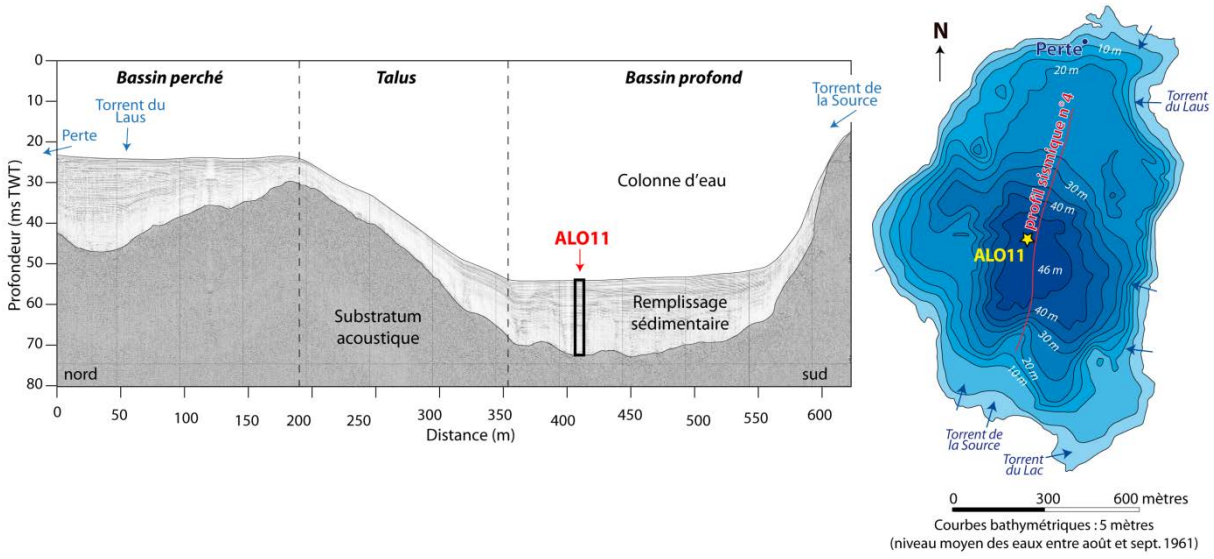


Fig. 3 : Profil sismique (d'après Wilhelm et al., 2012), bathymétrie du lac d'Allos, et position du carottage ALO11.

Les héritages glaciaires dans la vallée principale

Dans l'ensemble des Alpes du Sud, la phase d'extension glaciaire maximale est attribuée au Pléniglaciaire würmien supérieur (stade isotopique océanique 2) (Jorda et al., 2000). Le glacier du Verdon, long d'une quarantaine de kilomètres, atteignait alors la gorge de Font Gaillarde et venait mourir au niveau du Plan du Lys (Jorda, 1975, 1976, 1988) (figure 4).

Plusieurs stades de retrait glaciaire jalonnent la vallée et témoignent d'une évolution régressive saccadée des appareils glaciaires (stades de Thorame-Haute et de Colmars-les-Alpes). Parmi ces stades de décrue, celui de Thorame-Haute, individualisé par la présence de dépôts morainiques frontaux, résulte vraisemblablement d'une phase majeure de réavancée glaciaire ayant affecté l'ensemble des Alpes du Sud. Cette même phase est datée au ^{14}C en Durance sur aux environs de 21 000 cal. BP (20 470 - 22 630 cal BP) (Jorda et al. 2000).

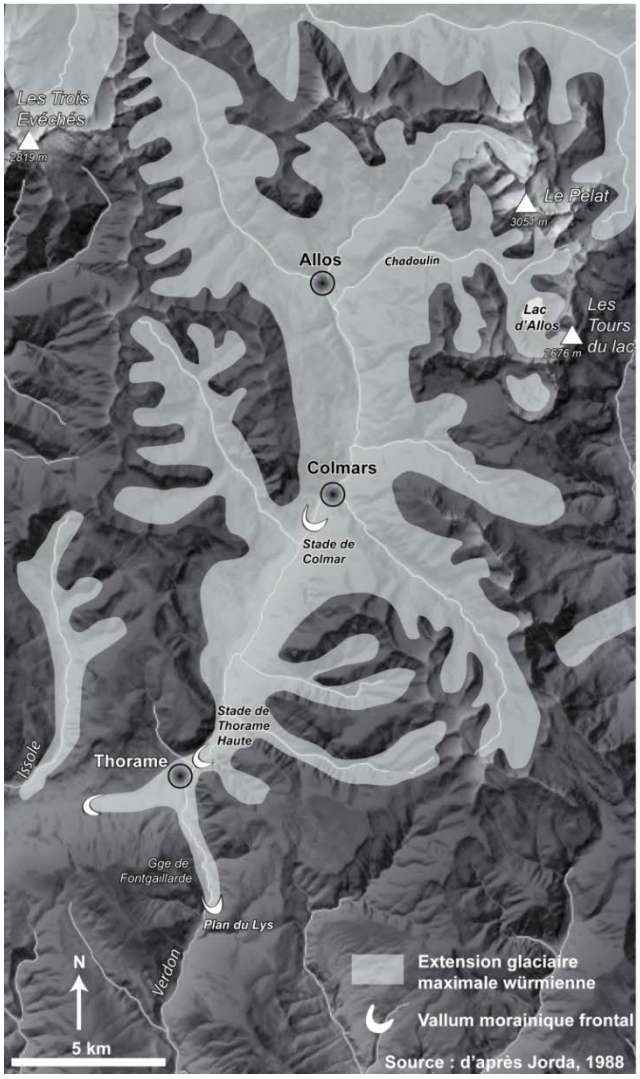


Fig. 4 : Extension des glaces dans la vallée du Verdon au Pléniglaciaire supérieur.

Le retrait glaciaire définitif qui succède à ces stades est un phénomène très rapide, comme dans l'ensemble des Alpes du Sud. Dès le début du Tardiglaciaire, les glaciers ont abandonné les vallées pour se réfugier en altitude au-dessus de 1800 m où se retrouvent les traces de leur évolution post-würmienne (Jorda et Rosique, 1994). L'extrême rapidité du phénomène de décrue glaciaire est particulièrement évidente et bien datée dans la vallée de la Durance. À peine 4 à 5 millénaires séparent le stade d'avancée quasi-apogéïque du Poët-Rourebeau, calé à 22-21000 cal BP, du début du remplissage des tourbières qui jalonnent le cours de la haute vallée en amont de Gap (Rosique 2004). À titre d'exemple, le remplissage des tourbières de Pelléautier, de Siguret, de la Roche de Rame, du col des Lauzes (Beaulieu 1977) et de Corréo (Nakagawa, 1998) commence au moins dès le début de la chronozone du Dryas Ancien. Il est vraisemblable que le même schéma chronologique caractérise la vallée proche du haut Verdon.

Les stades glaciaires d'altitude

Du fait d'altitudes soutenues et d'une exposition nord, les environs du lac d'Allos ont connu un englacement relativement important postérieurement au stade isotopique 2 (Jorda, 1975, 1976). Jorda (1975) décrit les traces de quatre stades glaciaires post-wurmiens (figure 5). Ceux-ci trouvent leurs équivalents dans l'ensemble du Haut Verdon ainsi que dans les Alpes maritimes (Schweizer, 1968).

Le stade 1 (dit stade de Chadoulin) est situé à 1850-1900 mètres d'altitude où un bouchon morainique encombre la vallée du Chadoulin. Ce stade correspond à un abaissement de la ligne d'équilibre glaciaire (LEG) de 800 m (altitude de la LEG vers 2200 m). La moraine correspondant à ce stade, située en aval de la dépression du Laus (figure5), a livré un enregistrement pollinique (Beaulieu, 1977) : à 7,75m de profondeur, la base de ce remplissage lacustre est constituée par des « graviers glaciaires» ; au-dessus, des « marnes grises tourbeuses » sont attribuées à la chronozone du Préboréal (11500-10200 cal BP) d'après les assemblages polliniques (caractérisés par l'augmentation de *Betula*, des occurrences de la chênaie et le maintien d'espèces steppiques, de Beaulieu et Jorda, 1977) ; entre 5 et 6 m, deux datations ^{14}C ont été réalisées dans les marnes tourbeuses à 8820±370 BP (Ly 961, 9000-11070 cal BP) et 8970±210 BP (Ly 998, 9540-10570 cal BP). Ainsi, sur la base de ces datations et du diagramme pollinique, les auteurs supposent que la cuvette lacustre du Laus était encore occupée par les glaces au Dryas Récent, et attribuent à ce refroidissement la construction du bouchon morainique de Chadoulin. Ce stade trouve son équivalent dans le Haut Var et les Alpes maritimes (stade de Molières, [Schweizer, 1968]).

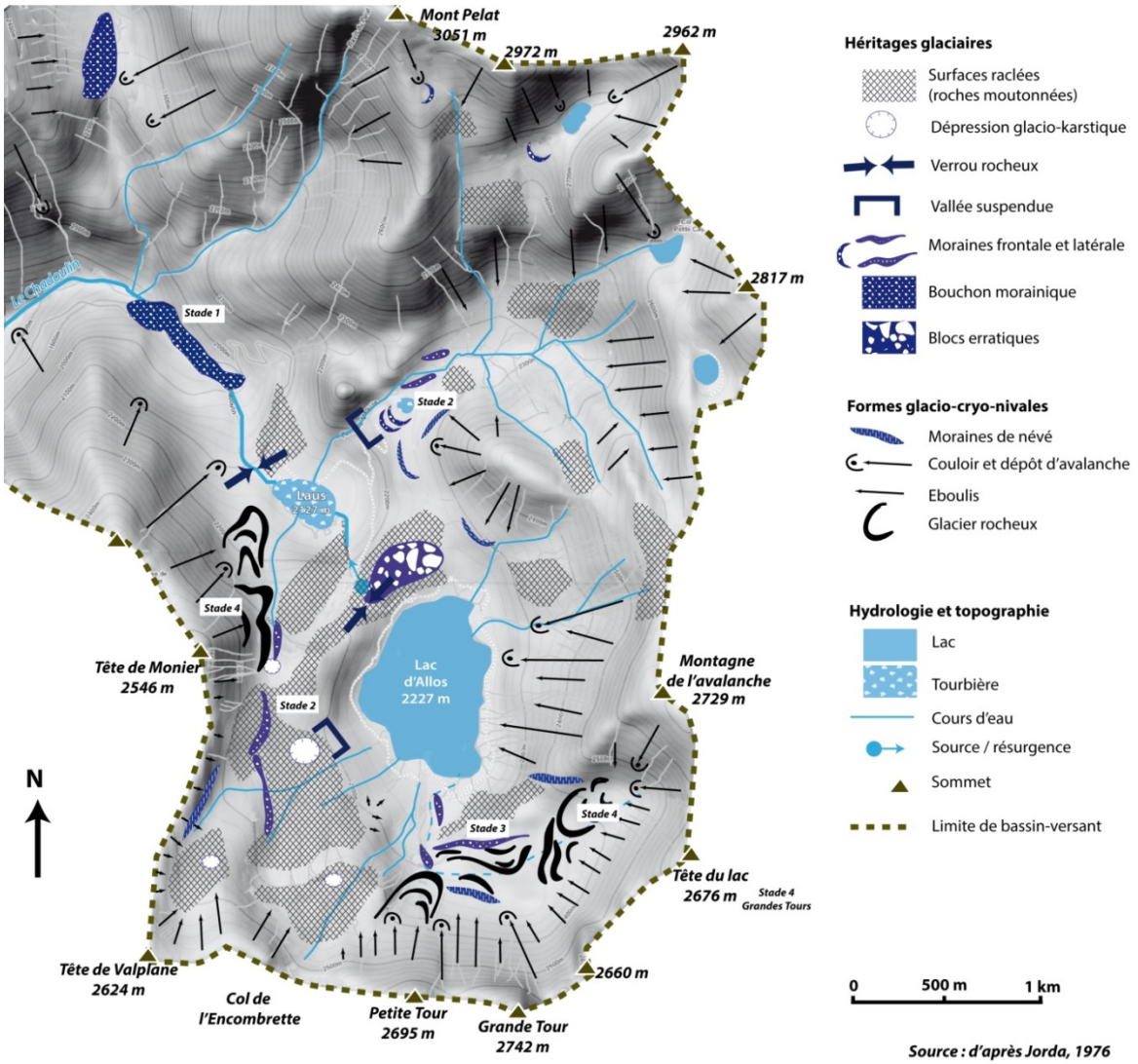


Fig. 5 : Cartographie des héritages et des stades glaciaires autour du lac d'Allos.

Le stade 2 (dit stade de Méouilles) est situé à 2265 m d'altitude où se trouvent les bourrelets morainiques frontaux du gradin de confluence de Méouilles, au-dessus de la cuvette du Laus. Les bourrelets morainiques latéraux qui frangent les replats glaciaires moutonnés à l'ouest du lac d'Allos vers 2400 m sont également attribués à ce stade. À cette période, la dépression du lac était encore occupée par les glaces qui s'étalaient à l'ouest au-dessus du verrou. Ce stade correspond à un abaissement de la LEG de 500 m (altitude vers 2450 m) et correspond, dans les Alpes maritimes, au stade de Chastillon attribué au début du Préboréal (sans plus de précision chronologique). Le stade de Méouilles est suivi d'une décrue importante qui n'a laissé que des placages morainiques indifférenciés.

Le stade 3 est situé à 2310 m d'altitude, au-dessus du lac, où s'individualise la moraine latérale droite et des bourrelets frontaux dégradés du dernier glacier ayant occupé le cirque. Ces formes correspondent à une ligne d'équilibre glaciaire située à 2600 m et ont évolué postérieurement

en glaciers rocheux. Le stade 3 correspond à celui du Mounier dans les Alpes Maritimes attribué à la fin du Préboréal.

Enfin, le stade 4 correspond à deux principaux lobes de glaciers rocheux situés à 2400 m au nord de la Grande Tour, au sud-ouest de la montagne de l'Avalanche et sous la Tête de Monier, au pied de versants inscrits dans les grès d'Annot sensibles à la macro-gélivation. Ils sont attribués à une dernière récurrence froide qui pourrait correspondre selon Jorda (1975) au Néoglaciaire (environ 4500 cal BP).

Méthode

Afin de préciser la chronologie de la déglaciation et de dater la mise en place du lac dans la cuvette glaciaire, un carottage a été effectué dans le remplissage sédimentaire du lac d'Allos. Le calcul des taux de sédimentation à partir du modèle d'âge et la description des principaux ensembles lithostratigraphiques permettent de définir les principales étapes de l'évolution de l'environnement autour du lac depuis la disparition du glacier.

L'emplacement du carottage a été choisi sur la base des données sismiques obtenues à l'aide d'un sondeur de sédiment de type CHIRP (ECHOES 5000, IXBLUE) ayant une résolution verticale de l'ordre de 20 cm (Wilhelm et al. (2012) ; figure 3). Dans les deux bassins (perchés et profonds), l'épaisseur du remplissage sédimentaire lacustre est d'environ 15m. Les unités sismiques sont drapantes, homogènes et non perturbées et ne comportent aucune discordance. Le carottage a été réalisé dans le bassin profond, au centre du lac, de façon à obtenir un enregistrement lacustre intégrateur de l'ensemble des changements environnementaux ayant affecté le bassin-versant.

Le carottage (N44°14'00,2" E6°42'28,8", prof. 39,9m) a été réalisé en Juillet 2011 depuis une barge gonflable avec un carottier à percussion UWITEC. Une carotte pilote et trois prélèvements parallèles ont été effectués afin d'obtenir une série stratigraphique complète. Les tubes de prélèvement (diamètre 90 ou 63 mm) correspondent à des sections de 2 ou 3 mètres de longueur et se chevauchent d'1 mètre. L'ensemble du remplissage lacustre a ainsi pu être prélevé, le carottage ayant atteint les graviers glaciaires recouvrant le substrat. Les différentes sections ont été méticuleusement corrélées entre elles grâce à l'observation des successions de lamines caractéristiques. Une carotte composite, ALO11, de 14,5 mètres a été obtenue.

Le sédiment a été observé macroscopiquement et en lames minces. 19 datations ^{14}C ont été réalisées sur des macro-restes végétaux identifiés. Les dates radiocarbone ont été calibrées avec la version IntCal09 (Reimer et al., 2009) tenant compte d'un intervalle de probabilité à 2 sigmas (tableau 1). Le modèle d'âge a été établi en tenant compte de la densité de probabilité des datations ^{14}C au moyen du module Clam sous R (Blaauw, 2010). Considérant que la série

sédimentaire est entièrement laminée et ne présente pas de changements brutaux de faciès, la fonction mathématique « cubic spline » (smooth=0.4) a été choisie.

Tableau 1 : datations ^{14}C dans la séquence ALO11.

Profondeur (cm)	Matériel daté	Code laboratoire	Age uncal. BP	Age cal. BP (2σ)
181	Bois et aiguilles indif.	Poz-50232	615±35	547-657
250	Aiguilles indif.	Poz-49766	1275±30	1144-1287
300	Ecorce de conifère indif.	Poz-49767	1645±30	1418-1685
390	Fragments d'herbacées indif.	Poz-49768	1795±30	1625-1818
498,5	Brindille de *Salix* sp.	Poz-46760	2880±35	2885-3143
525	Brindille de *Larix/Picea*	Poz-46759	3060±35	3168-3364
556	Brindille de feuillus	Poz-50223	2900±40	2898-3205
589	Brindille de feuillus	Poz-46758	3895±35	4185-4422
605	Charbon (gymnosperme)	Poz-50227	4090±35	4445-4811
660	*Brindille de Salix* sp.	*Poz-50231*	*8840±50*	*9706-10157*
685	Brindille indif.	Poz-50224	5570±40	6292-6435
708	Brindille de feuillus	Poz-50222	6040±40	6786-6995
743	Fragments d'herbacées indif.	Poz-50228	6660±40	7462-7593
807	Brindille de feuillus	Poz-50229	7670±50	8386-8550
832	Ecorce et brindille de conifère	Poz-50221	8090±80	8720-9273
865,5	Brindille de feuillus	Poz-46762	8050±50	8725-9090
963	Brindille indif.	Poz-50225	8820±50	9689-10154
1038	Fragments d'herbacées	Poz-46757	9380±50	10444-10732
1140	*Débris végétaux indif. (0.4 mgC)*	*Poz-49768*	*8930±50*	*9906-10210*

Résultats et discussion

La carotte synthétique ALO11 est finement laminée et à dominante détritique. Elle est constituée par une succession de passées silto-argileuses riches en matière organique et de passées silteuses grano-décroissantes pluri-centimétriques à infra-millimétriques (lamines de crues) (figures 6 et 7). Cette sédimentation laminée, caractéristique d'un contexte de sédimentation lacustre dominé par les apports détritiques d'un cours d'eau torrentiel (Arnaud et al., 2002), est comprise entre 0 et 13 mètres. Entre 13 et 14,5 mètres de profondeur, le sédiment est constitué de sables et de graviers et d'une passée argileuse homogène que nous attribuons à des apports liés à des eaux de fonte glaciaires.

Lithostratigraphie

Trois unités sédimentaires lacustres ont été identifiées selon la couleur des sédiments, l'épaisseur des lamines et l'observation du sédiment en lames minces (Figures 6 et 7).

De 13 à 8,2 m (unité 1), le sédiment de couleur gris clair est constitué d'une alternance de (1) fines lamines de crues (d'épaisseur variant de 0,2 à 6 mm) silteuses à la base et devenant argileuse au sommet, et de(2) lamines argileuses (d'épaisseur moyenne de 200 µm) piquetées de grains détritiques isolés, hétérométriques et anguleux de diamètre variant de 50 à 150 µm que nous interprétons comme des « *dropstones* » liés à la présence saisonnière de glaces flottantes.

De 8,2 à 4 m (unité 2), le sédiment laminé prend une couleur à dominante verdâtre. Au sein des lamines de crues, s'intercalent des lamines de quelques µm à 1 cm d'épaisseur constituées de matière organique amorphe rougeâtre composée de particules généralement sub-arrondies d'aspect floconneux héritées de la pédogénèse (Noël, 2001). Ces lamines sont aussi riches en matière organique alguaire, en diatomées et en débris végétaux (figure 6).

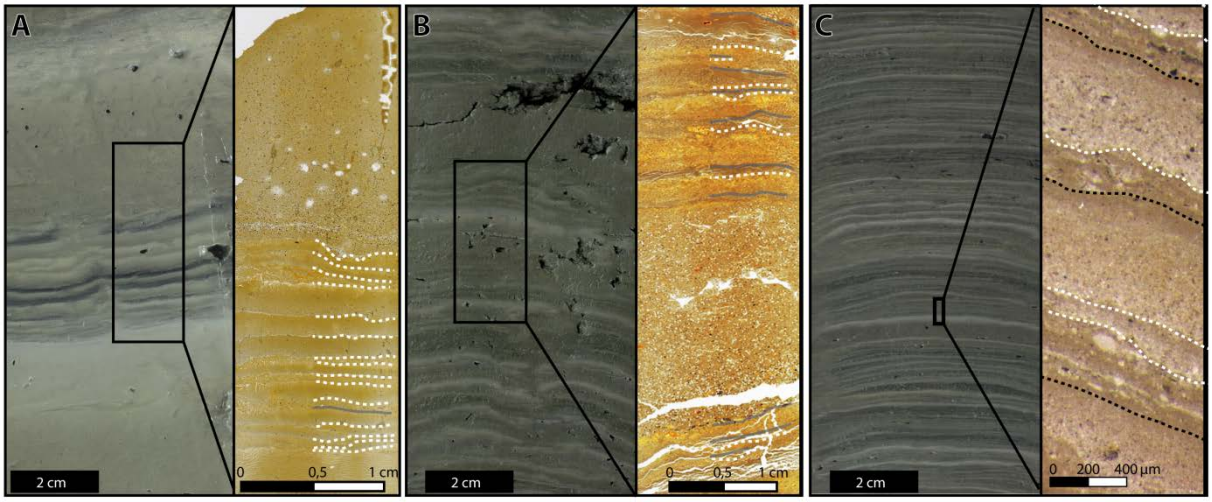


Fig. 6 : Photographie du sédiment frais et scan de lame-mince des sédiments laminés de la carotte ALO11 par unité (unité 1 en A, unité 2 en B, unité 3 en C). Les interprétations micro-stratigraphiques sont représentées à la base des lamines par des lignes grises pour les lamines organiques, des tirets blancs pour les lamines de crues et des tirets noirs pour les lamines à clasts isolés.

De 4 m à 0 (unité 3), le sédiment devient beige clair et est caractérisé par l'apparition de dépôts de crues très épais, pouvant atteindre une dizaine de centimètres. Dans cette unité, entre0,2 m et la surface, le sédiment devient de plus en plus noir et riche en argiles gyttjoïdes dans lesquelles les laminations sont en partie effacées par les processus de bioturbation.

Modèle d'âge et taux de sédimentation

La figure 7 présente le modèle d'âge obtenu. La date obtenue à 660 cm de profondeur (Poz-50231), trop vieille de 4000 ans, a été réalisée sur une brindille de saule qui peut avoir été remaniée depuis un dépôt deltaïque plus ancien. Dans la partie inférieure de la carotte, une des trois datations est incohérente (à 963, 1039 ou 1140 cm de profondeur). Nous avons choisi de rejeter la datation fournie par l'échantillon le plus profond (Poz-49768) car elle été obtenue sur des débris végétaux non identifiables et contenant une quantité de carbone très faible (seulement 0,4 mg alors que 1 mg est idéalement requis pour une datation AMS [Wolhfarth et al., 1998]). Les deux échantillons supérieurs (Poz-50225 et Poz-46757) sont des macrorestes végétaux bien identifiés et riches en carbone (voir Tableau 1). De plus, ces trois échantillons appartiennent à une unité sédimentaire stratigraphiquement homogène dans laquelle aucun changement de faciès n'apparaît ; nous avons donc choisi de privilégier l'hypothèse d'un taux de

sédimentation constant depuis 8,4 m de profondeur. Enfin, cette attribution chronologique est confortée par les premières analyses polliniques réalisées à 12 m de profondeur (travaux en cours). Celles-ci suggèrent une végétation steppique dominée exclusivement par *Pinus type sylvestris* et *Artemisia,* en relation avec une ambiance climatique encore très froide (fin du Tardiglaciaire). Ces données polliniques excluent ainsi une datation plus récente (holocène) de la base de la séquence lacustre.

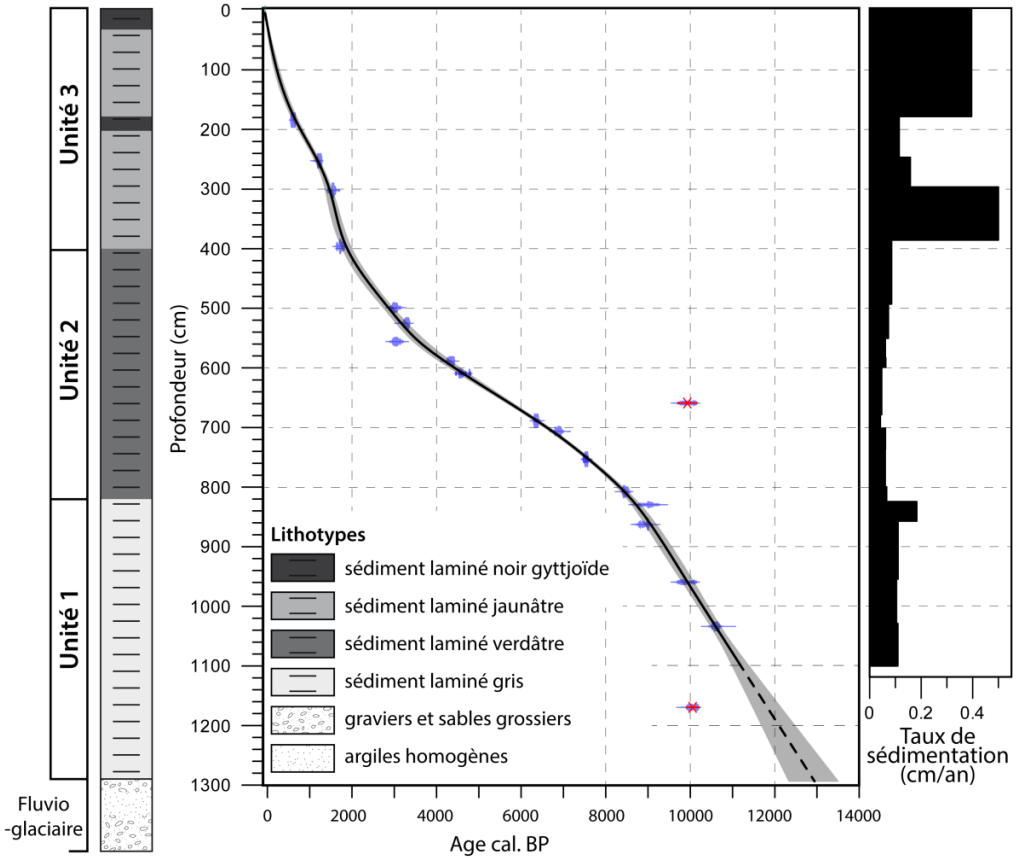


Fig. 7 : Modèle d'âge et taux de sédimentation de la carotte ALO11. Les datations radiocarbone sont représentées par leur histogramme de densité de probabilité à 2 sigmas. L'enveloppe grise représente l'incertitude du modèle d'âge à 95%. Les pointillés représentent le modèle d'âge extrapolé.

Ainsi, au minimum, 11 000 ans d'histoire sont enregistrés dans la carotte ALO11. En prolongeant le modèle d'âge avec des taux de sédimentation constants, le début de la sédimentation laminée (mise en place du lac d'Allos) serait daté entre 12 300 et 13 500 cal. BP (2 sigmas) avec un maximum de probabilité à 13 000 cal. BP.

La figure 7 montre par ailleurs des variations notables des taux de sédimentation reflétant les interactions complexes entre la variable climatique (intensité et volume des précipitations), les processus de pédogenèse, le développement du couvert végétal et, pour les derniers millénaires, les activités humaines (défrichements, pâturages). Dans l'unité 1 (entre 12 300 et 8800 cal. BP),

les taux de sédimentation assez élevés (1,2 mm/an) reflètent des apports détritiques abondants provenant de versants couverts de dépôts morainiques fraichement hérités et encore irrégulièrement protégés par la végétation. Dans l'unité 2 (8800 à 1700 cal. BP) la faiblesse des taux de sédimentation (0,6 mm/an) associée à l'augmentation de la fréquence des lamines riches en matière organique, témoigne d'une stabilisation des versants par un couvert végétal bien développé et/ou de précipitations peu agressives. Enfin, il semble pertinent d'associer l'augmentation importante des taux de sédimentation dans l'unité 3 (depuis 1700 cal. BP) aux effets de l'anthropisation et des activités pastorales reconnues partout ailleurs dans les environnements montagnards des Alpes du Sud à cette période (Mocci et al, 2008a,b ; Brisset et al., 2012).

Chronologie de la déglaciation

Ces résultats apportent des éléments nouveaux quant à la chronologie de la déglaciation des hauts bassins d'altitude sud-alpins proposée antérieurement par Schweizer (1968), Jorda (1975), Beaulieu et Jorda (1976), Jorda et al. (1988), Dijkstra et al. (1990) et Jorda et Rosique (1994).

La datation de la mise en place du lac avant 12 300 cal. BP montre que le stade glaciaire le plus ancien (Stade 1 dit de Chadoulin, 1900 m), situé en aval du verrou glaciaire, ne peut pas être attribué au Dryas Récent, comme cela avait été supposé précédemment (Jorda, 1976). En supposant que le glacier du Verdon atteignait le stade de Thorame (figure 4) à la fin du Pléniglaciaire et considérant que la décrue glaciaire a été extrêmement rapide dans l'ensemble des Alpes du Sud (Jorda et Rosique 1994), il est probable que le stade de Chadoulin soit contemporain du Tardiglaciaire inférieur (sans qu'il soit possible d'avancer une datation précise). Considérant les enregistrements paléoclimatiques couvrant cette période (Blockley et al., 2012), le refroidissement du Dryas ancien est la pulsation climatique qui pourrait avoir fourni les conditions les plus favorables à une stagnation voire une réavancée glaciaire. Cette attribution chronologique rejoint là les hypothèses formulées par Beaulieu et Jorda (1976) puis Jorda et Rosique (1994) qui, sur la base de l'observation des formes glaciaires d'altitude associées à des données polliniques obtenues dans la vallée de la Blanche au sud du lac de Serre-Ponçon (lac de Saint Léger, tourbières du vallon du Loup et du vallon de Provence), dans la vallée de Barcelonnette (dans les secteurs du Haut Laverq, de Dormillouse, à la tourbière de Restefond, Dijkstra et al, 1990), et dans la vallée des Merveilles (lac Long, Beaulieu, 1977), attribuent au Dryas ancien les moraines situées à 1900 m d'altitude (figure 1). Les travaux polliniques plus récents sur le versant italien du col de la Lombarde (Lago dell'Orgials, Ortu et al., 2008) et dans la vallée des Merveilles (Lago del Vei del Bouc, Finsinger et Ribolini, 2001) aboutissent aux mêmes conclusions. Les assemblages polliniques de la base de toutes les

séquences lacustres précitées montrent en effet que les cuvettes d'altitude ont été définitivement libérées des glaces antérieurement au Bolling-Alleröd.

Le stade de Méouilles (stade2) est lui aussi antérieur à la naissance du lac d'Allos et doit appartenir au Tardiglaciaire sans qu'il soit possible de lui attribuer une datation plus précise. La décrue glaciaire qui lui a succédée a été rapide, ne laissant que des placages morainiques. Comme dans les sites alentours, elle peut vraisemblablement être attribuée à l'amélioration climatique du Bolling-Alleröd.

Les stades 3 et 4 situés à l'amont du lac, au-dessus de 2300 m d'altitude, sont donc postérieurs à l'Alleröd. Le stade 3, le plus en aval, pourrait être attribué au refroidissement du Dryas Récent. Il est possible que les grains détritiques de type « *dropstones* » qui piquètent les lamines de l'unité 1 (Figure 6C et 7) soient la marque des glaces échappées du glacier dominant le lac et puissent être associés à ce stade. Plus en amont, le stade 4 est vraisemblablement holocène ; il pourrait correspondre au refroidissement du Néoglaciaire comme l'a suggéré Jorda (1975) ou au Petit Age Glaciaire. L'étude multi-proxy à haute résolution temporelle de la carotte ALO11 permettra de préciser leur chronologie absolue.

Au total, les datations de la carotte ALO 11 montrent que la dépression du lac d'Allos, à 2230 m d'altitude, est libérée définitivement des glaces entre 12 300 et 13 500 cal. BP, soit à la toute fin du Bolling-Alleröd, un peu plus tardivement que dans les cirques glaciaires voisins (Jorda et Rosique, 1994). Ce décalage est vraisemblablement dû au contexte géomorphologique local, en particulier à l'ampleur de la cuvette topographique qui doit son origine non seulement au surcreusement glaciaire mais surtout au contexte structural et à l'érosion karstique. La dépression est ainsi surdimensionnée par rapport aux autres cirques d'altitude, d'origine essentiellement glaciaire. Il est ainsi très probable qu'elle ait accumulé une très grande quantité de glace au Pléniglaciaire et que, lors de la déglaciation, un culot de glace ait pu persister tardivement dans le fond de la cuvette, retardant la mise en place du lac. Ce n'est qu'à la fin de l'Alleröd que le réchauffement permet la fonte définitive des glaces et la naissance du lac.

Conclusion

Les datations obtenues dans la séquence lacustre du lac d'Allos s'ajoutent aux données des travaux antérieurs, en particulier les données issues des études polliniques et géomorphologiques dans les bassins d'altitude, pour définir le cadre chronologique de la déglaciation dans les Alpes du sud. Il faut rappeler l'extrême rapidité du phénomène de déglaciation qui semble débuter dès le début du Tardiglaciaire (Jorda et Rosique 1994). Le contexte méridional sud-alpin a vraisemblablement exacerbé les vitesses de recul glaciaire,

même si des processus de déglaciation très rapides sont également reconnus dans les Alpes du Nord (Coutterand et Nicoud, 2005).

A Allos, à 2300 m d'altitude, la sédimentation lacustre démarre entre 12 300 et 13 500 cal. BP à la transition entre l'Alleröd et le Dryas Récent. Les 2 stades glaciaires situés en aval du lac à 1900 m (stade 1) et à 2300 m (stade 2) sont par conséquent plus anciens et pourraient être contemporains de la dégradation froide du Dryas ancien. Nous rejoignons ici les conclusions des travaux antérieurs sur les tourbières et lacs d'altitude (Beaulieu et Jorda, 1977 ; Dijkstra et al. 1990) qui, sur la base des données polliniques, suggéraient une déglaciation très précoce remontant au début du Tardiglaciaire. Les deux stades glaciaires situés à l'amont du lac, sont donc postérieurs à l'Alleröd. Le plus ancien (stade 3), dominant directement le lac, pourrait être attribué au refroidissement du Dryas Récent. Le plus récent (stade 4) est holocène (Néoglaciaire ou au Petit Âge Glaciaire ?).

L'ampleur surdimensionnée de la dépression topographique du lac d'Allos, située dans un contexte lithostructural particulier, a certainement favorisé l'accumulation de glace durant le Pléniglaciaire et la présence tardive de glaces résiduelles lors de la déglaciation. Leur présence pourrait expliquer que la déglaciation de la cuvette, située à 2300 m, n'ait eu lieu que tardivement par rapport aux sites voisins.

Les changements des taux de sédimentation montrent que les paysages montagnards ont connu de profonds changements environnementaux au cours de l'Holocène. Les analyses géochimiques et paléoécologiques de la carotte ALO11 permettront de retracer l'évolution des paysages et des dynamiques érosives de la région du lac d'Allos au cours de l'Holocène.

Remerciements

Ce travail a été financé par la Région PACA (programme de recherche LADICIA dirigé par C. Miramont) et par le Parc National du Mercantour (programme PIT - PCR Mercantour dirigé par F. Suméra). Les auteurs remercient chaleureusement toutes les personnes qui ont permis la réalisation de ce travail : les membres de l'équipe ayant participé au carottage : E. Malet (EDYTEM), P. Sabatier (EDYTEM), D. Sabatier (AMU), R. Sinet (IMBE), M. Revel (GeoAzur) ; le laboratoire Chrono-environnement de Besançon pour le prêt de la barge ; les agents du Parc National du Mercantour et l'équipe du refuge du lac d'Allos pour leur accueil et leur aide logistique sur le terrain. Les auteurs remercient Michael Köhler (MK Factory) et Fayçal Soufi (EDYTEM) pour la réalisation des lames minces de sédiment.

Références bibliographiques

ARNAUD F., LIGNIER V., REVEL M., DESMET M., BECK C., POURCHET M., CHARLET A., TRENTESAUX A., TRIBOVILLARD N. 2002. Flood and earthquake disturbance of 210Pb geochronology (Lake Anterne, North French Alps).Terra Nova, 14 (4), 225-232.

BEAULIEU J.L. de.,& JORDA M., 1976 - Tardiglaciaire et Postglaciaire des Alpes de Haute-Provence. Le glaciaire de la Blanche, Trois évêchés. Bulletin de l'Association Française de l'Étude du Quaternaire, 3, 3-15.

BEAULIEU J.L. de., 1977 - Contribution pollenanalytique à l'histoire tardiglaciaire et holocène des Alpes méridionales françaises. Thèse Science, Université, Aix-Marseille III, 358 p.

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

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

BRISSET E., GUITER F., MIRAMONT C., DELHON C., ARNAUD F., DISNAR J.-R., POULENARD J., ANTHONY E., MEUNIER J.-D., WILHELM B., PAILLES C., 2012 – Approche multidisciplinaire d'une séquence lacustre holocène dans les Alpes du Sud au Lac Petit (Mercantour, alt. 2200 m, France). Quaternaire, 23(4), 309-319.

COUTTERAND S**.,** & NICOUD **G., 2005 -**Les stades de retrait du glacier de l'Arve entre le verrou de cluses et l'ombilic de Chamonix au cours du Tardiglaciaire (Vallée de l'Arve, Haute-Savoie). Quaternaire, 16), 85-94.

DIJKSTRA T. A., JANSSEN C. R., MIDDELKOOP H., SALOMÉ A. I., 1990 - Observations concerning the extent and chronology of the Late-Glacial déglaciation stages in the Southern French Alps on the basis of two pollen diagrams. Quaternaire, 1 (2), 123-137.

FINSINGER W., & RIBOLINI A., 2001 – Lateglacial to HoloceneDeglaciation of the Colle Del Vei Del Bouc-Colle des Sabbione area (Argentera massif, Maritime Alps, Italy-France). Geogr. Fis. Dinam. Quat. 18, 25-29.

JORDA M., 1975 - Les Montagnes du Haut Verdon. Étude géomorphologique. Méditerranée, 8 (1), 37-58.

JORDA M., 1976 - La région du Lac d'Allos (Alpes de haute Provence), Carte géomorphologique Allos n° 3 - 1/20.000° . Méditerranée. 3, 49-62.

JORDA M., 1988 - Modalités paléoclimatiques et chronologiques de la déglaciation würmienne dans les Alpes françaises du Sud (Bassin durancien et Alpes de Haute Provence). Bulletin de l'Association Française pour l'étude du Quaternaire, 25 (2), 111 – 122.

JORDA M., & ROSIQUE T, 1994 - Le Tardiglaciaire des Alpes françaises du Sud: Rythme et modalités des changements biomorphoclimatiques. Quaternaire, 5 (3), 141 – 149.

JORDA, M., ROSIQUE, T., EVIN, J., 2000 - Données nouvelles sur l'âge du dernier maximum glaciaire dans les Alpes méridionales françaises. Compte-rendu de l'Académie des Sciences, Paris, 331, 187-193.

MOCCI F, WALSH K, RICHER S, COURT-PICON M, TALON B, TZORTZIS S, PALET-MARTINEZ J & BRESSY C, 2008a - Archéologie et paléoenvironnement dans les Alpes méridionales françaises : Hauts massifs de l'Argentérois, du Champsaur et de l'Ubaye, Hautes-Alpes et Alpes-de-Haute-Provence, Néolithique final - début de l'Antiquité. Cahiers de Paléoenvironnement, collection EDYTEM, 6,253-272.

MOCCI F, WALSH K, TALON B, TZORTZIS S & COURT-PICON M, 2008b - Structures pastorales d'altitude et paléoenvironnement. In: Premiers berges des Alpes : de la préhistoire à l'Antiquité, Jean-Pascal Jospin & Tassadite Favrie, 92-101.

NAKAGAWA, T. 1998 - Études palynologiques dans les Alpes Françaises centrales et méridionales: histoire de la végétation Tardiglaciaire et Holocène, thèse, University of Marseille III, 211p.

NOEL H., 2001- Caractérisation et calibration des flux organiques sédimentaires dérivant du bassin-versant et de la production aquatique (Annecy, Le Petit Lac). Rôles respectifs de l'Homme et du Climat sur l'évolution des flux organiques au cours des 6000 dernières années. Université d'Orléans, Thèse de doctorat, 279 p.

ORTU E., PEYRON O., BORDON A., de BEAULIEU J.-L., SINISCALCO C., CARAMIELLO R., 2008 – Lateglacial and Holocene climate oscillations in the South-western Alps : An attempt at quantitative reconstruction. Quaternary International, 190, 71-88.

REIMER P.J., BAILLIE M.G.L., BARD E., *et al.,* 2009 – Intcal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. ***Radiocarbon***, 51, 1111-1150.

ROSIQUE T., 2004 – La dernière phase glaciaire de la moyenne Durance (région de Gap à Sisteron) : bilan des recherches, dernières conclusions chronologiques. In « Géosystèmes montagnards et méditerranéens, un mélange offert à Maurice Jorda », Méditerranée, 1 (2), 25-35.

SCHWEIZER G., 1968 - Le tardiglaciaire et le niveau des neiges permanentes dans les hautes montagnes des Alpes-Maritimes. L'exemple du bassin supérieur de la Tinée. Méditerranée, 1, 23-40.

WILHELM B., ARNAUD F., SABATIER P., CROUZET C., BRISSET E., CHAUMILLON E., DISNAR J.R., GUITER F., MALET E., REYSS J.L., TACHIKAWA K., BARD E., DELANNOY J.J., 2012 - 1400 years of extreme precipitation patterns over the Mediterranean French Alps and possible forcing mechanisms. Quaternary Research, 78, 1-12

WOHLFARTH B., POSSNERT G., SKOG G., HOLMQUIST B., 1998 - Pitfalls in the AMS radiocarbon-dating of terrestrial macrofossils. Journal of Quaternary Science, 13, 137–145.

C.I.2. Conclusion

L'analyse sédimentologique préliminaire du carottage ALO11, suite à la constitution de la série synthétique et de sa datation au radiocarbone nous a donc permis de montrer que le remplissage sédimentaire du lac d'Allos couvre la fin du Tardiglaciaire et la totalité de l'Holocène. Le modèle âge-profondeur indique que la déglaciation de la dépression glacio-karstique d'Allos située à 2200 m d'altitude est achevée à 12 300-13 500 cal. BP. Ces résultats s'intègrent dans le schéma des étapes de la déglaciation proposé dans l'article n°3.

C.II. Dynamique et déstabilisation du géosystème d'Allos depuis la fin de la dernière glaciation

L'alternance des lithotypes laminés, la couleur du sédiment, les variations des taux de sédimentation continu et total, et les variations des sources sédimentaires permettent de retracer sur le long terme (fin du Tardiglaciaire et Holocène) les grandes étapes des changements paléoenvironnementaux.

En nous appuyant sur le traitement de ces résultats exposés dans le Chapitre IV-B. , nous présenterons ici les principaux indicateurs sédimentologiques et géochimiques significatifs des variations paléoenvironnementales auxquels nous associons les résultats de l'analyse pollinique préliminaire de la carotte ALO11 menée par F. Guiter (IMBE) et Y. Poher (IMBE). Cette synthèse des résultats acquis au lac d'Allos sera enrichie des données fournies par les études polliniques et entomologiques réalisées au Plan du Laus, une ancienne dépression lacustre comblée, située 100 mètres en aval du lac (Beaulieu, 1977 et mémoire de master 2 recherche de Y. Poher à Aix-Marseille Université et le laboratoire IMBE encadré par F. Guiter, P. Ponel et moi-même, Annexe 5 dans le Volume II).

C.II.1. Une prépondérance des processus fluvio-glaciaires (A : fin du Tardiglaciaire)

Le début de la sédimentation lacustre, dominé par les apports terrigènes du cortège des alumino-silicates (80 %), est pauvre en carbone organique (0.6 %). Le taux de sédimentation total est élevé (0,1 cm/an) (Figure 90). Ces sédiments, caractérisés par des lamines gris clair, sont constitués d'une alternance régulière de dépôts de crues et de dépôts argileux à clasts isolés (lithotype C). Cette alternance pourrait être caractéristique de varves clastiques déposées au printemps lors de la fonte des glaces (Ojala et Alenius, 2005). Qu'ils soient varvés ou non, ces dépôts témoignent probablement d'un des derniers stades de fonte du glacier de cirque en amont du lac et des apports par ruissellement des farines glaciaires issues du broyage glaciaire des formations grèseuses. Le modèle d'âge ne permet pas d'attribuer un cadre chronologique précis pour cette partie de la carotte. Il est vraisemblable néanmoins que cette sédimentation proglaciaire soit à mettre en relation avec la récurrence froide du Dryas Récent (article n°4). L'érosion est forte sur des versants encore inégalement protégés par une végétation steppique (Figure 91). L'absence d'un fluvio-glaciaire épais durant le Tardiglaciaire, comme dans les lacs d'altitude situés en aval de langues glaciaires (article n°3), pourrait être associée à la stagnation d'un culot de glace, jusqu'au Dryas Récent, au fond de la dépression structurale du lac fortement sur-creusée par les processus glacio-karstiques.

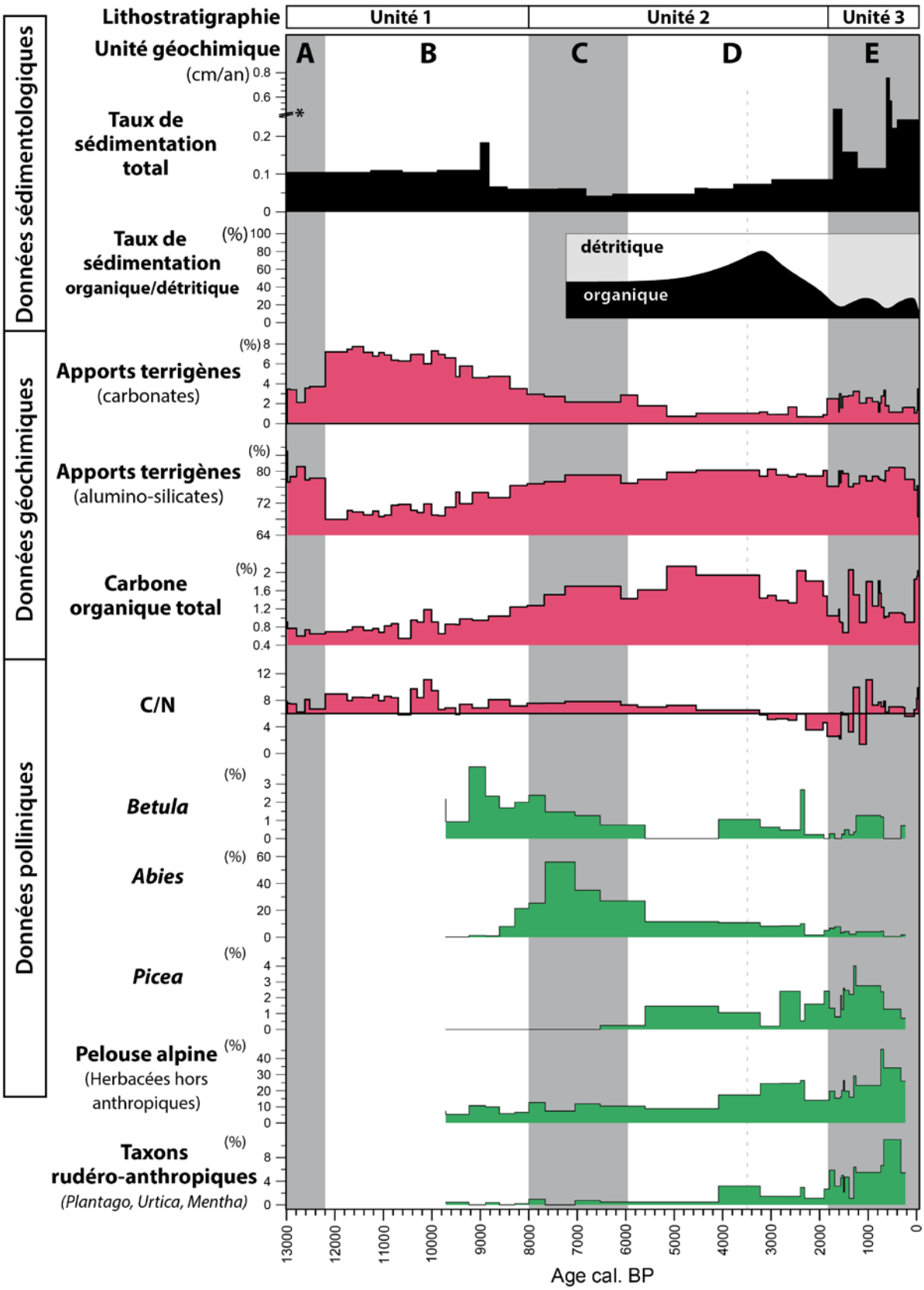


Figure 90: Principaux traceurs sédimentologiques, géochimiques et polliniques de l'évolution paléoenvironnementale au lac d'Allos depuis 13000 cal. BP. L'astérisque indique que l'échelle est fendue.

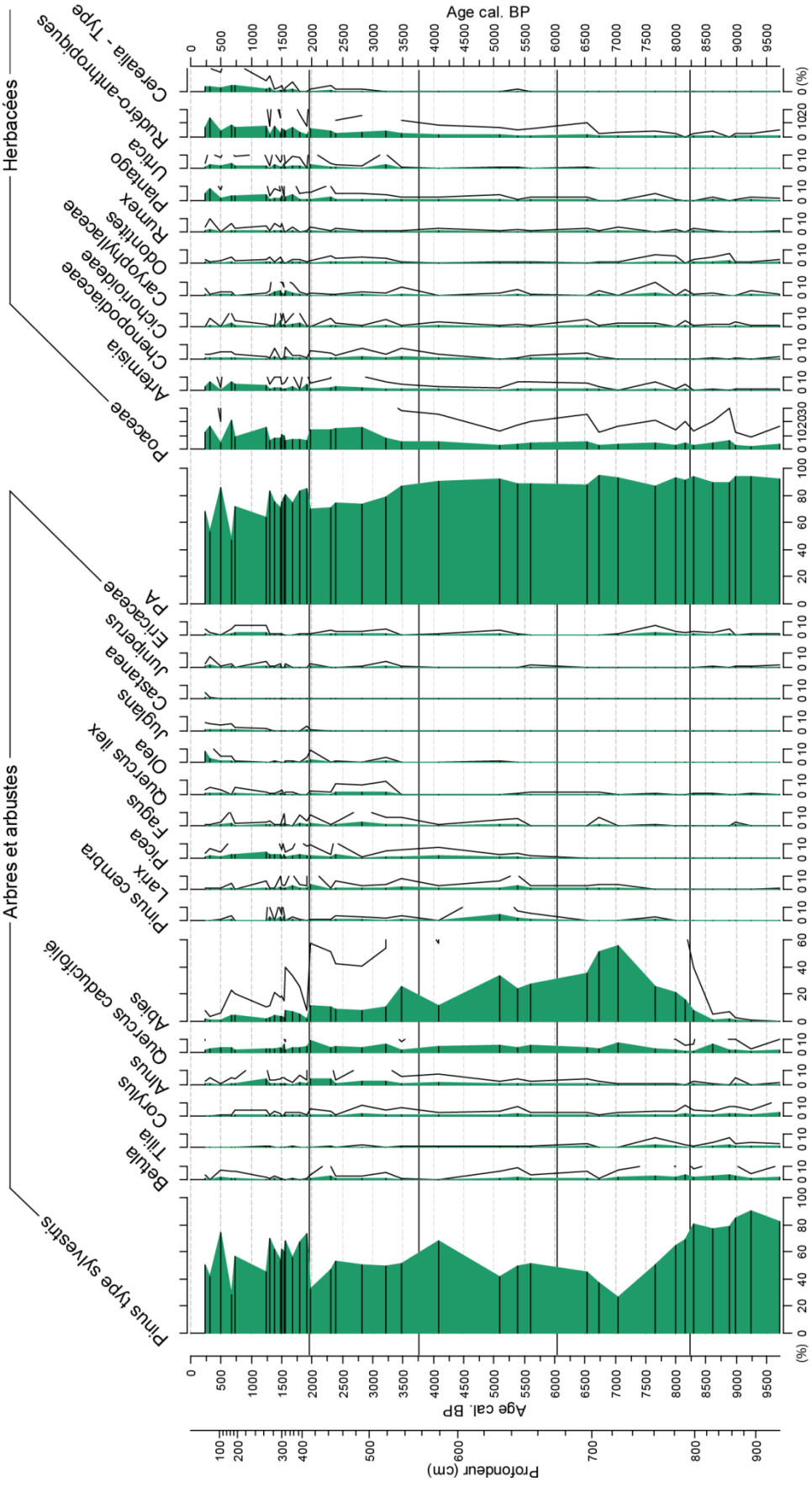


Figure 91 : Diagramme pollinique préliminaire et simplifié réalisé sur la carotte ALO11 (comptage réalisé par F. Guiter et Y. Poher, IMBE) représenté en fonction de l'âge cal. BP.

C.II.2. Une augmentation de la torrentialité au début de l'Holocène (B : du début de l'Holocène à 8000 cal. BP)

Les taux de sédimentation se maintiennent élevés à 0,1 cm/an avec des apports terrigènes importants (Figure 90). On assiste à un changement de source sédimentaire détritique dominante : une diminution des apports silicatés et une augmentation de la part des carbonates détritiques (8 %). Nous suggérons que :

- le stock sédimentaire facilement disponible, qui a nourri la torrentialité durant la période antérieure (farines mora,iniques) a été en partie épuisé ; l'érosion glaciaire a cessé (disparition ou rétraction considérable du glacier résiduel au pied des Tours) ;
- l'augmentation des carbonates détritiques traduit vraisemblablement des processus de ravinement dans les affleurements les plus érodibles de marnes, de calcaires marneux et de poudingues.

L'augmentation discrète du TOC (1 %) associée à un rapport C/N élevé traduit un apport modeste en matière organique d'origine terrestre (Meyers et Teranes, 2001) (Figure 90). Cette évolution est à relier avec les changements de végétation et les fortes fréquences de *Pinus* type *sylvestris* (près de 90%) qui témoignent de la présence d'une pinède pionnière aux abords du site en association avec des feuillus tel que *Betula* (Figure 90 et Figure 91). La présence de macrorestes de feuillus (feuillus indifférenciés et *Salix* sp.) démontre que la colonisation des versants par ces espèces pionnières méso-thermophiles s'étend au-dessus de 2200 m d'altitude. En contrebas du lac d'Allos, l'étude des assemblages entomologiques fossiles montrent qu'à cette époque (avant 10 000 cal. BP) la dépression du Plan du Laus était vraisemblablement occupée par un lac, alimenté par les eaux turbulentes des torrents affluents. Au-dessus de ce lac, les versants étaient probablement couverts par une mosaïque de végétation comprenant des landes, des pelouses à graminées, ainsi que quelques boisements de feuillus (Poher, 2013).

Ainsi, l'ensemble de ces données montre que **les versants du lac d'Allos sont en cours de stabilisation sous l'effet du développement du couvert végétal**. Néanmoins, le ravinement dans les zones où la lithologie est la plus sensible à l'érosion fournit encore d'importantes quantités de sédiment. Cette période s'inscrit dans une continuité d'évolution paléoenvironnementale avec la période précédente caractérisée par une forte torrentialité. Le réchauffement des températures de l'air et l'augmentation de l'humidité holocène (von Grafenstein et al., 2000 ; Larocque et Finsinger, 2008 ; Zanchetta et al., 2007) sont à l'évidence à l'origine de cette évolution en favorisant à la fois la torrentialité et la remontée altitudinale des forêts.

C.II.3. La maturation de l'écosystème terrestre occupé par la sapinière (C : 8000 à 6000 cal. BP)

Le taux de sédimentation diminue à des valeurs minimales (0.05 mm/an) conjointement avec la réduction des apports en carbonates détritiques (de 5 à 2 %) et l'augmentation en carbone organique total (de 1 à 2 %) (Figure 90). À l'échelle de la lamine, les sédiments organiques riches en débris végétaux et en diatomées sont plus fréquents (LT-A ; Figure 87). Ces lamines organiques sont composées de particules amorphes rougeâtres issues de l'humification des débris végétaux dans les horizons superficiels des sols (Meyers et Lallier-Vergès, 1999). Le rapport C/N, à des valeurs de 8, indique une prédominance en matière organique alguaire (Meyers et Teranes, 2001), riche en composés azotés. Au total, ~50 % du taux de sédimentation est d'origine biogénique à cette période.

La sapinière se développe sur les versants (optimum d'*Abies* qui représente 60 % de la somme pollinique totale à Allos et au Plan du Laus (Beaulieu, 1977)). Au Plan du Laus, le développement de la forêt sur les versants conduit à l'atterrissement progressif de la dépression et à sa transformation en tourbière (Poher, 2013). Le paysage du bassin-versant était à l'évidence caractérisé par une forêt dense dont l'extension a été maximale vers 7500 cal. BP et a probablement permis la stabilisation des versants conduisant à la réduction du détritisme.

L'optimum de la sapinière s'accompagne probablement de sols développés : la courbe du Ca traduit une diminution des apports détritiques grossiers ; l'augmentation des alumino-silicates pourrait être, comme à Vens (Chapitre III-C.II.6), l'expression de la production d'argiles pédogéniques. Les podzols repérés sur le terrain au sud du bassin-versant sous les Tours (Figure 62) pourraient constituer des vestiges des sols formés à cette époque.

Ainsi, de 8000 à 6000 cal. BP, nos données attestent d'une **dynamique de maturation des écosystèmes lacustres et terrestres,** d'une stabilisation des versants sous l'effet du développement du couvert végétal (en particulier de la sapinière) qui s'accompagne vraisemblablement du développement des sols et de l'activité biologique dans le lac. Cette période correspond à l'optimum bioclimatique (et pédologique) holocène, tel que nous l'avons observé au lac de Vens.

C.II.4. Un écosystème stable malgré les premiers signes d'anthropisation ? (D: 6000 à 1900 cal. BP)

Les taux de sédimentation sont encore très faibles et leur augmentation discrète à 0.1 cm/an est portée à 80 % par l'accumulation biogénique. L'abondance en carbone organique est maximale (2,2 %) et le rapport C/N est faible. L'abondance en matière organique d'origine alguaire est élevée et les lamines organiques en diatomées sont les plus nombreuses et les plus épaisses

(Figure 87). La courbe du calcium est proche des valeurs nulles et la concentration en alumino-silicates atteint près de 80 %.

L'ensemble de ces données montre que le **géosystème est stable, aussi bien sur les versants qu'au sein du lac.** Malgré cette stabilité, cette période est contemporaine d'une succession de végétation qui s'effectue en deux temps :

- Vers 6000 cal BP : les fréquences des pollens arboréens et particulièrement d'*Abies* diminuent au profit du mélèze et de l'épicéa (Figure 91). L'installation du mélézin au détriment de la sapinière en régression est aussi particulièrement bien enregistrée au Plan du Laus où les fréquences de *Larix* atteignent 10 % (Beaulieu, 1977). Cette évolution témoigne d'un éclaircissement de la forêt ;
- À partir de 3500 cal. BP, l'augmentation des pollens de graminées traduit une ouverture importante du paysage et la courbe continue d'*Urtica*, une herbacée nitrophile, témoigne de la présence de troupeaux domestiques.

Ce changement de dynamique végétale ne s'accompagne pas d'une reprise du détritisme ; au contraire, la sédimentation organique atteint son apogée à 3500 cal. BP. Ceci amène à s'interroger sur les facteurs responsables de ces changements :

- Le déclin de la sapinière, amorcé dès 6000 cal. BP, que l'on avait déjà identifié à Vens (Chapitre III-C.II.7) et qui est repéré dans l'ensemble du Mercantour (Beaulieu, 1977), peut être interprété, comme ailleurs dans les Alpes, comme la conséquence des défrichements néolithiques (Wick et al., 2003 ; Tinner & Theurillat, 2003 ; Röpke et al., 2011 ; Rey et al., 2013). Cette hypothèse serait en cohérence avec les résultats de la campagne de reconnaissance archéologique réalisée en 2012 qui suggèrent une fréquentation ancienne des environs du lac d'Allos (Mocci, 2013). Cette campagne a en effet permis d'identifier 19 sites ou indices archéologiques dans le bassin-versant du lac ou à proximité, en contrebas du verrou rocheux. Certains d'entre eux pourraient être des traces de fréquentation préhistorique, probablement néolithique. Mocci (2013) a également mis en évidence la présence de structures bâties composées de cabanes et/ou d'enclos circulaires qui pourraient, par comparaison aux fouilles réalisées dans l'Argentiérois et le Haut-Champsaur (Walsh et al. 2007 ; Mocci et al. 2008) se rattacher aux périodes de l'Âge du Bronze ou du Haut Moyen Âge.
- Il est aussi possible que le déclin d'*Abies* traduise un changement des conditions climatiques moins humides, cette espèce étant très peu tolérante à la sècheresse atmosphérique (Guicherd, 1994). Cette hypothèse d'un changement d'humidité serait cohérente avec la baisse de niveau lacustre observée au lac de Saint Léger entre 7000 et 5000 cal. BP dans les Alpes françaises du Sud (Digerfeldt et al., 1997).

Que le déclin d'*Abies* soit d'origine naturelle ou anthropique, à partir de 3500 cal. BP, **les données polliniques montrent que les hommes sont présents dans le bassin-versant et qu'ils contribuent à ouvrir le couvert végétal. Mais nos données sédimentologiques montrent que leur impact n'est pas suffisant pour déstabiliser les versants.** Il est possible que cette stabilité des milieux ait été favorisée par un contexte climatique plus sec, peu propice à la réactivation de l'activité détritique.

C.II.5. Réactivation des processus érosifs et déstabilisation des versants (E: 1900 à l'actuel)

À partir de 1900 cal. BP, les taux de sédimentation augmentent brutalement pour atteindre 0.3 cm/an (Figure 90) ; cette augmentation est portée à plus de 80 % par un accroissement des apports terrigènes. L'augmentation de la courbe des apports en carbonates détritiques atteste d'apports plus minérogéniques grossiers, particulièrement lors des dépôts de crues (Figure 87). Ces données montrent une rupture dans l'évolution de la dynamique érosive qui est concomitante de la diminution du carbone organique total (1 % en moyenne) et de la chute des pollens arbonéens (Figure 91). Le développement d'une pelouse alpine riche en espèces nitrophiles (*Urtica, Plantago, Mentha*) témoigne de la forte anthropisation du bassin-versant, particulièrement du fait des activités pastorales. Ces indices d'anthropisation sont à mettre en relation avec la présence d'enclos pastoraux probablement médiévaux et modernes repérés dans le bassin-versant d'Allos (Mocci, 2013).

La réduction de couvert forestier et l'augmentation des pressions anthropiques ont probablement conduit à la mise à nu de sols préalablement stabilisés et permis l'activation des processus de ravinement sur les versants. **L'impact des activités anthropiques est déterminant pour expliquer la déstabilisation du bassin-versant depuis 1900 ans.**

À partir de **600 cal. BP**, on assiste à une augmentation encore plus importante des taux de sédimentation (0.44 cm/an), liée à l'occurrence de dépôts de crues exceptionnellement épais, et corrélative de l'ouverture généralisée du couvert végétal (maximum des fréquences des pollens rudéro-anthropiques). Cette évolution aboutit à des paysages complètement dénudés tels qu'on peut les observer sur les photos du début du 20ème siècle (Planche photo 6). Il est vraisemblable que les conséquences de la péjoration climatique bien connue du Petit Âge Glaciaire (en particulier l'augmentation de la variabilité et de l'intensité des précipitations ; Sivan et al., 2010) se surimposent aux effet de l'anthropisation pour engendrer un détritisme abondant dans le lac.

Planche photo 6 : (A à E) Cartes postales du début du 20ème siècle à Allos et (F) photographie issue des archives départementales de Digne-les-Bains (gracieusement mise à disposition par Joël Vallauri).

Deux niveaux à gyttja noire plus organiques sont intercalés dans la sédimentation à dominante détritique de cette période :

- entre 1000 et 700 cal. BP : l'enrichissement en carbone organique et en soufre, et des dépôts de crues moins fréquents, pourraient témoigner d'un renouvellement des eaux moins important et/ou d'une production lacustre accrue. On pourrait y voir ici la conséquence de l'amélioration climatique qui caractérise le Moyen Âge (Optimum Climatique Médiéval ; Wilhelm et al., 2012), et/ou les conséquences d'une période d'emprise pastorale (plus d'apports organiques) ;

- depuis le début du 20ème siècle : l'enrichissement des sédiments en carbone organique et en soufre, ainsi que la modification brutale des communautés chironomidiennes témoigneraient d'une production biologique lacustre accrue et une diminution de l'oxygénation du plancher lacustre (Figure 85, Figure 90 et Giguet-Covex et al., 2011). Par ailleurs, l'emprise pastorale du bassin-versant d'Allos étudiée par Etienne et al. (2012), à travers les concentrations en spores de Sporormiella contenues dans les sédiments du lac à l'échelle des deux derniers siècles, montre une diminution des cheptels de moutons au début du 20ème siècle pouvant suggérer une diminution de la pression pastorale. Les changements d'état écologique pourraient surtout être attribués aux activités de loisirs (au tourisme, à la gestion des eaux usées du refuge d'Allos inauguré en 1904 AD, à l'alevinage) et aux changements climatiques ; moins aux activités pastorales.

C.III. Estimation de la variabilité paléohydrologique enregistrée à Allos

À présent que les données recueillies à Allos ont été croisées afin de proposer une synthèse paléoenvironnementale documentée, demeure la question de la part des forçages climatiques et anthropiques impliqués dans la dynamique sédimentaire à Allos, au travers du détritisme. Comme nous l'avons vu, le détritisme s'illustre principalement par un lithotype particulier, le lithotype LT-B.

Le lithotype LT-B, à dominante minérogénique, présente une séquence grano-décroissante, caractéristique de l'accumulation de dépôts de crues (turbidites), dont l'expression est instantanée dans le temps et associée aux écoulements torrentiels du ravin de la Source (Wilhelm 2012) (Figure 61 et Figure 63B). Une distinction au sein de ce lithotype a été réalisée en fonction de la granulométrie de la base des séquences des dépôts (faciès F1, Figure 69) afin d'envisager une classification des évènements torrentiels selon leur intensité. Trois classes ont été distinguées qualitativement lors du comptage :

- LT-B1 : base à silts fins (granulométrie inférieure à 20 μm) ;
- LT-B2 : base à silt moyen à grossier (20-50 μm) ;
- LT-B3 : base à sables fins (50-100 μm).

Le lithotype LT-D, à dominante minérogénique, à séquence à grano-décroissance peu marquée, et à forte proportion de matrice est également caractéristique d'une accumulation instantanée. Ces dépôts sont relatifs à des remaniements de pentes sous-lacustres. L'interprétation de ce lithotype est toutefois relativement ambiguë car lorsqu'on s'éloigne de la source des apports détritiques, les caractéristiques du lithotype LT-D se confondent avec celle du lithotype LT-B.

L'étude une résolution infra-millimétrique réalisée sur lames minces sur la portion entre 730 et 0 cm de la carotte synthétique ALO11, a permis de mesurer en continu les épaisseurs de ces différents lithotypes. Cette démarche repose, pour les 2000 dernières années, sur le travail de Master 2 Recherche de T. Troussier en 2013 à l'IMBE (encadrement C. Miramont et moi-même, Annexe 8 dans le Volume II), puis sur l'étude complémentaire que j'ai menée sur le reste de la partie non pistonnée de la carotte ALO11 (jusqu'à 730 cm, couvrant ainsi les 7391dernières années).

Le comptage sur lames minces en continu a montré que le LT-D ne représente que 0,4 % du total des dépôts compris entre 730 et 0 cm (11 dépôts) et que le LT-B en représente 59,6 % (1709 dépôts)[5], l'expression sédimentologique du détritisme étant portée, à 99.3 %, par le

[5] Le troisième lithotype, le LT-A à dominante organique représente 40 % du nombre total de dépôt entre 730 et 0 cm (1145 dépôts).

lithotype LT-B (soit des activités torrentielles du torrent de la Source), elle sera résumée par la suite à ce lithotype LT-B.

C.III.1. Le lithotype B, le marqueur des paléocrues ?

Avant d'interpréter les données obtenues à partir des analyses en lames minces, plusieurs questions doivent être posées :

- L'épaisseur et la granulométrie des lamines détritiques LT-B peuvent-elles être utilisées comme proxies de l'intensité et des débits des torrents (paléocrues) ?
- Le contexte géomorphologique dans lequel se produisent les dépôts de crues est-il stable au cours du temps ? Peut-il influencer de manière variable les épaisseurs et/ou les fréquences d'occurrence des lamines de crues ?
- Peut-on évaluer l'influence des changements de sensibilité du bassin-versant sur l'enregistrement de l'activité torrentielle, notamment liés à la déstabilisation des versants par l'anthropisation ?

C.III.1.1. Relations entre épaisseur, granulométrie des lamines et intensité de l'activité torrentielle

Le Tableau 15 synthétise les principaux paramètres mesurés en lames minces. Au total 1709 dépôts LT-B ont été comptés sur la période 7330 à -61 cal. BP, ce qui correspond à une période de retour moyenne de 0,23 évènement par an. Les épaisseurs des dépôts LT-B varient entre 0,2 mm et 160,9 mm.

Tableau 15 : Paramètres sédimentologiques des dépôts LT-B distingués selon la granulométrie de la base des dépôts (LT-B total = tous les dépôts sans distinction granulométrique ; LT-B1 = silts fins ; LT-B2 = silts moyens et grossiers ; LT-B3 = sables très fins).

	Nombre	Occurrence (% du total des dépôts)	Épaisseur moyenne (mm)	Période de retour moyenne (évènement/an)
LT-B total	1709	100,0	2,6	0,23
LT-B1	1213	71,0	1,1	0,16
LT-B2	404	23,6	3,8	0,05
LT-B3	95	5,6	17,3	0,01

Le lithotype LT-B1 (base à granulométrie fine) représente la grande majorité des dépôts LT-B (71 %) avec 1213 dépôts comptés (Tableau 15). Les dépôts à base granulométrique LT-B2 et LT-B3 représentent respectivement 23 % et 5,6 % du total des dépôts. La taille granulométrique de la base des dépôts est positivement reliée à l'épaisseur de ces mêmes dépôts (Tableau 15 et Figure 92A,C). Les distributions des épaisseurs en fonction des classes granulométriques sont différentes à 95 % de confiance, et les distributions des épaisseurs des lamines à base plus grossières sont toujours supérieures aux distributions des lamines à base plus fine (test de non-

paramétrique de Mann-Whitney à 95%, Figure 92B). Pour exemple, la Figure 92A montre bien que les dépôts les plus grossiers (LT-B3) sont les plus épais.

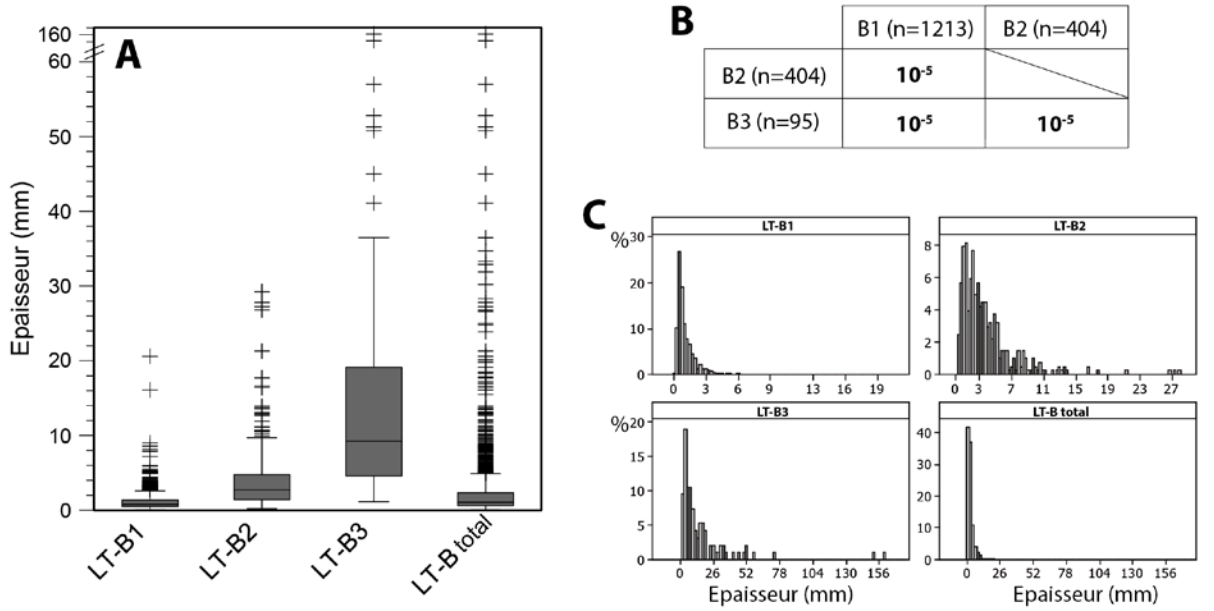


Figure 92: Caractéristiques sédimentologiques des distributions des dépôts LT-B, en fonction de leur épaisseur et de la granulométrie de leur base.

A) Diagramme en boîte de Tukey des distributions des épaisseurs distinguées selon la granulométrie de leur base (LT-B1 = silts fins ; LT-B2 = silts moyens à grossiers ; LT-B3 = sables très fins ; LT-B total = tous les dépôts sans distinction granulométrique). La longueur des valeurs adjacentes est de 1.5 fois l'écart interquartile. B) Test non-paramétrique de Mann-Whitney à 95 % de confiance. Les valeurs seuils en gras indiquent que la distribution ayant la base la plus grossière est significativement différente (et décalée vers des valeurs d'épaisseur plus élevées) que la distribution ayant la base la plus fine ($p<0.05$). C) Histogrammes de la fréquence des individus par classe d'épaisseur.

Ainsi, nous vérifions que les caractéristiques de la relation charge-débit pour des évènements fluviatiles enregistrés dans les archives lacustres (Boe et al., 2006 ; Irmler et al., 2006, Parris et al., 2010) s'appliquent à l'enregistrement d'Allos. Ces théories supposent :

- une relation entre intensité et granulométrie : plus le débit est élevé, plus la capacité à mobiliser et à transporter des particules grossières augmente (Francus et al., 2002 ; Mulder et al., 2003) ;
- une relation entre intensité et épaisseur : plus le débit est élevé, plus la capacité à mobiliser d'importantes quantités de sédiment augmente (Mulder et al., 1997 ; Schiefer et al., 2011).

Au total, à Allos, **l'épaisseur comme la granularité peuvent effectivement être utilisées comme proxies de l'énergie des écoulements durant les évènements torrentiels et donc de l'intensité des crues**.

C.III.1.2. Vérification de l'homogénéité spatiale et temporelle des conditions géomorphologiques de formation et d'enregistrement des crues

Avant de pouvoir interpréter les variations temporelles de fréquence et d'intensité des événements paléohydrologiques, il est nécessaire de s'assurer de la variabilité, ou au contraire la stationnarité, du contexte géomorphologique dans lequel se forment les crues. En effet, certains biais peuvent remettre en question l'interprétation des variations de fréquence des événements (Barriendos et al., 1999 ; Benito et al., 2004 ; Benito et Thorndycraft, 2005). Ces biais peuvent se manifester sous la forme :

- de modifications de la distance entre la source des apports torrentiels et le site de carottage (Lamoureux, 1999 ; Gilli et al., 2013) ;
- de dépôts manquants, effacés par des processus post-dépôts tels que l'érosion ou la bioturbation (Mulder et Alexander, 2001 ; Mulder et Chapron, 2011) ;
- d'une modification des processus géomorphologiques sur les versants (extension ou réduction des stocks sédimentaires) pouvant influencer les caractéristiques sédimentologiques des dépôts de crues en milieu lacustre (Lewin et Macklin, 2003 ; Blöschl et al., 2007).

Les reconstructions hydrologiques, réalisées à partir d'archives sédimentaires lacustres couvrant de longues périodes de temps, sont donc susceptibles d'être « non-stationnaires », c. à d. d'être biaisées par des changements de capacité d'enregistrement du lac, par des modifications du bassin hydrographique et par des modifications de préservation des dépôts. L'identification de ces biais potentiels est un prérequis pour reconstituer fidèlement les processus de torrentialité.

C.III.1.2.a « Stationnarité géomorphologique » par rapport au site de carottage

On a vu que les lamines enregistrées dans la carotte ALO11 proviennent essentiellement d'apports torrentiels du torrent de la Source. Ce torrent a construit un delta à son débouché dans le lac. L'extension au cours du temps de ce delta a-t-elle pu influencer la granulométrie et l'épaisseur des lamines de crues, au niveau du lieu de carottage ALO11 ? Des fluctuations de niveaux lacustres ont-elles pu dans le passé modifier la géométrie de ce delta et par conséquent influencer les caractéristiques sédimentologiques des dépôts de crues ?

Pour répondre à ces questions, nous analyserons d'une part, les données bathymétriques et sismiques disponibles et d'autre part, les données issues des carottages courts (Wilhelm, 2012).

(i) L'approche bathymétrique et sismique

L'analyse de la carte topo-bathymétrique du lac d'Allos réalisée en 1961 au 1/1000ème avec des isoplèthes d'un mètre d'équidistance (archives du BRGM, 1976) permet de bien délimiter le débouché du ravin de la Source (Figure 93A). En amont, ce delta possède une partie subaérienne à aérienne en fonction du marnage annuel des eaux du lac. En domaine sous-lacustre, ce delta se prolonge en deçà de 10 m de profondeur par un éperon encadré de part et d'autre par des dépressions (assimilables à des canyons subaquatiques). L'imagerie sismique haute résolution obtenue à partir du sondeur Chirp ECHOES 5000 (E. Chaumillon, UMR7266, Littoral, Environnement et Sociétés) révèle que cette morphologie est structurale : les sédiments tardi-holocènes drapent le substrat encaissant avec une puissance de l'ordre de 5 m dans les canyons latéraux (Figure 93B). La couverture sédimentaire dans le canyon ouest ne s'épaissit pas avec la profondeur (conservant partout une puissance homologue d'environ 5 m). Longitudinalement, la remontée du substratum rocheux vers le Sud s'accompagne d'un amenuisement de l'épaisseur sédimentaire. Au sommet de l'éperon, la couverture sédimentaire est quasiment inexistante.

Ainsi, l'imagerie sismique montre que le delta du torrent de la Source est perché en amont d'un éperon rocheux et de deux canyons antérieurs à la formation du lac (modelés de dissolution karstiques ?). Les apports terrigènes, qui arrivent par des courants de turbidité, sont vraisemblablement captés par les canyons de part et d'autre de l'éperon rocheux. L'homogénéité de l'épaisseur sédimentaire ainsi que l'absence de structures deltaïques au niveau des canyons indiquent que ces zones n'ont pas préférentiellement retenu les sédiments détritiques durant le remplissage postglaciaire.

Les éventuelles divagations des courants de turbidité - qui ont pu se diriger soit dans le canyon est, soit dans le canyon ouest - n'ont donc pas pu impacter l'enregistrement des dépôts LT-B au site ALO11 (l'orientation de ces deux canyons étant dirigée de manière identique dans la zone la plus profonde du bassin profond ayant donné lieu au carottage). **L'analyse bathymétrique et l'imagerie sismique permettent donc d'écarter l'hypothèse d'une modification de la stationnarité de l'enregistrement des crues dans la carotte ALO11, du fait d'une divagation de chenaux sous-lacustres et d'un développement de delta-cônes piégeant partiellement les sédiments détritiques.**

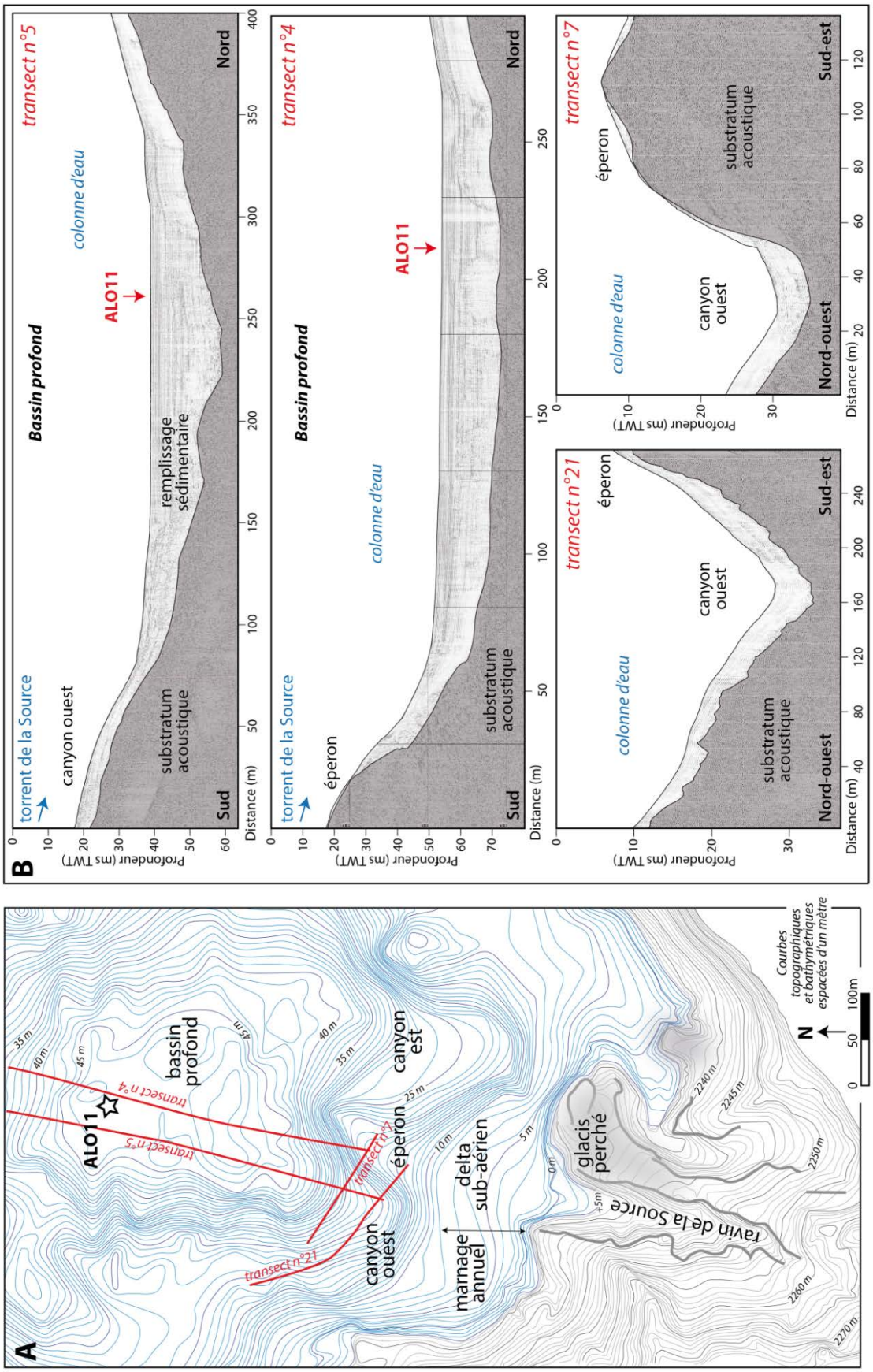


Figure 93 : A) Carte topographique et bathymétrique de la zone Sud du lac d'Allos (archive BRGM, 1/1000ème, 1961) et B) Profils d'imagerie sismique du remplissage sédimentaire et du substratum caractérisant l'exutoire subaquatique du torrent de la Source.

Des variations de niveau de lac dans le passé, ont-elles pu également moduler la distance entre le débouché du torrent et le point de carottage, et par conséquent le contexte de sédimentation des dépôts LT-B ?

L'absence de structure de progradation et de rétrogradation de deltas sous-lacustres, attestée par le caractère drapant des réflecteurs sismiques caractéristiques du remplissage sédimentaire d'Allos, permet d'exclure l'hypothèse d'une modification de la représentativité des crues dans le bassin profond du fait d'une possible baisse marquée du niveau lacustre,. Il faut également souligner qu'un niveau de glacis perché (à la cote +10 m) sur les versants circumlacustres (Figure 93 et Planche photo 4A) pourrait être attribué à un ancien haut niveau lacustre : l'âge de la mise en place de ces glacis et de leur incision postérieure n'a pas été précisé, mais sa localisation et son incision actuelle par la Source confirment que, même pour un haut niveau lacustre à +10 m, le bassin profond (et donc le site de carottage) est demeuré alimenté par les écoulements torrentiels de la Source.

Pour conclure, la géométrie et la morphologie du bassin profond du lac :

- ont très probablement empêché tout stockage intermédiaire des sédiments détritiques, avec pour conséquence le drainage des écoulements torrentiels du ravin de la Source ;
- ont permis la concentration des écoulements turbides sous-lacustres, sans doute indépendamment de possibles variations de niveau lacustre.

Un dernier point nécessite vérification : le site de carottage ALO11 est-il le meilleur enregistreur des paléocrues du bassin profond ?

Grâce aux travaux de Wilhelm (2012), il est possible d'estimer la variabilité spatiale des dépôts LT-B au sein du bassin profond d'Allos : ainsi, il a été montré, sur les 1000 dernières années, que les dépôts de type LT-B les plus épais, repérés dans une série de carottes courtes prélevées (selon un transect en position plus ou moins distale au torrent de la Source), témoignent d'une relative homogénéité spatiale, en termes :

- de nombre de ces dépôts ;
- de granulométrie de leur base ($Q90_{max}$).

Enfin, Wilhelm (2012) a décrit un plus grand nombre de dépôts LT-B, et des épaisseurs généralement plus importantes des dépôts LT-B[6] sur la carotte ALO09P3, la plus proche de la séquence ALO11. **Ainsi, on peut conclure que le site de carottage ALO11 possède une localisation dans le bassin profond particulièrement favorable à un enregistrement optimal de l'activité paléohydrologique.**

[6] Le comptage de ces dépôts est donc facilité avec une fiabilité accrue.

(ii) Sur la préservation post-sédimentaire des dépôts

Dans toute démarche de comptage, qu'il s'agisse de fossiles ou de lamines, et plus largement pour tout proxy paléoenvironnemental, il est nécessaire d'évaluer la possibilité de processus post-sédimentaires biaisant la chronique étudiée. Dans le cas de nos lamines détritiques, existe-t-il des mécanismes défavorables à leur préservation, tels que l'érosion ou la bioturbation ?

1. Processus gravitaires. Érosion

Les phénomènes d'érosion par glissement gravitaire semblent très limités voire inexistants dans le remplissage lacustre du lac d'Allos : les profils sismiques ne montrent aucun indice de processus gravitaires à l'échelle du lac (Laurent, 2011). L'analyse de six carottes courtes prélevées dans le bassin profond par Wilhelm (2012) a montré que seule la carotte ALO09P9 (Figure 63A), située en position proximale au delta du torrent de la Source, a enregistré un glissement de masse d'ampleur modeste. La situation distale de notre site de carottage ALO11 (par rapport au delta perché) minimise ainsi la possibilité de remaniements gravitaires voire d'érosion par des courants de turbidité susceptibles de gommer les dépôts précédents. Notre étude sur lames minces a montré que même si les dépôts LT-B présentent parfois une base érosive, cette dernière affecte le sédiment précédemment accumulé sur de faibles épaisseurs (de l'ordre de 50 à 100 µm). Enfin, lorsque le sédiment sous-jacent est lui-même un dépôt LT-B, seul le faciès argileux sommital (F3) est affecté par cette faible érosion. Si l'on excepte la possibilité épisodique d'une érosion complète d'un dépôt LT-B par la crue qui lui succède, on peut donc conclure que **l'érosion post-dépôt (mise en évidence par l'observation des lames minces), semble mineure et n'induit aucun biais significatif de l'enregistrement des dépôts LT-B au niveau du site de carottage ALO11**.

2. Processus de bioturbation

L'analyse des lames minces a mis en évidence la présence de galleries de bioturbation dans les dépôts d'argiles noires « gyttjoïdes » entre 198 et 187 cm et entre 20 et 0 cm, soit entre 900 à 700 cal. BP et depuis 1900 AD (Figure 75C). Dans ces sections, les dépôts LT-B sont discernables sous la forme de « fantômes » de dépôts silteux d'un millimètre d'épaisseur, partiellement effacés, et dont il n'est pas toujours possible de suivre la continuité horizontale (au sein d'une lame mince). Ces processus de bioturbation sont donc relativement mineurs sur l'ensemble de la chronique et nous pouvons conclure que **de 900 à 700 cal. BP et pour le dernier siècle, le comptage des dépôts LT-B1 fournit un nombre de dépôts *a minima*.**

C.III.1.2.b « Stationnarité » de l'érodibilité des versants

La modification de la sensibilité d'une surface à l'érosion, c'est-à-dire de son érodibilité, détermine la capacité des agents météorologiques à rendre disponible le matériel sédimentaire sur les versants pour le transit sédimentaire. Plus particulièrement, une modification de l'érodibilité de la zone source des affluents peut-être à l'origine d'une modification de l'épaisseur des dépôts (Giguet-Covex et al., 2012), et de la modification du seuil minimal d'intensité pouvant être archivés dans les archives sédimentaires (Gregory, 2006). La nature, la physionomie et la pérennité d'un couvert végétal sur les versants, sont des éléments clés dans l'évolution générale de tout géosystème, et particulièrement de son érodibilité.

L'analyse pollinique préliminaire de la carotte ALO11 (Guiter et Poher, IMBE) a permis d'identifier d'importantes modifications des communautés végétales dans le bassin-versant d'Allos depuis environ 7400 ans (Figure 91). Brièvement, on peut distinguer quatre phases :

- **De 7400 et 6500 cal. BP** : un fort pourcentage de pollen arboréen, particulièrement d'*Abies* (55 % de la somme pollinique totale) traduit un **paysage boisé, relativement fermé** (période que nous nommerons **FF**) ;
- **De 6500 à 3500 cal. BP** : la diminution d'*Abies* au profit de *Pinus* type *sylvestris*, *Picea* et *Larix* suggère une première modification du paysage, probablement caractérisé par une **forêt peu dense** (période **FO**) ;
- **De 3500 à 1900 cal. BP** : l'augmentation significative des taxons herbacés marque une très forte ouverture du couvert forestier. Les faibles taux de pollen souvent associés à l'anthropisation (e.g. *Urtica, Plantago, Mentha*) témoignent de la mise en place **d'activités pastorales probablement encore discrètes** (période **PA-**) ;
- **De 1900 cal. BP à l'actuel** : l'augmentation des pollens d'anthropisation à des taux maximum suggère une **pression pastorale maximale** sur les versants et l'extension des pelouses et des zones nues (période **PA+**).

Ces quatre phases ont potentiellement modifié les modalités d'érodibilité de la zone amont du torrent de la Source, car :

- Le degré d'ouverture du paysage et la réduction de la densité de végétation peuvent augmenter la sensibilité des versants à l'agressivité des précipitations, et ainsi augmenter la fourniture sédimentaire (Cerda, 1998) ;
- Une végétation à dominante arborée favorise la rétention des sédiments, alors qu'une végétation herbacée la diminue[7] (Gyssels et al., 2005) ;

[7] Du fait des différences de densité du système racinaire entre les espèces ligneuses et non ligneuses

- le degré de compaction des sols réduit la capacité d'infiltration et augmente le ruissellement en surface (Cerda, 1998, 2001). Ce point est particulièrement sensible dans un contexte de piétinement, notamment par les troupeaux (Reeder et al., 2004).

Comme on pouvait s'y attendre, les changements de végétation dans le bassin-versant sont susceptibles de remettre en cause le prérequis de la stationnarité de l'érodibilité du bassin-versant au cours des 7400 dernières années. Dans le paragraphe suivant, nous proposons de discuter des occurrences et des épaisseurs des dépôts LT-B en tenant compte de quatre périodes définies ci-dessus par l'analyse pollinique.

C.III.1.3. Végétations et dépôts de crues : un changement d'équilibre

C.III.1.3.a Sur l'épaisseur des dépôts de crues

Nous avons vu que pour l'ensemble de la série de données couvrant la période 7330 à -61 cal. BP, les épaisseurs des dépôts de crues étaient corrélées positivement avec la granulométrie de leur base. La Figure 94A montre que cette relation est également significative pour chacune des périodes prises individuellement (FF, FO, PA-, PA+). Les distributions des épaisseurs en fonction de la granulométrie des lamines sont différentes à 95 % de confiance et les distributions des classes à bases plus grossières sont toujours supérieures aux distributions des classes à bases plus fines quel que soit le type de couvert végétal (test non-paramétrique de Mann-Whitney à 95 %, Figure 94B).

Si l'on considère les variations d'épaisseur des lamines par classe granulométrique et par période (FF, FO, PA-, PA+), on observe que (Figure 95) :

- pour les périodes où la végétation correspond à de la forêt fermée ou claire et à des pelouses faiblement anthropisées (**périodes FF, FO, PA-**) :
    - o les lamines dont la base granulométrique est fine (LT-B1 : silts fins) et moyenne (LT-B2 : silts moyens à grossiers) possèdent des distributions toutes différentes à 95 % de confiance (test non-paramétrique de Mann-Whitney, Figure 95B). La médiane des distributions de l'épaisseur de ces dépôts augmente d'une période à l'autre (Figure 95A) : plus « le paysage s'ouvre » plus les dépôts sont épais. De plus, au sein d'un intervalle de confiance de 95 % des médianes des épaisseurs, nous notons que les distributions se chevauchent d'une période à l'autre (Figure 95A). **L'augmentation des épaisseurs des lamines paraît donc progressive à l'ouverture du paysage du bassin-versant.**

- les lamines de base granulométrique grossière LT-B3 (sables très fins) possèdent en revanche des épaisseurs aux distributions similaires, ne montrant donc pas de changement significatif malgré une ouverture des paysages ;

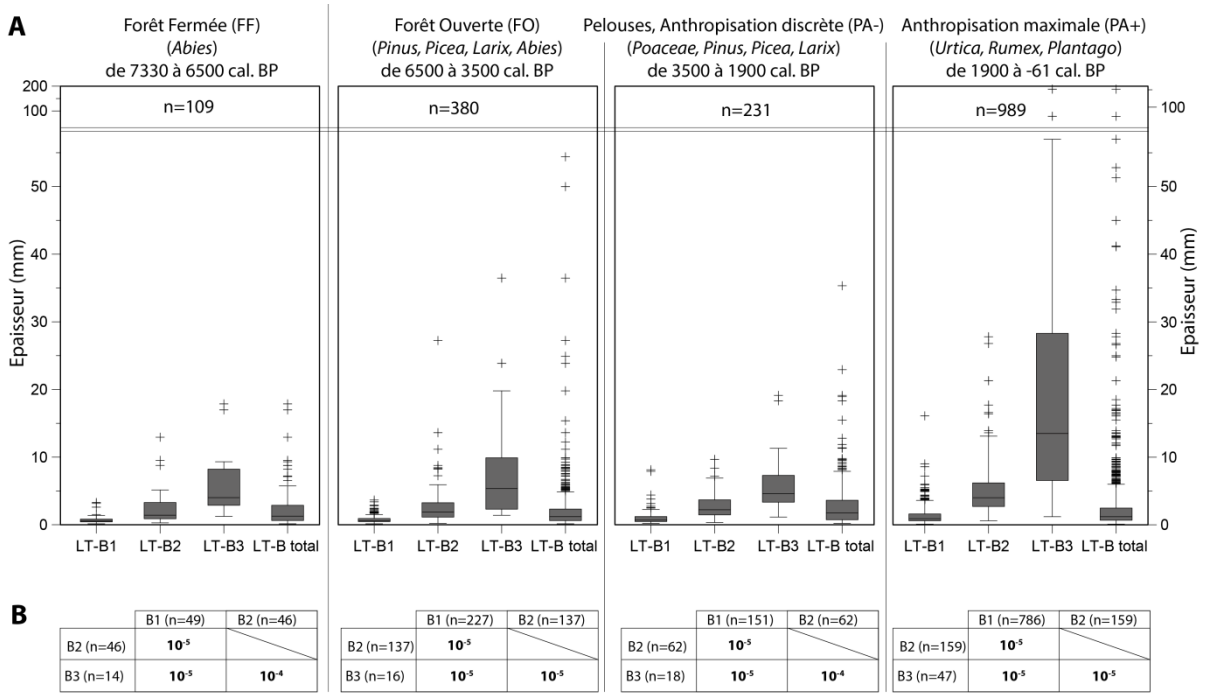


Figure 94 : Caractéristiques sédimentologiques des distributions des dépôts LT-B, en fonction de leur épaisseur et de la granulométrie de leur base ; représentées selon quatre types de couvert végétal.

Diagrammes en boîte de Tukey des distributions des épaisseurs du LT-B distinguées selon la granulométrie de la base de dépôts (LT-B1 = silts fins ; LT-B2 = silts moyens à grossiers ; LT-B3 = sable très fins). La longueur des valeurs adjacentes est de 1.5 fois l'écart interquartile. B) Test non-paramétrique de Mann-Whitney à 95 % de confiance. Les valeurs seuils en gras indiquent que la distribution à base plus grossière est significativement différente et décalée vers des épaisseurs plus élevées que la distribution à base plus fine (p<0.05).

- pour la **période PA+** par contre, lors de la phase à pelouses avec forte anthropisation, les lamines deviennent nettement plus épaisses quelles que soient les classes granulométriques considérées (LT-B1, B2, B3) (Figure 95A). De plus, les intervalles de confiance de 95 % des médianes ne chevauchent jamais les intervalles de confiance des médianes des périodes précédentes (Figure 95B). Pour les dépôts les plus épais (LT-B3), les épaisseurs deviennent plus importantes mais aussi plus variables. Cette rupture dans les paramètres descriptifs des distributions des épaisseurs met en évidence **un point de bascule** dans la réponse sédimentologique du bassin-versant au changement de couvert végétal **d'origine anthropique. Les deux derniers millénaires sont ainsi marqués par les valeurs les plus fortes d'épaisseur de tous les lithotypes LT-B et jamais atteintes auparavant**.

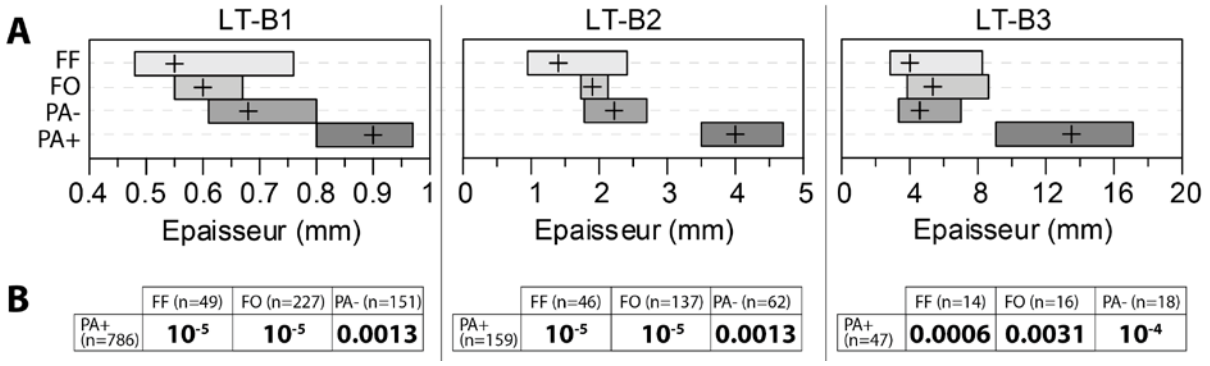


Figure 95 : Variation de la centralité des distributions des épaisseurs en fonction de leur granulométrie de base de séquence ainsi que du couvert végétal.

La croix représente la médiane et le cartouche l'intervalle de confiance de la médiane à 95 % des dépôts LT-B (LT-B1 : silts fins ; LT-B2 : silts moyens à grossiers, LT-B3 : sables très fins) en fonction du couvert végétal dans le bassin-versant (FF : Forêt fermée, FO : Forêt ouverte, PA- : Pelouses et anthropisation discrète, PA+ : Pelouses et anthropisation maximale). B) Test non-paramétrique de Mann-Whitney à 95 % de confiance. Les valeurs seuils en gras indiquent que la distribution PA+ est significativement différente et décalée vers des valeurs d'épaisseur plus élevées que les distributions des autres types d'occupation du sol (p<0.05).

C.III.1.3.b Sur la fréquence des événements de crues

Le calcul du nombre d'évènements rapporté à la durée de chaque période indique que les dépôts LT-B2 et LT-B3 ont une occurrence moyenne constante (ou en légère augmentation) pour les quatre périodes (Figure 96). Par contre, les fréquences des dépôts LT-B1 sont quatre fois plus importantes durant la phase PA+ (0.4 évènement par an) qu'auparavant. On pourrait conclure que ces fréquences accrues du dépôt LT-B1 illustrent la recrudescence d'évènements de faible intensité (lié à une augmentation des courants de turbidités de faible énergie). Or, la surexpression des trois lithotypes par accroissement de leur épaisseur, à partir de 1900 cal. BP (Figure 96), témoigne bien que l'érodibilité (la sensibilité) du géosystème s'est également accrue. On peut donc également penser, à ce stade de la réflexion, que depuis 1900 cal. BP, l'accroissement de la **sensibilité du bassin-versant, a pu également induire une surreprésentation (par l'augmentation des fréquences de LT-B1) des évènements de précipitation peu intense (Figure 96).**

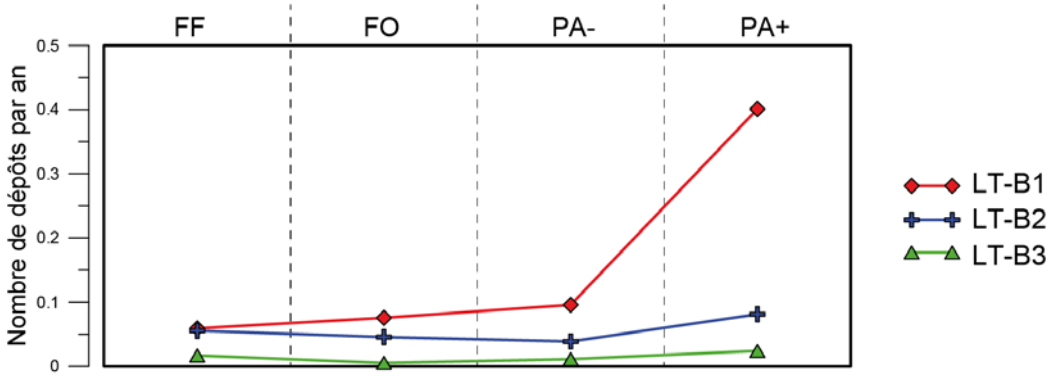


Figure 96 : Somme des évènements comptés par classe granulométrique rapportée au nombre d'années de la période considérée en fonction du couvert végétal dans le bassin-versant.

C.III.1.3.c Épaisseurs et fréquences des dépôts de crues : des indices paléohydrologiques non biaisés ?

Ainsi, les changements des paramètres sédimentologiques des dépôts de crues peuvent être résumés par :

- **une tendance à l'augmentation de l'épaisseur des dépôts de crues, avec** un **effet de seuil brutal** vers 1900 cal. BP (avec la forte anthropisation du bassin-versant), à partir duquel les dépôts les plus épais sont alors les plus exceptionnels de notre chronique d'évènements de précipitation ;
- **une augmentation massive du nombre de dépôts de crues ayant une base granulométrique à silts fins** (LT-B1) après 1900 cal. BP, les dépôts à base LT-B2 (silts moyens à grossiers) et LT-B3 (sables très fins) paraîssant « moins sensibles » aux changements de végétation.

Ainsi, l'accroissement très marqué de la pression anthropique sur les versants d'Allos au cours des deux derniers millénaires, se manifeste dans le lac par une concentration de dépôts de crues plus fréquents et plus épais, comme si **la sensibilité accrue du versant à l'érosion exacerbait à la fois l'expression sédimentologique des moindres fluctuations climatiques** (au travers de l'accroissement fréquences de LT-B1) **et le pouvoir érosif des précipitations** (avec l'augmentation brutale de l'épaisseur des LT-B3). Face à ce constat, qui reste ouvert à débat, il faut poser la question de la pertinence d'une approche d'estimation de la variabilité paléohydrologique à l'échelle de l'Holocène qui se fonderait sur la fréquence de ces lithotypes LT-B.

C.III.2. Quel serait le meilleur estimateur du fonctionnement paléohydrologique ?

Nous avons montré dans le paragraphe précédent que l'épaisseur des dépôts, prise en compte dans la totalité de sa gamme de variations, constituait un descripteur biaisé du fonctionnement paléohydrologique, les plus fortes épaisseurs étant concentrées sur les deux derniers millénaires anthropisés. Serait-t-il possible de discriminer statistiquement, sur la base d'un fonctionnement hydrologique fluviatile théoriquement non contraint par un forçage anthropique, deux groupes de dépôts de crues, un premier caractéristique de l'activité torrentielle « classique », et un second témoignant d'évènements « exceptionnels » ?

C.III.2.1. Définition d'un seuil d'épaisseur

La distribution des valeurs extrêmes généralisées (test du Khi^2) est une fonction de répartition caractéristique des distributions présentant une forte dissymétrie vers les valeurs les plus faibles : la répartition des valeurs de cette distribution théorique reflète des lois de probabilité de type log-normales et puissance. Par exemple pour des données hydrologiques, cette loi est utilisée pour estimer de façon théorique le temps de récurrence d'un phénomène naturel qui est fonction de son amplitude (Merz et Blöschl, 2005): la probabilité qu'un évènement survienne est alors d'autant plus rare que son amplitude est élevée.

Dans le cas de notre chronique de crues, nous avons montré que l'épaisseur des dépôts LT-B était décuplée par les changements d'occupation du sol (Figure 95). Ainsi, en confrontant la distribution des épaisseurs de tous les dépôts LT-B à une loi théorique, nous désirons définir un seuil d'épaisseur « objectif » à partir duquel les épaisseurs exceptionnellement élevées sont des valeurs statistiquement exceptionnelles en comparaison de la totalité des dépôts.

Nous proposons d'utiliser la méthode du seuil de linéarité modèle/données (Lang, 1999) : la fonction des valeurs extrêmes généralisées (Figure 97A) repose sur l'idée que les valeurs extrêmes doivent être modélisées le mieux possible, au détriment si nécessaire des valeurs faibles et intermédiaires. Ainsi, l'écart des données au modèle statistique (la différence de probabilité) sera d'autant plus important que l'on diminue le seuil des valeurs extrêmes. La distribution des LT-B (total) s'ajuste à 98 % de confiance avec la distribution des valeurs extrêmes généralisées. La Figure 97A montre ainsi que **la distribution des épaisseurs au sein des dépôts LT-B est fortement influencée par les valeurs d'épaisseur extrêmes.**

Lang (1999) suggère de déterminer graphiquement le seuil de linéarité de l'excès moyen entre le modèle et les données (Figure 97B), afin de trouver un compromis entre une faible différence de probabilité (nous avons choisi 1 % de probabilité, Figure 97B) et une valeur seuil la plus faible possible pour englober le plus d'observations au-dessus de ce seuil (afin d'avoir une confiance la élevée sur la répartition des valeurs statistiques extrêmes). Nous obtenons un seuil minimal de linéarité de 4,8 mm (Figure 97B)**, pertinent pour la chronique continue d'Allos sur 7400 ans, au-dessus duquel les dépôts LT-B sont exceptionnellement épais, c'est-à-dire qu'ils sont particulièrement susceptibles d'être exacerbés par le forçage anthropique sur le versant.**

C.III.2.2. Construction d'un « Indice Corrigé de Pluviosité » (ICP)

Afin de minimiser des effets de l'anthropisation (et ainsi mieux isoler la variable paléo-précipitations) nous proposons de construire un Indice Corrigé de Pluviosité (ICP), qui s'affranchirait des dépôts particulièrement susceptibles d'être exacerbés par le forçage

anthropique, et dont les fluctuations seraient interprétables sans distorsion significative pour les derniers 7400 ans de chronique de crues à Allos. Nous avons montré, par l'analyse croisée des paramètres sédimentologiques et du diagramme pollinique que les classes de dépôt particulièrement sensibles sont :

- les dépôts ayant les épaisseurs les plus élevées (seuil définit à 4.8 mm d'épaisseur) ;
- les dépôts ayant la base granulométrique la plus fine (LT-B1, silts fins).

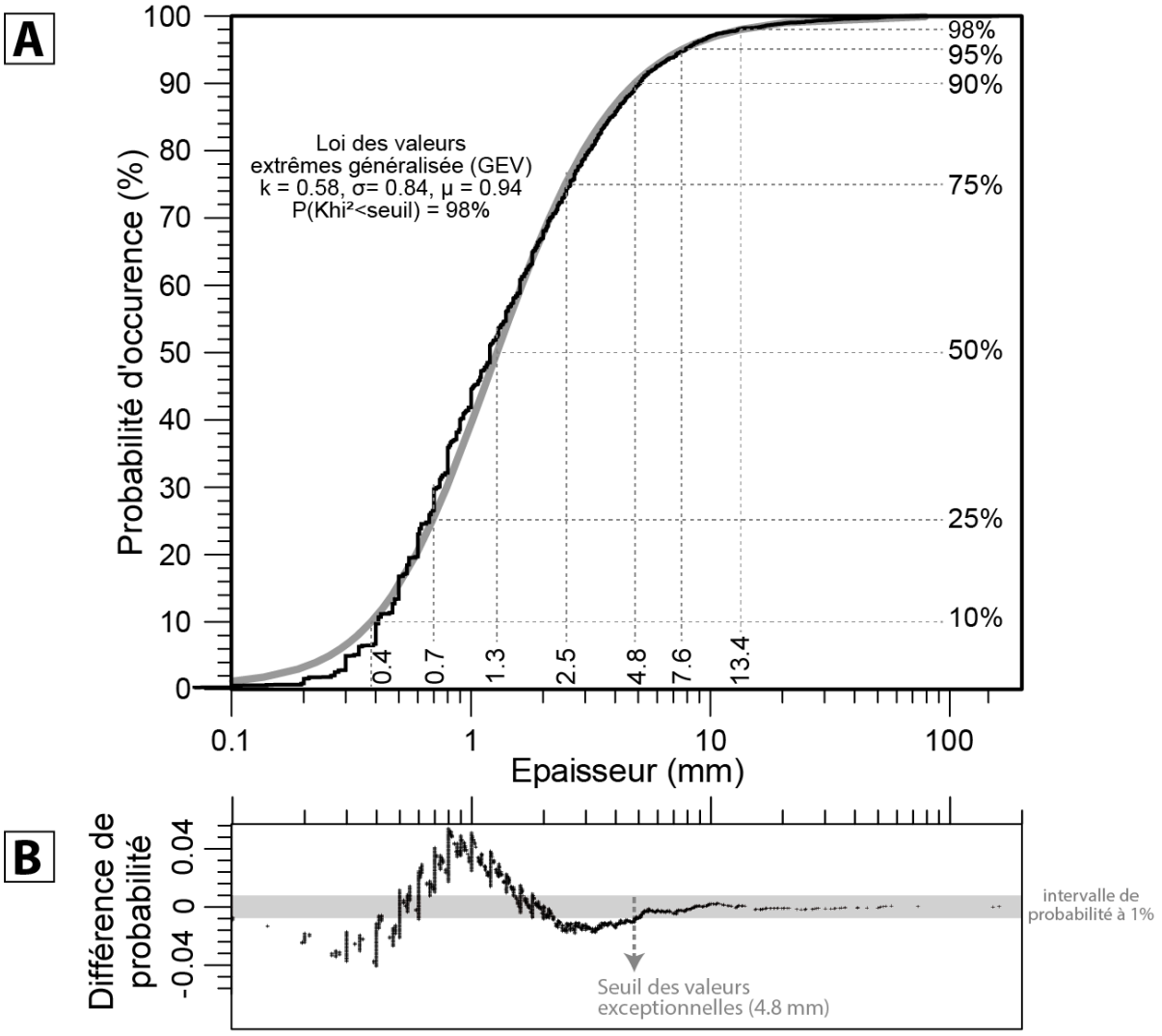


Figure 97: A) Fonction de répartition de l'épaisseur des LT-B et ajustement à la distribution théorique des valeurs extrêmes généralisées. C) Seuil de linéarité de l'excès moyen entre le modèle et les données définissant le seuil des valeurs exceptionnelles.

Ainsi, les classes de dépôts ayant des granulométries intermédiaires (LT-B2) et grossières (LT-B3) et dont l'épaisseur étant inférieure à 4.8 mm, sont les moins affectées par les changements de couverture végétale et donc les plus stationnaires au cours des 7400 dernières années (Figure 98).

L'**ICP, l'indice corrigé de pluviosité,** est donc construit par la fréquence de la somme des classes de dépôts LT-B2 et LT-B3, dont l'épaisseur ne dépasse pas 4.8 mm (Figure 98, Figure 99).

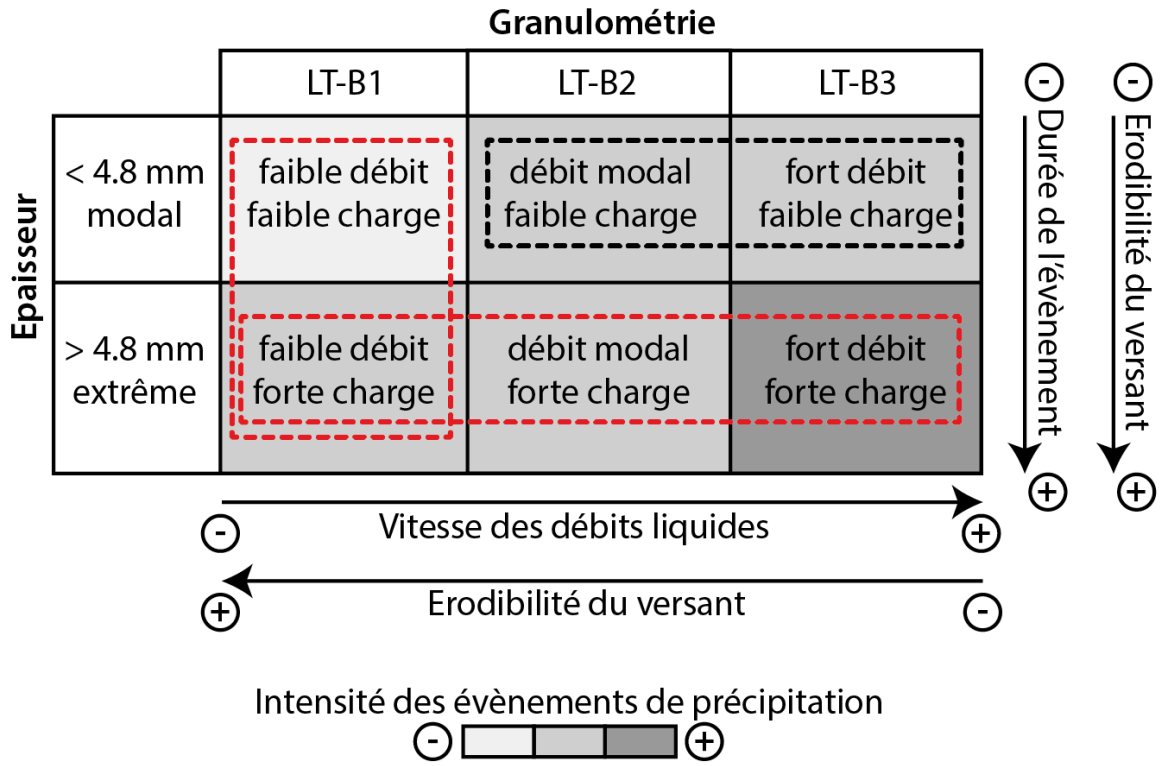


Figure 98 : Cadre interprétatif des chroniques de dépôts LT-B définissant l'intensité des précipitations (LT-B1 : silts fins ; LT-B2 : silts moyens à grossiers ; LT-B3 : sables très fins).

Les encadrés rouges indiquent les classes de dépôts LT-B non stationnaires sur les derniers 7400 ans. L'encadré noir indique les classes de dépôts les plus stationnaires sur les derniers 7400 ans, lesquelles ont été retenues pour établir l'Indice Corrigé de Pluviosité (ICP).

La fréquence de l'ICP présente alors deux types de variabilité (Figure 100).

- Une variabilité de **basse fréquence** de l'ordre du millénaire révélée par la moyenne mobile des fréquences de l'ICP à 500 ans (f_m=500 ans). À cette échelle, sept phases d'augmentation de l'ICP apparaissent :
  - **I : 7200-6600 cal. BP (5250 BC – 4650 BC) ;**
  - **II : 6300-5800 cal. BP (4350 BC – 3850 BC) ;**
  - **III : 5600-4800 cal. BP (3650 BC - 2850 BC) ;**
  - **IV : 4500-3800 cal. BP (2550 BC - 1850 BC) ;**
  - **V : 3300-2700 cal. BP (1350 BC - 750 BC) ;**
  - **VI : 1900-1200 cal. BP (50 AD -750 AD) ;**
  - **VII : 800-200 cal. BP (1150 AD -1750 AD),** à l'évidence contemporaine du Petit Âge Glaciaire.

Ces phases d'augmentation et de diminution de l'ICP présentent des **cycles d'une périodicité d'environ 1000 ans, particulièrement marqués depuis 3500 cal. BP** (phases V à VII).

- Une variabilité à **plus haute fréquence** de l'ordre centennale que traduit la moyenne mobile des fréquences de l'ICP à 100 ans (f_m = 100 ans). Il n'apparait pas de périodicité évidente avant ni après 3500 cal. BP (Figure 100). Néanmoins, **après 3500 cal. BP, la durée des phases de faible ICP apparait plus longue (environ 500 ans) par rapport à la période antérieure (~200 ans).**

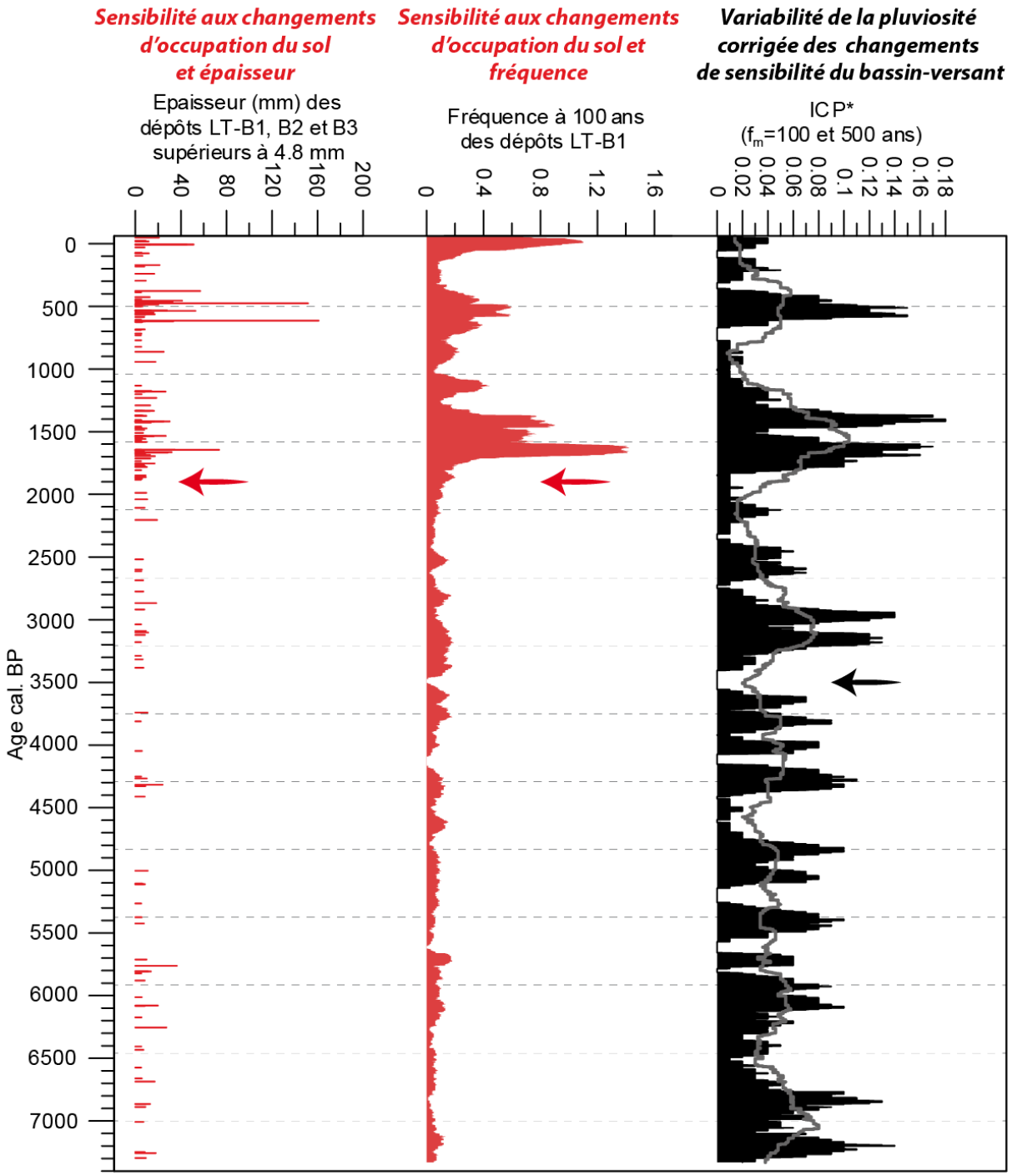


Figure 99 : Variations temporelles des classes de dépôts LT-B définies comme sensibles aux changements d'occupation du sol (rouge) et de l'indice corrigé de pluviosité (ICP, noir).

C.III.3. Comparaisons des cycles de crues à Allos (ICP) avec les données paléoclimatiques

C.III.3.1. À l'échelle régionale

On constate que les variations de l'ICP correspondent assez bien aux fluctuations climatiques reconnues régionalement, à travers les fluctuations des fronts glaciaires (marquant des périodes plus fraiches et/ou plus humides (Holzhauser et al., 2005) (Figure 100)), les variations d'épaisseur et de densité des cernes d'arbres (Büntgen et al., 2005, Corona et al., 2011) et les enregistrements météorologiques pour les périodes les plus récentes.

La phase de fort ICP la plus récente (**cycle VII**) correspond à la dégradation climatique bien documentée du **Petit Âge Glaciaire (PAG).** L'étude des archives historiques régionales et des longues séries d'enregistrements pluviométriques disponibles pour la Provence et les Alpes du Sud (Pichard, 1995 ; Sivan et al., 2010 ; Pichard et Roucaute, 2009) montre que l'augmentation de la torrentialité dans l'hydrosystème durancien s'accompagne d'une augmentation de la **variabilité interannuelle des précipitations**.

Les crues interviennent dans les organismes fluviaux de toutes tailles lors des années particulièrement humides (notamment durant les saisons intermédiaires) et lors des années sèches et chaudes qui caractérisent aussi le PAG. Les orages convectifs en montagne ont généré des précipitations spatialement localisées mais de très forte intensité et ainsi des crues dans les petits organismes torrentiels (Sivan et al., 2010). À Allos, il est probable que les deux types d'évènements météorologiques se superposent sans que nous puissions les différencier. Cette période correspond à une importante phase **d'avancée des fronts glaciaires** (Deline et Orombelli, 2005 ; Holzhauser et al., 2005 ; Ribolini et al., 2007) et de plus haut niveaux lacustres (Magny, 2004). La dégradation climatique est également bien enregistrée dans les **cernes d'arbres** (Büntgen et al., 2005, Corona et al., 2011).

Il faut néanmoins noter que, dans le détail, cette période demeure relativement complexe. Il sera doncnécessaire dans l'avenir de réaliser un traitement des données plus détaillé et ciblé sur cette période, ce que nous n'avons pas eu le temps de réaliser dans le cadre de ce travail de thèse.

Cette période est précédée par une période de relatif « calme hydrologique », contemporaine de l'**Optimum Climatique Médiéval** également reconnue dans d'autres archives paléoclimatiques telles que les reculs glaciaires (Deline et Orombelli, 2005 ; Holzhauser et al., 2005) et les cernes de bois (Büntgen et al., 2005 ; Corona et al., 2011).

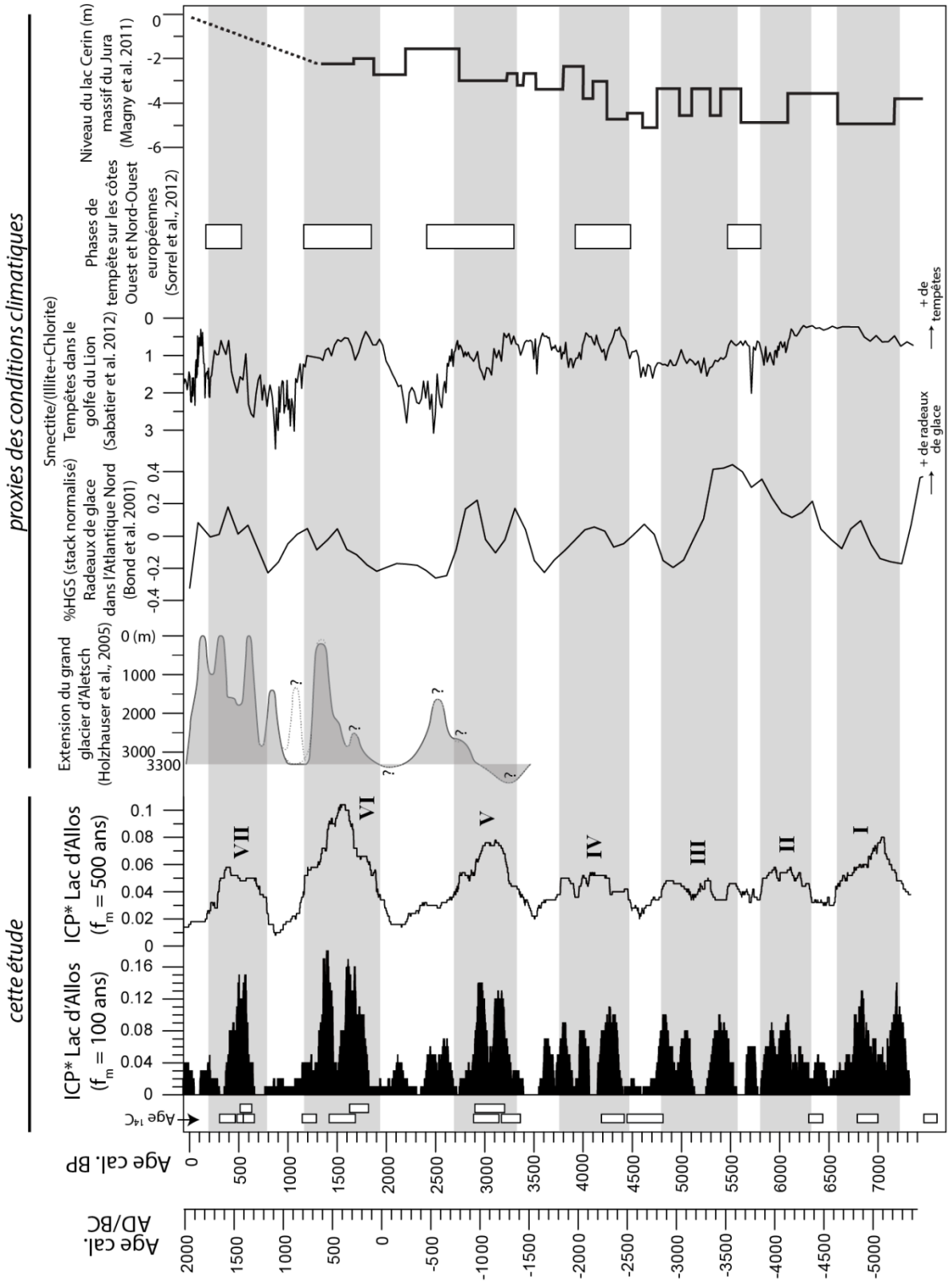


Figure 100 : Fréquences (f_m) à 100 et 500 ans de l'indice corrigé de pluviosité (ICP* = dépôts LT-B2 et LT-B3 inférieurs à 4.8 mm) au lac d'Allos comparées à des reconstructions paléohydrologiques en Europe de l'Ouest et de l'Atlantique Nord.

Le cycle VI correspond à la période de dégradation climatique datant de l'**Antiquité tardive**. L'avancée des fronts glaciaires (Deline et Orombelli, 2005 ; Holzhauser et al., 2005) accompagnent le déclin de l'Empire romain d'Occident.

Le cycle V pourrait, à l'erreur des modèles d'âge près, correspondre à l'avancée des fronts glaciaires alpins (Maisch, 2000 ; Deline et Orombelli, 2005 ; Holzhauser et al., 2005 ; Ribolini et al., 2007) et à une phase de plus haut niveaux lacustres (Magny, 2004).

C.III.3.2. À l'échelle du pourtour nord-méditerranéen

Les périodes d'augmentation de la fréquence des crues lissé à 500 ans depuis 3500 ans (V, VI, VII) sont **très similaires à l'enregistrement des tempêtes dans l'étang de Palavas**, dans le golfe du Lion au nord-ouest de la Méditerranée. Ces tempêtes sont reconstituées par les épisodes de rupture des cordons littoraux provoquant des arrivées de dépôts sableux contenant des bioindicateurs à affinité marine à l'intérieur des lagunes (Sabatier et al., 2012 ; Figure 100). Les tempêtes sont engendrées par des entrées maritimes de sud (vent d'Autan), provenant de bassin ouest méditerranéen. Ces entrées maritimes sont générées par des perturbations orageuses affectant aussi le piedmont Sud des Alpes, et caractérisées par d'intenses précipitations (Porcu et al., 2003). Sur une plus courte échelle de temps (sur les derniers 500 ans) il a été montré une bonne corrélation entre les fréquences des crues des fleuves proches du littoral méditerranéen espagnol (Barriendos, 1997 ; Barrera et al., 2005) et les fréquences de crues à Allos (Wilhelm et al., 2012). Le synchronisme de ces événements (tempêtes nord-ouest de la Méditerranée, crues dans l'Ouest de l'Espagne et à Allos) suggère que l'ensemble de cette zone géographique est soumise au même forçage climatique et aux effets des systèmes météorologiques dépressionnaires s'étendant de l'Ouest de la Méditerranée jusqu'à la Péninsule Ibérique.

Ces systèmes météorologiques dépressionnaires ont été étudiés par Trigo et al., 1999 : ces travaux montrent que les précipitations sur le Nord-Ouest de la Méditerranée sont générées

- soit par des masses d'air cycloniques en provenance de l'océan Atlantique,
- soit par des masses d'air stationnaires au-dessus de la Méditerranée.

Dans le premiers cas, les flux atmosphériques d'ouest, sur la péninsule Ibérique, sont généralement mobiles, peu convectifs, de longue durée et dominants en saison hivernale ; dans l'autre cas, les phénomènes seulement méditerranéens sont caractérisés par une cyclogenèse de type tropicale, favorisée par des masses d'eau chaude d'été/automne dans le golfe de Gênes et au sud sur le littoral algérien. Campins et al. (2011) montre, par l'analyse climatologique des cyclones de surface sur 45 ans, que quelle que soit la provenance des masses d'air – Atlantique ou Méditerranéenne – ces systèmes dépressionnaires sont associés à de très fortes

précipitations, générées principalement par des phénomènes convectifs en automne. Enfin, l'analyse couplée des dynamiques de circulation atmosphérique sur la variabilité spatiale des précipitations d'été (Dünkeloh et Jacobeit, 2003) montre au cours de la période 1948-1998 AD, que les précipitations dans le sud-est de la France sont significativement reliées aux flux atmosphériques d'ouest depuis l'Atlantique Nord (Figure 101).

C.III.3.3. À l'échelle de l'Europe du nord

En se positionnant à plus petite échelle spatiale, les données paléoclimatiques suggèrent que la variabilité des systèmes météorologiques dépressionnaires méditerranéens va de pair avec l'intensité et la position des flux atmosphériques d'ouest (Sabatier et al., 2012). En effet, la comparaison des fréquences de crues à Allos avec les tempêtes en Méditerranée (Sabatier et al., 2012) et les phases de fortes activités des tempêtes sur le littoral ouest et nord-ouest européen en France (Billeaud et al., 2009 ; Sorrel et al., 2009, 2012) et en Angleterre (Spencer et al., 1998) est assez convaincante, particulièrement pour les phases IV, V, VI et VII (Figure 100).

Les périodes de crues fréquentes à Allos sont relativement synchrones des phases plus fraiches mises en évidence par l'augmentation des débâcles d'icebergs dans l'Atlantique du Nord-Est (Bond et al., 2001) (Figure 100) et des nombreux autres marqueurs paléoclimatiques (glaciers, carottages lacustres, marins et glaciaires, pollens et spéléothèmes) synthétisés par Wanner et al. (2011).

Depuis les études pionnières de Bond et al. (2001), les cycles de 1500 ans reconnus dans les enregistrements paléoclimatiques holocènes ont été attribués :

- à l'activité solaire (Bond et al., 2001) ;
- à l'intensité de la circulation océanique (Bianchi and McCave, 1999) ;
- aux marées (Berger and von Rad, 2002) ;
- à des modifications du champ magnétique (St-Onge et al., 2003) ;
- à l'activité volcanique (Wanner et al., 2008)
- et à des changements de la circulation atmosphérique (Giraudeau et al., 2000).

Wanner et al., 2011 suggère que l'ensemble de ces mécanismes se combinent de manière complexe pour expliquer la variabilité climatique cyclique holocène. Quels que soient les mécanismes à l'origine de ces changements climatiques, la périodicité de l'ICP reconnue à Allos pourrait être une représentation pertinente des changements climatiques cycliques affectant l'Ouest de la Méditerranée et l'Europe depuis 7400 ans.

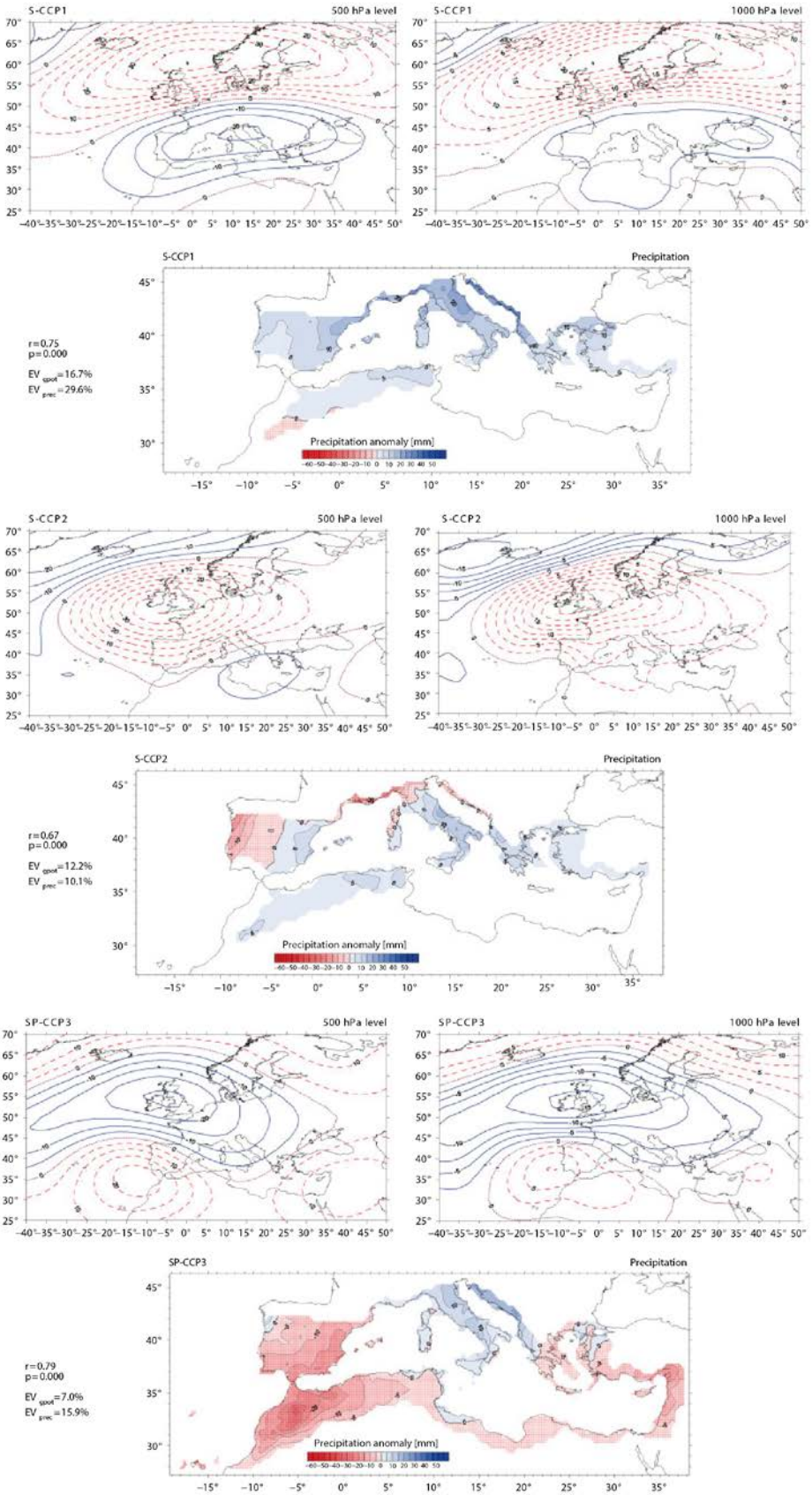


Figure 101 : Analyse canonique des correspondances de trois situations du gradient géopotentiel en été sur l'Europe de l'Ouest et la Méditerranée et anomalies de précipitation de Juin à Septembre 1948-1998 (figure extraite de Dünkeloh et Jacobeit, 2003).

Enfin, cette variabilité climatique holocène à l'échelle centennale est généralement assimilée au phénomène **d'Oscillation Nord Atlantique (NAO)** (e.g. Hurell et Deser, 2009). Par analogie aux reconstructions de l'indice de la NAO au cours des 2 derniers millénaires (Luterbacher et al., 2001), Wilhelm et al. (2012) et Wirth et al. (2013) proposent que l'augmentation de la fréquence des crues à l'échelle sub-centennale dans les lacs alpins soit associée à des phases de NAO négatives en automne, tandis que les faibles fréquences de crues seraient associées à la persistance d'une NAO positive. Si le passage de l'Optimum Climatique Médiéval (phase de NAO positive) vers le Petit Âge Glaciaire (phase de NAO négative) semble bien marqué à Allos et cohérent spatialement à l'échelle des Alpes, dans le détail, les reconstructions de paléocrues d'Allos sont peu semblables à celles des sites lacustres nord et sud-alpins italiens publiées par Wirth et al., 2013 (Figure 102).

La démarche menée sur notre chronique de crues, bien qu'exploratoire, suggère d'ailleurs que des différences d'enregistrements entre les sites pourraient certainement être attribuées à des effets de l'anthropisation sur la végétation et la sensibilité de chacun des bassins versants. Certains travaux sur la variabilité holocène des dépôts de crues ont considéré le rôle de ce forçage comme secondaire (Czymzik et al., 2013 ; Glür et al., 2013, Swiercynski et al., 2013 ; Wirth et al., 2013). À notre avis, il est extrêmement délicat de s'en affranchir pour discuter de la variabilité paléohydrologique.

C.III.3.4. Une bipartition climatique enregistrée à Allos : changement de cyclicité à 3500 cal. BP ?

On a vu qu'à 3500 cal BP, la périodicité de la cyclicité l'ICP change : **l'amplitude des cycles s'accentue (**en particulier pour les phases V à VII, Figure 100), témoignant de l'alternance de périodes plus contrastées.

D'autres études récentes mettent également en évidence un **changement de périodicité à partir du milieu de l'Holocène**. Dans une carotte marine du détroit de Gibraltar, Fletcher et al. (2012) ont montré que le pourcentage de pollen arboréen (somme des taxons arboréens méditerranéens et tempérés), interprété comme la densité de la couverture forestière, est caractérisé par une périodicité de 900 ans entre 10 000 et 6000 cal. BP, puis par une périodicité de 1700 ans entre 6000 et 1000 cal. BP. Ces auteurs interprètent ce changement de période comme le résultat du réajustement postglaciaire des dynamiques océaniques, lié à la fonte des calottes glaciaires.

Le changement de périodicité reconnu à Allos apparait plus tardivement et serait plutôt à rapprocher des interprétations de Magny et al. (2013) qui suggèrent (par la synthèse des enregistrements paléohydrologiques en Méditerranée) que l'inversion des conditions d'humidité entre le nord et le sud de la Méditerranée vers 4500-4000 cal. BP serait liée à la fois à

la diminution graduelle de l'insolation et à un changement de saisonnalité des précipitations. Cette hypothèse d'un forçage orbital est retenue par Czymzik et al., (2013) pour expliquer l'augmentation des fréquences de crues dans le lac Ammersee au milieu de l'Holocène.

L'augmentation de l'humidité depuis 4000 cal. BP caractérisée en Europe de l'ouest jusqu'au littoral nord méditerranéen (Magny et al., 2013) ne se traduit pas par une augmentation de l'IPM à Allos, ni par une augmentation générale de l'activité des lits fluviaux de moyenne Durance. L'encaissement des lits fluviaux et l'export des sédiments vers les organisme de rang supérieurs entre 7000 et 2500 cal. BP sont interprétés comme une modification du rapport charge/débit pouvant résulter : (1) d'une réduction de la charge liée à la stabilisation des versants par la progression pédologique et forestière, (2) d'un régime de précipitation régulier caractérisé par une faible fréquence de précipitations intenses (Brisset et al., 2014, Annexe 9 dans le Volume II).

Si une étude plus approfondie des périodicités de l'ICP apparait incontournable, nos résultats suggèrent également qu'une modification du régime des précipitations d'été/automne s'opère autour de 3500 cal. BP : la courbe de l'ICP à 100 ans montre ainsi un espacement dans le temps des périodes de fortes fréquences de précipitations et un prolongement des périodes de minima. Ainsi, la transition mid-Holocène à Allos est particulièrement caractérisée par un allongement des périodes de faible fréquence de précipitations d'été/automne. Nos résultats sont alors tout à fait comparables aux reconstructions paléoclimatiques menées au lac Accesa, en Italie centrale (Peyron et al., 2011) avec une **tendance générale à l'augmentation des températures d'été et à une diminution des précipitations d'été à partir de 4600-3000 cal. BP**. L'ensemble de ces résultats pourrait ainsi **traduire une mise en place, en zone méditerranéenne, de régimes climatiques plus contrastés, et marqués par des périodes de déficits hydriques**.

Cette tendance semble aussi se retrouver dans la progression latitudinale de la végétation à affinité méditerranéenne depuis le sud de l'Espagne et de l'Italie vers les côtes françaises, phénomène qui a fait l'objet de nombreuses synthèses (Beaulieu et al., 2005 ; Pérez-Obiol et al., 2011, Sadori et al., 2011). En fonction des écoles, ces auteurs interprètent la progression des taxons méditerranéens sclérophylles comme l'effet d'une aridification du climat pleinement acquise vers 3500 cal. BP en Méditerranée du Nord-Ouest (espèces tolérantes à la dessiccation en été) ou, de la progression des sociétés humaines et de leur impact sur la végétation (favorisant les espèces pionnières) ; l'ambiguïté des enregistrements polliniques ne permet pas de trancher cette question.

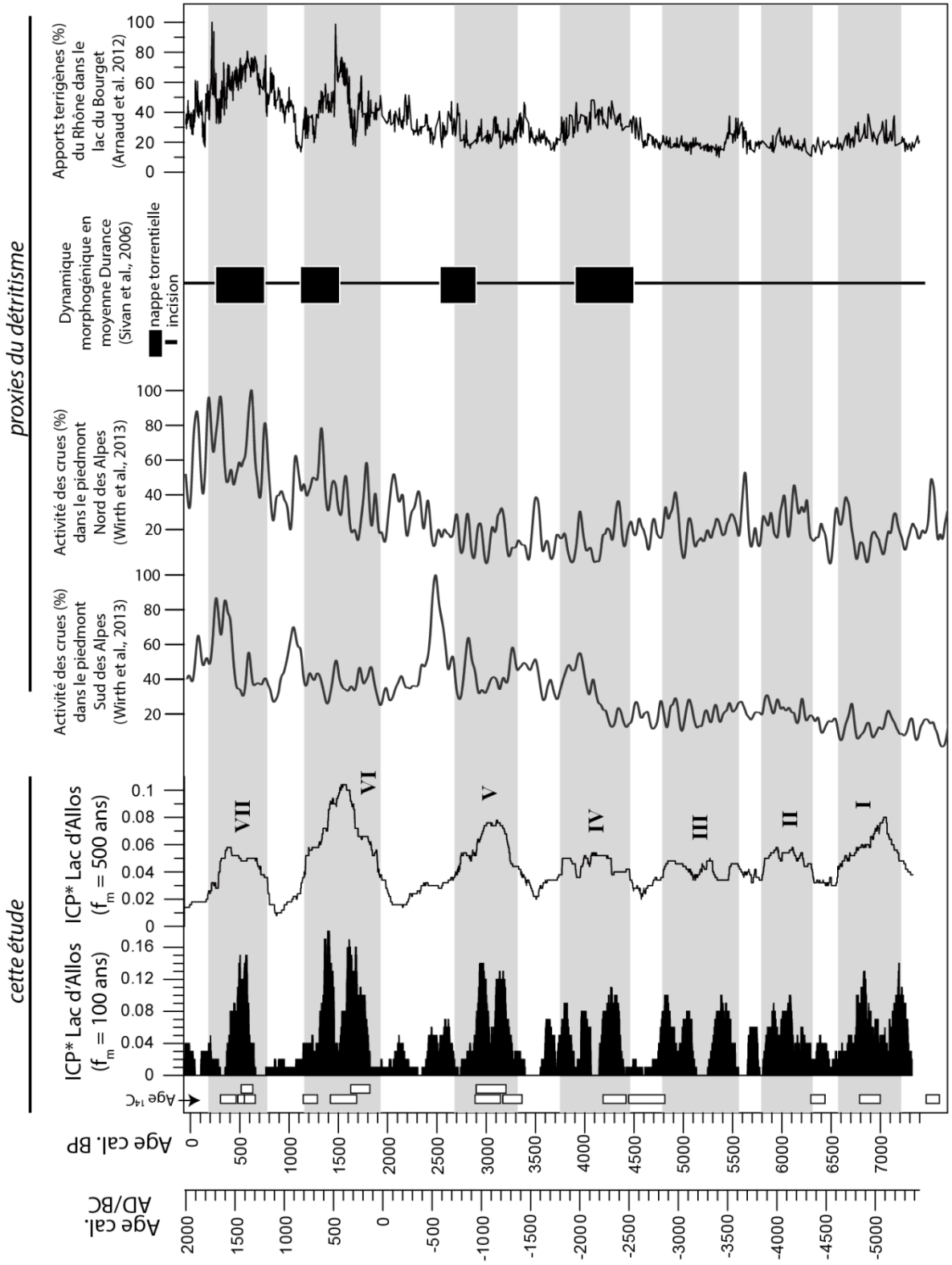


Figure 102 : Fréquences (f_m) à 100 et 500 ans de l'indice corrigé de pluviosité (ICP* = dépôts LT-B2 et LT-B3 inférieurs à 4.8 mm) au lac d'Allos comparé à des proxies du détritisme en plaine et en montagne situés dans le domaine alpin.

Ainsi, **la périodicité de l'ICP à Allos pourrait être interprétée par une augmentation de la cyclonicité d'ouest reliée à la variabilité du couple océan-atmosphère et constituer un proxy des variations passées de la NAO. L'apparition de cycles d'amplitude plus marquée à partir de 3500 cal BP pourrait être reliée aux conséquences des variations des facteurs orbitaux.**

C.III.4. Le détritisme : ambiguïté d'un indicateur paléoenvironnemental multi-contraint

À l'issue de ce travail sur les « paléocrues », le croisement des données sédimentologiques et polliniques recueillies au lac d'Allos a révélé une **augmentation brutale de la sensibilité et de la réactivité de l'environnement aux sollicitations climatiques à partir de 1900 cal BP**. Il faut vraisemblablement envisager la combinaison des effets de l'anthropisation croissante et des variations des précipitations pour expliquer le passage brutal à cet état de sensibilité accrue.

Avant 1900 cal. BP, la courbe de l'ICP (lissée à 100 ans) montre une succession de phases de forte et faible hydrologie, de plus en plus contrastées. Mais aucune de ces fluctuations ne déclenche de crise détritique. Parallèlement, depuis 6000 cal. BP, les données polliniques montrent une ouverture progressive du couvert végétal par les hommes. C'est à 1900 cal. BP qu'une période de précipitations fréquentes (mais probablement d'amplitude comparable à celles qui l'ont précédée) déclenche une réponse brutale des versants, une augmentation de leur sensibilité et de leur réactivité. Ainsi, nos données montrent l'absence de relation linéaire et progressive entre l'évolution du climat et l'intensification de la pression anthropique d'une part et le détritisme d'autre part, mais au contraire l'existence **d'un effet de seuil (« tipping point »).** Le franchissement de ce seuil à 1900 cal. BP est vraisemblablement déclenché par une période plus humide intervenant sur un environnement suffisamment fragilisé.

L'évolution du détritisme à Allos est très comparable aux résultats que nous avons obtenus au lac de Vens (Chapitre III-C.II.8.3), et assez différente des enregistrements régionaux. A Allos, comme à Vens, l'augmentation de l'activité détritique se déclenche brutalement à partir de 1900 cal. BP, plus tardivement que dans les plaines alluviales alpines et provençales (Arnaud et al., 2012 : Berger et al., 2008) (Figure 102). Les fluctuations de moyenne fréquence du détritisme sont en revanche assez synchrones de celles reconnues régionalement (Jorda, 1992 ; Jorda et Provansal, 1996 ; Arnaud-Fasseta, 2000 ; Sivan et al., 2006 ; Berger et al., 2008; Miramont et al., 2008), en particulier depuis l'Antiquité, avec la succession de périodes de calme hydro-sédimentaire (début de notre ère, Optimum Climatique Médiéval) et de forte activité détritique (lors de l'Antiquité tardive et au Petit Âge Glaciaire).

Antérieurement à la période antique, les enregistrements ne sont pas toujours synchrones. Dans les Alpes du Sud et la Provence, (Jorda et al., 1991 ; Morhange et Provansal, 1994 ; Jorda et

Provansal, 1996) montrent que des faciès torrentiels grossiers se développent à partir de l'Age des métaux (Âge du Bronze et Âge du Fer) mais les auteurs soulignent le caractère discontinu dans le temps et dans l'espace de ces dépôts sédimentaires (très probablement lié à des modalités spatio-temporelles différentes de l'anthropisation).

Ainsi, **le détritisme peut refléter directement, parfois de façon amplifiée, des fluctuations de la variable climatique, mais il s'agit également d'un indicateur ambigü et partiel, intégrant à la fois forçages anthropiques et climatiques.**

D. Conclusion

Dans ce troisième chapitre, l'étude de la séquence sédimentaire ALO11 prélevée dans le bassin profond du lac d'Allos nous a permis, à l'aide d'indicateurs sédimentologiques et géochimiques croisés avec les analyses polliniques et archéologiques en cours, de reconstituer l'histoire environnementale de ce bassin-versant au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène.

L'histoire paléoenvironnementale débute il y a environ 12 000-13 000 ans, probablement durant le Dryas Récent, par des premiers dépôts suggérant des varves clastiques issus d'apports minérogéniques proglaciaires. Au début de l'Holocène, les versants peu protégés par une végétation steppique en cours de reconquête altitudinale fournissent d'importante quantité de sédiments. L'augmentation de la torrentialité à Allos pourrait être associé à l'augmentation de l'humidité holocène alors que les derniers glaciers disparaissent des cirques d'altitude. La diminution des apports détritiques à 8000 cal. BP est associé à la progression des écosystèmes terrestres dans le bassin-versant. L'installation et la maturation d''une forêt dominée par le sapin, a certainement permis la rétention des stocks sédimentaires sur les versants lors de l'Optimum Climatique Holocène. L'ouverture du paysage et le remplacement d'une sapinière par des forets à mélèzes et épicéa vers 3500 cal. BP ne se traduit pas par une augmentation du transit sédimentaire. Cette succession forestière ne s'explique pas de façon univoque ; nous reviendrons sur ce point dans le Chapitre V-B.I.2.1. La stabilité qui caractérisait le géosystème d'Allos durant le milieu de l'Holocène est rompue à 1900 cal. BP par un changement drastique de régime érosif. Depuis cette date, les apports sédimentaires sont exacerbés : les versants, instables, fournissent d'importantes quantités de sédiment. L'augmentation des marqueurs polliniques rudéro-anthropiques laisse peu de doute sur l'impact des activités humaines (pastorales, minières, de défrichements) sur la réduction du couvert forestier et la sensibilité accrue des sols et des affleurements rocheux aux processus de ravinement.

Parallèlement à l'étude paléoenvironnementale à basse fréquence de la carotte ALO11, nous avons enrichi notre corpus de données par l'étude de la variabilité haute fréquence des dépôts de crues fossilisés dans le remplissage lacustre. En intégrant les résultats préliminaires de l'analyse palynologique en amont du traitement des données sédimentologiques des dépôts de crues, nous avons démontré qu'il existe une relation significative entre les changements d'occupation du sol et l'expression sédimentologique des dépôts de crues (sur leur épaisseur et leur nombre), particulièrement du fait de l'anthropisation. Conscients que les conditions d'enregistrement n'étaient assurément pas constantes au cours du temps, nous avons tenté d'homogénéiser notre jeu de données pour qu'il soit interprétable, au moins de façon relative, en termes de variabilité de pluviosité sur la totalité des 7400 ans. Pour limiter les effets des changements d'occupation au cours du temps, nous avons appliqué un facteur correctif qui

consiste à retirer toutes les classes de dépôts affectées par le changement de sensibilité des versants aux processus érosifs.

L'Indice Corrigé de Pluviosité (ICP), obtenu par la correction des effets des changements d'occupation du sol sur l'enregistrement des dépôts de crues, présente une relative périodicité d'environ 1500 ans, particulièrement marquée depuis 3500 cal. BP. L'augmentation des fréquences de l'ICP lors des périodes du Petit Âge Glaciaire et de l'Antiquité tardive et leur diminution durant l'Optimum Climatique Médiéval sont synchrones avec les phases de fortes activités torrentielles et alluviales reconstituées dans le bassin-versant du Rhône. Les corrélations avec ces enregistrements suggèrent que l'augmentation des dépôts de crues à Allos soit la réponse à une augmentation des perturbations d'Ouest, dont la variabilité pourrait être due à l'Oscillation Nord Atlantique. Le changement de cyclicité de l'ICP d'Allos à ~3500 cal. BP est caractérisé par (1) l'exacerbation des périodes de haute fréquence des crues et (2) l'allongement des périodes de basse fréquence des crues. Nous proposons que cette exacerbation du régime des pluies depuis ~3500 cal. BP pourrait témoigner d'une influence plus marquée du climat méditerranéen.

La comparaison des indicateurs polliniques et sédimentologiques a montré une augmentation brutale de la sensibilité et de la réactivité des versants aux processus érosifs depuis 1900 cal. BP. L'augmentation de la pluviosité ne suffisant pas seule à expliquer l'activation du transfert sédimentaire (la fréquence de l'ICP est de même ampleur à cette date que durant les périodes qui l'ont précédée), nous supposons que le franchissement de ce seuil à 1900 cal. BP a été déclenché par une période de plus forte pluviosité intervenant sur un géosystème suffisamment fragilisé par les activités anthropiques.

L'ensemble des résultats acquis à Allos souligne un fort potentiel pour reconstruire une chronique de paléo-précipitation prenant en compte les biais liés au changement de sensibilité du bassin-versant. Il s'agira, suite à ce travail :

- de tester la sensibilité des distributions des dépôts LT-B selon différentes fenêtres temporelles d'agrégation des données ;
- de tester le degré de significativité du seuil statistique de 4.8 mm d'épaisseur utilisé ici pour scinder les classes de dépôts sensibles aux changements d'occupation du sol ;
- de caractériser objectivement la périodicité de l'indice corrigé de pluviosité en réalisant une analyse de séries temporelles (e.g. autocorrélation, corrélation-croisées).

Chapitre V. Synthèse et discussion

Au terme de l'étude des trois sites lacustres, il est apparu indispensable de synthétiser les résultats les plus significatifs : en effet, bien que ces derniers soient précédemment discutés et replacés dans des contextes extrarégionaux (Chapitre II-A.I. ; Chapitre III-A.I. et Chapitre IV-A.I.), la comparaison inter-sites s'avère utile afin d'esquisser des tendances communes, ou au contraire, des disparités significatives entre les trois enregistrements. De plus, la - délicate et récurrente - question des déterminismes climatiques et/ou anthropiques ne peut raisonnablement se jauger qu'à l'échelle multi-sites.

Ce chapitre aborde ainsi, après un aperçu synthétique de l'histoire paléoenvironnementale retracée par les trois lacs et replacée dans un référentiel commun par une analyse en composantes principales, une série de questionnements émergeant de la comparaison inter sites :

Comment interpréter le déclin du sapin pendant la seconde moitié de l'Holocène? Est-il lié aux premiers défrichements ? S'agit-il d'un changement de régime climatique ? Quel fût le rôle de la maturation des sols dans cette phase de régression forestière, notamment à l'étage montagnard ?

Peut-on identifier les premiers indices de l'anthropisation de la haute montagne dans le Mercantour ? Il faut souligner que dans le Mercantour, la documentation archéologique relative à une fréquentation humaine, notamment au Mésolithique, reste à ce jour parcellaire. Les données recueillies sur nos trois sites (notamment palynologiques) pourraient apporter de nouveaux éléments pour répondre à cette question.

Peut-on parler de trajectoires et de ruptures dans les dynamiques de ces géosystèmes de montagne ? L'érosion apparaît comme un métronome des changements d'état de ces environnements lacustres mais peut-on l'interpréter de façon univoque comme la seule expression du climat ? Du forçage anthropique? Dans quelle mesure la nature différente des bassins-versants peut-elle moduler les signatures sédimentaires observables dans les remplissages lacustres ?

Autant de questions auxquelles, à défaut d'y répondre avec certitude, nous proposons de confronter nos interprétations.

A. Cadre interprétatif commun des évolutions des géosystèmes de Petit, Vens et Allos

A.I. Évolution des paysages dans trois sites d'étude : une approche synthétique

L'étude multi-indicateurs et multidisciplinaire de trois enregistrements sédimentaires lacustres situés à des altitudes similaires permet de confronter les dynamiques et rythmes de mise en place des environnements depuis la fin du Tardiglaciaire (Figure 103).

Nos analyses précédentes ont permis d'individualiser cinq grands types de sédimentation représentatifs de différents états de l'environnement qui se succèdent dans les trois sites :

- Des apports détritiques d'origine glaciaire témoignant de l'influence des derniers glaciers de cirques sur la sédimentation lacustre sont présents à la base des remplissages d'Allos et de Vens, en particulier au début de l'Alleröd à Vens et au moment de la récurrence froide du Dryas Récent.
- Des apports détritiques d'origine torrentielle attestant de l'instabilité des stocks sédimentaires sur des versants encore peu protégés par une végétation pionnière en phase de reconquête altitudinale au début de l'Holocène ; ces apports, représentés uniquement dans les enregistrements longs d'Allos et de Vens, se font essentiellement aux dépends des zones lithologiquement les plus fragiles (calcaires marneux et dolomies).
- Les deux lacs enregistrent ensuite un optimum biogénique lacustre (optimum des sources organiques lacustres et terrigènes dans la sédimentation) qui s'accompagne sur les versants d'un optimum forestier (sapinière) et pédologique (podzol).
- Puis, alors que cet optimum lacustre se maintient dans les trois lacs, on assiste à une ouverture du couvert végétal et au déclin de la sapinière, sans pour autant que l'activité détritique ne soit réactivée.
- Enfin, la partie supérieure des remplissages des trois lacs est constituée d'une sédimentation où la source détritique terrigène reprend de l'importance, marquant un regain du détritisme associé au démantèlement des sols, à la réactivation des torrents et au recul des forêts sous l'effet du pâturage.

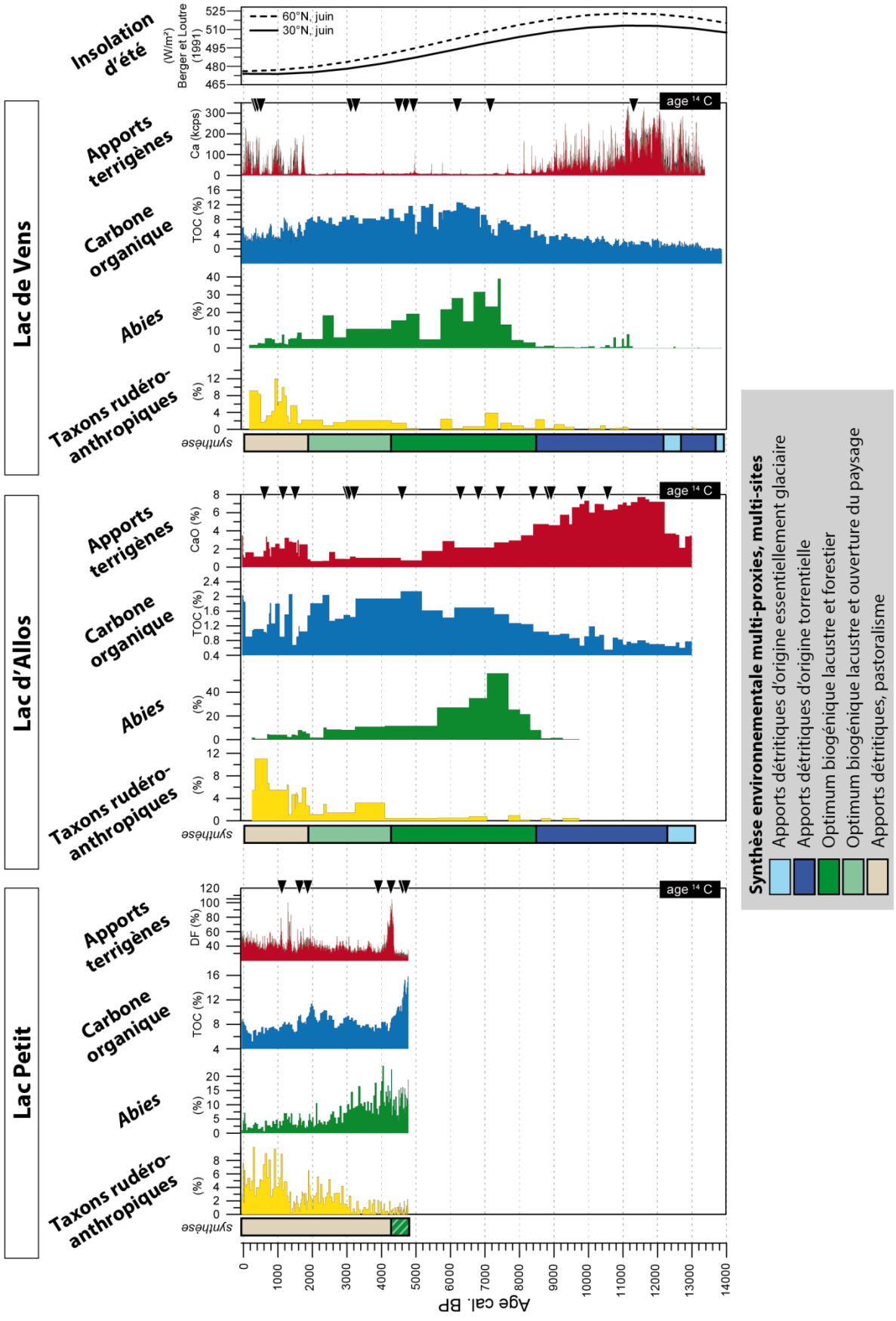


Figure 103 : Synthèse paléoenvironnementale à partir des quatre proxies communs sélectionnés (taxons rudéro-anthropiques, *Abies*, carbone organique total, apports terrigènes détritiques) des enregistrements des lacs Petit, d'Allos et de Vens.

A.II. Des similitudes et des divergences dans l'évolution des paysages mises en évidence par des analyses en composantes principales

Afin de confronter d'une manière plus objective nos principaux résultats, nous avons réalisé deux analyses en composantes principales (ACP). **L'intérêt des ACP est de replacer nos principales interprétations dans un nouvel espace commun aux trois sites** (ayant des dimensions comparables). Au-delà de la définition des grandes tendances de l'évolution paléoenvironnementale, nos objectifs sont de :

- confronter indépendamment les poids de chacune des variables sur l'expression des dynamiques environnementales ;
- caler les rythmes des changements d'état ;
- comparer l'intensité des « crises érosives » repérées par l'augmentation du détritisme à la fin du Tardiglaciaire et dans la partie supérieure des remplissages lacustres ;
- montrer la diversité de l'expression des changements environnementaux selon la nature sédimentaire des archives lacustres.

Nous avons dirigé le choix des variables incluses dans les ACP sur la base d'informations clés qui sont ressorties des interprétations de chaque site :

- la variable TER résume les apports terrigènes détritiques dans les lacs. Pour les lacs d'Allos et de Vens, TER, représentant l'activité torrentielle, correspond aux mesures quantitatives ponctuelles ou semi-quantitatives de l'abondance de la fraction des carbonates détritiques provenant principalement du ravinement dans les affleurements des calcaires marneux ou dolomitiques (% CaO et Ca kcps) ; pour le lac Petit TER représente la mesure quantitative de la fraction détritique (%DF) qui trace les pulsations détritiques en provenance de l'érosion des sols ;
- la variable MO résume l'abondance des apports biogéniques (sans distinction des sources terrigènes ou lacustres) représentées par les mesures quantitatives du carbone organique total ;
- la variable SAP résume la densité du couvert forestier par le pourcentage d'*Abies* indiquant l'existence plus ou moins marquée d'une sapinière aux abords des lacs ;
- la variable ANT résume le degré d'anthropisation des bassins-versants des trois lacs par le pourcentage de taxons rudéro-anthropiques dans l'ensemble du spectre pollinique.

Les ACP sont réalisées respectivement sur les lacs :

- d'Allos et de Vens pour les derniers 13 000 ans (ACP 1) (Figure 104) ;
- puis d'Allos, de Vens et de Petit pour les derniers 5000 ans (ACP 2) (Figure 105).

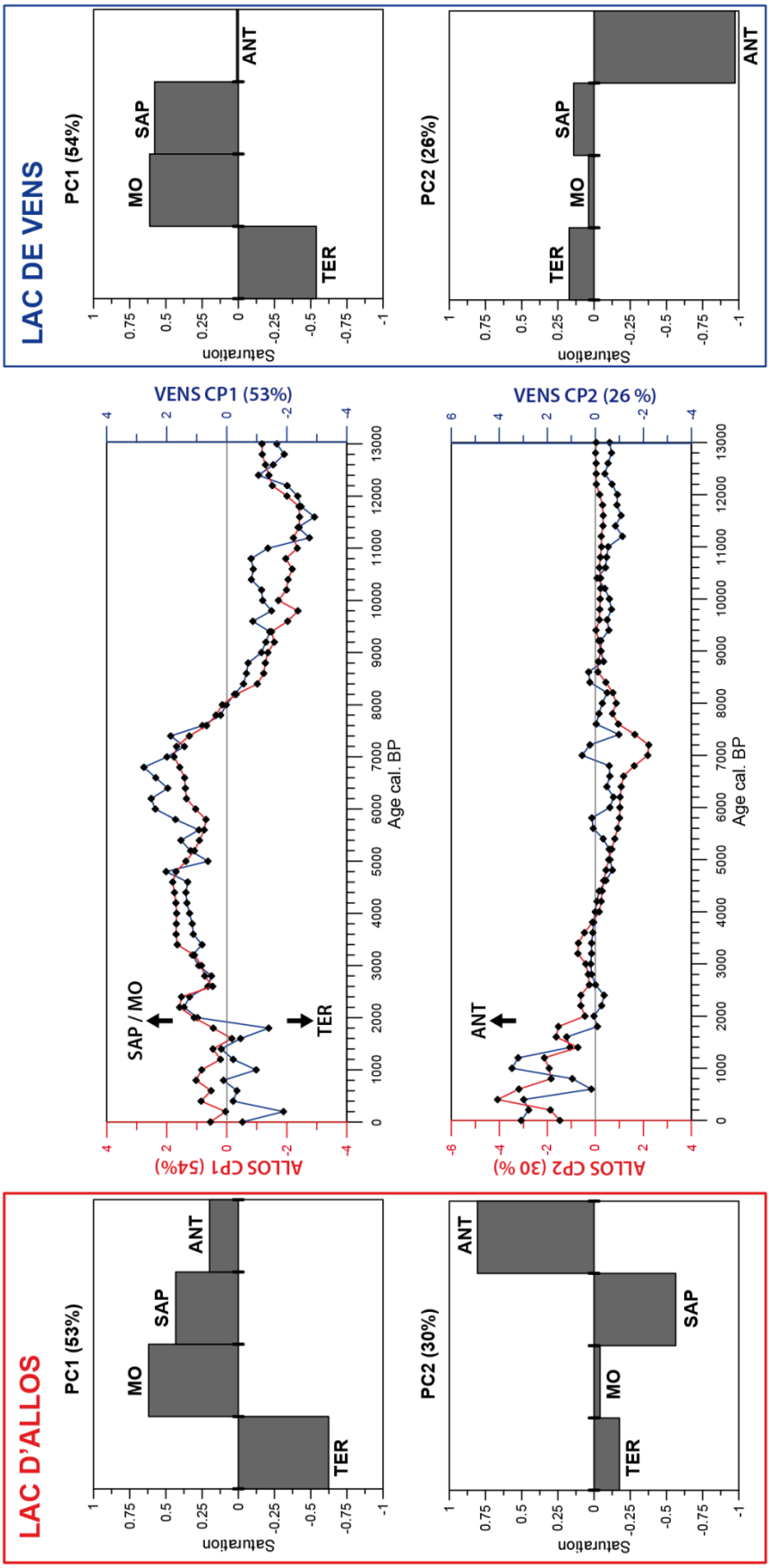


Figure 104 : Saturations des variables centrées-réduites du TER (apports terrigènes), MO (carbone organique), SAP (*Abies*), et ANT (taxons rudéro-anthropiques) en fonction des composantes principales 1 (PC1) et 2 (PC2), de 13 000 cal. BP à l'actuel, à Allos et Vens (ACP n°1).

A.II.1. Les sites d'Allos et de Vens entre 13 000 cal. BP et l'actuel (interprétations de l'ACP 1)

Les deux premières composantes principales (CP1 et CP2) résument ~80 % de la variabilité des quatre variables (Figure 104). Le poids de chacune des composantes et la saturation des variables sur chacune des composantes principales sont similaires pour les deux sites. Ainsi, l'information dominante (sur la CP1) est commune à Allos et Vens, et oppose un environnement instable caractérisé par d'importants apports détritiques (TER) à un environnement stable à dominante biogénique et forestière (MO et SAP).

Les rythmes des changements de la CP1 se superposent à Allos et Vens avec deux dates charnières à 8000 et 1900 cal. BP confortant ainsi le découpage que nous avions proposé dans le Chapitre III-C.II. et le Chapitre IV-C.II. . Entre 13 000 et 8000 cal. BP une forte influence de TER, puis entre 8000 et 1900 cal. BP une prédominance de MO et SAP, et à nouveau une prédominance de TER entre 1900 cal. BP et l'actuel. Les contributions des individus lors des périodes d'instabilité sont plus élevées avant 8000 cal. BP qu'après 1900 cal. BP suggérant que l'état d'instabilité du début de l'Holocène est d'une ampleur plus importante qu'après 1900 cal. BP.

La saturation de la variable ANT sur les deux CP2 est élevée montrant ainsi que l'évolution environnementale est liée secondairement à la pression pastorale. La période de prédominance de cette variable est identique sur les deux sites : entre 1900 cal. BP et l'actuel.

Si l'ACP 1 présentée en Figure 104 indique une forte similitude des réponses des deux sites, il est intéressant de noter que la saturation des variables environnementales est sur les CP1 et CP2 moins élevée pour le lac d'Allos que pour le lac de Vens :

- la variable ANT est exclusivement représentée dans la CP2 au lac de Vens et est nulle sur la CP1 alors qu'au lac d'Allos, l'information d'ANT est en partie diluée dans la CP1 (saturation d'ANT sur la CP1 de 0.25) ;
- la variable SAP est exclusivement représentée dans le CP1 à Vens et est faible sur la CP2 alors qu'à Allos, l'information de SAP est répartie sur les CP1 et CP2.

Ainsi l'expression environnementale à basse fréquence est plus nette et plus exacerbée dans l'archive du lac de Vens à la différence du lac d'Allos où la dynamique environnementale est plus difficile à percevoir, « brouillée » par l'intensité du signal détritique.

A.II.2. Les sites d'Allos, de Vens et du lac Petit entre 5000 cal. BP et l'actuel (interprétations de l'ACP 2)

Cette ACP, réalisée sur les mêmes variables mais cette fois sur nos trois sites d'étude, montre des **dynamiques similaires dans les trois sites depuis 5000 ans** (Figure 105) : en effet, la première composante principale (CP1, qui résume 55 % de l'information pour le lac Petit, 67 % de l'information au lac d'Allos et 74 % de l'information pour le lac de Vens et la seule significative) oppose toujours le groupe de variables ANT et TER d'une part et le groupe de variable MO et SAP d'autre part. La CP1 oppose, avec un poids équivalent dans les trois sites, un géosystème stable à dominante biogénique et boisé à un géosystème instable à dominante détritique et anthropisé.

L'examen des contributions des individus selon un axe temporel montre le passage d'un géosystème stable à un géosystème instable selon des rythmes différents au lac Petit d'une part et à Allos et Vens d'autre part. La transition entre ces deux états est progressive au lac Petit et est acquise à 2300 cal. BP. Le changement d'état est brutal aux lacs d'Allos et de Vens et intervient environ 400 ans après celui du lac Petit à 1900 cal. BP.

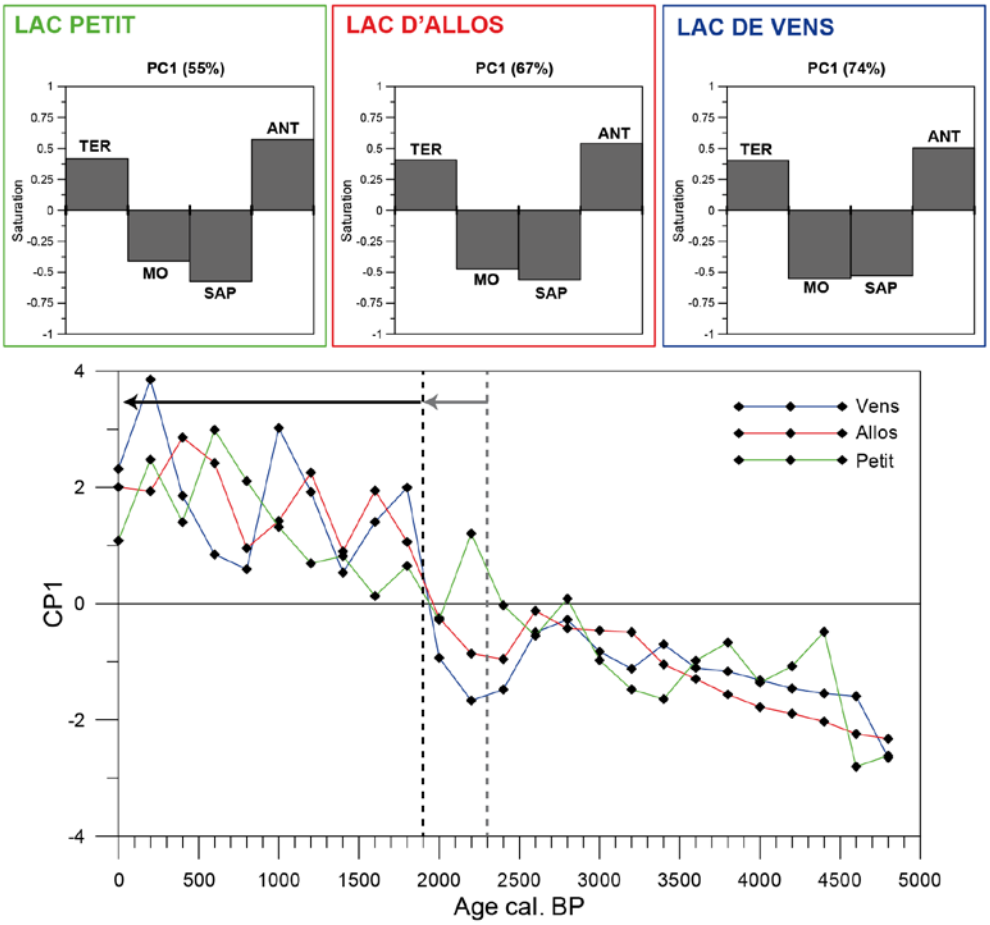


Figure 105 : Saturations des variables centrées-réduites du TER (apports terrigènes), MO (carbone organique), SAP (*Abies*), et ANT (taxons rudéro-anthropiques) en fonction de la composante principale 1 (PC1), de 5000 cal. BP à l'actuel, aux lacs Petit, Allos et Vens (ACP n°2).

A.II.3. Similitude des trajectoires, différence des réponses, décalage des points de bascule

La confrontation des variables paléoenvironnementales sur les trois lacs dans un espace aux dimensions communes montre que :

- les trois géosystèmes possèdent des trajectoires environnementales identiques caractérisées par une succession commune de trois états environnementaux : instabilité-stabilité-instabilité ;
- mais, les rythmes et la chronologie du passage d'un état à l'autre diffèrent. Les lacs d'Allos et de Vens enregistrent un point de bascule rapide mais tardif entre un état de stabilité (entre 8000 et 1900 cal. BP) et d'instabilité (à partir de 1900 cal. BP) alors qu'au lac Petit le changement d'état est plus ancien (2300 cal. BP) et plus progressif ;
- à l'échelle des 13 000 dernières années, l'intensité de la « crise » érosive associée à la période anthropisée (qui caractérise les environnements depuis 1900 cal. BP) est moindre que celle qui affecte les environnements naturels avant 8000 cal. BP ;
- les variables sédimentologiques et polliniques ont une expression plus nette et exacerbée dans l'archive sédimentaire du lac de Vens qu'au lac d'Allos. La dynamique paléoenvironnementale de ce dernier apparaît plus diluée, brouillée par des apports détritiques récurrents.

B. Discussion générale

Au terme de notre étude, il apparaît nettement que les trajectoires des trois environnements enregistrées par les trois archives lacustres possèdent des caractéristiques et leur évolution est soumise à des forçages communs.

Il nous paraît nécessaire de développer quelques points clés de discussion, en commençant dans un premier temps par la question des interactions climat/homme/environnement de manière récurrente dans la littérature récente (e.g. Giguet-Covex et al., 2011 ; Rey et al., 2013 ; Doyen et al., 2013 ; Schwörer et al., in press), tout particulièrement pour la zone méditerranéenne (e.g. Fuch, 2007 ; Jalut et al., 2009 ; Roberts et al., 2011 ; Vannière et al., 2013). Dans un second temps, nous reviendrons sur la question du détritisme comme indicateur des dynamiques paléoenvironnementales.

B.I. Forçages climatiques et/ou anthropiques : une histoire en deux temps ?

Aux erreurs de modèle d'âge près, l'ensemble de nos résultats a permis de mettre en évidence une trajectoire commune des écosystèmes terrestres alpins– à la fois en termes de dynamique et de temporalité – jusqu'au milieu de l'Holocène. Puis ces trajectoires, toujours communes dans leurs étapes, se développent de manière asynchrone pour la seconde moitié de l'Holocène.

B.I.1. Le Tardiglaciaire et le début de l'Holocène : la réponse rapide et « synchrone » des environnements montagnards au réchauffement climatique

B.I.1.1. L'Interstade tardiglaciaire : une reconquête ralentie par le Dryas récent

Le réchauffement climatique tardiglaciaire est à l'origine du démantèlement extrêmement rapide des grands appareils glaciaires et de leur confinement, à l'état de reliques, en amont des cirques au-delà de 2300 m d'altitude dès le début de l'Alleröd (article n°3). L'enregistrement pollinique au lac de Vens a notamment montré la colonisation des premiers arbres et le développement d'une strate d'herbacées steppiques, dans les cirques partiellement déglacés dès 14 000 cal. BP. Cette progression des écosystèmes terrestres sur les versants s'exprime dans les sédiments dès le début de la sédimentation lacustre, soit rapidement après les retraits glaciaires. Le développement de la végétation dans le bassin-versant est par ailleurs concomitant des premiers indices de processus de pédogénèse. Les travaux de datation et de caractérisation des chronoséquences pédologiques dans les Alpes suisses réalisés par Favili et al. (2009), Egli et al. (2010) et Böhlert et al. (2011) ont permis de dater deux phases de début de développement des

sols postglaciaires durant les phases de réchauffement consécutives aux retraits des glaciers de cirques du Dryas Ancien et de la fin du Dryas Récent, respectivement à 15 000 et 11 000 cal. BP. « *Ces épisodes pédogénétiques* » sont systématiquement associés à un développement des écosystèmes terrestres au-delà de 2000 m d'altitude.

Il faut souligner que le revers climatique du Dryas récent a freiné considérablement les dynamiques environnementales enregistrées à Vens : les processus d'altération des sols ralentissent et les herbacées steppiques se développent. L'enregistrement des apports détritiques d'origine glaciaire est plus tardif et pourrait souligner une relative inertie des organismes glaciaires. Une réponse différée des changements d'apports terrigènes à l'amorce du Dryas Récent a déjà été repérée dans les enregistrements lacustres de plaine comme le lac Mondsee où l'augmentation du flux détritique intervient 150-300 ans après le début du Dryas Récent (Lauterbach et al., 2011).

Le synchronisme dans l'évolution des enregistrements polliniques des lacs d'altitude d'Allos, de Vens et de nombreux autres lacs du Mercantour (article n°3) montre que la réponse environnementale au forçage radiatif (orbital) (Berger et Loutre, 1991) est identique à l'échelle du Mercantour et plus largement des Alpes du Sud en dépit de contextes géologiques et géomorphologiques différents.

B.I.1.2. Première moitié de l'Holocène : maturations pédologiques et optima écologiques ?

La dynamique progressive des écosystèmes terrestres à Vens et Allos démarre réellement après le coup de froid du Dryas Récent, marqué dans le massif du Mercantour par des réavancées glaciaires ou tout du moins une stagnation des derniers glaciers de cirque (article n°3). À une végétation herbacée succède rapidement le développement d'essences feuillues pionnières à toutes les altitudes (Beaulieu, 1977 ; Finsinger, 2001 ; Finsinger et Ribolini, 2001), puis par la mise en place progressive des étages de végétation (Beaulieu, 1997 ; Finsinger, 2001), au fur et à mesure de la migration postglaciaire d'essences mésophiles à partir de leurs refuges (van der Knaap et al., 2005). Cette reconquête végétale s'accompagne d'une altération chimique de sols peu évolués et non acides. Cette maturation conjointe des sols et des écosystèmes semble s'échelonner dans les Alpes entre 11 000 et 8000 cal. BP : au lac du Loup (vallée de la Maurienne en Savoie), elle est datée entre 11 000 et 8800 cal. BP (Mourier, 2008), et au lac d'Anterne (vallée du Giffre, Haute-Savoie) entre ~9800 et 8000 cal. BP (Giguet-Covex, 2010), l'altération chimique des sols peu évolués étant relativement synchrone d'une végétation de feuillus pionniers (Blarquez et al., 2010 ; F. David dans Giguet-Covex, 2010).

À Vens et à Allos, à partir de 8000 cal BP, les écosystèmes terrestres atteignent ce qu'il convient d'appeler un « optimum » qui se développe entre 8000 et 6000 cal. BP avec l'installation et la

densification d'un couvert forestier dominé par le sapin ; pendant cette même période, des sols acides se développent. Dans les autres lacs du Mercantour, cette période (classiquement rattachée à l'optimum climatique de l'Atlantique) est également enregistrée dans les sédiments[8]: on y observe notamment des unités à gyttja (Finsinger, 2001 ; Ortu et al., 2005), témoignant probablement d'une relative stabilité des communautés alguaires étroitement liée à celle observée sur les versants pédogénéisés. L'équilibre relatif représenté par le couple podzol/forêt de conifères a également été décrit dans les sites lacustres évoqués précédemment, entre 8800 et 4500 cal. BP au lac du Loup (Mourier, 2008) et entre 8000 à 5500 cal. BP au lac d'Anterne (Giguet-Covex, 2010 ; Giguet-Covex et al., 2011).

Cet état mature d'équilibre relatif, à l'échelle du paysage, des écosystèmes et des sols (peu ou pas d'érosion de versant) est unique pour la période holocène et peut être rapprochée de la notion d'optimum pédologique holocène développée par Poulenard (2011), d'optimum méditerranéen holocène (Pérez-Sanz et al., 2013), et plus généralement attribuable à l'optimum climatique qui caractérise le milieu de l'Holocène (Renssen et al., 2009). En Europe du Nord, l'expansion altitudinale des forêts est généralement interprétée comme l'expression de l'augmentation des températures d'été (Davis et al., 2003) alors qu'au sud de l'Europe, cette période d'optimum de la forêt est expliquée par une augmentation de l'humidité atmosphérique (Wick et al., 2003 ; Rey et al., 2013).

B.I.2. La seconde moitié de l'Holocène : la fin du déterminisme climatique ?

Alors que la fin du Tardiglaciaire et la première moitié de l'Holocène ont été marquées par des oscillations climatiques de grande ampleur (transition Alleröd/Dryas Récent et Dryas Récent/Holocène) qui ont laissé leurs empreintes sur les environnements sud alpins, la seconde moitié de l'Holocène est caractérisée par des changements climatiques de plus faible ampleur (Rasmussen et al., 2006). Pour cette dernière période, la tendance est à une augmentation des conditions d'humidité depuis environs 5500-4000 cal. BP en Europe et dans les Alpes. L'entrée dans cette période dite du « Néoglaciaire » est notamment exprimée par l'avancée des grands organismes glaciaires alpins (e.g. le glacier du Miage ; Deline et Orombelli, 2005) et la persistance de phases de hauts niveaux lacustres en plaine (e.g. le lac Cerin ; Magny et al., 2011). Dans la partie ouest du bassin méditerranéen, les enregistrements pollinique et lacustres semblent témoigner d'une aridification de plus en plus marquée du climat (Jalut et al., 2009). Entre ces deux domaines, l'indice corrigé de pluviosité que nous proposons à Allos semble avoir

[8] La fin de cet optimum forestier, accompagné par une « maturation pédologique » est également documentée à la base du profil du Lac Petit entre 4800 et 4200 cal. BP. Mais il sera indispensable d'obtenir un profil couvrant l'ensemble de l'Holocène à Petit.

enregistré, à partir de 3500 cal. BP, l'apparition d'une cyclicité (durée des cycles de 1000 ans environ) qui pourrait être le reflet d'une variabilité inter-annuelle des précipitations plus exacerbées (Chapitre IV-C.III.3.4).

B.I.2.1. Une ouverture des paysages sous contrainte climatique ou pression anthropique ?

L'ouverture des forêts sur nos trois sites, mais également à l'échelle du Mercantour s'accompagne de l'augmentation des fréquences polliniques des espèces rudéro-anthropiques associées aux occupations pastorales (Behre, 1981 ; Court-Picon et al., 2006) comme *Rumex*, Chenopodiaceae, *Plantago, Mentha* et *Urtica*. Remarquons que cette ouverture du couvert végétal ne s'accompagne pas, comme on aurait pu le penser, d'une recrudescence de l'érosion des versants. Dans le compartiment lacustre, nos données montrent à cette période, un maintien, voire un développement, d'un optimum de la sédimentation biogénique et algale (maximum du taux de sédimentation organique à Allos à 3500 cal. BP, optimum de la sédimentation algale à Vens et à Petit avant 4200 cal. BP).

La Figure 106 résume l'évolution des marqueurs d'anthropisation sur l'ensemble de nos trois sites. Il faut souligner qu'il reste délicat d'interpréter les premières occurrences, souvent asynchrones, et les courbes continues de ces taxons. Globalement, sur les sites d'Allos et de Vens, la courbe continue des taxons rudéro-anthropiques débute aux alentours de 4500 cal. BP sans que la résolution chronologique de nos enregistrements ne permettent d'avancer de jalon plus précis. Au lac Petit, où la résolution est bien meilleure, cette courbe démarre dès la base de l'enregistrement avant 4800 cal. BP. Notons que ces premières occurrences continues - inférieures à 5 % - demeurent discrètes dans les trois enregistrements jusqu'à 3500 cal. BP, et sont délicates à interpréter en termes de pression pastorale puisque ces taxons sont également caractéristiques des communautés de pelouses et de prairies alpines.

Les taxons polliniques nitrophiles *Urtica* et *Mentha* sont plus spécifiquement des indicateurs probables d'activités pastorales. Ces genres poussent spontanément dans des milieux notamment soumis au piétinement et à l'enrichissement des sols par les troupeaux domestiques. Comme la présence de grain de pollen de *Mentha* est relativement anecdotique dans les trois enregistrements nous concentrerons notre analyse sur les fréquences d'*Urtica* (Figure 106). Les premières occurrences isolées des pollens d'*Urtic*a datées à Allos et Vens entre 7000 et 5000 cal. BP (Figure 106) pourraient constituer les plus anciens indices d'activités pastorales dans les bassins-versants étudiés. Cette hypothèse est confortée par d'autres travaux réalisés dans les Alpes françaises (Argant et al., 2006 ; Court-Picon, 2007 ; Ponel et al., 2011), dans les Alpes suisses (Gobet et al., 2003 ; Lotter et al., 2006 ; Schwörer et al., in press) et les Alpes centrales italiennes (e.g. Finsinger et Tinner, 2007 ; Moe et al., 2007). Ces études proposent

comme interprétation *a minima* que ces taxons polliniques témoigneraient de routes de transhumance des troupeaux domestiques depuis les basses-vallées vers les alpages, les installations plus pérennes se cantonnant à plus basse altitude.

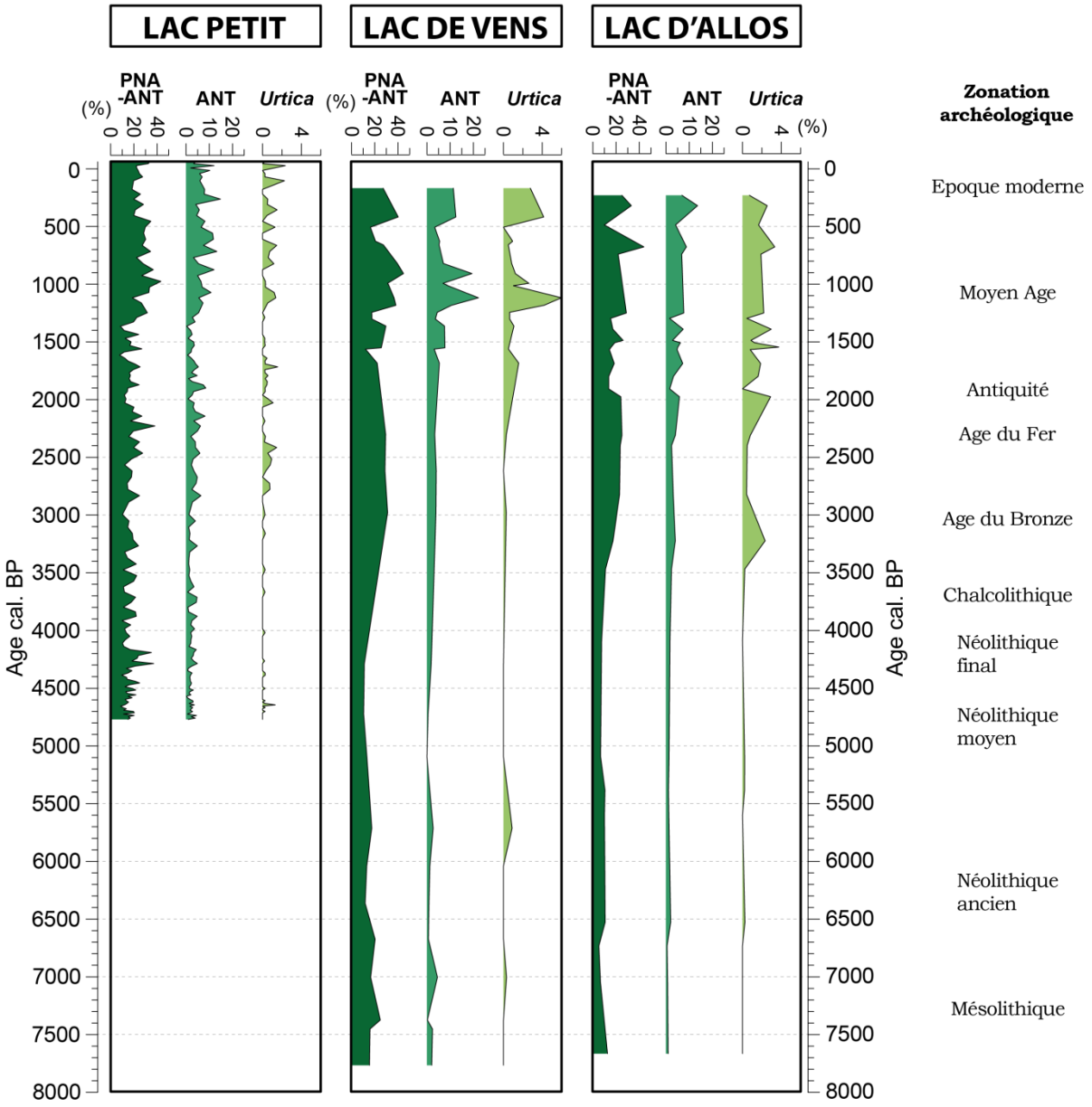


Figure 106 : Sélection d'indicateurs polliniques commune aux lacs Petit, Vens et Allos au cours des 8000 dernières années représentée en pourcentages de la somme pollinique totale.

Pour un même taxon ou groupe de taxons polliniques, l'échelle de fréquence relative est la même pour les trois sites. PA : pollen arboréen (somme des pollens arboréens), PNA-ANT : pollen non arboréen hors taxons rudéro-anthropiques, ANT : taxons rudéro-anthropiques (somme de *Rumex*, *Plantago*, Chenopodiaceae, *Mentha* et *Urtica*).

Des traces archéologiques de fréquentation de la montagne méditerranéenne sont attestées dans le massif du Mercantour entre environ 5300 et 3800 cal. BP (De Lumley et Ecassoux, 2009) : l'abondance de roches gravées dans la vallée des Merveilles représentant des animaux domestiques (représentations de corniformes et d'attelages d'animaux) témoigne indubitablement de pratiques agropastorales de ces sociétés, que nos courbes polliniques continues des taxons rudéro-anthropiques illustrent également. Cependant, aucun élément archéologique lié à ces pratiques n'a été découvert pour la période 7000-5000 cal. BP.

Dans les Écrins, les nombreuses investigations synthétisées dans Walsh et al. (in press) ont également soulevé cette contradiction : alors que des premiers indices polliniques sont interprétés comme les témoins de la présence de troupeaux domestiques dès 7000 cal. BP, aucun élément archéologique relatif à des activités pastorales (structures circulaires ou ovoïdales caractéristiques d'enclos) ne semble contemporain de cette période : Walsh et al., (2007) et Mocci et al., (2008) ont ainsi montré une fréquentation des montagnes depuis le Mésolithique par la présence de huttes de chasseurs uniquement (la plus ancienne étant datée à 6000-5000 cal. BP). Ce point reste donc sujet à débat. En revanche, à partir du Néolithique final et durant l'Âge du Bronze (ca. 4000-2500 cal. BP), ces travaux archéologiques témoignent de l'abondance de structures à vocation pastorale en haute altitude (Curdy, 2007 ; Krause, 2007 ; Walsh et al., in press) en accord avec l'augmentation des taxons rudéro-anthropiques dans les diagrammes polliniques.

Ainsi, nos données polliniques suggèrent que les premiers signes d'anthropisation dans les montagnes du Mercantour dateraient de 7000 cal. BP avec la possible présence saisonnière de troupeaux domestiques depuis le Néolithique ancien.

Cette hypothèse de l'impact des sociétés alpines sur les bassins-versants de montagne ne disqualifie pas nécessairement le rôle du climat comme forçage majeur et concomitant de l'ouverture des paysages à partir de 5000 cal. BP environ. Cette épineuse question est particulièrement bien illustrée par le déclin du sapin, que certains auteurs attribuent à l'augmentation de la pression anthropique, d'autres évoquant une aridification, un changement de régime climatique.

B.I.2.2. La question du sapin

Dans le massif du Mercantour, le déclin de la sapinière dans les diagrammes polliniques d'Allos et Vens (Figure 107) s'exprime par la diminution d'*Abies* au profit de *Picea*, *Pinus* type *sylvestris* et *Larix* : ainsi, le remplacement d'une sapinière dense par une forêt plus ouverte composée de conifères plus « pionniers » tendrait à confirmer le schéma d'une ouverture précoce des environnements alpins (amorcée il y a plus de 6000 ans) à l'origine d'une restructuration altitudinale des forêts (Gobet et al., 2003). Si d'anciennes pratiques pastorales ont pu

précocement ouvrir les paysages, des feux volontaires auraient également conditionné les dynamiques forestières postérieures à l'optimum de la sapinière (Wick et al., 2003 ; Tinner & Theurillat, 2003 ; Röpke et al., 2011). Ainsi, à basse altitude dans les Alpes suisses (enregistrement de Lauenensee), Rey et al., (2013) démontrent une relation significative entre les occurrences d'incendies, l'augmentation des pollens rudéro-anthropiques et le remplacement de la sapinière par *Picea abies* dès 6500-5000 cal. BP. Les auteurs interprètent ces évènements comme des défrichements néolithiques.

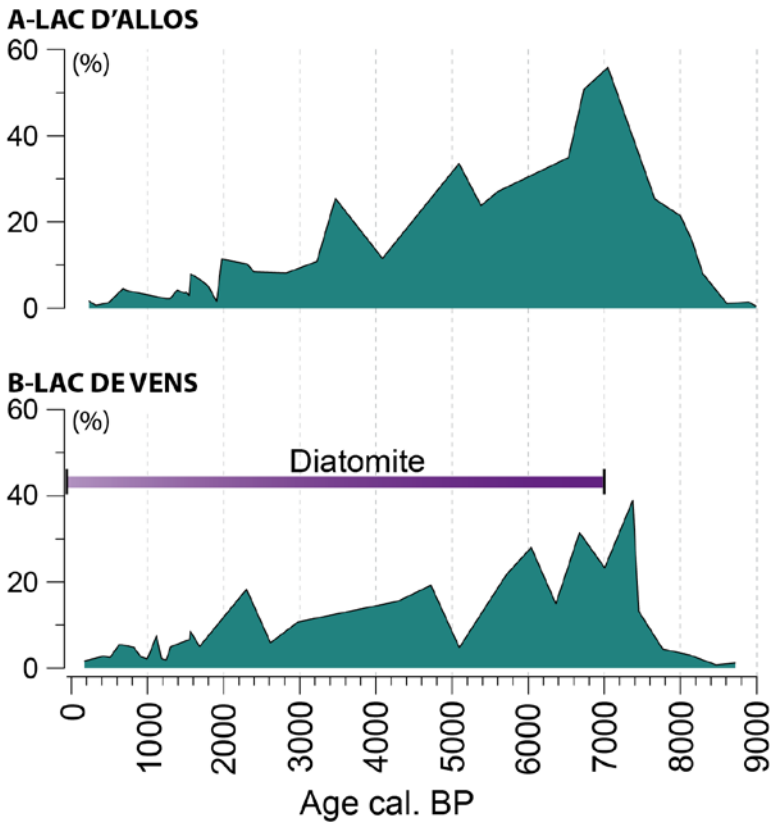


Figure 107 : Fréquences polliniques d'*Abies* rapportées à la somme pollinique totale A) du lac d'Allos et B) du lac de Vens au cours des 9000 dernières années. Le figuré violet indique la période couverte par les sédiments d'origine diatomitique au lac de Vens.

Nous pouvons également supposer que le déclin du sapin a pu être lié à une modification des conditions environnementales au-delà de ses préférences écologiques.

En effet, le déclin du sapin, on l'a vu dans le Chapitre III-C.II.7 et le Chapitre IV-C.II.4, est concomitant d'un changement d'ambiance climatique mis en évidence localement par une baisse de niveau lacustre au lac voisin de Saint-Léger (Digerfeldt et al., 1997), par un changement de la cyclicité des précipitations et l'apparition de périodes sèches de plus longue durée à partir de 3500 cal. BP (Chapitre IV-C.III.3.4), par une tendance à l'aridification sur le littoral méditerranéen (Jalut et al., 2009) et par un changement saisonnier des régimes pluviométriques

(Peyron et al., 2011 ; Magny et al., 2013). Ces changements (assèchements de courte ou longue durée et/ou exacerbations des contrastes saisonniers) peuvent être tenus responsables du déclin des sapinières, espèces intolérantes à la sècheresse (Guicherd, 1994). Actuellement, un déclin des populations de sapin est observé dans certaines forêts européennes, la cause étant attribuée par certains auteurs à des dérèglements physiologiques dû à des déficits hydrique dans l'air et les sols (Fromard et al., 1991 ; Nilsson et Wiklund, 1992) ou aussi à un déficit d'absorption en éléments nutritifs sur des sols acides pauvres en calcium (Potocic et al., 2005). Des déficits hydriques en présence de sols acides limiteraient d'autant plus l'absorption du calcium (Potocic et al., 2005).

Ainsi, la nature du sol aurait donc pu jouer aussi dans le passé un rôle significatif dans le développement et le déclin des sapinières. Des simulations couplant végétation/épaisseur de sols dans le bassin-versant du lac Saint Moritz (Alpes suisses), incluant le modèle LandClim et des données paléoécologiques ont montré que l'accroissement de l'épaisseur des sols (et indirectement leur capacité de rétention de l'humidité) favorise des essences d'arbres peu tolérantes à des conditions sèches (Henne et al., 2012), comme c'est le cas du sapin.

Le site de Vens (en contexte géologique cristallin) illustrerait le mieux l'hypothèse d'un déclin du sapin lié à un appauvrissement des sols en calcium : après 5000 ans de dynamiques forestières, les sols, devenus acides et hypocalciques sous sapinière, ont pu s'appauvrir en éléments minéraux nutritifs. Cette *« crise pédologique »*, qui a d'ailleurs pu être amplifiée par une aridification climatique (si l'on se réfère à Potocic et al., 2005 et de Henne et al., 2012), aurait alors favorisé le déclin des sapinières du Mercantour, au profit d'essences forestières moins exigeantes du point de vue édaphique et climatique, comme *Larix* notamment.

Il semble donc difficile de statuer sur l'origine de la succession forestière dans le massif du Mercantour entre 6000 et 4200 cal. BP. Les travaux de Henne et al., (2012) pourraient néanmoins fournir un élément de réponse : en réduisant les précipitations par rapport à l'actuel tout en fixant des sols épais, les auteurs n'arrivent pas à prédire l'ouverture des forêts montrée par les analyses polliniques. En revanche, pour des sols fixés comme minces, l'augmentation et la réduction des précipitations abouties dans les deux cas au développement d'une forêt ouverte de *Larix decidua*. Les auteurs concluent que, durant l'Holocène, l'ouverture du paysage montagnard serait principalement une conséquence des perturbations anthropiques, favorisant les espèces plus résilientes aux feux et au pastoralisme, en l'occurrence *Larix decidua* et *Juniperus nana* (Tinner et al., 1996 ; Tinner et Theurillat, 2003) ; sans des perturbations anthropiques récurrentes, une forêt dense aurait alors pu se maintenir dans les bassins-versants d'altitude (Heiri et al., 2006).

Pour conclure, il semble bien que le déclin d'*Abies* au profit de *Larix* et de *Picea* ait pu être conditionné à la fois :

- directement par des forçages extérieurs (anthropiques et climatiques) ;
- indirectement par des interactions physico-chimiques étroites entre les sols et la végétation.

Par conséquent, à travers l'exemple de cette succession forestière classiquement décrite dans les Alpes méridionales à l'Holocène, on peut constater qu'aucune interprétation tranchée ne peut être formulée, en raison de l'étroite interaction entre climat et anthropisation qu'intègrent les divers proxies. Cela se vérifie pour ces essences forestières, mais peut être généralisé à la question de la fluctuation de la limite supérieure des forêts. Alternativement interprétée en termes paléoclimatiques (Ivy-Ochs et al., 2009 ; Giguet-Covex et al., 2011) ou anthropogéniques (Finsinger et Tinner, 2007 ; Touflan et al., 2010 ; Berthel et al., 2012), elle échappe de surcroît à toute possibilité de reconstitution détaillée.

B.I.2.3. La limite supérieure des arbres, l'éternelle inconnue ?

Si la progression altitudinale des forêts alpines connait un maxima durant la première moitié de l'Holocène (David, 1993 ; Carnelli et al., 2004 ; Ali et al., 2003 ; Blarquez et al., 2010 ; Talon, 2010 ; Nicolussi et al., 2005), la synthèse des datations radiocarbone obtenues sur macrorestes de bois dans le Mercantour (Figure 108A) ne permet pas de repérer des variations de la limite supérieure des arbres et des forêts dans l'extrême sud des Alpes. Aucune augmentation particulière de macrorestes ligneux n'est observable lors de la période qui s'étend entre 8000 et 6000 cal. BP (Figure 108) interprétée classiquement comme un optimum forestier par la communauté des paléoécologues (fréquences maximales du sapin et plus généralement des pollens arboréens). Ce point doit être cependant nuancé car le diagramme montre également le manque d'archives sédimentaires continues étudiées et bien datées au-delà de 2330 m d'altitude dans le massif du Mercantour.

Il s'ajoute à ces biais, la difficulté en palynologie :

- d'identifier avec assurance *Pinus cembra*, dont le rôle majeur dans les peuplements ligneux d'altitude (Carnelli et al., 2004 ; Ali et al., 2005 ; Nicolussi et al., 2005 ; Talon, 2010) est certainement sous-estimé (Ponel et al., 1992) ;
- de reconstruire la physionomie du mélézin, *Larix* étant un piètre producteur et disséminateur polliniques (Nakagawa, 1998 ; Muller et al., 2006), comme cela a déjà été précédemment développé (article n°2).

Enfin, les modalités d'anthropisation de la haute montagne ont profondément « *désaccordé* » cette limite supérieure des arbres avec les facteurs climatiques qui ont prédéterminé la

reconquête forestière de la première moitié de l'Holocène. La remontée actuelle des arbres sur le domaine subalpin en situation de déprise des activités humaines illustre bien la réciprocité du phénomène (Walther et al., 2005 ; Lenoir et al., 2008).

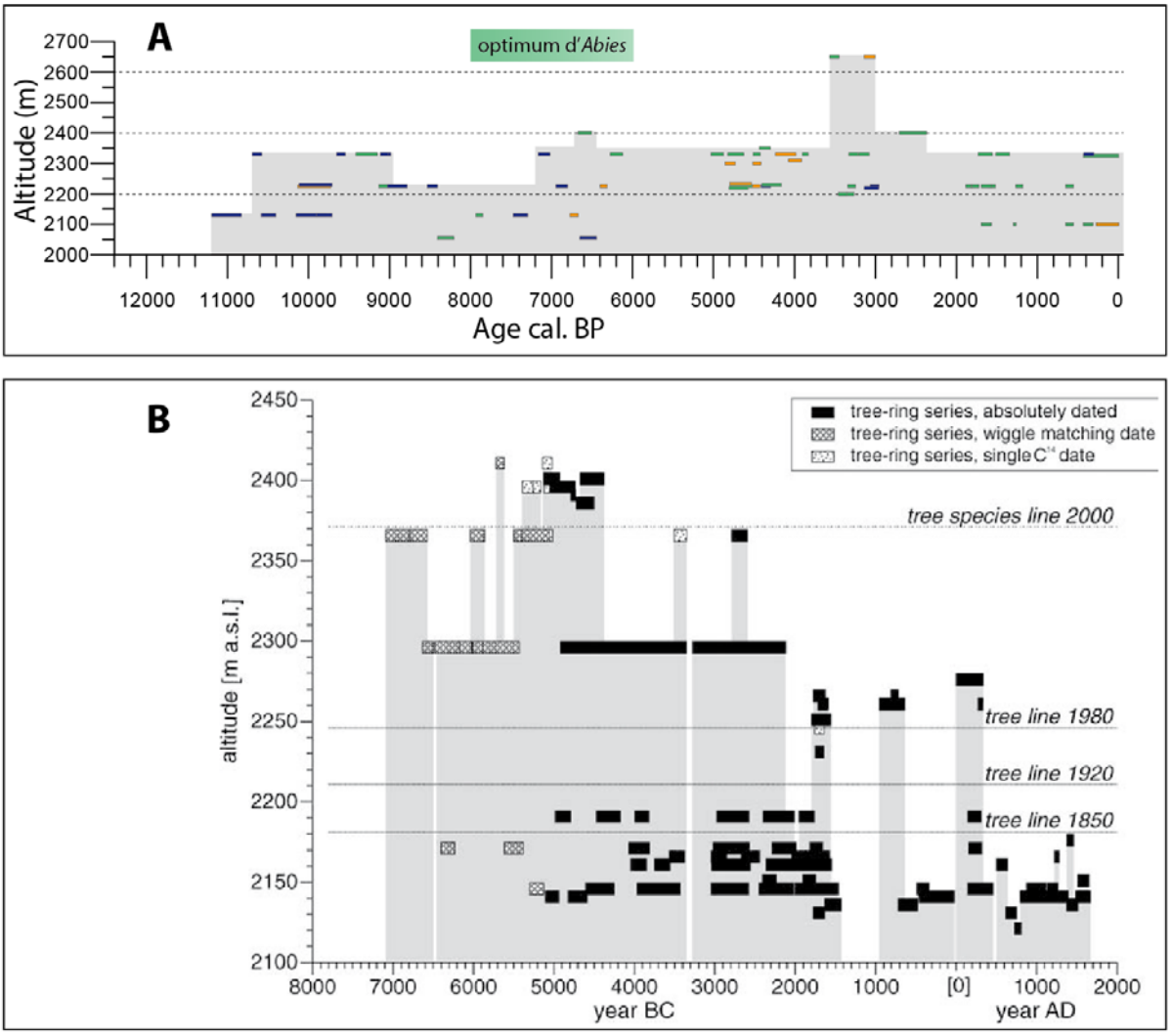


Figure 108 : A) Datations radiocarbone calibrées à 1σ réalisées sur des macrorestes de bois identifiés reportées en fonction de l'altitude du prélèvement dans le massif du Mercantour et B) datations de bois subfossiles et corrélations dendro-chronologiques dans les Alpes du Nord (Nicolussi et al., 2005).

La synthèse des macrorestes prélevés dans le Mercantour rassemble les données obtenues en contextes lacustre et pédologique de Talon, 1996 ; Finsinger, 2001 ; Ali et al., 2005a, 2005b ; Ortu et al., 2005 ; Richer, 2009 ; Suméra, 2010 ; Poher, 2013 ; et de Brisset et al., 2012, 2013, accepté, en préparation. La couleur des cartouches indique l'identification des macrorestes avec bleu : feuillu ; vert : conifère ; orange : bois non identifiable et Ericaceae. L'allure générale de la répartition des macrorestes en fonction du temps est reportée en grisé. Cette représentation graphique de la possible variation de la limite supérieure des arbres souffre de la faible densité d'âge par période et surtout de l'absence d'archives continues et précisément datées couvrant l'Holocène situées au-delà de 2300 m d'altitude (le site continu le plus élevé est l'enregistrement du lac de Vens).

B.II. La complémentarité des indicateurs du détritisme

Il est nécessaire, au terme de cette étude, de revenir sur la signification du – ou des - signaux détritiques comme marqueurs de l'évolution des environnements passés.

La Figure 109 synthétise les différents marqueurs du détritisme qui ont permis de préciser les modalités d'évolution de chacun des sites. Ces indicateurs de l'érosion, complémentaires entre eux, renseignent sur :

- **la quantité de sédiments** mobilisée qui est évaluée à Allos par le taux de sédimentation détritique et à Vens par le taux de sédimentation total (principalement porté par la fraction détritique) ;
- **la nature du détritisme** correspondant soit :
    - à du **ravinement** (apports instantanés et discontinus) qui s'exprime par la formation dans les lacs de lamines de crues dont l'épaisseur a été mesurée à Allos (LT-B), et qui sont représentées par l'abondance du Ca dans le sédiment (Ca kcps) à Vens ; rappelons que ce ravinement est exacerbé lorsque le bassin-versant est fragilisé par l'anthropisation ;
    - à de **l'érosion des sols** (phénomène continu), qui est mise en évidence à Vens et à Petit par l'excès de la fraction argileuse par rapport à la sédimentation de fond d'origine biogène (diatomées).

B.II.1. Une expression variée d'une tendance irréversible à l'augmentation du détritisme à l'Holocène récent

Dans les trois lacs étudiés, nous avons montré le passage brutal d'un état de stabilité à un état d'instabilité des géosystèmes (« **tipping point »**, représenté par des flèches sur la Figure 109). La déstabilisation des trois géosystèmes, une fois amorcée, s'exprime de façon **irréversible** jusqu'à l'actuel. Ces changements d'état, synchrones ou asynchrones selon les sites, s'expriment par des **expressions détritiques différentes** dans les trois sites en fonction de leurs **particularités géomorphologiques**.

La déstabilisation des géosystèmes se traduit vers **1800-1900 cal. BP** par une augmentation brutale du détritisme, marquée **par une augmentation du taux de sédimentation de facteur trois à Allos et à Vens**. Les contextes topographiques et hydrographiques (importance des pentes et des dénivelés, présence d'affluents à fonctionnement torrentiel) expliquent l'ampleur des volumes sédimentaires mobilisés sur les versants.

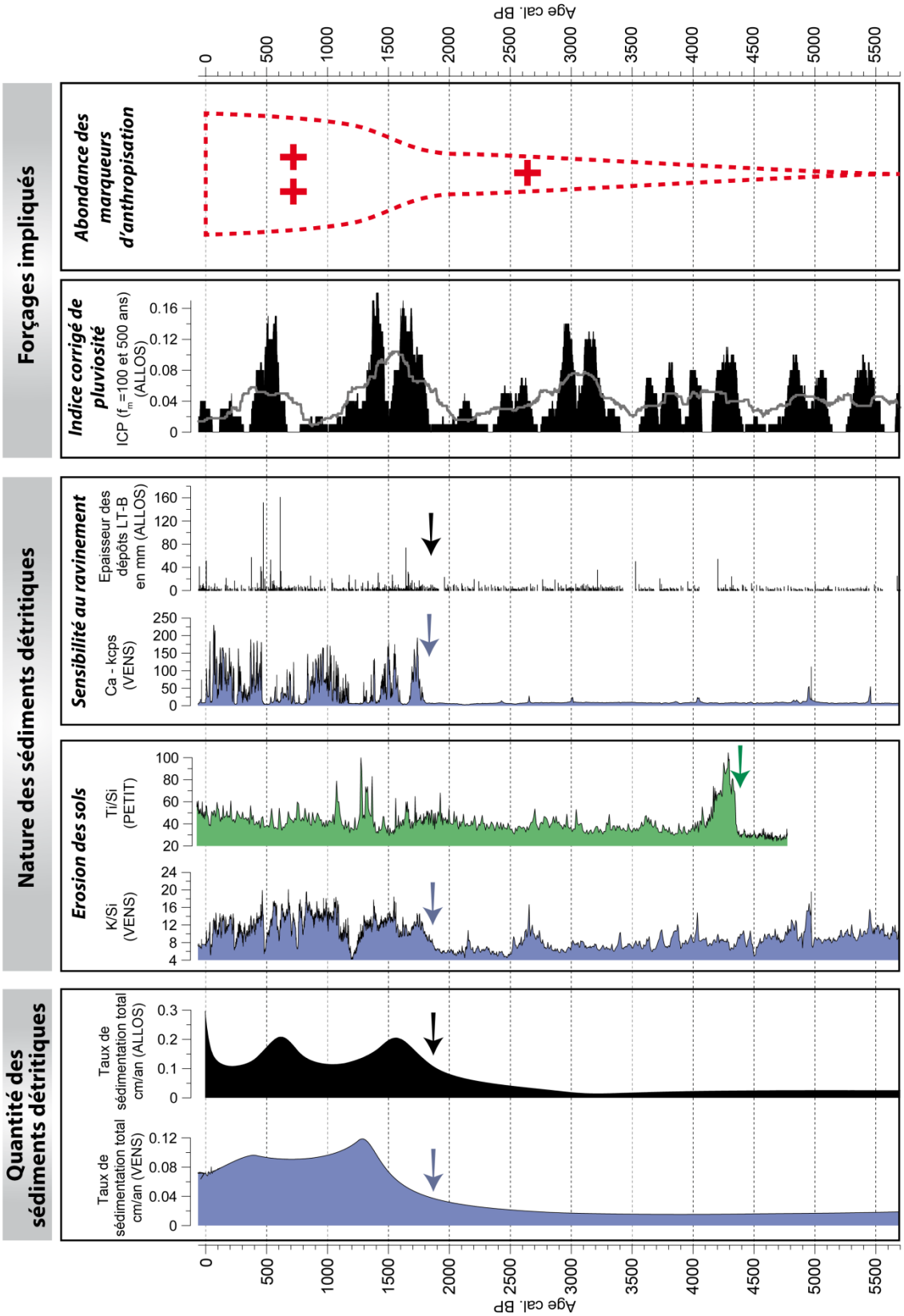


Figure 109 : Synthèse des indicateurs des apports détritiques au cours des 5700 dernières années dans le massif du Mercantour, variabilité de l'ICP (Indicateur Corrigé de Pluviosité) et allure synthétique de l'abondance des marqueurs polliniques rudéro-anthropiques.

La largeur du triangle représente l'abondance relative. La couleur du remplissage des courbes correspond aux sites sur lesquels ils ont été mesurés (bleu : lac de Vens ; vert : lac Petit ; noir : lac d'Allos ; rouge : courbe synthétique des trois sites).

À Vens, l'augmentation du taux de sédimentation total est expliquée par l'augmentation de l'érosion des sols du bassin-versant et surtout (en termes de quantité de sédiments) par l'activation des cônes torrentiels alimentés par des ravinements dans les affleurements dolomitiques. À Allos, le taux de sédimentation total est le résultat d'une augmentation de l'épaisseur et de la granulométrie des dépôts de crues apportés par les torrents. **Au lac Petit** en revanche, où la déstabilisation du géosystème est plus ancienne (**4200 cal. BP**), l'augmentation du détritisme est marquée uniquement par **l'activation de l'érosion des sols** du bassin-versant. Contrairement à Vens et Allos, aucun torrent ne se jette dans le lac Petit ; seul un ruisseau de faible pente draine la fonte des névés saisonnièrement. L'augmentation des apports terrigènes correspond même à une diminution du taux de sédimentation : en effet, les flux érosifs étant inférieurs au flux de silice biogénique des diatomées, l'augmentation absolue des apports détritiques ne compense pas la diminution de la production biologique lacustre.

B.II.2. La conjonction des effets de l'anthropisation et du climat

Dans le domaine méditerranéen, ces épisodes de montée en puissance des processus érosifs recouvrant les processus d'ablation, de transport et de dépôt sont usuellement qualifiés de « crises morphogéniques » par les géomorphologues français (e.g. Neboit Guilhot, 1999 ; Berger, 2011). Ce sont des épisodes paroxysmiques d'alluvionnement et de colluvionnement traduisant une extension exceptionnelle des surfaces affectées par les processus érosifs (Neboit Guilhot, 1999). La question persistante de la responsabilité de l'Homme ou du climat dans la déstabilisation des environnements et dans le déclenchement de périodes d'érosion de grande ampleur se pose.

Depuis le développement de ces thématiques de recherche il y a une cinquantaine d'années, deux écoles se sont affrontées : certains, à la suite des travaux pionniers Vita-Finzi (1969), prônent le rôle prépondérant du climat dans la dégradation des sols, alors que d'autres mettent en avant le rôle majeur de l'homme comme agent déclencheur de l'érosion (e.g. van Andel, et al., 1986). Malgré les très nombreuses études pour tenter de séparer les facteurs climatiques et anthropiques, l'interprétation des marqueurs du détritisme reste toujours extrêmement délicate dans les archives alluviales et pédologiques (Dusar et al., 2011 ; Fletcher et Zielhofer, 2013) et dans les archives lacustres (Giguet-Covex et al., 2011 ; Doyen et al., 2013 ; Lavrieux et al., 2013 ; Simonneau et al., 2013). Les synthèses récentes suggèrent que c'est vraisemblablement la conjonction de fluctuations climatiques exceptionnelles et d'une forte emprise anthropique qui crée des conditions favorables au déclenchement des processus d'érosion accélérés (« crises d'origine climato-anthropique » ; Neboit-Guilhot, 1999 ; Lespez, 2003 ; Jorda et Provansal, 1996).

Nos résultats sont en accord avec cette position consensuelle : en effet, nous avons constaté que dans nos trois sites, le point de bascule vers un régime érosif ininterrompu correspond à la conjonction de périodes de précipitations plus fréquentes (événement de 4200 cal. BP pour le lac Petit, regain d'humidité de l'Antiquité tardive pour les lacs d'Allos et de Vens) intervenant sur un milieu fragilisé par l'anthropisation (abondance croissante des marqueurs rudéro-anthropiques). Nous rejoignons ainsi les conclusions de Jorda et al. (1991), de Provansal et Morhange (1994) et de Jorda et Provansal (1996) qui soulignaient une homogénéisation du signal détritique alluvial à partir de l'Antiquité, période qui correspond à la densification des occupations humaines dans les plaines provençales et dans les vallées des Alpes du Sud. La fragilisation des versants par l'anthropisation serait suffisante pour abaisser les seuils de résistance des milieux et permettre l'expression d'un détritisme important, alors qu'antérieurement, le détritisme ne s'exprimait que dans les secteurs les plus précocement anthropisés et les plus fragiles. Ainsi, même si le paramètre climatique pourrait effectivement être « l'élément unificateur de l'évolution morphodynamique » (Jorda et Provansal, 1996), il n'est pas toujours suffisant au déclenchement de l'activité détritique tant que le seuil de fragilisation des versants n'a pas été franchi.

B.II.3. Le rôle de la diversité des contextes géomorphologiques dans la capacité de résistance des écosystèmes ?

Bien que la résolution des analyses polliniques des archives d'Allos et Vens soit bien inférieure à celle du lac Petit, la Figure 106 semble suggérer que l'ancienneté et l'intensité de l'anthropisation soient relativement similaires dans chacun des bassins-versants étudiés. Si cette première interprétation était par la suite vérifiée (par des analyses polliniques à plus haute résolution), nous pourrions envisager que l'action conjointe des forçages climatiques et anthropiques ne suffisent pas à expliquer le diachronisme du basculement des dynamiques érosives des trois géosystèmes.

Nous émettons alors l'hypothèse que les caractéristiques propres des géosystèmes puissent être à l'origine de l'inertie du temps de réponse des environnements à la pression des sociétés montagnardes et aux fluctuations climatiques rapides. La capacité de résistance pourrait être plus importante pour les géosystèmes les plus diversifiés, leur déstabilisation générale nécessitant une sensibilisation accrue de tous leurs compartiments. Ainsi, à Allos et Vens, l'importance de la diversité des contextes géologiques et géomorphologiques (diversité des pentes, présence de replats et variété des affleurements) pourrait expliquer une résistance plus importante du géosystème à la dégradation anthropique et ainsi une réponse plus tardive du signal détritique (1800 cal. BP). Au contraire, au lac Petit, l'uniformité du contexte

géomorphologique (homogénéité des pentes et du substrat) aurait pu favoriser une déstabilisation plus précoce de l'environnement dès 4200 cal. BP.

B.II.4. Une expression biaisée de la variable climatique

Nous avons montré, sur les sites d'Allos et de Vens où l'activité torrentielle a pu être étudiée, que l'état de surface du bassin versant (degré d'ouverture du couvert végétal) avait une influence essentielle sur l'expression du détritisme. En effet, ce n'est qu'à partir de 1800-1900 cal. BP, au moment où les bassins-versants sont suffisamment fragilisés par l'anthropisation et où les stocks sédimentaires deviennent disponibles, que l'activité torrentielle se manifeste de manière soudaine (effet de seuil). Dans le lac d'Allos, le nombre de dépôts de crues devient alors plus important et leur épaisseur s'accroit. À Vens, des dépôts caractéristiques de l'activité torrentielle (lamines enrichies en carbonates détritiques) n'apparaissent que lorsque le seuil de sensibilité du bassin-versant a été franchi à 1800 cal. BP.

Ainsi, l'activité torrentielle ne peut pas être utilisée directement comme un proxy de la variable climatique à l'échelle de l'Holocène puisque son expression dépend avant tout du degré de fragilisation des versants et des effets de l'anthropisation sur l'ouverture du couvert végétal. Dans ces deux lacs, l'activité torrentielle représente un proxy « exagéré » de la variable climatique (précipitations) après 1800 cal. BP, au moment où les ravinements peuvent affecter le substrat géologique que les défrichements ont mis à nu.

Dans le même ordre d'idée, nous avons constaté que l'occurrence des glissements depuis les pentes sous-lacustres et les dépôts d'homogénite ne s'exprime qu'à partir de 1600 cal. BP (lac de Vens), au moment où l'anthropisation engendre la production du stock sédimentaire, ces derniers devenant suffisamment importants pour surcharger les pentes sous-lacustres. Ainsi, l'interprétation de la récurrence de ces glissements en termes de fréquence d'événements sismiques (Petersen et al., 2014) nous apparait extrêmement hasardeuse à l'échelle de l'Holocène dans la mesure où la disponibilité du stock sédimentaire n'est pas une variable stationnaire.

Plus généralement, les changements de sensibilité des bassins-versants ne peuvent pas être considérés comme homogènes, ni dans le temps ni dans l'espace, puisqu'ils dépendent de plusieurs facteurs indépendants, internes et externes aux géosystèmes (degré d'anthropisation locale, contexte géomorphologique). Ils constituent un biais incontestable pour la reconstitution de chronique de précipitations. Ce biais est à notre avis prématurément écarté des nombreuses études qui s'attachent à reconstituer des chroniques de précipitations à partir des longues chroniques de crues enregistrées dans les lacs qui reposent sur le postula - erroné - d'une relation stationnaire entre l'agent météorologique et l'expression sédimentologique. La reconstitution fidèle de la variabilité des précipitations à travers les sédiments lacustres ne

pourra donc pas s'affranchir des changements de sensibilité des bassins-versants durant l'Holocène, l'impact des sociétés sur les environnements ayant provoqué un abaissement du seuil de sensibilité des géosystèmes aux perturbations. Dans l'objectif de dépasser cette difficulté, nous avons proposé un traitement de la série de dépôts de crues enregistrée sur le site d'Allos (Indice Corrigé de Pluviosité).

Conclusions et perspectives

Bilan des principaux résultats

Notre étude visait à retracer les dynamiques environnementales holocènes dans les Alpes du Sud à partir de trois enregistrements sédimentaires lacustres afin de déterminer :

- l'histoire de la mise en place des écosystèmes ;
- les continuités et les ruptures des trajectoires environnementales ;
- les impacts des changements climatiques et des pratiques humaines sur ces milieux.

Pour répondre à ces questions, trois lacs, d'altitudes comparables mais ayant des contextes de sédimentation différents ont été sélectionnés (lac Petit, lac de Vens et lac d'Allos). Nous avons mené une démarche multidisciplinaire associant sédimentologie, géochimie et palynologie sur chacune de ces archives.

L'étude de **l'archive du lac Petit** a permis de retracer les **dynamiques de stabilité et d'instabilité des sols en parallèle des modifications du couvert végétal depuis 5000 ans**. Avant 4200 cal. BP, une pinède associée à des podzols occupait les environs du lac. À 4200 cal. BP nous observons le démantèlement rapide des podzols (en moins de 300 ans), la raréfaction des essences forestières et un changement de régime érosif : les apports détritiques devenant ininterrompus à partir cette date. Cette **bascule du géosystème vers des conditions d'instabilité est synchrone de l'évènement climatique de 4.2 ka**. Les activités pastorales, discrètes avant 3000 cal. BP, s'intensifient jusqu'à un atteindre un maximum à 1300 cal. BP avec la mise en place de paysages d'altitude ouverts et déboisés tels que nous les connaissons aujourd'hui. Parallèlement, l'analyse des concentrations en métaux lourds a montré deux périodes de **pollution au plomb : d'origine régionale ou extrarégionale à l'époque romaine et d'origine locale au Moyen-Âge** (cette dernière corroborant le corpus archéologique local). Des pics d'enrichissement en **mercure** récurrents entre 4000 et 1000 cal. BP (tous les 200-500 ans) pourraient témoigner de périodes d'**incendies** ou d'activités minières. Ces activités ont pu renforcer les conséquences du pastoralisme (défrichement des forêts), aggravant l'instabilité des versants jusqu'à aujourd'hui.

L'analyse de **l'archive du lac de Vens**, couvrant les derniers 14000 ans, a permis de préciser le **cadre de la Déglaciation dans les Alpes du Sud**. Suite à la déconnection des glaciers de cirques des vallées principales, les glaciers se retrouvent définitivement confinés au-dessus de 2400 m avant l'Alleröd. Dès 14000 cal. BP, la dynamique de reconquête postglaciaire des sols et de la végétation s'amorce, puis marque une pause au Dryas Récent où une courte réavancée glaciaire est enregistrée. Cette dégradation climatique s'exprime façon tripartite dans l'enregistrement de l'évolution du couvert végétal et du détritisme. À Vens, **le début de l'Holocène est marqué par la maturation des écosystèmes, l'altération chimique des sols et la progression**

altitudinale de la forêt. Cette évolution est corrélative de l'installation de faciès à dominante organique qui apparaissent ~1000 ans plus tôt que dans les Alpes du Nord. La **maturation des écosystèmes atteint un maximum durant l'Optimum Climatique Holocène** (8000-6000 cal. BP). Une ouverture du paysage forestier est décelée à partir de 6000 cal. BP. Elle peut avoir plusieurs origines : des conditions climatiques plus sèches, un épuisement des sols et/ou des défrichements anthropiques. Le **déclin des forêts et l'impact des activités pastorales depuis 4500 cal. BP est sans conséquence sur l'érosion des sols jusqu'à 1800 cal. BP**, date du point de bascule du géosystème de Vens vers des conditions d'instabilité chronique. **Cette rupture dans l'évolution se déclenche lors d'une période de forte pluviosité à l'Antiquité tardive.** À partir de 1800 cal. BP, les sols se dégradent et le ravinement affecte les affleurements géologiques les plus sensibles. La **conjonction de l'augmentation des activités pastorales et minières a induit une pression accrue sur le milieu en favorisant les phénomènes d'érosion**. L'épuisement du stock sédimentaire que constituaient les sols il y a 500 ans explique le caractère dénudé du bassin-versant actuel.

Au **lac d'Allos**, l'étude des sédiments a permis de retracer des dynamiques environnementales tardi-holocènes très similaires à celles du lac de Vens avec d'abord une **phase de stabilisation et de maturation des écosystèmes, suivi d'un optimum bio-pédologique, d'une ouverture des paysages et d'une déstabilisation** respectivement datées de 12000-8000 cal. BP, 8000-6000 cal. BP, 6000-1900 cal. BP et de 1900 cal. BP à aujourd'hui. **Le point de bascule du géosystème à 1900 cal. BP intervient comme à Vens durant une période de précipitations fréquentes, sur des versants fragilisés par l'anthropisation**. À l'échelle de la haute fréquence, l'analyse sédimentologique réalisée sur lames minces a permis d'établir un **calendrier des dépôts témoins de l'activité torrentielle depuis 7400 ans**. L'analyse de ces résultats confrontée à l'analyse pollinique a montré que selon l'état du couvert végétal, la sensibilité des versants aux précipitations est différente : **les dépôts torrentiels sont plus épais et plus fréquents depuis que les versants sont fortement anthropisés**. Le calendrier des fréquences et des épaisseurs des dépôts torrentiels ne reflétant pas directement l'activité hydrologique, nous avons proposé de le corriger en retirant les classes sédimentologiques affectées par les changements de sensibilité des versants à l'anthropisation. Nous proposons un **« indice corrigé de pluviosité »**, se voulant le plus stationnaire possible sur les derniers 7400 ans. Cet indice corrigé de la pluviosité présente une **cyclicité de ~1000 ans de plus en plus marquée depuis 3500 cal. BP**. Les précipitations sont plus fréquentes au Petit Âge Glaciaire, à l'Antiquité tardive et à l'Âge du Fer, et moins fréquentes durant l'Optimum Climatique Médiéval et depuis le début du 19ème siècle. Avant 3500 cal. BP, les périodes de fréquentes précipitations sont nombreuses, l'une d'elle étant centrée sur l'évènement climatique de 4.2 ka. Les cycles traduisent selon toute vraisemblance les **modifications de l'Oscillation Nord Atlantique** ; la période charnière

d'exacerbation de cette cyclicité à 3500 cal. BP pourrait être l'expression de la **remontée latitudinale du climat méditerranéen**.

Le croisement des résultats a permis de montrer que les **trois géosystèmes sont déstabilisés de façon irréversible depuis plusieurs millénaires, mais que les dates des points de bascule ne sont pas synchrones** (4200 cal. BP au lac Petit, 1800 cal. BP à Vens et Allos). Les dénominateurs communs étaient à chaque fois une période de précipitations fréquentes et des milieux fragilisés par l'anthropisation. Deux hypothèses ont été avancées : **l'anthropisation a été plus importante autour du lac Petit et/ou la résistance des écosystèmes aux perturbations a été plus élevée à Vens et Allos**.

Enfin, grâce à une démarche multi-sites, multi-indicateurs et multidisciplinaire nous avons montré que **les marqueurs du détritisme étaient tous affectés par les changements de sensibilité du bassin-versant**. Les changements de sensibilité ont engendré des effets de seuil des les trajectoires des géosystèmes, caractérisés par le passage brutal d'un état de stabilité des versants à l'activation des processus de ravinement ou par la modification brutale des caractéristiques sédimentologiques des dépôts de crues (augmentation de leur épaisseur et de leur nombre). Nous avons conclu que **la reconstitution fidèle de la variabilité des précipitations à travers les sédiments lacustres ne peut pas s'affranchir de la prise en compte des changements de sensibilité des bassins-versants durant l'Holocène ; l'impact des sociétés sur ces environnements de haute altitude ayant provoqué un abaissement du seuil de sensibilité des géosystèmes aux perturbations**.

Retour sur l'approche méthodologique

Les résultats de chaque discipline que nous avons utilisée (sédimentologie, géochimie et palynologie) se sont nourris les uns des autres et ont alimenté, en amont des interprétations environnementales, des questionnements qui ont guidé les stratégies d'analyses et de traitement de données.

L'approche multi-lacs a nécessité une **adaptation de nos approches méthodologiques en fonction des différents contextes de sédimentation**. L'analyse d'échantillons discrets par des mesures quantitatives a été indispensable pour définir les sources sédimentaires dominantes et discuter de leur évolution au cours du temps. L'interprétation des résultats dépend du choix de la stratégie d'échantillonnage : faut-il choisir de réaliser les prélèvements sur des lamines spécifiques homogènes ou d'intégrer volontairement plusieurs lamines ? Dans le cas de sédiments laminés détritiques comme ceux d'Allos, les conséquences de ce choix pour l'interprétation des résultats sont d'autant plus importantes que les variations granulométriques

sont très rapides et que la concentration en éléments chimiques est partiellement dépendante de la taille des particules. En revanche, dans le cas du lac de Petit, l'homogénéité granulométrique observée dans l'ensemble du remplissage lacustre a permis d'accéder aux informations paléoenvironnementales à long terme sans être gêné par une variabilité de haute fréquence. De plus, dans ce lac, les sédiments diatomitiques ne sont dilués que par une seule source terrigène (érosion des sols) dont la variabilité a pu aisément être retracée. L'interprétation des résultats a été plus complexe au lac de Vens où quatre sources sédimentaires sont dominantes. La difficulté a été d'interpréter des résultats géochimiques pouvant apparaitre ambigus : un élément, comme le calcium par exemple, pouvant en effet représenter plusieurs sources sédimentaires : une première source détritique provenant du ravinement des affleurements dolomitiques, une seconde source détritique provenant de l'altération des gneiss, et enfin une source biogénique (ostracodes). C'est uniquement par une analyse multi-indicateurs et le recoupement indispensable des informations sédimentologiques et géochimiques que l'histoire des dynamiques pédologiques et des régimes érosifs a pu être définie à l'échelle des 14 000 dernières années.

Nous avons également **adapté notre stratégie d'analyse et d'échantillonnage aux différentes échelles de temps** que nous souhaitions examiner : à l'échelle de la basse fréquence par l'étude des unités lithostratigraphiques qui ont enregistré les principales tendances des changements environnementaux ; et à l'échelle des hautes fréquences par l'étude des lamines représentant des événements instantanés. À Allos, si nous avons pu définir un schéma paléoenvironnemental à basse fréquence par l'analyse multi-indicateurs croisant sédimentologie et géochimie, nous n'avons pas pu aboutir à la même finesse d'interprétations qu'à Vens et Petit (notamment pour l'interprétation des dynamiques pédologiques). Compte tenu de la nature laminée du sédiment du lac d'Allos, nous avons choisi d'orienter nos analyses sur la caractérisation et le comptage des dépôts instantanés nous permettant d'établir un indice corrigé de la pluviosité couvrant les 7400 dernières années.

Nos choix méthodologiques ont donc été adaptés aux caractéristiques propres à chaque environnement sédimentaire, qui reflète lui-même les caractéristiques géologiques et géomorphologiques des bassins-versants étudiés. L'utilisation d'une méthode d'analyse établie *a priori* que nous aurions appliquée à chaque carotte sans prendre en compte ses caractéristiques sédimentologiques aurait été vouée à l'échec. Nous avons ainsi utilisé un éventail d'analyses que nous considérions les plus adaptées aux archives sédimentaires, et complémentaires les unes des autres.

Enfin, nous nous sommes efforcés de suivre une **réflexion multidisciplinaire** en adaptant le traitement de nos données sédimentologiques aux résultats obtenus par les analyses

paléoécologiques. L'exemple du traitement des résultats des dépôts de crues à Allos nous semble particulièrement explicite : l'analyse conjointe des dynamiques de végétation et des caractéristiques sédimentologiques des dépôts de crues a permis (1) de démontrer l'existence d'un effet de seuil dans l'expression sédimentologique des dépôts de crues en réponse à des changements d'état de surface du bassin-versant ce qui nous a conduit à (2) établir un indice corrigé des précipitations pour s'affranchir de cet effet de seuil.

Perspectives

Notre recherche constitue un socle de données, indispensable à la poursuite des études paléoenvironnementales, qui permettront de répondre à certaines questions soulevées au fil de ce travail. Si notre travail s'est attaché à retracer la sensibilité des écosystèmes terrestres aux modifications d'occupation du sol et aux changements climatiques, il s'est très vite avéré, au lac Petit par exemple, que les archives étaient extrêmement riches d'information sur la dynamique des écosystèmes lacustres. Cette problématique est au cœur d'une nouvelle thèse de doctorat débutée en 2012 sur le lac Petit et le lac d'Allos (R. Cartier, Aix-Marseille Université).

Plus globalement, il serait interressant de développer l'étude de nouveaux proxies et tout en améliorant la résolution analytique des indicateurs déjà acquis lors de ce travail :

- L'amélioration de la résolution des analyses polliniques à Vens et Allos permettra certainement de mieux comprendre les raisons du déclin de la sapinière et de l'ouverture du paysage à la période charnière de 6000 cal. BP. Un carottage plus profond au lac Petit fournira également un troisième point de comparaison, ce qui permettra peut-être de fournir des éléments explicatifs de l'ancienneté du point de bascule sur ce site.
- Les études taxonomiques des fossiles de diatomées, d'ostracodes et de chironomes pourront renseigner des trajectoires des écosystèmes lacustres, des effets de compétitions, des changements climatiques et des variations de niveau lacustre.
- L'étude des variations des isotopes de l'oxygène dans les tests d'ostracodes et/ou de diatomées permettra d'acceder de façon indépendante aux modifications de bilan hydrologique ; cette étude pourrait par exemple répondre à la question du déclin du sapin.
- L'étude des éléments traces métalliques à Allos et Vens (notamment du plomb) pourra permettre de mettre en évidence les spécificités locales et/ou les similitudes régionales des activités métallurgiques anciennes. Des analyses isotopiques du plomb des sédiments du lac Petit permettront de préciser la source des pollutions identifiées.

- L'étude des dépôts témoins de l'activité torrentielle à Allos pourra être étendue à l'ensemble du profil : l'effet de pistonnage affectant l'épaisseur des dépôts et pas leur fréquence, il sera possible d'appliquer une correction en procédant de la même façon que pour les changements sédimentologiques liés aux changements de sensibilité des versants. Ensuite, en complément de notre analyse, il s'agira de tester la sensibilité des distributions des dépôts selon différentes fenêtres temporelles d'agrégation des données et de tester le degré de significativité du seuil statistique de 4.8 mm d'épaisseur utilisé pour scinder les classes de dépôts susceptibles d'être affectées par les changements de sensibilité ;
- L'étude de la variabilité paléohydrologique devra aussi être compléter par des analyses de série temporelles (i.e. auto-correlations ; corrélations croisées) afin d'identifier de façon objective les cyclicités contenues dans l'Indice Corrigé de Pluviosité.
- Enfin, la poursuite des recherches archéologiques dans le secteur sera aussi décisive pour améliorer notre compréhension des trajectoires des écosystèmes au cours de l'Holocène.

Références bibliographiques

A

Ali, A.A., Carcaillet, C., Guendon, J.-L., Quinif, Y., Roiron, P., Terral, J.-F., 2003. The Early Holocene treeline in the southern French Alps: new evidence from travertine formations. Global Ecology and Biogeography 12(12), 411–419.

Ali, A.A., Carcaillet, C., Talon, B., Roiron, P., Terral, J.-F., 2005a. *Pinus cembra* L. (arolla pine), a common tree in the inner French Alps since the early Holocene and above the present tree line: a synthesis based on charcoal data from soils and travertines. Journal of Biogeography 32(9), 1659–1669.

Ali, A.A., Roiron, P., Guendon, J.-L., Poirier, P., Terral, J.-F., 2005b. Holocene vegetation responses to fire events in the inner French Alps (Queyras Massif): data from charcoal and geomorphological analysis of travertine sequences. The Holocene 15(1), 149–155.

Alley, R.B., Marotzke, J., Nordhaus, W.D., Overpeck, J.T., Peteet, D.M., Pielke, R.A., Pierrehumbert, R.T., Rhines, P.B., Stocker, T.F., Talley, L.D., Wallace, J.M., 2003. Abrupt Climate Change. Science 299(5615), 2005–2010.

Ammann, B., 2000. Biotic responses to rapid climatic changes: Introduction to a multidisciplinary study of the Younger Dryas and minor oscillations on an altitudinal transect in the Swiss Alps. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 159(3-4), 191–201.

Ammann, B., Birks, H.H., Walanus, A., Wasylikowa, K., 2007. Plant Macrofossil Records | Late Glacial Multidisciplinary Studies, in: Scott A. Elias (Ed.), Encyclopedia of Quaternary Science. Elsevier, Oxford, pp. 2475–2486.

Ancel, B., 1997. Mines et carrières dans les Hautes-Alpes; apports et évaluation des données de terrain, in: Proceedings of the 12th International Congress of Speleology. Presented at the Mines and Speleology, Switzerland, pp. 245–248.

Ancel, B., 2010. Les anciennes mines métalliques des Alpes du Sud: bilan diachronique. Bibliothèque d'Archéologie Méditerranéenne et Africaine 4, 285–292.

Andresen, C.S., Bjorck, S., 2005. Holocene Climate Variability in the Denmark Strait Region - a Land-Sea Correlation of New and Existing Climate Proxy Records. Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography 87(1), 159–174.

Anguilano, L., Rehren, T., Müller, W., Rothenberg, B., 2010. The importance of lead in the silver production at Rio tinto (Spain). ArchéoSciences. Revue d'archéométrie 34, 269–276.

Argant, J., López-Sáez, J.A., Bintz, P., 2006. Exploring the ancient occupation of a high altitude site (Lake Lauzon, France): Comparison between pollen and non-pollen palynomorphs. Review of Palaeobotany and Palynology 141(1-2), 151–163.

Arnaud, F., Lignier, V., Revel, M., Desmet, M., Beck, C., Pourchet, M., Charlet, F., Trentesaux, A., Tribovillard, N., 2002. Flood and earthquake disturbance of ^{210}Pb geochronology (Lake Anterne, NW Alps). Terra Nova 14(4), 225–232.

Arnaud, F., Revel, M., Chapron, E., Desmet, M., Tribovillard, N., 2005. 7200 years of Rhône river flooding activity in Lake Le Bourget, France: a high-resolution sediment record of NW Alps hydrology. The Holocene 15(3), 420–428.

Arnaud, F., Serralongue, J., Winiarski, T., Desmet, M., Paterne, M., 2006. Pollution au plomb dans la Savoie antique (II–IIIe s. apr. J.-C.) en relation avec une installation métallurgique de la cité de Vienne. Comptes Rendus Geoscience 338(4), 244–252.

Arnaud, F., Serralongue, J., Winiarski, T., Desmet, M., 2010. Une pollution métallique antique en haute vallée de l'Arve. ArchéoSciences. Revue d'archéométrie 34, 197–201.

Arnaud, F., Révillon, S., Debret, M., Revel, M., Chapron, E., Jacob, J., Giguet-Covex, C., Poulenard, J., Magny, M., 2012. Lake Bourget regional erosion patterns reconstruction reveals Holocene NW European Alps soil evolution and paleohydrology. Quaternary Science Reviews 51, 81–92.

Arnaud-Fassetta, G., 2000. Quatre mille ans d'histoire hydrologique dans le delta du Rhône : de l'âge du bronze au siècle du nucléaire, Collection mémoires et documents de l'UMR PRODIG/Grafigéo Paris, 11, 1281-6477.

B

Bailly-Maître, M.-C., Gonon, T., 2008. L'exploitation de la chalcopyrite à l'Âge du Bronze dans le massif des Rousses en Oisans (Isère) : premiers éléments, in: Le Peuplement de L'arc Alpin. Congrès national des sociétés historiques et scientifiques, CNRS, Grenoble, pp. 207–223.

Baize, 2009. Référentiel pédologique 2008, Association française pour l'étude du sol. Editions Quae. 406.

Balsam, W.L., Deaton, B.C., Damuth, J.E., 1999. Evaluating optical lightness as a proxy for carbonate content in marine sediment cores. Marine Geology 161(2-4), 141–153.

Barbero, M., Bonin, G., Quézel, P., 1975. Les pelouses écorchées des montagnes Circum-Méditerranéennes. Phytocoenologia 1(4), 427–459.

Barbero, M., Bono, G., 1970. Les sapinières des Alpes Maritimes, de l'Authion à la Ligurie et de la Stura au Tanaro. Veröff. Geobot. Inst. Eidg. Techn. Hochschule, Stiftung Rübel, Zürich 43, 110–168.

Barbero, M., Loisel, R., Quézel, P., 1992. Biogeography, ecology and history of Mediterranean *Quercus ilex* ecosystems, in: Romane, F., Terradas, J. (Eds.), *Quercus Ilex* L. Ecosystems: Function, Dynamics and Management, Advances in Vegetation Science. Springer Netherlands, pp. 19–34.

Barbero, M., Quezel, P., 1975. Les forêts de sapin sur le pourtour méditerranéen. Anales del Instituto Botanico Antonio José Cavanilles 32(2), 1245–1289.

Barge, H., Talon, B., 2012. Attaque au feu au Bronze ancien sur le gîte de cuivre de Saint-Véran (Hautes-Alpes). Bulletin de la Société préhistorique française 109(1), 145–154.

Baron, S., Carignan, J., Laurent, S., Ploquin, A., 2006. Medieval lead making on Mont-Lozère Massif (Cévennes-France): Tracing ore sources using Pb isotopes. Applied Geochemistry 21(2), 241–252.

Barrera, A., Llasat, M.C., Barriendos, M., 2006. Estimation of extreme flash flood evolution in Barcelona County from 1351 to 2005. Natural Hazards and Earth System Science 6(4), 505–518.

Barriendos, M., 1997. Climatic variations in the Iberian Peninsula during the late Maunder Minimum (AD 1675-1715): an analysis of data from rogation ceremonies. The Holocene 7(1), 105–111.

Barriendos, M., Coeur, D., Lang, M., Llasat, M.C., Naulet, R., Lemaitre, F., Barrera, A., 1999. Stationarity analysis of historical flood series in France and Spain (14th–20th centuries). Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 3(6), 583–592.

Bégeot, C., Richard, H., 2000. Le Tardiglaciaire du massif Jurassien : bilan et perspectives de recherches. Quaternaire 11(2), 145–154.

Begin, J., 1990. Contexte géologique et géomorphologique de la région du Mont Bégo. Répartition des gravures rupestres de l'Age du Bronze dans le site. Thèse de doctorat. Mus. d'Hist Nat., Paris. 273.

Behre, K.-E., 1981. The interpretation of anthropogenic indicators in pollen diagrams. Pollen and Spore 23, 225–245.

Beniamino, C., 2006. Le Valdeblore et l'eau des lacs des Millefonts. Patrimoines du Haut Pays 7, 78–82.

Beniston, M., 2003. Climatic Change in Mountain Regions: A Review of Possible Impacts. Climatic Change 59(1-2), 5–31.

Benito, G., Lang, M., Barriendos, M., Llasat, M.C., Francés, F., Ouarda, T., Thorndycraft, V., Enzel, Y., Bárdossy, A., Coeur, D., Bobée, B., 2004. Use of Systematic, Palaeoflood and Historical Data for the Improvement of Flood Risk Estimation. Review of Scientific Methods. Natural Hazards 31(3), 623–643.

Benito, G., Thorndycraft, V.R., 2005. Palaeoflood hydrology and its role in applied hydrological sciences. Journal of Hydrology 313(1-2), 3–15.

Bennett, K.D., 1990. Textbook of pollen analysis. John Wiley and Sons, Chichester, 1989. 328 pp.

Bennett, K.D., 1996. Determination of the number of zones in a biostratigraphical sequence. New Phytologist 132(1), 155–170.

Berger, A., Loutre, M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. Quaternary Science Reviews 10(4), 297–317.

Berger, J.-F., Salvador, P.-G., Franc, O., Verot-Bourrely, A., Bravard, J.-P., 2008. La chronologie fluviale postglaciaire du haut bassin rhôdanien. Collection des Cahiers de Paléoenvironnement EDYTEM 6, 117–144.

Berger, J.F., 2011. Hydrological and post-depositional impacts on the distribution of Holocene archaeological sites: The case of the Holocene middle Rhône River basin, France. Geomorphology 129(3-4), 167–182.

Berthel, N., Schwörer, C., Tinner, W., 2012. Impact of Holocene climate changes on alpine and treeline vegetation at Sanetsch Pass, Bernese Alps, Switzerland. Review of Palaeobotany and Palynology 174, 91–100.

Beug, H.J., 1975. Mas as a factor in the vegetational history of the Balkan peninsula. Probl. Balkan Flora a. Vegetation 72–77.

Bianchi, G.G., McCave, I.N., 1999. Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland. Nature 397(6719), 515–517.

Bigot-Cormier, F., Braucher, R., Bourlès, D., Guglielmi, Y., Dubar, M., Stéphan, J.-F., 2005. Chronological constraints on processes leading to large active landslides. Earth and Planetary Science Letters 235(1-2), 141–150.

Billeaud, I., Tessier, B., Lesueur, P., 2009. Impacts of late Holocene rapid climate changes as recorded in a macrotidal coastal setting (Mont-Saint-Michel Bay, France). Geology 37(11), 1031–1034.

Birks, H.H., Birks, H.J.B., 2006. Multi-proxy studies in palaeolimnology. Veget Hist Archaeobot 15(4), 235–251.

Birks, H.J.B., Line, J.M., 1992. The use of Rarefaction Analysis for Estimating Palynological Richness from Quaternary Pollen-Analytical Data. The Holocene 2(1), 1–10.

Biscaye, P.E., 1965. Mineralogy and Sedimentation of Recent Deep-Sea Clay in the Atlantic Ocean and Adjacent Seas and Oceans. Geological Society of America Bulletin 76(7), 803.

Björck, S., Wohlfarth, B., 2001. ^{14}C chronostratigraphic techniques in paleolimnology, in: Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Vol. 1. Last and Smol (Ed.), pp. 205–282.

Blaauw, M., 2010. Methods and code for "classical" age-modelling of radiocarbon sequences. Quaternary Geochronology 5(5), 512–518.

Blaauw, M., 2012. Out of tune: the dangers of aligning proxy archives. Quaternary Science Reviews 36, 38–49.

Blarquez, O., Carcaillet, C., Bremond, L., Mourier, B., Radakovitch, O., 2010. Trees in the subalpine belt since 11 700 cal. BP: origin, expansion and alteration of the modern forest. The Holocene 20(1), 139–146.

Blockley, S.P.E., Lane, C.S., Hardiman, M., Rasmussen, S.O., Seierstad, I.K., Steffensen, J.P., Svensson, A., Lotter, A.F., Turney, C.S.M., Bronk Ramsey, C., 2012. Synchronisation of palaeoenvironmental records over the last 60,000 years, and an extended INTIMATE event stratigraphy to 48,000 b2k. Quaternary Science Reviews 36, 2–10.

Blöschl, G., Ardoin-Bardin, S., Bonell, M., Dorninger, M., Goodrich, D., Gutknecht, D., Matamoros, D., Merz, B., Shand, P., Szolgay, J., 2007. At what scales do climate variability and land cover change impact on flooding and low flows? Hydrological Processes 21(9), 1241–1247.

Bøe, A.-G., Dahl, S.O., Lie, Ø., Nesje, A., 2006. Holocene river floods in the upper Glomma catchment, southern Norway: a high-resolution multiproxy record from lacustrine sediments. The Holocene 16(3), 445–455.

Böhlert, R., Mirabella, A., Plötze, M., Egli, M., 2011. Landscape evolution in Val Mulix, eastern Swiss Alps – soil chemical and mineralogical analyses as age proxies. CATENA 87(3), 313–325.

Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., Bonani, G., 2001. Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. Science 294(5549), 2130–2136.

Booth, R.K., Jackson, S.T., Forman, S.L., Kutzbach, J.E., Bettis, E.A., Kreigs, J., Wright, D.K., 2005. A severe centennial-scale drought in midcontinental North America 4200 years ago and apparent global linkages. The Holocene 15(3), 321–328.

Bottema, S., 1980. On the history of the wallnut (*Juglans regia* L.) in southeastern Europe, in: Acta Botan. neerl., pp. 343–349.

Bourgarit, D., Rostan, P., Burger, E., Carozza, L., Mille, B., Artioli, G., 2008. The beginning of copper mass production in the western Alps: the Saint-Véran mining area reconsidered. Historical Metallurgy 42(1), 1–11.

Bourgarit, D., Rostan, P., Carozza, L., Mille, B., Artioli, G., 2011. Vingt ans de recherches à Saint-Véran, Hautes Alpes: état des connaissances de l'activité de production de cuivre à l'âge du Bronze ancien. Trabajos de Prehistoria 67(2), 269–285.

Bravard, J.-P., Verot-Bourrely, A., Salvador, P.-G., 1992. Le climat d'après les informations fournies par les enregistrements sédimentaires fluviatiles étudiés sur les sites archéologiques. Les nouvelles de l'Archéologie 50, 7–13.

Bravard, J.-P., 1996. Des versants aux cours d'eau, les implications des fluctuations paléohydrologiques à l'époque médiévale. L'homme et la nature au Moyen Age. Paris. 171-179.

Brisset, E., Guiter, F., Miramont, C., Delhon, C., Arnaud, F., Disnar, J.-R., Poulenard, J., Anthony, E., Meunier, J.-D., Wilhelm, B., Pailles, C., 2012. Approche multidisciplinaire d'une séquence lacustre holocène dans les alpes du sud au Lac Petit (Mercantour, alt. 2 200 m, France) : histoire d'un géosystème dégradé. Quaternaire. 23(4), 309–319.

Brisset, E., Miramont, C., Guiter, F., Anthony, E.J., Tachikawa, K., Poulenard, J., Arnaud, F., Delhon, C., Meunier, J.-D., Bard, E., Suméra, F., 2013. Non-reversible geosystem destabilisation at 4200 cal. BP: Sedimentological, geochemical and botanical markers of soil erosion recorded in a Mediterranean alpine lake. The Holocene 23(12), 1863–1874.

Brisset, E., Miramont, C., Anthony, E.J., Bruneton, H., Rosique, T., Sivan, O., 2014. Sediment budget quantification of a sub-Alpine river catchment since the end of the last glaciation. CATENA 114, 169–179.

Brisset, E., Miramont, C., Guiter, F., Arnaud, F., Anthony, E., Delhon, C., Guibal, F., Cartier, R., Poher, Y., Chaumillon, E., sous presses. Données nouvelles sur la chronologie de la déglaciation dans la vallée du Haut Verdon (Lac d'Allos, Alpes Françaises du Sud). Quaternaire.

Brisset, E., Guiter F., Miramont C., Revel M., Anthony E. J., Delhon C., Arnaud F., de Beaulieu J.-L., en préparation. Lateglacial/Holocene environmental changes in Mediterranean Alps inferred by sediments of Lake Vens (2330 m a.s.l., south-eastern France).

Brugiapaglia, E., 1996. Dynamique de la végétation Tardiglaciaire et Holocène dans les Alpes italiennes nord-occidentales. Thèse de doctorat. Aix-Marseille Université III, France. 148.

Bruneton, H., 1999. Evolution holocène d'un hydrosystème nord-méditerranéen et de son environnement géomorphologique. Les plaines d'Arles. Thèse de Géographie Physique. Université de Provence. 363.

Bruneton, H., Provensal, M., Devillers, B., Jorda, C., Ollivier, V., Miramont, C., Blanchemanche, P., Berger, J.-F., Leveau, P., 2002. Relations entre paléohydrologie et morphogenèse holocènes des petits et moyens bassin-versants en basse Provence et Languedoc oriental, in: Les fleuves ont une histoire : Paléo-environnement des rivières et des lacs Français depuis 15 000 ans. Bravard J.-P. and Magny M., Paris, pp. 259–267.

Büntgen, U., Esper, J., Frank, D.C., Nicolussi, K., Schmidhalter, M., 2005. A 1052-year tree-ring proxy for Alpine summer temperatures. Clim Dyn 25(2-3), 141–153.

Butzer, K.W., 2005. Environmental history in the Mediterranean world: cross-disciplinary investigation of cause-and-effect for degradation and soil erosion. Journal of Archaeological Science 32(12), 1773–1800.

C

Campins, J., Genovés, A., Picornell, M.A., Jansà, A., 2011. Climatology of Mediterranean cyclones using the ERA-40 dataset. International Journal of Climatology 31(11), 1596–1614.

Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J., Yeghicheyan, D., 2001. Routine Analyses of Trace Elements in Geological Samples using Flow Injection and Low Pressure On-Line Liquid Chromatography Coupled to ICP-MS: A Study of Geochemical Reference Materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. Geostandards Newsletter 25(2-3), 187 – 198.

Carnelli, A.L., Theurillat, J.-P., Thinon, M., Vadi, G., Talon, B., 2004. Past uppermost tree limit in the Central European Alps (Switzerland) based on soil and soil charcoal. The Holocene 14(3), 393–405.

Carozza, L., Chapron, E., Simonneau, A., Rostan, P., Bourgarit, D., Mille, B., Guyard, H., St-Onge, G., Desmet, M., Burens, A., 2010. Glacial uctuations and exploitation of copper resources in the high mountain Alps in the Late Neolithic and Bronze Age (2500-1500 BC), in: Proceeding for the 1st Mining in European History-Conference of the SFB-HIMAT. Innsbruck, p. 10.

Carrion, J.S., Sanchez-Gomez, P., 1992. Palynological Data in Support of the Survival of Walnut (Juglans regia L.) in the Western Mediterranean Area During Last Glacial Times. Journal of Biogeography 19(6), 623.

Cartier, R., 2012. Reconstitution d'un paléoenvironnement lacustre de montagne d'après les assemblages fossiles de diatomées (lac Petit, Mercantour, Alpes-Maritimes). Mémoire de Master 2 Recherche. 92.

Casana, J., 2008. Mediterranean valleys revisited: Linking soil erosion, land use and climate variability in the Northern Levant. Geomorphology 101(3), 429–442.

Cerdà, A., 1998. The influence of geomorphological position and vegetation cover on the erosional and hydrological processes on a Mediterranean hillslope. Hydrological Processes 12(4), 661–671.

Cerdà, A., 2001. Effects of rock fragment cover on soil infiltration, interrill runoff and erosion. European Journal of Soil Science 52(1), 59–68.

Chamley, H., 1989. Clay sedimentology. Springer-Verlag. 656.

Chapron, E., Beck, C., Pourchet, M., Deconinck, J.-F., 1999. 1822 earthquake-triggered homogenite in Lake Le Bourget (NW Alps). Terra Nova 11(2-3), 86–92.

Chiverrell, R.C., Harvey, A.M., Foster, G.C., 2007. Hillslope gullying in the Solway Firth — Morecambe Bay region, Great Britain: Responses to human impact and/or climatic deterioration? Geomorphology 84(3-4), 317–343.

Clerc, J., 1988. Recherches pollenanalytiques sur la paléoécologie tardiglaciaire et holocène du Bas-Dauphiné. Aix-Marseille Université III. Thèse de doctorat. 180.

Colin, C., Turpin, L., Bertaux, J., Desprairies, A., Kissel, C., 1999. Erosional history of the Himalayan and Burman ranges during the last two glacial–interglacial cycles. Earth and Planetary Science Letters 171(4), 647–660.

Conedera, M., Krebs, P., Tinner, W., Pradella, M., Torriani, D., 2004. The cultivation of *Castanea sativa* (Mill.) in Europe, from its origin to its diffusion on a continental scale. Veget Hist Archaeobot 13(3), 161–179.

Corona, C., Edouard, J.-L., Guibal, F., Guiot, J., Bernard, S., Thomas, A., Denelle, N., 2011. Long-term summer (AD751–2008) temperature fluctuation in the French Alps based on tree-ring data. Boreas 40(2), 351–366.

Cossart, E., Fort, M., Bourlès, D., Braucher, R., Perrier, R., Siame, L., 2012. Deglaciation pattern during the Lateglacial/Holocene transition in the southern French Alps. Chronological data and geographical reconstruction from the Clarée Valley (upper Durance catchment, southeastern France). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 315-316, 109–123.

Court-Picon, M., Buttler, A., de Beaulieu, J.-L., 2005. Modern pollen–vegetation relationships in the Champsaur valley (French Alps) and their potential in the interpretation of fossil pollen records of past cultural landscapes. Review of Palaeobotany and Palynology 135(1-2), 13–39.

Court-Picon, M., Buttler, A., Beaulieu, J.-L. de, 2006. Modern pollen/vegetation/land-use relationships in mountain environments: an example from the Champsaur valley (French Alps). Veget Hist Archaeobot 15(3), 151–168.

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. Université de Franche-Comté, Thèse de doctorat. France. 723.

Couteaux, M., 1982. Caractérisation pollenanalytique en Oisans des milieux forestiers et des milieux supraforestiers dans l'actuel et dans le passé, in: La Limite Supérieure de La Forêt et Sa Valeur de Seuil. A. Baudière & J. Bécat (Ed.). Colloque de Perpignan, 139-159.

Curdy, P., 2007. Prehistoric settlement in middle and high altitudes in the Upper Rhone Valley (Valais-Vaud, Switzerland): a summary of twenty years of research. Preistoria alpina 42. 99–108.

Czymzik, M., Brauer, A., Dulski, P., Plessen, B., Naumann, R., von Grafenstein, U., Scheffler, R., 2013. Orbital and solar forcing of shifts in Mid- to Late Holocene flood intensity from varved sediments of pre-alpine Lake Ammersee (southern Germany). Quaternary Science Reviews 61, 96–110.

D

Darnault, R., Rolland, Y., Braucher, R., Bourlès, D., Revel, M., Sanchez, G., Bouissou, S., 2012. Timing of the last deglaciation revealed by receding glaciers at the Alpine-scale: impact on mountain geomorphology. Quaternary Science Reviews 31, 127–142.

David, F., 1993. Evolution de la limite supérieure des arbres dans les Alpes françaises du Nord depuis la fin des temps glaciaires. Thèse de doctorat. Aix-Marseille Université III, France. 94.

David, F., Farjanel, G., Jolly, M.P., 2001. Palyno- and chronostratigraphy of a long sequence from Lac d'Annecy (northern outer Alps, France). Journal of Paleolimnology 25(2), 259–269.

Davis, B.A.S., Brewer, S., Stevenson, A.C., Guiot, J., 2003. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. Quaternary Science Reviews 22, 1701–1716.

De Beaulieu, J.-L., 1977. Contribution pollenanalytique à l'histoire tardiglaciaire et Holocène de la végétation des Alpes méridionales françaises. Thèse de doctorat. Aix-Marseille Université, France. 358.

De Beaulieu, J.-L., Miras, Y., Andrieu-Ponel, V., Guiter, F., 2005. Vegetation dynamics in north-western Mediterranean regions: Instability of the Mediterranean bioclimate. Plant Biosystems 139(2), 114–126.

De Lumley, H., Echassoux, A., 2009. Les gravures rupestres du Chalcolithique et de l'âge du Bronze ancien de la région du mont Bego. Les mythes cosmogoniques des premiers peuples métallurgistes des Alpes méridionales. L'Anthropologie 113(5), 969–1004.

Dearing, J., Hu, Y., Doody, P., James, P.A., Brauer, A., 2001. Preliminary reconstruction of sediment-source linkages for the past 6000 yr at the Petit Lac d'Annecy, France, based on mineral magnetic data. Journal of Paleolimnology 25(2), 245–258.

Dearing, J.A., 1991. Lake sediment records of erosional processes. Hydrobiologia 214(1), 99–106.

Delhon, C., 2005. Anthropisation et paléoclimats du tardiglaciaire à l'Holocène en moyenne vallée du Rhône : études pluridisciplinaires des spectres phytolithiques et pédo-anthracologiques de séquences naturelles et de sites archéologiques. Thèse de doctorat. Paris 1 Sorbonne. 843.

Deline, P., Orombelli, G., 2005. Glacier fluctuations in the western Alps during the Neoglacial, as indicated by the Miage morainic amphitheatre (Mont Blanc massif, Italy). Boreas 34(4), 456–467.

Demangeot, J., 1984. Les milieux "naturels" du globe. Masson. 250.

De Master, D.J., 1981. The supply and accumulation of silica in the marine environment. Geochimica et Cosmochimica Acta 45(10), 1715–1732.

De Menocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Adkins, J., Sarnthein, M., Baker, L., Yarusinsky, M., 2000. Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing. Quaternary Science Reviews 19(1-5), 347–361.

Didier, L., 2001. Invasion patterns of European larch and Swiss stone pine in subalpine pastures in the French Alps. Forest Ecology and Management 145(1-2), 67–77.

Digerfeldt, G., de Beaulieu, J.-L., Guiot, J., Mouthon, J., 1997. Reconstruction and paleoclimatic interpretation of Holocene lake-level changes in Lac de Saint-Léger, Haute-Provence, southeast France. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 136(1-4), 231–258.

Dijkstra, T.A., Janssen, C.R., Middelkoop, H., Salomé, A.I., 1990. Observations concerning the extent and chronology of the Late-Glacial déglaciation stages in the Southern French Alps on the basis of two pollen diagrams. Quaternaire 1(2), 123–137.

Dotterweich, M., 2005. High-resolution reconstruction of a 1300 year old gully system in northern Bavaria, Germany: a basis for modelling long-term human-induced landscape evolution. The Holocene 15(7), 994–1005.

Douguedroit, A., 1972. Aperçu sur l'étagement des forêts de Haute Provence et des Alpes Maritimes. Méditerranée 11(3), 61–88.

Doyen, É., Vannière, B., Berger, J.-F., Arnaud, F., Tachikawa, K., Bard, E., 2013. Land-use changes and environmental dynamics in the upper Rhone valley since Neolithic times inferred from sediments in Lac Moras. The Holocene 23(7), 961-973.

Drysdale, R., Zanchetta, G., Hellstrom, J., Maas, R., Fallick, A., Pickett, M., Cartwright, I., Piccini, L., 2006. Late Holocene drought responsible for the collapse of Old World civilizations is recorded in an Italian cave flowstone. Geology 34(2), 101–104.

Dubar, M., Anthony, E.J., 1995. Holocene Environmental Change and River-Mouth Sedimentation in the Baie des Anges, French Riviera. Quaternary Research 43(3), 329–343.

Dubar, M., Poizat, M., 1976. Le glaciaire de la vallée des Merveilles (Alpes-Maritimes). IXe congrès de l'U.I.S.P.P., Nice, France. 24-27.

Duchaufour, P., 1955. Les sols des forêts résineuses des Basses-Vosges. Revue Forestière Française 675–688.

Duchaufour, P., 2001. Introduction à la science du sol: sol, végétation, environnement. Dunod. 331.

Dünkeloh, A., Jacobeit, J., 2003. Circulation dynamics of Mediterranean precipitation variability 1948–98. International Journal of Climatology 23(15), 1843–1866.

Durand, Y., Giraud, G., Laternser, M., Etchevers, P., Mérindol, L., Lesaffre, B., 2009. Reanalysis of 47 Years of Climate in the French Alps (1958–2005): Climatology and Trends for Snow Cover. Journal of Applied Meteorology & Climatology 48(12), 2487–2512.

Dusar, B., Verstraeten, G., Notebaert, B., Bakker, J., 2011. Holocene environmental change and its impact on sediment dynamics in the Eastern Mediterranean. Earth-Science Reviews 108(3-4), 137–157.

E

Ebinghaus, R., Kock, H.H., Jennings, S.G., McCartin, P., Orren, M.J., 1995. Measurements of atmospheric mercury concentrations in Northwestern and Central Europe — Comparison of experimental data and model results. Atmospheric Environment 29(22), 3333–3344.

Egli, M., Zanelli, R., Kahr, G., Mirabella, A., Fitze, P., 2002. Soil evolution and development of the clay mineral assemblages of a Podzol and a Cambisol in "Meggerwald", Switzerland. Clay Minerals 37(2), 351–366.

Egli, M., Mirabella, A., Fitze, P., 2003. Formation rates of smectites derived from two Holocene chronosequences in the Swiss Alps. Geoderma 117(1-2), 81–98.

Egli, M., Wernli, M., Kneisel, C., Haeberli, W., 2006. Melting Glaciers and Soil Development in the Proglacial Area Morteratsch (Swiss Alps): I. Soil Type Chronosequence. Arctic, Antarctic, and Alpine Research 38(4), 499–509.

Egli, M., Sartori, G., Mirabella, A., Favilli, F., Giaccai, D., Delbos, E., 2009. Effect of north and south exposure on organic matter in high Alpine soils. Geoderma 149(1-2), 124–136.

Egli, M., Brandová, D., Böhlert, R., Favilli, F., Kubik, P.W., 2010. ^{10}Be inventories in Alpine soils and their potential for dating land surfaces. Geomorphology 119, 62–73.

Egli, M., Wernli, M., Burga, C., Kneisel, C., Mavris, C., Valboa, G., Mirabella, A., Plötze, M., Haeberli, W., 2011. Fast but spatially scattered smectite-formation in the proglacial area Morteratsch: An evaluation using GIS. Geoderma 164(1-2), 11–21.

Egli, M., Dahms, D., Norton, K., 2014. Soil formation rates on silicate parent material in alpine environments: Different approaches–different results? Geoderma 213, 320–333.

Enters, D., Dörfler, W., 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(2), 243–254.

Enters, D., Kirilova, E., Lotter, A.F., Lücke, A., Parplies, J., Jahns, S., Kuhn, G., Zolitschka, B., 2010. Climate change and human impact at Sacrower See (NE Germany) during the past 13,000 years: a geochemical record. J Paleolimnol 43(4), 719–737.

Espitalié, J., Deroo, G., Marquis, F., 1985. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Oil & Gas Science and Technology 40(5), 563–579.

Esquevin, J., 1969. Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. Bull. Cent. Rech. Pau. 3, 147–154.

Etienne, D., Wilhelm, B., Sabatier, P., Reyss, J.-L., Arnaud, F., 2013. Influence of sample location and livestock numbers on Sporormiella concentrations and accumulation rates in surface sediments of Lake Allos, French Alps. J Paleolimnol 49(2), 117–127.

F

Farmer, V.C., 1974. The Infrared Spectra of Minerals. Mineralogical Society, London. 483.

Faure-Muret, A., Fallot, P., Bordet, P., 1954. Feuille de Saint Etienne de Tinée. Carte géologique de la France. BRGM.

Favilli, F., Egli, M., Brandova, D., Ivy-Ochs, S., Kubik, P., Cherubini, P., Mirabella, A., Sartori, G., Giaccai, D., Haeberli, W., 2009. Combined use of relative and absolute dating techniques for detecting signals of Alpine landscape evolution during the late Pleistocene and early Holocene. Geomorphology 112(1-2), 48–66.

Feagri, K., Iversen, J., 1989. Text Book of Pollen Analysis. Wiley & Sons, New York. 328.

Federici, P.R., Granger, D.E., Pappalardo, M., Ribolini, A., Spagnolo, M., Cyr, A.J., 2008. Exposure age dating and Equilibrium Line Altitude reconstruction of an Egesen moraine in the Maritime Alps, Italy. Boreas 37(2), 245–253.

Federici, P.R., Granger, D.E., Ribolini, A., Spagnolo, M., Pappalardo, M., Cyr, A.J., 2012. Last Glacial Maximum and the Gschnitz stadial in the Maritime Alps according to ^{10}Be cosmogenic dating. Boreas 41(2), 277–291.

Federici, P.R., Pappalardo, M., Ribolini, A., 2003. Geomorphological map of the Maritime Alps Natural Park (Argentera Massif, Italy) and surroundings.

Federici, P.R., Stefanini, M.C., 2001. Evidences and chronology of the Little Ice Age in the Argenterra Massif (Italian Maritimes Alps). Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 37(2), 35–48.

Feyte, S., Gobeil, C., Tessier, A., Cossa, D., 2012. Mercury dynamics in lake sediments. Geochimica et Cosmochimica Acta 82, 92–112.

Finsinger, W., 2001. Histoire de la végétation et de l'impact de l'homme au Lago del Vei del Bouc (Massif de l'Argentera, Alpes-Maritimes). Quaternaire 12(4), 223–233.

Finsinger, W., Ribolini, A., 2001. Late glacial to Holocene deglaciation of the Colle del Vei del Bouc-Colle del Sabbione Area (Argentera Massif, Maritime Alps, Italy-France). Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria 24, 141–156.

Finsinger, W., Tinner, W., 2007. Pollen and plant macrofossils at Lac de Fully (2135 m a.s.l.): Holocene forest dynamics on a highland plateau in the Valais, Switzerland. The Holocene 17, 1119–1127.

Finsinger, W., Tinner, W., van der Knaap, W.O., Ammann, B., 2006. The expansion of hazel (*Corylus avellana* L.) in the southern Alps: a key for understanding its early Holocene history in Europe? Quaternary Science Reviews 25(5-6), 612–631.

Fitzgerald, W.F., Lamborg, C.H., 2007. Geochemistry of Mercury in the Environment, in: Treatise on Geochemistry. Elsevier, pp. 1–47.

Fletcher, W.J., Debret, M., Goñi, M.F.S., 2013. Mid-Holocene emergence of a low-frequency millennial oscillation in western Mediterranean climate: Implications for past dynamics of the North Atlantic atmospheric westerlies. The Holocene 23(2), 153–166.

Fletcher, W.J., Zielhofer, C., 2013. Fragility of Western Mediterranean landscapes during Holocene Rapid Climate Changes. CATENA 103, 16–29.

Fortin, D., Francus, P., Gebhardt, A.C., Hahn, A., Kliem, P., Lisé-Pronovost, A., Roychowdhury, R., Labrie, J., St-Onge, G., 2013. Destructive and non-destructive density determination: method comparison and evaluation from the Laguna Potrok Aike sedimentary record. Quaternary Science Reviews 71, 147–153.

Francus, P., Bradley, R.S., Abbott, M.B., Patridge, W., Keimig, F., 2002. Paleoclimate studies of minerogenic sediments using annually resolved textural parameters. Geophysical Research Letters 29(20), 59–1–59–4.

Frauenfelder, R., Haeberli, W., Hoelzle, M., Maisch, M., 2001. Using relict rockglaciers in GIS-based modelling to reconstruct Younger Dryas permafrost distribution patterns in the Err-Julier area, Swiss Alp. Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography 55(4), 195–202.

Friedli, H.R., Radke, L.F., Lu, J.Y., 2001. Mercury in smoke from biomass fires. Geophysical Research Letters 28(17), 3223–3226.

Fritz, S.C., 2008. Deciphering climatic history from lake sediments. J Paleolimnol 39(1), 5–16.

Fromard, F., Dagnac, J., Gauquelin, T., Cheret, V., 1991. Results of Research into Decay of the Fir (*Abies Alba* Mill.) in the Pyrenees. New Data about Nutritional and Physiological Disturbances, in: Longhurst, D.J.W.S. (Ed.), Acid Deposition. Springer Berlin Heidelberg, pp. 109–122.

Fuchs, M., 2007. An assessment of human versus climatic impacts on Holocene soil erosion in NE Peloponnese, Greece. Quaternary Research 67(3), 349–356.

Fuchs, M., Will, M., Kunert, E., Kreutzer, S., Fischer, M., Reverman, R., 2011. The temporal and spatial quantification of Holocene sediment dynamics in a meso-scale catchment in northern Bavaria, Germany. The Holocene 21(7), 1093–1104.

G

Gandouin, E., Franquet, E., 2002. Late Glacial and Holocene chironomid assemblages in Lac Long Inférieur (southern France, 2090 m): palaeoenvironmental and palaeoclimatic implications. Journal of Paleolimnology 28(3), 317–328.

Garcia, D., Mocci, F., Tzortzis, S., Walsh, K., Dumas, V., 2007. Archéologie de la vallée de l'Ubaye (Alpes-de-Haute-Provence, France) : présentation des premiers résultats d'un Projet collectif de Recherche, in: Interpretation of Sites and Material Culture from Mid-High Altitude Mountain Environments, Preistoria Alpina. Museo Tridentino di Scienze Naturali, pp. 23–48.

García-Ruiz, J.M., 2010. The effects of land uses on soil erosion in Spain: A review. CATENA 81(1), 1–11.

Garçon, M., Chauvel, C., Chapron, E., Faïn, X., Lin, M., Campillo, S., Bureau, S., Desmet, M., Bailly-Maître, M.-C., Charlet, L., 2012. Silver and lead in high-altitude lake sediments: Proxies for climate changes and human activities. Applied Geochemistry 27(3), 760–773.

Gianotti, F., Forno, M.G., Ivy-Ochs, S., Kubik, P.W., 2008. New chronological and stratigraphical data on the Ivrea amphitheatre (Piedmont, NW Italy). Quaternary International 190(1), 123–135.

Gidon, M., Monjuvent, G., 1969. Essai de coordination des formations quaternaires de la moyenne Durance et du haut Drac (Hautes-Alpes). Bulletin de l'AFEQ 2 145–161.

Giesecke, T., Bennett, K.D., Birks, H.J.B., Bjune, A.E., Bozilova, E., Feurdean, A., Finsinger, W., Froyd, C., Pokorný, P., Rösch, M., Seppä, H., Tonkov, S., Valsecchi, V., Wolters, S., 2011. The pace of Holocene vegetation change – testing for synchronous developments. Quaternary Science Reviews 30(19-20), 2805–2814.

Giguet-Covex, C., 2010. Contribution des sédiments laminés lacustres à l'étude des changements environnementaux holocène Approche couplée sédimentologie/géochimie à haute résolution Application à deux lacs nord alpins. Thèse de doctorat. Université de Savoie. 355.

Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Poulenard, J., Disnar, J.-R., Delhon, C., Francus, P., David, F., Enters, D., Rey, P.-J., Delannoy, J.-J., 2011a. 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(4), 651–665.

Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Wilhelm, B., Sabatier, P., Millet, L., Vernaux, V., Perga, M.-E., Chalmin, E., Cottin, N., Naffrechoux, E., Reyss, J.-L., 2011b. Observatoire et rétro-observatoire de l'état écologique des plans d'eau d'altitude (Rapport final). Agence de l'eau ZABR. 83.

Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Enters, D., Poulenard, J., Millet, L., Francus, P., David, F., Rey, P.-J., Wilhelm, B., 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(1), 12–22.

Gili, E., 2012. Villages et économie dans la montagne niçoise (XVe-XIXe s.). Com. Pers.

Gilli, A., Anselmetti, F.S., Glur, L., Wirth, S.B., 2013. Lake Sediments as Archives of Recurrence Rates and Intensities of Past Flood Events, in: Schneuwly-Bollschweiler, M., Stoffel, M., Rudolf-Miklau, F. (Eds.), Dating Torrential Processes on Fans and Cones, Advances in Global Change Research. Springer Netherlands, pp. 225–242.

Girardclos, S., Schmidt, O.T., Sturm, M., Ariztegui, D., Pugin, A., Anselmetti, F.S., 2007. The 1996 AD delta collapse and large turbidite in Lake Brienz. Marine Geology 241(1-4), 137–154.

Giraudeau, J., Grelaud, M., Solignac, S., Andrews, J.T., Moros, M., Jansen, E., 2010. Millennial-scale variability in Atlantic water advection to the Nordic Seas derived from Holocene coccolith concentration records. Quaternary Science Reviews 29(9-10), 1276–1287.

Glur, L., Wirth, S.B., Büntgen, U., Gilli, A., Haug, G.H., Schär, C., Beer, J., Anselmetti, F.S., 2013. Frequent floods in the European Alps coincide with cooler periods of the past 2500 years. Scientific Report. Nature 3(2770).

Gobet, E., Tinner, W., Hochuli, P.A., Leeuwen, J.F.N. van, Ammann, B., 2003. Middle to Late Holocene vegetation history of the Upper Engadine (Swiss Alps): the role of man and fire. Veget Hist Archaeobot 12(3), 143–163.

Goehring, B.M., Vacco, D.A., Alley, R.B., Schaefer, J.M., 2012. Holocene dynamics of the Rhone Glacier, Switzerland, deduced from ice flow models and cosmogenic nuclides. Earth and Planetary Science Letters 351–352, 27–35.

Gregory, K.J., 2006. The human role in changing river channels. Geomorphology 79(3-4), 172–191.

Grimm, E.C., 1987. CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. Computers & Geosciences 13(1), 13–35.

Guedron, S., Grangeon, S., Lanson, B., Grimaldi, M., 2009. Mercury speciation in a tropical soil association; Consequence of gold mining on Hg distribution in French Guiana. Geoderma 153(3-4), 331–346.

Guicherd, P., 1994. Water relations of European silver fir (*Abies alba* Mill) in 2 natural stands in the French Alps subject to contrasting climatic conditions. Annales des sciences forestières 51(6), 599–611.

Guilbert, X., Miramont, C., 1997. Variations historiques de la fréquence des crues et évolution de la morphogenèse fluviale en moyenne Durance (France du Sud-Est). Géomorphologie 3(4), 325–337.

Guiter, F., 2003. Contribution pollen-analytique à l'histoire de la végétation au cours des derniers 100.000 ans dans la région d'Evian (Haute-Savoie, France): implications pour la chronologie du dernier glacier du Rhône. Thèse de doctorat. Aix-Marseille Université III, France. 279.

Guiter, F., Triganon, A., Andrieu-Ponel, V., Ponel, P., Hébrard, J.-P., Nicoud, G., De Beaulieu, J.-L., Brewer, S., Guibal, F., 2005. First evidence of "in situ" Eemian sediments on the high plateau of Evian (Northern Alps, France): implications for the chronology of the Last Glaciation. Quaternary Science Reviews 24(1-2), 35–47.

Guyard, H., Chapron, E., St-Onge, G., Anselmetti, F.S., Arnaud, F., Magand, O., Francus, P., Mélières, M.-A., 2007. High-altitude varve records of abrupt environmental changes and mining activity over the last 4000 years in the Western French Alps (Lake Bramant, Grandes Rousses Massif). Quaternary Science Reviews 26(19-21), 2644–2660.

Gyssels, G., Poesen, J., Bochet, E., Li, Y., 2005. Impact of plant roots on the resistance of soils to erosion by water: a review. Progress in Physical Geography 29(2), 189–217.

H

Hannss, C., 1970. Les glaciers les plus méridionaux des Alpes. Observations de la morphologie glaciaire dans les Alpes maritimes, versant italien. Revue de Géographie alpine LVIII(4), 619–648.

Hatfield, R.G., Maher, B.A., 2009. Holocene sediment dynamics in an upland temperate lake catchment: climatic and land-use impacts in the English Lake District. The Holocene 19(3), 427–438.

Heiri, C., Bugmann, H., Tinner, W., Heiri, O., Lischke, H., 2006. A model-based reconstruction of Holocene treeline dynamics in the Central Swiss Alps. Journal of Ecology 94(1), 206–216.

Heiri, O., Millet, L., 2005. Reconstruction of Late Glacial summer temperatures from chironomid assemblages in Lac Lautrey (Jura, France). Journal of Quaternary Science 20(1), 33–44.

Heiri, O., Wick, L., van Leeuwen, J.F.., van der Knaap, W.O., Lotter, A.F., 2003. Holocene tree immigration and the chironomid fauna of a small Swiss subalpine lake (Hinterburgsee, 1515 m asl). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 189(1-2), 35–53.

Higuera, P.E., Brubaker, L.B., Anderson, P.M., Hu, F.S., Brown, T.A., 2009. Vegetation mediated the impacts of postglacial climate change on fire regimes in the south-central Brooks Range, Alaska. Ecological Monographs 79(2), 201–219.

Höfer, H., 1922. Die relative Lage der Firnlinie. Petermanns Geographische 68, 57.

Holzhauser, H., Magny, M., Zumbuühl, H.J., 2005. Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. The Holocene 15(6), 789–801.

Hormes, A., Ivy-Ochs, S., Kubik, P.W., Ferreli, L., Maria Michetti, A., 2008. ^{10}Be exposure ages of a rock avalanche and a late glacial moraine in Alta Valtellina, Italian Alps. Quaternary International 190(1), 136–145.

Huang, C.C., Pang, J., Zha, X., Su, H., Jia, Y., 2011. Extraordinary floods related to the climatic event at 4200 a BP on the Qishuihe River, middle reaches of the Yellow River, China. Quaternary Science Reviews 30(3-4), 460–468.

Hughes, P.D., Woodward, J.C., 2008. Timing of glaciation in the Mediterranean mountains during the last cold stage. Journal of Quaternary Science 23(6-7), 575–588.

Hughes, P.D.M., Mauquoy, D., Barber, K.E., Langdon, P.G., 2000. Mire-development pathways and palaeoclimatic records from a full Holocene peat archive at Walton Moss, Cumbria, England. The Holocene 10(4), 465–479.

Hurrell, J.W., Deser, C., 2009. North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. Journal of Marine Systems 78(1), 28–41.

I

Ilyashuk, B., Gobet, E., Heiri, O., Lotter, A.F., van Leeuwen, J.F.N., van der Knaap, W.O., Ilyashuk, E., Oberli, F., Ammann, B., 2009. Lateglacial environmental and climatic changes at the Maloja Pass, Central Swiss Alps, as recorded by chironomids and pollen. Quaternary Science Reviews 28(13-14), 1340–1353.

Irmler, R., Daut, G., Mäusbacher, R., 2006. A debris flow calendar derived from sediments of lake Lago di Braies (N. Italy). Geomorphology 77(1-2), 69–78.

Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Reuther, A., Preusser, F., Heine, K., Maisch, M., Kubik, P.W., Schlüchter, C., 2009. Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. Quaternary Science Reviews 28, 2137–2149.

Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Reuther, A., Preusser, F., Heine, K., Maisch, M., Kubik, P.W., SchlÜchter, C., 2008. Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. Journal of Quaternary Science 23(6-7), 559–573.

J

Jalut, G., Dedoubat, J.J., Fontugne, M., Otto, T., 2009. Holocene circum-Mediterranean vegetation changes: Climate forcing and human impact. Quaternary International 200(1-2), 4–18.

Joerin, U.E., Nicolussi, K., Fischer, A., Stocker, T.F., Schlüchter, C., 2008. Holocene optimum events inferred from subglacial sediments at Tschierva Glacier, Eastern Swiss Alps. Quaternary Science Reviews 27(3-4), 337–350.

Jorda, M., 1975. Les montagnes du Haut Verdon. Etude géomorphologiques. Méditerranée 8(1), 37–58.

Jorda, M., 1976. La région du Lac d'Allos (Alpes de haute Provence), Carte géomorphologique Allos n° 3 - 1/20.000°. Méditerranée 3(49), 49–62.

Jorda, M., 1980. Le glaciaire quaternaire des Alpes de Haute Provence. Revue de Géographie alpine, Montagnes et Montagnards : Hommage à P. Veyret. 183–194.

Jorda, M., 1983. L'évolution glaciaire d'altitude dans les Alpes françaises du Sud au cours des quinze derniers millénaires, in: Oscillations Fini- et Postglaciaires Des Glaciers. Formes Glaciaires et Périglaciaires. Colloque de Trier in memoram Hans Kinzl, Balkema Rotterdam, pp. 35–54.

Jorda, M., 1988. Modalités paléoclimatiques et chronologiques de la déglaciation würmienne dans les Alpes françaises du Sud (Bassin durancien et Alpes de Haute Provence). Bulletin de l'AFEQ 25(2), 111–122.

Jorda, M., 1992. Morphogénèse et fluctuations climatiques dans les Alpes françaises du sud, de l'Âge du Bronze au haut Moyen-Age. Les nouvelles de l'Archéologie 50, 14–20.

Jorda, M., Beaulieu, J.-L. de, 1976. Tardiglaciaire et Postglaciaire des Alpes de Haute-Provence. Le glaciaire de la Blanche, Trois évêchés. Quaternaire 14(3), 3–15.

Jorda, M., Parron, C., Provansal, M., Roux, M., 1991. Érosion et détritisme holocène en Basse-Provence calcaire, l'impact de l'anthropisation. Physio-Géo (22-23) 33–47.

Jorda, M., Provansal, M., 1996. Impacts de l'anthropisation sur le détritisme en France du SE (Alpes du Sud et Provence). Bull. Soc. Géol. Fr. 167(1), 159–168.

Jorda, M., Rosique, T., 1994. Le Tardiglaciaire des Alpes françaises du Sud: Rythme et modalités des changements bio-morphoclimatiques. Quaternaire 5(3), 141–149.

Jorda, M., Rosique, T., Évin, J., 2000. Données nouvelles sur l'âge du dernier maximum glaciaire dans les Alpes méridionales françaises. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences 331(3), 187–193.

Jouve, G., Francus, P., Lamoureux, S., Provencher-Nolet, L., Hahn, A., Haberzettl, T., Fortin, D., Nuttin, L., 2013. Microsedimentological characterization using image analysis and μ-XRF as indicators of sedimentary processes and climate changes during Lateglacial at Laguna Potrok Aike, Santa Cruz, Argentina. Quaternary Science Reviews 71, 191–204.

Juggins, S., 2012. C2 Version 1.5, User guide. Software for ecological and palaeoecological data analysis and visualisation. Newcastle University, UK 77.

Julian, M., 1980. Les Alpes franco-italiennes, Etude Geomorphologique. Thèse de doctorat. Aix-Marseille Université. 836.

Julian, M., Anthony, E., 1996. Aspects of landslide activity in the Mercantour Massif and the French Riviera, southeastern France. Geomorphology 15(3-4), 275–289.

K

Kauppila, T., Salonen, V.-P., 1997. The effect of Holocene treeline fluctuations on the sediment chemistry of Lake Kilpisjärvi, Finland. Journal of Paleolimnology 18(2), 145–163.

Kelly, M.A., Kubik, P.W., Von Blanckenburg, F., Schlüchter, C., 2004. Surface exposure dating of the Great Aletsch Glacier Egesen moraine system, western Swiss Alps, using the cosmogenic nuclide ^{10}Be. Journal of Quaternary Science 19(5), 431–441.

Kerschner, H., Ivy-Ochs, S., 2008. Palaeoclimate from glaciers: Examples from the Eastern Alps during the Alpine Lateglacial and early Holocene. Global and Planetary Change 60(1-2), 58–71.

Kharbouch, M., 2000. L'homme et la végétation dans la région du mont Bego (Tende, Alpes-Maritimes) depuis des millénaires. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences 330(12), 889–894.

Klasen, N., Fiebig, M., Preusser, F., Reitner, J.M., Radtke, U., 2007. Luminescence dating of proglacial sediments from the Eastern Alps. Quaternary International 164–165, 21–32.

Koinig, K.A., Shotyk, W., Lotter, A.F., Ohlendorf, C., Sturm, M., 2003. 9000 years of geochemical evolution of lithogenic major and trace elements in the sediment of an alpine lake – the role of climate, vegetation, and land-use history. Journal of Paleolimnology 30(3), 307–320.

Komárek, J., Jankovská, V., 2001. Review of the green algal genus *Pediastrum*: implication for pollen-analytical research, Bibliotheca phycologica ; Bd. 108. J. Cramer, Berlin.

Krause, R., 2007. The prehistoric settlement of the inneralpine valley of Montafon in Vorarlberg (Austria). Preistoria alpina 42, 119–136.

Kurz, I., O'Reilly, C.D., Tunney, H., 2006. Impact of cattle on soil physical properties and nutrient concentrations in overland flow from pasture in Ireland. Agriculture, Ecosystems & Environment 113(1-4), 378–390.

L

Lamoureaux, S., 1999. Spatial and interannual variations in sedimentation patterns recorded in nonglacial varved sediments from the Canadian High Arctic. Journal of Paleolimnology 21(1), 73–84.

Lang, A., Bork, H.-R., Mäckel, R., Preston, N., Wunderlich, J., Dikau, R., 2003. Changes in sediment flux and storage within a fluvial system: some examples from the Rhine catchment. Hydrological Processes 17(16), 3321–3334.

Lang, M., Ouarda, T.B.M.J., Bobée, B., 1999. Towards operational guidelines for over-threshold modeling. Journal of Hydrology 225(3-4), 103–117.

Larocque, I., Finsinger, W., 2008. Late-glacial chironomid-based temperature reconstructions for Lago Piccolo di Avigliana in the southwestern Alps (Italy). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 257(1-2), 207–223.

Larocque-Tobler, I., Heiri, O., Wehrli, M., 2010. Late Glacial and Holocene temperature changes at Egelsee, Switzerland, reconstructed using subfossil chironomids. J Paleolimnol 43(4), 649–666.

Larsen, D.J., Miller, G.H., Geirsdóttir, Á., Ólafsdóttir, S., 2012. Non-linear Holocene climate evolution in the North Atlantic: a high-resolution, multi-proxy record of glacier activity and environmental change from Hvítárvatn, central Iceland. Quaternary Science Reviews 39, 14–25.

Laurent, Y., 2011. Architecture du comblement sédimentaire de deux lacs de haute montagne (Allos et Vens), revelée par la sismique très haute résolution. Mémoire de master 2. Université de la Rochelle. 56.

Lauterbach, S., Brauer, A., Andersen, N., Danielopol, D.L., Dulski, P., Hüls, M., Milecka, K., Namiotko, T., Obremska, M., Von Grafenstein, U., Participants, D., 2011. Environmental responses to Lateglacial climatic fluctuations recorded in the sediments of pre-Alpine Lake Mondsee (northeastern Alps). Journal of Quaternary Science 26(3), 253–267.

Lavrieux, M., Disnar, J.-R., Chapron, E., Bréheret, J.-G., Jacob, J., Miras, Y., Reyss, J.-L., Andrieu-Ponel, V., Arnaud, F., 2013. 6700 yr sedimentary record of climatic and anthropogenic signals in Lake Aydat (French Massif Central). The Holocene 23(9), 1317–1328.

Lemdahl, G., 2000. Lateglacial and Early Holocene insect assemblages from sites at different altitudes in the Swiss Alps—implications on climate and environment. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 159(3-4), 293–312.

Lenoir, J., Gégout, J.C., Marquet, P.A., Ruffray, P. de, Brisse, H., 2008. A Significant Upward Shift in Plant Species Optimum Elevation During the 20th Century. Science 320(5884), 1768–1771.

Lespez, L., 2003. Geomorphic responses to long-term land use changes in Eastern Macedonia (Greece). CATENA 51(3-4), 181–208.

Lewin, J., Macklin, M.G., 2003. Preservation potential for Late Quaternary river alluvium. Journal of Quaternary Science 18(2), 107–120.

Lischke, H., von Grafenstein, U., Ammann, B., 2013. Forest dynamics during the transition from the Oldest Dryas to the Bølling–Allerød at Gerzensee—a simulation study. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 391, 60–73.

Longmore, M.E., 1982. The caesium-137 dating technique and associated applications in Australia - a review 310–321.

Lopez-Garcia, P., Lopez-Saez, J.A., 2000. Le paysage et la phase épipaléolithique-mésolithique dans les prépyrénées aragonaises et le bassin moyen de l'Ebre à partir de l'analyse pollinique, in: Les Derniers Chasseurs-Ceuilleurs de l'Europe Occidentale (13000-5500 Avant J.C.). Colloque International de Besançon de 1998, Besançon, France, pp. 59–69.

López-Merino, L., Moreno, A., Leira, M., Sigró, J., González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., López-Sáez, J.A., Brunet, M., Aguilar, E., 2011. Two hundred years of environmental change in Picos de Europa National Park inferred from sediments of Lago Enol, northern Iberia. J Paleolimnol 46(3), 453–467.

Lotter, A., Birks, H.J.., Eicher, U., Hofmann, W., Schwander, J., Wick, L., 2000. Younger Dryas and Allerød summer temperatures at Gerzensee (Switzerland) inferred from fossil pollen and cladoceran assemblages. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 159(3-4), 349–361.

Lotter, A.F., 1999. Late-glacial and Holocene vegetation history and dynamics as shown by pollen and plant macrofossil analyses in annually laminated sediments from Soppensee, central Switzerland. Veget Hist Archaebot 8(3), 165–184.

Lotter, A.F., Ammann, B., Sturm, M., 1992. Rates of change and chronological problems during the late-glacial period. Climate Dynamics 6(3-4), 233–239.

Lotter, A.F., Birks, H.J.B., 2003. The Holocene palaeolimnology of Sägistalsee and its environmental history – a synthesis. Journal of Paleolimnology 30(3), 333–342.

Lotter, A.F., Heiri, O., Hofmann, W., Knaap, W.O. van der, Leeuwen, J.F.N. van, Walker, I.R., Wick, L., 2006. Holocene timber-line dynamics at Bachalpsee, a lake at 2265 m a.s.l. in the northern Swiss Alps. Veget Hist Archaeobot 15(4), 295–307.

Lundström, U.S., van Breemen, N., Bain, D., 2000. The podzolization process. A review. Geoderma 94(2-4), 91–107.

Luterbacher, J., Xoplaki, E., Dietrich, D., Jones, P.D., Davies, T.D., Portis, D., Gonzalez-Rouco, J.F., von Storch, H., Gyalistras, D., Casty, C., Wanner, H., 2001. Extending North Atlantic oscillation reconstructions back to 1500. Atmospheric Science Letters 2(1-4), 114–124.

M

Mackereth, F.J.H., 1966. Some Chemical Observations on Post-Glacial Lake Sediments. Phil. Trans. R. Soc. Lond. B 250(765), 165–213.

Magny, M., Richard, H., 1992. Essai de synthèse vers une courbe de l'évolution du climat entre 500 BC et 500 AD. Nouvelles de l'archéologie 50, 58–60.

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(1), 65–79.

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., Walter-Simonnet, A.-V., 2006. Environmental and climatic changes in the Jura mountains (eastern France) during the Lateglacial–Holocene transition: a multi-proxy record from Lake Lautrey. Quaternary Science Reviews 25(5-6), 414–445.

Magny, M., Vannière, B., Zanchetta, G., Fouache, E., Touchais, G., Petrika, L., Coussot, C., Walter-Simonnet, A.-V., Arnaud, F., 2009. Possible complexity of the climatic event around 4300—3800 cal. BP in the central and western Mediterranean. The Holocene 19(6), 823–833.

Magny, M., Bossuet, G., Ruffaldi, P., Leroux, A., Mouthon, J., 2011a. Orbital imprint on Holocene palaeohydrological variations in west-central Europe as reflected by lake-level changes at Cerin (Jura Mountains, eastern France). Journal of Quaternary Science 26(2), 171–177.

Magny, M., Vannière, B., Calo, C., Millet, L., Leroux, A., Peyron, O., Zanchetta, G., La Mantia, T., Tinner, W., 2011b. Holocene hydrological changes in south-western Mediterranean as recorded by lake-level fluctuations at Lago Preola, a coastal lake in southern Sicily, Italy. Quaternary Science Reviews 30(19-20), 2459–2475.

Magny, M., Joannin, S., Galop, D., Vannière, B., Haas, J.N., Bassetti, M., Bellintani, P., Scandolari, R., Desmet, M., 2012a. Holocene palaeohydrological changes in the northern Mediterranean

borderlands as reflected by the lake-level record of Lake Ledro, northeastern Italy. Quaternary Research 77(3), 382–396.

Magny, M., Arnaud, F., Billaud, Y., Marguet, A., 2012b. Lake-level fluctuations at Lake Bourget (eastern France) around 4500–3500 cal. a BP and their palaeoclimatic and archaeological implications. Journal of Quaternary Science 27(5), 494–502.

Magny, M., Combourieu-Nebout, N., de Beaulieu, J.L., Bout-Roumazeilles, V., Colombaroli, D., Desprat, S., Francke, A., Joannin, S., Ortu, E., Peyron, O., Revel, M., Sadori, L., Siani, G., Sicre, M.A., Samartin, S., Simonneau, A., Tinner, W., Vannière, B., Wagner, B., Zanchetta, G., Anselmetti, F., Brugiapaglia, E., Chapron, E., Debret, M., Desmet, M., Didier, J., Essallami, L., Galop, D., Gilli, A., Haas, J.N., Kallel, N., Millet, L., Stock, A., Turon, J.L., Wirth, S., 2013a. North–south palaeohydrological contrasts in the central Mediterranean during the Holocene: tentative synthesis and working hypotheses. Clim. Past 9(5), 2043–2071.

Magny, M., Leroux, A., Bichet, V., Gauthier, E., Richard, H., Walter-Simonnet, A.-V., 2013b. Climate, vegetation and land use as drivers of Holocene sedimentation: A case study from Lake Saint-Point (Jura Mountains, eastern France). The Holocene 23(1), 137–147.

Magri, D., 2008. Patterns of post-glacial spread and the extent of glacial refugia of European beech (*Fagus sylvatica*). Journal of Biogeography 35(3), 450–463.

Marshall, M., Schlolaut, G., Nakagawa, T., Lamb, H., Brauer, A., Staff, R., Ramsey, C.B., Tarasov, P., Gotanda, K., Haraguchi, T., Yokoyama, Y., Yonenobu, H., Tada, R., 2012. A novel approach to varve counting using μXRF and X-radiography in combination with thin-section microscopy, applied to the Late Glacial chronology from Lake Suigetsu, Japan. Quaternary Geochronology 13, 70–80.

Martin, J.-J., 1936. Le mélèze est-il une essence forestière? Bulletin de la Société Forestière de Franche-Comté XXI, 348–352.

Massa, C., Perren, B.B., Gauthier, É., Bichet, V., Petit, C., Richard, H., 2012. A multiproxy evaluation of Holocene environmental change from Lake Igaliku, South Greenland. J Paleolimnol 48(1), 241–258.

Mavris, C., Egli, M., Plötze, M., Blum, J.D., Mirabella, A., Giaccai, D., Haeberli, W., 2010. Initial stages of weathering and soil formation in the Morteratsch proglacial area (Upper Engadine, Switzerland). Geoderma 155(3-4), 359–371.

McLennan, S.M., 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 2, 1021.

Mercuri, A.M., Mazzanti, M.B., Florenzano, A., Montecchi, M.C., Rattighieri, E., 2013. *Olea*, *Juglans* and *Castanea*: the OJC group as pollen evidence of the development of human-induced environments in the Italian peninsula. Quaternary International 303, 24-42.

Merz, R., Blöschl, G., 2005. Flood frequency regionalisation—spatial proximity vs. catchment attributes. Journal of Hydrology 302(1-4), 283–306.

Messerli, B., Grosjean, M., Hofer, T., Núñez, L., Pfister, C., 2000. From nature-dominated to human-dominated environmental changes. Quaternary Science Reviews 19(1-5), 459–479.

Meyers, P.A., Lallier-vergés, E., 1999. Lacustrine Sedimentary Organic Matter Records of Late Quaternary Paleoclimates. Journal of Paleolimnology 21(3), 345–372.

Meyers, P.A., Teranes, J.L., 2001. Sediment Organic Matter, in: Last, W.M., Smol, J.P. (Eds.), Tracking Environmental Change Using Lake Sediments, Developments in Paleoenvironmental Research. Springer Netherlands, pp. 239–269.

Miramont, C., Boutterin, C., Sivan, O., Bruneton, H., Mantran, M., 2008. Grandes séquences et principales ruptures morphogéniques en Haute Provence - les complexes sédimentaires des petits organismes torrentiels de moyenne Durance. Cahiers de Paléoenvironnement EDYTEM, 6, 145–154.

Mocci, F., Walsh, K., Richer, S., Court-Picon, M., Talon, B., Tzortzis, S., Palet-Martinez, J., Bressy, C., 2008a. Archéologie et paléoenvironnement dans les Alpes méridionales françaises : Hauts massifs de l'Argentiérois, du Champsaur et de l'Ubaye, Hautes-Alpes et Alpes-de-Haute-Provence, Néolithique final - début de l'Antiquité. EDYTEM 6, 253–272.

Mocci, F., Walsh, K., Talon, B., Tzortzis, S., Court-Picon, M., Bressy, C., Dumas, V., Gassend, J.-M., Py, V., 2008b. Structures pastorales d'altitude et paléoenvironnement. Premiers bergers des Alpes : de la préhistoire à l'Antiquité 92–101.

Mocci, F., 2013. Campagne de reconnaissance archéologique autour du Lac d'Allos: Quand l'homme et le climat façonnent la montagne méridionale. Le Lac d'Allos : une histoire du Détritisme, des Instabilités Climatiques et des Impacts Anthropiques. Rapport de réalisation, Région Paca, IMBE. 58-67.

Moe, D., Fedele, F.G., Maude, A.E., Kvamme, M., 2007. Vegetational changes and human presence in the low-alpine and subalpine zone in Val Febbraro, upper Valle di Spluga (Italian central Alps), from the Neolithic to the Roman period. Veget Hist Archaeobot 16(6), 431–451.

Monegato, G., Ravazzi, C., Donegana, M., Pini, R., Calderoni, G., Wick, L., 2007. Evidence of a two-fold glacial advance during the last glacial maximum in the Tagliamento end moraine system (eastern Alps). Quaternary Research 68(2), 284–302.

Monna, F., Galop, D., Carozza, L., Tual, M., Beyrie, A., Marembert, F., Chateau, C., Dominik, J., Grousset, F.E., 2004. Environmental impact of early Basque mining and smelting recorded in a high ash minerogenic peat deposit. Science of The Total Environment 327(1-3), 197–214.

Monna, F., Petit, C., Guillaumet, J.-P., Jouffroy-Bapicot, I., Blanchot, C., Dominik, J., Losno, R., Richard, H., Lévêque, J., Chateau, C., 2004. History and Environmental Impact of Mining Activity in Celtic Aeduan Territory Recorded in a Peat Bog (Morvan, France). Environ. Sci. Technol. 38(3), 665–673.

Moore, P.D., Webb, J.A., Collinson, M.E., 1991. Pollen Analysis, 2nd Revised edition. ed. Blackwell Science Ltd. 216.

Morhange, C., Provansal, M., 1994. Seuils climatiques et réponses morphogéniques en Basse-Provence depuis 5000 ans. Quaternaire 5(3), 113–118.

Morin, D., Rosenthal, P., 2003. Mines et méttalurgie du fer en Provence et dans les Alpes du Sud. Saint Dalmas, Valdeblore. Etude diachronique des vestiges d'exploitation minière et de métallurgie du fer, prospection au sol. Document final de synthèse. SRA PACA. 19.

Morin, D., Rosenthal, P., 2004. Mines et métallurgie du fer en Provence et dans les Alpes du Sud, département des Alpes-Maritimes. Commune de Saint-Dalmas, Valdeblore. Etude diachronique des vestiges d'exploitation minière et de métallurgie du fer. Document Final de Synthèse. SRA PACA. 33.

Mortlock, R.A., Froelich, P.N., 1989. A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers 36(9), 1415–1426.

Mourier, B., 2008. Contribution de l'approche sédimentologique à la reconstritution de l'histoire des sols. Définitions de traceurs pédologiques et application sur des sédiments lacustres. Thèse de doctorat. Université de Savoie. 211.

Mourier, B., Poulenard, J., Carcaillet, C., Williamson, D., 2010. Soil evolution and subalpine ecosystem changes in the French Alps inferred from geochemical analysis of lacustrine sediments. J Paleolimnol 44(2), 571–587.

Mulder, T., Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. Sedimentology 48(2), 269–299.

Mulder, T., Chapron, E., 2011. Flood deposits in continental and marine environments: Character and significance, Sediment Transfer from Shelf to Deep Water: Revisiting the Delivery System, AAPG Studies in Geology. Slatt M. et Zavala C. 1-30.

Mulder, T., Savoye, B., Syvitski, J.P.M., 1997. Numerical modelling of a mid-sized gravity flow: the 1979 Nice turbidity current (dynamics, processes, sediment budget and seafloor impact). Sedimentology 44(2), 305–326.

Mulder, T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugères, J.-C., Savoye, B., 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. Marine and Petroleum Geology 20(6-8), 861–882.

Muller, S.D., Miramont, C., Bruneton, H., Carré, M., Sottocornola, M., Court-Picon, M., de Beaulieu, J.-L., Nakagawa, T., Schevin, P., 2012. A palaeoecological perspective for the conservation and restoration of wetland plant communities in the central French Alps, with particular emphasis on alder carr vegetation. Review of Palaeobotany and Palynology 171, 124–139.

Muller, S.D., Nakagawa, T., De Beaulieu, J.-L., Court-Picon, M., Carcaillet, C., Miramont, C., Roiron, P., Boutterin, C., Ali, A.A., Bruneton, H., 2007. Post-glacial migration of silver fir (*Abies alba* Mill.) in the south-western Alps. Journal of Biogeography 34(5), 876–899.

Muller, S.D., Nakagawa, T., De Beaulieu, J.-L., Court-Picon, M., Fauquette, S., Genries, A., 2006. Paléostructures de végétation à la limite supérieure des forêts dans les Alpes françaises internes. Comptes Rendus Biologies 329(7), 502–511.

Murray, R.W., Miller, D.J., Kryc, K.A., Murray, R.W., Miller, D.J., Kryc, K.A., 2000. Analysis of Major and Trace Elements in Rocks, Sediments, and Interstitial Waters by Inductively Coupled Plasma–Atomic Emission Spectrometry (ICP-AES). Ocean Drilling Program. 29.

N

Nakagawa, T., 1998. Etudes palynologiques dans les Alpes Françaises centrales et méridionales: histoire de la végétation Tardiglaciaire et Holocène. Thèse de doctorat. Aix-Marseille Université III, France. 211.

Nearing, M.A., Jetten, V., Baffaut, C., Cerdan, O., Couturier, A., Hernandez, M., Le Bissonnais, Y., Nichols, M.H., Nunes, J.P., Renschler, C.S., Souchère, V., van Oost, K., 2005. Modeling response of soil erosion and runoff to changes in precipitation and cover. CATENA 61(2-3), 131–154.

Neboit-Guilhot, R., 1999. Autour d'un concept d'érosion accélérée : l'homme, le temps et la morphogenèse. Géomorphologie 5(2), 159–172.

Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature 299(5885), 715–717.

Nicod, P.-Y., 2008. Les premières sociétés agropastorales dans les Alpes occidentales. Premiers bergers des Alpes : de la préhistoire à l'Antiquité, Gollion 45–51.

Nicolussi, K., Kaufmann, M., Patzelt, G., Der, J.P. van, Thurner, A., 2005. Holocene tree-line variability in the Kauner Valley, Central Eastern Alps, indicated by dendrochronological analysis of living trees and subfossil logs. Veget Hist Archaeobot 14(3), 221–234.

Nicoud, G., Coutterand, S., 2005. Les stades de retrait du glacier de l'Arve entre le verrou de cluses et l'ombilic de Chamonix au cours du Tardiglaciaire (Vallée de l'Arve, Haute-Savoie). Quaternaire. Revue de l'AFEQ, 16(2) 85–94.

Nilsson, L.-O., Wiklund, K., 1992. Influence of nutrient and water stress on Norway spruce production in south Sweden — the role of air pollutants. Plant Soil 147(2), 251–265.

Noël, H., 2001. Caractérisation et calibration des flux organiques sédimentaires dérivant du bassin versant et de la production aquatique (Annecy, Le Petit Lac). Rôles respectifs de l'Homme et du

Climat sur l'évolution des flux organiques au cours des 6000 dernières années. Université d'Orléans. 279.

O

Ohlendorf, C., 1998. High alpine lake sediments as chronicles for regional glacier and climate history in the Upper Engadine, southeastern Switzerland. PhD Thesis. ETH, Zürich. 203.

Ohlendorf, C., Sturm, M., Hausmann, S., 2003. Natural environmental changes and human impact reflected in sediments of a high alpine lake in Switzerland. Journal of Paleolimnology 30(3), 297–306.

Ojala, A.E.K., Alenius, T., 2005. 10 000 years of interannual sedimentation recorded in the Lake Nautajärvi (Finland) clastic–organic varves. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 219(3-4), 285–302.

Oldfield, F., Wake, R., Boyle, J., Jones, R., Nolan, S., Gibbs, Z., Appleby, P., Fisher, E., Wolff, G., 2003. The late-Holocene history of Gormire Lake (NE England) and its catchment: a multiproxy reconstruction of past human impact. The Holocene 13(5), 677–690.

Ortu, E., 2002. Reconstruction sur base pollinique de la dynamique de la végétation tardiglaciaire et holocène dans les Alpes Maritimes Italiennes. Thèse de doctorat. Aix-Marseille Université III, France. 179.

Ortu, E., Beaulieu, J.-L. de, Caramiello, R., 2008a. Late Glacial and Holocene vegetation dynamics at various altitudes in the Ellero Valley, Maritimes-Alps, northwestern Italy. Ecoscience 15(2), 200–212.

Ortu, E., David, F., Caramiello, R., 2003. Rôle de l'homme dans l'histoire de la végétation de la vallée Ellero (Alpes maritimes, Italie). Comptes Rendus Biologies 326(7), 631–637.

Ortu, E., David, F., Caramiello, R., 2005. Effet des paramètres locaux sur le développement de la végétation dans le Vallon de St. Anna di Vinadio (Alpes Maritimes; Italie). Ecoscience 12(1), 122–135.

Ortu, E., Peyron, O., Bordon, A., de Beaulieu, J.L., Siniscalco, C., Caramiello, R., 2008b. Lateglacial and Holocene climate oscillations in the South-western Alps: An attempt at quantitative reconstruction. Quaternary International 190(1), 71–88.

Ozenda, P., 1985. La Végétation de la chaîne alpine: Dans l'espace montagnard européen. Masson. 330.

Ozenda, P., 2002. Perspectives pour une géobiologie des montagnes, Presses Polytechniques et Universitaires Romandes. Université d'Orléans. 208.

Pagès, G., 2009. Le Clouté, Valdeblore (06). Rapport de fouille programmée. SRA PACA. 42.

Pallàs, R., Rodés, Á., Braucher, R., Carcaillet, J., Ortuño, M., Bordonau, J., Bourlès, D., Vilaplana, J.M., Masana, E., Santanach, P., 2006. Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from ^{10}Be exposure ages, south-central Pyrenees. Quaternary Science Reviews 25(21-22), 2937–2963.

Parris, A.S., Bierman, P.R., Noren, A.J., Prins, M.A., Lini, A., 2010. Holocene paleostorms identified by particle size signatures in lake sediments from the northeastern United States. J Paleolimnol 43(1), 29–49.

Pérez-Obiol, R., Jalut, G., Julià, R., Pèlachs, A., Iriarte, M.J., Otto, T., Hernández-Beloqui, B., 2011. Mid-Holocene vegetation and climatic history of the Iberian Peninsula. The Holocene 21(1), 75–93.

Pérez-Sanz, A., González-Sampériz, P., Moreno, A., Valero-Garcés, B., Gil-Romera, G., Rieradevall, M., Tarrats, P., Lasheras-Álvarez, L., Morellón, M., Belmonte, A., Sancho, C., Sevilla-Callejo, M., Navas, A., 2013. Holocene climate variability, vegetation dynamics and fire regime in the central Pyrenees: the Basa de la Mora sequence (NE Spain). Quaternary Science Reviews 73, 149–169.

Petersen, J., 2010. Etude du potentiel d'enregistrement paléosismique des sédiments du Lac de Vens (massif Argentera-Mercantour, Alpes du Sud). Approche sédimentologique et géochimique haute-résolution. Mémoire de master 2. Université Nice, Sophia-Antipolis, Nice. 88.

Petersen, J., Wilhelm, B., Revel, M., Rolland, Y., Crouzet, C., Arnaud, F., Brisset, E., Chaumillon, E., Magand, O., 2014. Sediments of Lake Vens (SW European Alps, France) record large-magnitude earthquake events. J Paleolimnol 51(3), 343–355.

Petschick, R., Kuhn, G., Gingele, F., 1996. Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: sources, transport, and relation to oceanography. Marine Geology 130(3-4), 203–229.

Peyron, O., Bégeot, C., Brewer, S., Heiri, O., Magny, M., Millet, L., Ruffaldi, P., Van Campo, E., Yu, G., 2005. Late-Glacial climatic changes in Eastern France (Lake Lautrey) from pollen, lake-levels, and chironomids. Quaternary Research 64(2), 197–211.

Peyron, O., Goring, S., Dormoy, I., Kotthoff, U., Pross, J., Beaulieu, J.-L. de, Drescher-Schneider, R., Vannière, B., Magny, M., 2011. Holocene seasonality changes in the central Mediterranean region reconstructed from the pollen sequences of Lake Accesa (Italy) and Tenaghi Philippon (Greece). The Holocene 21(1), 131–146.

Pichard, G., 1995. Les crues sur le bas Rhône de 1500 à nos jours. Pour une histoire hydro-climatique. Méditerranée 82(3), 105–116.

Pichard, G., Roucaute, E., 2009. Une déclinaison régionale du Petit Âge Glaciaire. Apport des archives historiques en Provence. Archéologie du Midi médiéval 27, 237–247.

Poher, Y., 2013. Dynamiques paléoécologiques et paléoenvironnementales dans la haute vallée du Verdon depuis 11500 ans: approche interdisciplinaire et comparative des sites du Plan du Laus (2127 m) et du Lac d'Allos (2227 m). Mémoire de master 2. Aix-Marseille Université. 55.

Poher, Y., Tchong Kim One, T., 2012. Reconstruction paléoécologique pluridisciplinaire sur deux sites alpins: études préliminaires. Mémoire de master 1. Aix-Marseille Université. 17.

Poncet, A., 1954. Mélèzes et pâturages. Revue Forestière Française 1, 19–24.

Ponel, P., Andrieu-Ponel, V., Parchoux, F., Juhasz, I., de Beaulieu, J.-L., 2001. Late-glacial and Holocene high-altitude environmental changes in Vallée des Merveilles (Alpes–Maritimes, France): insect evidence. Journal of Quaternary Science 16(8), 795–812.

Ponel, P., Beaulieu, J.L. de, Tobolsk, K., 1992. Holocene Palaeoenvironments at the Timberline in the Taillefer Massif, French Alps: A Study of Pollen, plant Macrofossils and Fossil Insects. The Holocene 2(2), 117–130.

Ponel, P., Court-Picon, M., Badura, M., Guiter, F., Beaulieu, J.-L. de, Andrieu-Ponel, V., Djamali, M., Leydet, M., Gandouin, E., Buttler, A., 2011. Holocene history of Lac des Lauzons (2180 m a.s.l.), reconstructed from multiproxy analyses of Coleoptera, plant macroremains and pollen (Hautes-Alpes, France). The Holocene 21(4), 565–582.

Porcú, F., Caracciolo, C., Prodi, F., 2003. Cloud systems leading to flood events in Europe: an overview and classification. Meteorological Applications 10(3), 217–227.

Potočić, N., Ćosić, T., Pilaš, I., 2005. The influence of climate and soil properties on calcium nutrition and vitality of silver fir (*Abies alba* Mill.). Environmental Pollution 137(3), 596–602.

Poulenard, J., 2011. Des empreintes pédologiques dans les bassins versants et les archives naturelles. Habilitation à Diriger des Recherches. Université de Savoie. 225.

Preusser, F., SchlÜchter, C., Drescher-Schneider, R., Ivy-Ochs, S., Kelly, M., 2006. Comment on "First evidence of 'in-situ' Eemian sediments on the high plateau of Evian (Northern Alps, France): implications for the chronology of the Last Glaciation" by F. Guiter, A. Triganon, V. Andrieu-Ponel, P. Ponel, J.-P. Hébrard, G. Nicoud, J.-L. De Beaulieu, S. Brewer, F. Guibal. Quaternary Science Reviews 25(5-6), 645–647.

Provansal, M., 1992. Le rôle du climat dans la morphogénèse à la fin de l'Âge du Fer et dans l'Antiquité en Basse Provence. Les nouvelles de l'Archéologie 50, 21–26.

Py, V., 2009. Mine, bois et forêt dans les Alpes du Sud au Moyen Âge. Approches archéologique, bioarchéologique et historique. Thèse de doctorat. Université de Provence. 1332.

Py, V., Durand, A., Ancel, B., 2013. Anthracological analysis of fuel wood used for firesetting in medieval metallic mines of the Faravel district (southern French Alps). Journal of Archaeological Science 40(11), 3878–3889.

Rasmussen, S.O., Andersen, K.K., Svensson, A.M., Steffensen, J.P., Vinther, B.M., Clausen, H.B., Siggaard-Andersen, M.-L., Johnsen, S.J., Larsen, L.B., Dahl-Jensen, D., Bigler, M., Röthlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M.E., Ruth, U., 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 111(D6).

Rasmussen, S.O., Seierstad, I.K., Andersen, K.K., Bigler, M., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., 2008. Synchronization of the NGRIP, GRIP, and GISP2 ice cores across MIS 2 and palaeoclimatic implications. Quaternary Science Reviews 27(1-2), 18–28.

Reeder, J.D., Schuman, G.E., Morgan, J.A., LeCain, D.R., 2004. Response of Organic and Inorganic Carbon and Nitrogen to Long-Term Grazing of the Shortgrass Steppe. Environmental Management 33(4), 485–495.

Reille, M., 1999. Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord. Laboratoire de botanique historique et palynologie. 584.

Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., 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., Plicht, J. van der, Weyhenmeyer, C.E., 2011. IntCal09 and Marine09 Radiocarbon Age Calibration Curves, 0-50,000 Years cal BP. Radiocarbon 51(4), 1111–1150.

Reitner, J.M., 2007. Glacial dynamics at the beginning of Termination I in the Eastern Alps and their stratigraphic implications. Quaternary International 164–165, 64–84.

Renberg, I., Bindler, R., Brännvall, M.-L., 2001. Using the historical atmospheric lead-deposition record as a chronological marker in sediment deposits in Europe. The Holocene 11(5), 511–516.

Renberg, I., Brännvall, M.-L., Bindler, R., Emteryd, O., 2002. Stable lead isotopes and lake sediments—a useful combination for the study of atmospheric lead pollution history. Science of The Total Environment 292(1-2), 45–54.

Renssen, H., Seppä, H., Heiri, O., Roche, D.M., Goosse, H., Fichefet, T., 2009. The spatial and temporal complexity of the Holocene thermal maximum. Nature Geoscience 2(6), 411–414.

Rey, F., Schwörer, C., Gobet, E., Colombaroli, D., Leeuwen, J.F. van, Schleiss, S., Tinner, W., 2013. Climatic and human impacts on mountain vegetation at Lauenensee (Bernese Alps, Switzerland) during the last 14,000 years. The Holocene 23(10), 1415-1427.

Rezzoug, S., Michel, H., Fernex, F., Barci-Funel, G., Barci, V., 2006. Evaluation of ^{137}Cs fallout from the Chernobyl accident in a forest soil and its impact on Alpine Lake sediments, Mercantour Massif, S.E. France. Journal of Environmental Radioactivity 85(2-3), 369–379.

Ribeiro Guevara, S., Meili, M., Rizzo, A., Daga, R., Arribére, M., 2010. Sediment records of highly variable mercury inputs to mountain lakes in Patagonia during the past millennium. Atmos. Chem. Phys. 10(7), 3443–3453.

Ribolini, A., Chelli, A., Guglielmin, M., Pappalardo, M., 2007. Relationships between glacier and rock glacier in the Maritime Alps, Schiantala Valley, Italy. Quaternary Research 68(3), 353–363.

Richer, S., 2009. From pollen to people: the interaction between people and their environment in the mid- to high- altitudes of the Southern French Alps. Thèse de doctorat. York University. 356.

Righi, D., Petit, S., Bouchet, A., 1993. Characterization of hydroxy-interlayered vermiculite and illite/smectite interstatified minerals from the weathering of chlorite in a cryorthod. Clays and Clay Minerals 41(4), 484–495.

Righi, D., Terribile, F., Petit, S., 1999. Pedogenic formation of kaolinite-smectite mixed layers in a soil toposequence developed from basaltic parent material in Sardinia (Italy). Clays and clay minerals 47(4), 505–514.

Robbins, J., 1978. Geochemical and geophysical applications of radioactive lead isotopes, in: Biogeochemistry of Lead. North Holland. Nriago JP, pp. 285–393.

Roberts, N., Brayshaw, D., Kuzucuoğlu, C., Perez, R., Sadori, L., 2011. The mid-Holocene climatic transition in the Mediterranean: Causes and consequences. The Holocene 21(1), 3–13.

Roos-Barraclough, F., Martinez-Cortizas, A., García-Rodeja, E., Shotyk, W., 2002. A 14 500 year record of the accumulation of atmospheric mercury in peat: volcanic signals, anthropogenic influences and a correlation to bromine accumulation. Earth and Planetary Science Letters 202(2), 435–451.

Röpke, A., Stobbe, A., Oeggl, K., Kalis, A.J., 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(3), 485–498.

Rose, N.L., Yang, H., Turner, S.D., Simpson, G.L., 2012. An assessment of the mechanisms for the transfer of lead and mercury from atmospherically contaminated organic soils to lake sediments with particular reference to Scotland, UK. Geochimica et Cosmochimica Acta 82, 113–135.

Rosén, P., Persson, P., 2006. Fourier-transform Infrared Spectroscopy (FTIRS), a New Method to Infer Past Changes in Tree-line Position and TOC using Lake Sediment. J Paleolimnol 35(4), 913–923.

Rosén, P., Vogel, H., Cunningham, L., Reuss, N., Conley, D.J., Persson, P., 2010. Fourier transform infrared spectroscopy, a new method for rapid determination of total organic and inorganic carbon and biogenic silica concentration in lake sediments. J Paleolimnol 43(2), 247–259.

Rosique, T., 2004. La dernière phase glaciaire de la moyenne Durance (région de Gap à Sisteron) : bilan des recherches, dernières conclusions chronologiques. In “Géosystèmes montagnards et méditerranéens, un mélange offert à Maurice Jorda”. Méditerranée 1(2), 25–35.

Rosman, K.J.R., Chisholm, W., Hong, S., Candelone, J.-P., Boutron, C.F., 1997. Lead from Carthaginian and Roman Spanish Mines Isotopically Identified in Greenland Ice Dated from 600 B.C. to 300 A.D. Environ. Sci. Technol. 31(12), 3413–3416.

Rossignol, N., Bonis, A., Bouzillé, J.-B., 2006. Consequence of grazing pattern and vegetation structure on the spatial variations of net N mineralisation in a wet grassland. Applied Soil Ecology 31(1-2), 62–72.

Rostan, P., Rossi, P., 2002. Approche économique et industrielle du complexe minier et métallurgique de Saint-Véran (Hautes-Alpes) dans le contexte de l'Age du Bronze dans les Alpes du Sud. Bulletin d'Etudes Préhistoriques et Archéologiques Alpines 13, 77–96.

Rousset, C., Guiomar, M., 1999. Le début de la torrentialité dans le bassin versant de la Fontarasse, près de Barles (Alpes-de-Haute-Provence, France), marqueur d'une rupture climatique de l'Holocène ancien. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences 328(8), 541–546.

S

Sabatier, P., Dezileau, L., Colin, C., Briqueu, L., Bouchette, F., Martinez, P., Siani, G., Raynal, O., Von Grafenstein, U., 2012. 7000 years of paleostorm activity in the NW Mediterranean Sea in response to Holocene climate events. Quaternary Research 77(1), 1–11.

Saccone, L., Conley, D.J., Koning, E., Sauer, D., Sommer, M., Kaczorek, D., Blecker, S.W., Kelly, E.F., 2007. Assessing the extraction and quantification of amorphous silica in soils of forest and grassland ecosystems. European Journal of Soil Science 58(6), 1446–1459.

Sadori, L., Jahns, S., Peyron, O., 2011. Mid-Holocene vegetation history of the central Mediterranean. The Holocene 21(1), 117–129.

Samartin, S., Heiri, O., Vescovi, E., Brooks, S.J., Tinner, W., 2012. Lateglacial and early Holocene summer temperatures in the southern Swiss Alps reconstructed using fossil chironomids. Journal of Quaternary Science 27(3), 279–289.

Sanchez, G., Rolland, Y., Corsini, M., Braucher, R., Bourlès, D., Arnold, M., Aumaître, G., 2010. Relationships between tectonics, slope instability and climate change: Cosmic ray exposure dating of active faults, landslides and glacial surfaces in the SW Alps. Geomorphology 117(1-2), 1–13.

Scheffer, M., Bascompte, J., Brock, W.A., Brovkin, V., Carpenter, S.R., Dakos, V., Held, H., van Nes, E.H., Rietkerk, M., Sugihara, G., 2009. Early-warning signals for critical transitions. Nature 461, 53–59.

Scheffer, M., Carpenter, S.R., 2003. Catastrophic regime shifts in ecosystems: linking theory to observation. Trends in Ecology & Evolution 18(12), 648–656.

Schiefer, E., Gilbert, R., Hassan, M.A., 2011. A lake sediment-based proxy of floods in the Rocky Mountain Front Ranges, Canada. J Paleolimnol 45(2), 137–149.

Schmidt, R., Koinig, K.A., Thompson, R., Kamenik, C., 2002. A multi proxy core study of the last 7000 years of climate and alpine land-use impacts on an Austrian mountain lake (Unterer Landschitzsee, Niedere Tauern). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 187,(1-2) 101–120.

Schmidt, R., Kamenik, C., Kaiblinger, C., Hetzel, M., 2004. Tracking Holocene environmental changes in an alpine lake sediment core: application of regional diatom calibration, geochemistry, and pollen. J Paleolimnol 32(2), 177–196.

Schmolke, S.R., Schroeder, W.H., Kock, H.H., Schneeberger, D., Munthe, J., Ebinghaus, R., 1999. Simultaneous measurements of total gaseous mercury at four sites on a 800 km transect: spatial distribution and short-time variability of total gaseous mercury over central Europe. Atmospheric Environment 33(11), 1725–1733.

Schrama, M., Veen, G.F., Bakker, E.S., Ruifrok, J.L., Bakker, J.P., Olff, H., 2013. An integrated perspective to explain nitrogen mineralization in grazed ecosystems. Perspectives in Plant Ecology, Evolution and Systematics 15(1), 32–44.

Schulze, E.-D., Mischì, G., Asche, G., Börner, A., 2007. Land-use history and succession of Larix decidua in the Southern Alps of Italy–An essay based on a cultural history study of Roswitha Asche. Flora - Morphology, Distribution, Functional Ecology of Plants 202(8), 705–713.

Schweizer, G., 1968a. Der Formenschatz des Spät- und Postglazials in den Hohen Seealpen. Aktualmorphologische Studien im Oberen Tinée. Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbände 6.

Schweizer, G., 1968b. Le tardiglaciaire et le niveau des neiges permanentes dans les hautes montagnes des Alpes-Maritimes. L'exemple du bassin supérieur de la Tinée. Méditerranée 9(1), 23–40.

Schwörer, C., Kaltenrieder, P., Glur, L., Berlinger, M., Elbert, J., Frei, S., Gilli, A., Hafner, A., Anselmetti, F.S., Grosjean, M., Tinner, W., n.d. Holocene climate, fire and vegetation dynamics at the treeline in the Northwestern Swiss Alps. Veget Hist Archaeobot, 1–18.

Shotyk, W., Le Roux, G., 2005. Biogeochemistry and cycling of lead. Met Ions Biol Syst 43, 239–275.

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., Lajeunesse, P., Berger, J.F., Arnaud, F., 2013. Holocene land-use evolution and associated soil erosion in the French Prealps inferred from Lake Paladru sediments and archaeological evidences. Journal of Archaeological Science 40, 1636–1645.

Singer, F.J., Schoenecker, K.A., 2003. Do ungulates accelerate or decelerate nitrogen cycling? Forest Ecology and Management 181(1-2), 189–204.

Sivan, O., Miramont, C., Edouard, J.-L., 2006. Rythmes de la sédimentation et interprétations paléoclimatiques lors du Postglaciaire (Alpes du Sud): ^{14}C et dendro-géomorphologie, deux chronomètres complémentaires, in: L'Erosion Entre Société, Climat et Paléoenvironnement, Nature et Sociétés. Table Ronde en l'honneur de René NEBOIT-GUILHOT, Presses Universitaires Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, pp. 423–428.

Sivan, O., Miramont, C., Pichard, G., Prosper Laget, V., 2010. Les conditions climatiques de la torrentialité au cours du Petit Age Glaciaire en Provence. Archéologie du Midi médiéval 157–167.

Sorrel, P., Debret, M., Billeaud, I., Jaccard, S.L., McManus, J.F., Tessier, B., 2012. Persistent non-solar forcing of Holocene storm dynamics in coastal sedimentary archives. Nature Geosci 5(12), 892–896.

Sorrel, P., Tessier, B., Demory, F., Delsinne, N., Mouazé, D., 2009. Evidence for millennial-scale climatic events in the sedimentary infilling of a macrotidal estuarine system, the Seine estuary (NW France). Quaternary Science Reviews 28(5-6), 499–516.

Spencer, C.D., Plater, A.J., Long, A.J., 1998. Rapid coastal change during the mid- to late Holocene: the record of barrier estuary sedimentation in the Romney Marsh region, southeast England. The Holocene 8(2), 143–163.

Staubwasser, M., Sirocko, F., Grootes, P.M., Segl, M., 2003. Climate change at the 4.2 ka BP termination of the Indus valley civilization and Holocene south Asian monsoon variability. Geophysical Research Letters 30(8). 1425.

St-Onge, G., Stoner, J.S., Hillaire-Marcel, C., 2003. Holocene paleomagnetic records from the St. Lawrence Estuary, eastern Canada: centennial- to millennial-scale geomagnetic modulation of cosmogenic isotopes. Earth and Planetary Science Letters 209(1-2), 113–130.

Strunk, H., 2003. Soil degradation and overland flow as causes of gully erosion on mountain pastures and in forests. CATENA 50(2-4), 185–198.

Sturm, M., Matter, A., 1978. Turbidites and Varves in Lake Brienz (Switzerland): Deposition of Clastic Detritus by Density Currents, in: Modern and Ancient Lake Sediments. A. Matter et M. E. Tucker (Eds.), Blackwell Publishing Ltd, Oxford. pp. 147–168.

Suméra, F., 2007. Rapport de prospection et de fouilles, 2004. Vallon de Millefonts, Valdeblore, Alpes-Maritimes. SRA PACA. 130.

Suméra, F., 2011. Peuplement et occupation du sol du Mercantour au cours de l'Holocène. Rapport d'Opération. SRA PACA. 101.

Suméra, F., Blanc, F., Cavana, E., Cholet, V., Delhon, C., Gautier, M., Martin, L., 2008. Rapport de sondage, commune de Valdeblore. Rapport final d'opération. SRA PACA. 30.

Suméra, F., Geist, H., 2010. Exploitation de la haute montagne du Mercantour et impact sur l'environnement depuis l'âge du Fer. Etude de cas : l'exemple du vallon de Millefonts, commune de Valdeblore (Alpes-Maritimes). Errance 45–46.

Swierczynski, T., Lauterbach, S., Dulski, P., Delgado, J., Merz, B., Brauer, A., 2013. Mid- to late Holocene flood frequency changes in the northeastern Alps as recorded in varved sediments of Lake Mondsee (Upper Austria). Quaternary Science Reviews 80, 78–90.

T

Talon, B., 1997. Evolution des zones supra-forestières des alpes sud-occidentales françaises au cours de l'holocène: analyse pédoanthracologique. Thèse de doctorat. Université Paul Cézanne, Aix-en-Provence, Bouches-du-Rhône ; Marseille, France. 204.

Talon, B., 2010. Reconstruction of Holocene high-altitude vegetation cover in the French southern Alps: evidence from soil charcoal. The Holocene 20(1), 35–44.

Thevenon, F., Adatte, T., Spangenberg, J.E., Anselmetti, F.S., 2012. Elemental (C/N ratios) and isotopic (δ15Norg, δ13Corg) compositions of sedimentary organic matter from a high-altitude mountain lake (Meidsee, 2661 m a.s.l., Switzerland): Implications for Lateglacial and Holocene Alpine landscape evolution. The Holocene 22(10), 1135–1142.

Tiercelin, J.-J., 1977. Fronts glaciaires d'âge Würmien dans les environs du Poët, vallée de la Durance. Geol. Médit. IV(4), 307–312.

Tinner, W., Ammann, B., Germann, P., 1996. Treeline Fluctuations Recorded for 12,500 Years by Soil Profiles, Pollen, and Plant Macrofossils in the Central Swiss Alps. Arctic and Alpine Research 28(2), 131.

Tinner, W., Theurillat, J.-P., 2003. Uppermost Limit, Extent, and Fluctuations of the Timberline and Treeline Ecocline in the Swiss Central Alps during the Past 11,500 Years. Arctic, Antarctic, and Alpine Research 35(2), 158–169.

Touflan, P., Talon, B., Walsh, K., 2010. Soil charcoal analysis: a reliable tool for spatially precise studies of past forest dynamics: a case study in the French southern Alps. The Holocene 20(1), 45–52.

Trigo, I.F., Davies, T.D., Bigg, G.R., 1999. Objective Climatology of Cyclones in the Mediterranean Region. Journal of Climate 12(6), 1685–1696.

V

Van Andel, T.H., Runnels, C.N., Pope, K.O., 1986. Five Thousands Years of Land Use and Abuse in the Southern Argolid, Greece. Hesperia 55(1), 103.

Van der Knaap, W.O., van Leeuwen, J.F.N., Finsinger, W., Gobet, E., Pini, R., Schweizer, A., Valsecchi, V., Ammann, B., 2005. Migration and population expansion of *Abies, Fagus, Picea*, and *Quercus* since 15000 years in and across the Alps, based on pollen-percentage threshold values. Quaternary Science Reviews 24(5-6), 645–680.

Van Husen, D., 1997. LGM and Late-Glacial fluctuations in the eastern Alps. Quaternary International 38/39, 109–118.

Vannière, B., Magny, M., Joannin, S., Simonneau, A., Wirth, S.B., Hamann, Y., Chapron, E., Gilli, A., Desmet, M., Anselmetti, F.S., 2013. Orbital changes, variation in solar activity and increased anthropogenic activities: controls on the Holocene flood frequency in the Lake Ledro area, Northern Italy. Clim. Past 9(3), 1193–1209.

Vescovi, E., Ravazzi, C., Arpenti, E., Finsinger, W., Pini, R., Valsecchi, V., Wick, L., Ammann, B., Tinner, W., 2007. Interactions between climate and vegetation during the Lateglacial period as recorded by lake and mire sediment archives in Northern Italy and Southern Switzerland. Quaternary Science Reviews 26(11-12), 1650–1669.

Vogel, H., Rosén, P., Wagner, B., Melles, M., Persson, P., 2008. Fourier transform infrared spectroscopy, a new cost-effective tool for quantitative analysis of biogeochemical properties in long sediment records. J Paleolimnol 40(2), 689–702.

Von Grafenstein, U., Eicher, U., Erlenkeuser, H., Ruch, P., Schwander, J., Ammann, B., 2000. Isotope signature of the Younger Dryas and two minor oscillations at Gerzensee (Switzerland): palaeoclimatic and palaeolimnologic interpretation based on bulk and biogenic carbonates. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 159(3-4), 215–229.

W

Waldmann, N., Anselmetti, F.S., Ariztegui, D., Austin, Jr, J.A., Pirouz, M., Moy, C.M., Dunbar, R., 2011. Holocene mass-wasting events in Lago Fagnano, Tierra del Fuego (54°S): implications for paleoseismicity of the Magallanes-Fagnano transform fault. Basin Research 23(2), 171–190.

Walker, I.R., Levesque, A.J., Cwynar, L.C., Lotter, A.F., 1997. An expanded surface-water palaeotemperature inference model for use with fossil midges from eastern Canada. Journal of Paleolimnology 18(2), 165–178.

Walker, M.J.C., Berkelhammer, M., Björck, S., Cwynar, L.C., Fisher, D.A., Long, A.J., Lowe, J.J., Newnham, R.M., Rasmussen, S.O., Weiss, H., 2012. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy. Journal of Quaternary Science 27(19-20), 649–659.

Walker, M.J.C., Björck, S., Lowe, J.J., Cwynar, L.C., Johnsen, S., Knudsen, K.-L., Wohlfarth, B., INTIMATE group, 1999. Isotopic "events" in the GRIP ice core: a stratotype for the Late Pleistocene. Quaternary Science Reviews 18(2), 1143–1150.

Walsh, K., Mocci, F., Martínez, J.M.P. i, 2007. Nine thousand years of human/landscape dynamics in a high altitude zone in the southern French Alps (Parc National des Ecrins, Hautes-Alpes). Preistoria alpina 42, 9–22.

Walsh, K., Court-Picon, M., de Beaulieu, J.-L., Guiter, F., Mocci, F., Richer, S., Sinet, R., Talon, B., Tzortzis, S., sous presses. A historical ecology of the Ecrins (Southern French Alps): Archaeology and palaeoecology of the Mesolithic to the Medieval period. Quaternary International.

Walther, G.-R., Beißner, S., Burga, C.A., 2005. Trends in the upward shift of alpine plants. Journal of Vegetation Science 16(5), 541–548.

Wang, R., Dearing, J.A., Langdon, P.G., Zhang, E., Yang, X., Dakos, V., Scheffer, M., 2012. Flickering gives early warning signals of a critical transition to a eutrophic lake state. Nature 492. 419-422.

Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J.O., Küttel, M., Müller, S.A., Prentice, I.C., Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M., Widmann, M., 2008. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. Quaternary Science Reviews 27(19-20), 1791–1828.

Wanner, H., Solomina, O., Grosjean, M., Ritz, S.P., Jetel, M., 2011. Structure and origin of Holocene cold events. Quaternary Science Reviews 30(21-22), 3109–3123.

Weckström, K., Weckström, J., Yliniemi, L.-M., Korhola, A., 2010. The ecology of *Pediastrum* (Chlorophyceae) in subarctic lakes and their potential as paleobioindicators. J Paleolimnol 43(1), 61–73.

Weiss, H., 2012. Altered trajectories: The Intermediate Bronze Age. The Oxford Handbook of the Archaeology of the Levant. Killebrew A. et Steener M (Ed.). Oxford University Press. 38.

Weltje, G.J., Tjallingii, R., 2008. Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: Theory and application. Earth and Planetary Science Letters 274(3-4), 423–438.

White, A.F., Blum, A.E., Bullen, T.D., Vivit, D.V., Schulz, M., Fitzpatrick, J., 1999. The effect of temperature on experimental and natural chemical weathering rates of granitoid rocks. Geochimica et Cosmochimica Acta 63(19-20), 3277–3291.

Whitlock, C., Bianchi, M.M., Bartlein, P.J., Markgraf, V., Marlon, J., Walsh, M., McCoy, N., 2006. Postglacial vegetation, climate, and fire history along the east side of the Andes (lat 41–42.5°S), Argentina. Quaternary Research 66(2), 187–201.

Wick, L., 2000. Vegetational response to climatic changes recorded in Swiss Late Glacial lake sediments. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 159(3-4), 231–250.

Wick, L., Leeuwen, J.F.N. van, Knaap, W.O. van der, Lotter, A.F., 2003. Holocene vegetation development in the catchment of Sägistalsee (1935 m asl), a small lake in the Swiss Alps. Journal of Paleolimnology 30(3), 261–272.

Wilhelm, B., 2012. Reconstitution sédimentologique des extrêmes hydrologiques au cours du dernier millénaire dans les Alpes françaises : Relations avec les changements climatiques. Thèse de doctorat. Université de Grenoble. 322.

Wilhelm, B., Arnaud, F., Sabatier, P., Crouzet, C., Brisset, E., Chaumillon, E., Disnar, J.-R., Guiter, F., Malet, E., Reyss, J.-L., Tachikawa, K., Bard, E., Delannoy, J.-J., 2012. 1400 years of extreme precipitation patterns over the Mediterranean French Alps and possible forcing mechanisms. Quaternary Research 78(1), 1–12.

Wirth, S.B., Girardclos, S., Rellstab, C., Anselmetti, F.S., 2011. The sedimentary response to a pioneer geo-engineering project: Tracking the Kander River deviation in the sediments of Lake Thun (Switzerland). Sedimentology 58(7), 1737–1761.

Wirth, S.B., Glur, L., Gilli, A., Anselmetti, F.S., 2013. Holocene flood frequency across the Central Alps – solar forcing and evidence for variations in North Atlantic atmospheric circulation. Quaternary Science Reviews 80, 112–128.

Wohlfarth, B., Skog, G., Possnert, G., Holmquist, B., 1998. Pitfalls in the AMS radiocarbon-dating of terrestrial macrofossils. Journal of Quaternary Science 13(2), 137–145.

Z

Zanchetta, G., Drysdale, R.N., Hellstrom, J.C., Fallick, A.E., Isola, I., Gagan, M.K., Pareschi, M.T., 2007. Enhanced rainfall in the Western Mediterranean during deposition of sapropel S1: stalagmite evidence from Corchia cave (Central Italy). Quaternary Science Reviews 26(3-4), 279–286.

Zanchetta, G., Giraudi, C., Sulpizio, R., Magny, M., Drysdale, R.N., Sadori, L., 2012. Constraining the onset of the Holocene “Neoglacial” over the central Italy using tephra layers. Quaternary Research 78(2), 236–247.

Zohary, D., Hopf, M., 2000. Domestication of Plants in the Old World, 3rd edition. Oxford University Press, New York. 316.

Listes des figures, des tableaux et des planches photos

Liste des figures (hors articles)

Figure 1 : A) Localisation du massif du Mercantour. B) Carte de localisation des lacs étudiés. Les aplats de couleur blanche délimitent l'extension des glaciers würmiens (Brisset et al., en préparation). 13

Figure 2 : Géologie, géomorphologie et occupation du sol du bassin-versant de Millefonts. ..30

Figure 3 : Le bassin-versant de Millefonts, prise de vue aérienne direction nord-est (C. Hussy, SRA PACA). 31

Figure 4 : Bathymétrie du lac Petit et site de prélèvement de la carotte PET09P2. 33

Figure 5 : Photographie de la carotte PET09P2 à l'ouverture, description lithostratigraphique et image MEB illustrant la richesse en diatomées (déterminées par R. Cartier, Aix-Marseille Université) 34

Figure 6 : Modèle âge-profondeur de la carotte PET09P2 (Brisset et al., 2013). A) Détail des analyses en ^{210}Pb et ^{137}Cs, B) ages ^{14}C, modèle d'âge et taux de sédimentation. 36

Figure 7 : Comparaison d'une sélection de taxons polliniques (pourcentage de la somme pollinique totale) avec certaines classes d'affinité écologique des coléoptères fossiles (nombre minimal d'individus) 67

Figure 8 : Caractérisation du flux de sédiment total et du flux des principales fractions sédimentaires, résultats des concentrations en carbone et azote total, ainsi que la chlorophycée *Pediastrum* et des fréquences des taxons polliniques nitrophiles (*Urtica* et *Mentha*) et rudéro-anthropiques (*Urtica, Mentha, Plantago*, Chenopodiaceae, *Rumex*) représentés en fonction du temps. 73

Figure 9 : Concentrations en carbone total (TC %), en azote total (TN %) et rapport C/N des horizons de sols du Podzol (A) et du Cambisol (B). En l'absence de carbonates, la teneur en TC traduit de la teneur en carbone organique totale. 74

Figure 10 : Analyse en composantes principales des éléments traces, de la fraction détritique (DF) et du carbone organique total (TOC) en fonction de 39 échantillons répartis sur l'ensemble de la carotte PET09P2. A) Diagramme des valeurs propres, B) Diagramme des composantes principales 1 et 2 dans l'espace des variables. 77

Figure 11 : Concentrations en Pb et Hg et enrichissement de ces éléments par rapport à Th (fraction détritique) et U (fraction organique). Les pics de concentration maintenus à la normalisation à Th et U sont représentés en gris pour l'Hg et en bleu pour le Pb 79

Figure 12 : Diagramme de la concentration en plomb en fonction A) du rapport Pb/Th et B) du rapport Pb/U. Les périodes caractéristiques d'enrichissement sont entourées en couleur. 80

Figure 13 : Synthèse de traceur de pollution, du détritisme et de végétation au lac Petit et comparaison avec le lac Koltjärn en Suède (chronologie varvée). La chronologie du lac Koltjärn est fendue de 500 cal. BP à 1900 AD ; et aux travaux archéologiques et historiques relatifs à l'exploitation minière dans les Alpes françaises du Sud : périodes couvertes par les datations radiocarbone à 2σ (cartouche noir), datations archéologiques (cartouche gris foncé), archives historiques (cartouche gris clair), et tradition orale (cartouche blanc). Références : 1) Pagès, 2009 ; 2,3,4,5) Morin et Rosenthal, 2001-2004 ; 6) Barge et Talon, 2012 ; 7) Bourgarit et al., 2011 ; 8,9) Py, 2009 ; Py et al., 2013 ; 10) Ancel, 1997. 83

Figure 14: A) Croquis géomorphologique, B) croquis géologique et C) croquis de l'occupation du sol du bassin-versant de Vens. 92

Figure 15: A) Carte bathymétrique du lac de Vens et B) représentation schématique de la géométrie du remplissage sédimentaire selon le profil sismique Ouest-Est n°16. Les unités sismiques sont notées de A à D 95

Figure 16: Exemple de fiches descriptives des Sections IN (gris) et OUT (blanc) de VEN10-II et leur corrélation visuelle basée sur des critères lithostratigraphiques soutenus par l'analyse en XRF core scanner (1mm de résolution)..... 98

Figure 17 : Synthèse des sections de VEN10-II constituant le profil synthétique. 99

Figure 18: Résultats des datations radiocarbone de la carotte composite VEN10-II en fonction du matériel daté et selon la profondeur composite (Brisset et al., en préparation). Les bandes grises correspondent aux dépôts instantanés. 101

Figure 19 : Photographies sous lumière naturelle des lithotypes présents dans VEN10-II. La barre blanche correspond à 25 mm. 102

Figure 20: Photographies sélectionnées des lames palynologiques à 179 cm, 413 cm et 772 cm (la barre noire représente 100 µm et la barre blanche 30 µm). 104

Figure 21 : Log lithostratigraphique, photographie et profil verticaux de la teneur en eau, des paramètres colorimétriques, et de la susceptibilité magnétique du profil synthétique VEN10II (Brisset et al., en préparation).....106

Figure 22 : Diatomées dominantes dans le sédiment du lac de Vens (détermination et photos de droite : C. Paillès ; photo de gauche : J. Petersen).....107

Figure 23 : Analyse en composantes principales de la matrice des mesures élémentaires semi-quantitatives de Al, K, Ti, Si, Fe, Ca, As, et du rapport Incohérent/cohérent (Inc/coh) acquises sur l'XRF core scanner.....108

Figure 24 : Courbes des variations sédimentologiques et géochimiques haute résolution des faciès F1 et F2 des sédiments laminés des lithotypes LT-C1 et LT-C2. 109

Figure 25 : Courbes des variations sédimentologiques et géochimiques haute résolution des faciès F1 et F2 et F3 des sédiments laminés des lithotypes LT-B et LT-A2. 110

Figure 26 : Courbes des variations sédimentologiques et géochimiques haute résolution des faciès F3 et F4 des sédiments laminés du lithotype LT-A1. 111

Figure 27 : Distributions granulométriques (en µm) des trois types de séquences de dépôts instantanés (distinction des faciès par couleur). A) LT-D1 – Homogénites, B) LT-D2 – Turbidite, C) LT-D3 – Passée sableuse. 112

Figure 28 : Courbes des variations sédimentologiques et géochimiques haute résolution des faciès F1, F2 et F3 de la séquence de dépôt du lithotype LT-D1. 113

Figure 29: A) Profil transversal schématique du déclenchement d'un remaniement gravitaire intra-lacustre et les processus de transport associés. B) Expression sédimentologique de la séquence de dépôt selon la distance de propagation. D'après Waldmann et al.(2010). 114

Figure 30 : Courbes des variations sédimentologiques et géochimiques haute résolution des faciès F8 et F9 de la séquence de dépôt du lithotype LT-D2.....114

Figure 31 : Diagrammes de Harker. Les cercles représentent les oxydes mesurés dans le sédiment lacustre et sont exprimés en pourcentages du sédiment sec total. 118

Figure 32 : Comparaison des résultats de mesure des concentrations en SiO_2 biogénique avec les résultats obtenus par calcul et les résultats du rapport Si/Ti mesurés par XRF core scanner. 120

Figure 33 : Diagramme des concentrations en SiO^2 en fonction du temps de réaction durant une dissolution par NaOH à chaud. La projection de la droite de régression sur l'axe des ordonnées à l'origine permet de recalculer la part en silice biogène de l'échantillon.....120

Figure 34 : Diagrammes de l'abondance en azote total (TN - %), C (org)/TN, soufre total (TS - %) et mercure total (HgT – ng.g-1) en fonction du pourcentage en C(org) classés par profondeur. 121

Figure 35 : Sélection de spectres d'absorbance infrarouge mesurés sur échantillons secs broyés et classés par unité.....122

Figure 36 : Diagrammes de l'abondance en silice biogénique ($SiO_{2\ biogénique}$), en carbonates détritiques et en alumino-silicates en fonction du C(org) classés par profondeur. 123

Figure 37 : Profils géochimiques verticaux des quatre fractions sédimentaires dominantes et caractérisation des apports détritiques..... 125

Figure 38 : Représentation schématique du processus d'altération d'une roche de migmatite en minéraux argileux et implication sur le transfert élémentaire. 126

Figure 39 : Profils verticaux des fractions sédimentaires détritiques dominantes (alumino-silicates et calcaires-dolomitiques) et minéralogie des argiles. 127

Figure 40 : Abondance des apports terrigènes en alumino-silicates et degré d'altération... 129

Figure 41 : Diagramme de corrélation entre le rapport Incohérent/cohérent en fonction de la teneur en carbone organique et classé selon la profondeur. 130

Figure 42 : Reconstitution quantitative haute résolution (1 mm) du C(org) par le modèle de régression linéaire appliqué sur le paramètre Incohérent/Cohérent..... 131

Figure 43 : Diagramme de corrélation entre les paramètres de cohérence et d'incohérence en fonction de la teneur en eau et classé selon la profondeur..... 131

Figure 44 : Reconstitution quantitative haute résolution (1 mm) de la teneur en eau (%) par le modèle de régression linéaire appliqué sur le paramètre Incohérent/Cohérent. 132

Figure 45 : Diagramme de la teneur en eau (%) en fonction du C(org) classé selon la profondeur. 132

Figure 46 : Modèle de calibration et de prédiction de la silice biogénique par XRF core scanner. 133

Figure 47 : Modèle de calibration et de prédiction du soufre par XRF core scanner. 134

Figure 48 : Modèle de calibration et de prédiction du calcium par XRF core scanner. 134

Figure 49 : Modèle de calibration et de prédiction du titane par XRF core scanner. 135

Figure 50 : Modèle de calibration et de prédiction du rapport potassium sur titane par XRF core scanner. 136

Figure 51 : Qualité statistique des modèles de calibrations construits pour prédire A) les concentrations en carbone organique (%C(org)) et B) en azote total (%TN) par les mesures de spectroscopie infrarouge. 137

Figure 52 : Reconstitutions quantitatives à haute résolution des teneurs en C(org) (A), en TN (B) et en C/N (C). 138

Figure 53 : Diagramme des pourcentages polliniques de la séquence de lac de Vens (VEN10-II) représenté selon la profondeur corrigée (excluant la sédimentation instantanée)..... 142

Figure 54 : Diagramme complémentaire des comptages palynologiques sur la séquence VEN10-II représenté selon la profondeur corrigée (excluant la sédimentation instantanée). .. 143

Figure 55 : Synthèse multiproxies des changements à long terme du détritisme et des écosystèmes terrestres au lac de Vens. 193

Figure 56 : Synthèse multiproxies des changements à long terme dans les compartiments biogéniques - terrestre et lacustre - au lac de Vens. 194

Figure 57 : Blocs diagrammes simplifiés de l'évolution géomorphologique, paléoécologique et du remplissage sédimentaire du lac de Vens depuis le retrait des glaciers il y a 14 000 ans. 196

Figure 58 : Diagramme synthétique illustrant la déstabilisation récente du géosystème de Vens et les modalités du détritisme sous influence climatique et/ou anthropique. 205

Figure 59 : A) croquis lithologique et structural du bassin-versant des lacs d'Allos et du Laus (Jorda, 1976 modifié). B) Profil géologique NN-Ouest – SS-Est de la région d'Allos..... 218

Figure 60: Panorama d'ensemble du bassin-versant du lac d'Allos et localisation des photographies de la Planche Photo 4. 219

Figure 61 : Croquis géomorphologique des lacs d'Allos et du Laus (Jorda, 1976, modifié). .221

Figure 62 : Croquis de la couverture pédologique du bassin-versant du lac d'Allos. 222

Figure 63 : A) Cartographie bathymétrique du lac d'Allos (1976, archives du BRGM) et localisation du carottage ALO11 et B) géométrie du remplissage sédimentaire selon le profil sismique nord-sud n°4 (Wilhelm et al., 2012) 224

Figure 64: Synthèse des sections composant la série maître ALO11. 227

Figure 65 : Cotes des repères lithostratigraphiques reportés sur chaque section. 229

Figure 66 : Photographies des macrorestes identifiés au refus de tamis à 200 µm (photographies : Y. Poher et T. Tchong). 230

Figure 67 : Analyse micro-stratigraphique des sédiments organiques. A) Scan de lame mince (carotte ALO11-P2) sous lumière naturelle et log synthétique, B) Lamines à « diatomées » riches en Ellerbeckia arenaria 233

Figure 68 : Observations microscopiques (ce travail) et granulométrie laser (Wilhelm, 2012) d'une section présentant une alternance des lithotypes LT-A et LT-B (log synthétique A) et zoom sur les distributions granulométriques d'un niveau épais LT-B. 234

Figure 69 : Caractérisation micro-stratigraphique qualitative de la granulométrie du faciès F1 du lithotype LT-B. 235

Figure 70 : Modèle du fonctionnement sédimentaire du lac d'Allos en cas de crue du torrent de la Source, affluent au bassin profond du lac (extrait de Wilhelm, 2012). 236

Figure 71 : Caractérisation micro-stratigraphique des sédiments minérogéniques (carotte ALO11-04F1). 237

Figure 72 : Photographie du sédiment frais et scan de lame mince des sédiments laminés de l'unité 1. Les lignes grises représentent la base des lamines à clasts isolés, les tirets blancs représentent la base des lamines de crues. 239

Figure 73 : Photographie du sédiment frais et scan de lame mince des sédiments laminés de l'unité 2. Les lignes grises représentent la base des lamines organiques, les tirets blancs représentent la base des lamines de crues. 240

Figure 74 : Photographie du sédiment frais et scan de lame mince des sédiments laminés de l'unité 3. Les lignes grises représentent la base des lamines organiques, les tirets blancs représentent la base des lamines de crues. 241

Figure 75 : Images MEB et analyse élémentaire semi-quantitative du lithotype LT-A sur la section ALO11-04B1 présentant des figures de bioturbation. 242

Figure 76 : Cartographie élémentaire semi-quantitative par sonde EDS au MEB d'une séquence de dépôts argileux piquetés de clasts hétérométriques et de niveaux granulo-croissants. L'intensité des couleurs est proportionnelle à l'abondance de l'élément. 243

Figure 77 : A et B) Framboïdes de pyrite (MEB), C) Minéraux cubiques de greigite (lumière naturelle) 244

Figure 78: Diagramme de Harker. Les éléments majeurs sont exprimés en pourcentage du sédiment sec total. Les échantillons de sédiments lacustres sont différenciés des échantillons réalisés sur roche. 248

Figure 79 : Diagrammes des concentrations en azote total (TN en %), en Carbone organique sur l'azote total (Corg/TN en % du poids) et en soufre total (TS en %) en fonction de la concentration en Corg (%) classé par profondeur. 249

Figure 80 : Diagramme des concentrations en alumino-silicates (%) et en carbonates détritiques (%) en fonction du carbone organique (Corg en %). 250

Figure 81 : Position d'un prélèvement pour les dosages quantitatifs en face de la photographie de la surface de la carotte ALO11-01A1, du scan des lames minces correspondantes et des éléments K et Ca mesurés à une résolution de 1 mm..... 251

Figure 82 : Comparaison des profils verticaux des éléments K, Ca, Fe, Mn et S mesurés par XRF core scanner à 1 mm de résolution et les dosages quantitatifs ponctuels du sédiment total. 252

Figure 83 : Comparaison du profil vertical du rapport incohérent sur cohérent (Inc/Coh) mesuré par XRF core scanner à 1 mm de résolution et les mesures ponctuelles de la densité sèche (échelle inversée), de la teneur en eau et du carbone organique. 253

Figure 84 : Diagramme de la teneur en eau et de la densité sèche en fonction de la concentration en carbone organique et diagramme de la densité sèche en fonction de la concentration en CaO..... 254

Figure 85 : Variations des sources sédimentaires dominantes et des concentrations d'une sélection d'éléments majeurs (Al2O3, CaO, MnO), en carbone organique (Corg), du rapport Corg/TN et du soufre total (TS) en fonction de la profondeur du profil synthétique ALO11. 256

Figure 86 : Corrélation de la carotte ALO09P3 avec ALO11 et position des datations ^{14}C (étoiles). 258

Figure 87 : Relation entre l'épaisseur sédimentaire totale et l'épaisseur d'accumulation continue déduite de la distinction microscopique du lithotype A des lithotypes B et D (dépôts instantanés) entre 730 et 0 cm. 260

Figure 88 : Lithostratigraphie, modèle âge-profondeur et taux de sédimentation de la carotte synthétique ALO11 selon la profondeur composite. 261

Figure 89 : Lithostratigraphie, modèle âge-profondeur et taux de sédimentation calculé selon la profondeur de l'accumulation continue (correspondant à l'intervalle 730-0 cm en épaisseur totale). 262

Figure 90: Principaux traceurs sédimentologiques, géochimiques et polliniques de l'évolution paléoenvironnementale au lac d'Allos depuis 13000 cal. BP. L'astérisque indique que l'échelle est fendue. 280

Figure 91 : Diagramme pollinique préliminaire et simplifié réalisé sur la carotte ALO11 (comptage réalisé par F. Guiter et Y. Poher, IMBE) représenté en fonction de l'âge cal. BP. 281

Figure 92: Caractéristiques sédimentologiques des distributions des dépôts LT-B, en fonction de leur épaisseur et de la granulométrie de leur base..... 290

Figure 93 : A) Carte topographique et bathymétrique de la zone Sud du lac d'Allos (archive BRGM, 1/1000ème, 1961) et B) Profils d'imagerie sismique du remplissage sédimentaire et du substratum caractérisant l'exutoire subaquatique du torrent de la Source. 293

Figure 94 : Caractéristiques sédimentologiques des distributions des dépôts LT-B, en fonction de leur épaisseur et de la granulométrie de leur base ; représentées selon quatre types de couvert végétal. 298

Figure 95 : Variation de la centralité des distributions des épaisseurs en fonction de leur granulométrie de base de séquence ainsi que du couvert végétal. 299

Figure 96 : Somme des évènements comptés par classe granulométrique rapportée au nombre d'années de la période considérée en fonction du couvert végétal dans le bassin-versant. 299

Figure 97: A) Fonction de répartition de l'épaisseur des LT-B et ajustement à la distribution théorique des valeurs extrêmes généralisées. C) Seuil de linéarité de l'excès moyen entre le modèle et les données définissant le seuil des valeurs exceptionnelles. 302

Figure 98 : Cadre interprétatif des chroniques de dépôts LT-B définissant l'intensité des précipitations (LT-B1 : silts fins ; LT-B2 : silts moyens à grossiers ; LT-B3 : sables très fins)..... 303

Figure 99 : Variations temporelles des classes de dépôts LT-B définies comme sensibles aux changements d'occupation du sol (rouge) et de l'indice corrigé de pluviosité (ICP, noir). 304

Figure 100 : Fréquences (f_m) à 100 et 500 ans de l'indice corrigé de pluviosité (ICP* = dépôts LT-B2 et LT-B3 inférieurs à 4.8 mm) au lac d'Allos comparées à des reconstructions paléohydrologiques en Europe de l'Ouest et de l'Atlantique Nord. 306

Figure 101 : Analyse canonique des correspondances de trois situations du gradient géopotentiel en été sur l'Europe de l'Ouest et la Méditerranée et anomalies de précipitation de Juin à Septembre 1948-1998 (figure extraite de Dünkeloh et Jacobeit, 2003).....309

Figure 102 : Fréquences (f_m) à 100 et 500 ans de l'indice corrigé de pluviosité (ICP* = dépôts LT-B2 et LT-B3 inférieurs à 4.8 mm) au lac d'Allos comparé à des proxies du détritisme en plaine et en montagne situés dans le domaine alpin. 312

Figure 103 : Synthèse paléoenvironnementale à partir des quatre proxies communs sélectionnés (taxons rudéro-anthropiques, *Abies*, carbone organique total, apports terrigènes détritiques) des enregistrements des lacs Petit, d'Allos et de Vens. 323

Figure 104 : Saturations des variables centrées-réduites du TER (apports terrigènes), MO (carbone organique), SAP (*Abies*), et ANT (taxons rudéro-anthropiques) en fonction des composantes principales 1 (PC1) et 2 (PC2), de 13 000 cal. BP à l'actuel, à Allos et Vens (ACP n°1). 325

Figure 105 : Saturations des variables centrées-réduites du TER (apports terrigènes), MO (carbone organique), SAP (*Abies*), et ANT (taxons rudéro-anthropiques) en fonction de la composante principale 1 (PC1), de 5000 cal. BP à l'actuel, aux lacs Petit, Allos et Vens (ACP n°2). 327

Figure 106 : Sélection d'indicateurs polliniques commune aux lacs Petit, Vens et Allos au cours des 8000 dernières années représentée en pourcentages de la somme pollinique totale. 333

Figure 107 : Fréquences polliniques d'*Abies* rapportées à la somme pollinique totale A) du lac d'Allos et B) du lac de Vens au cours des 9000 dernières années. Le figuré violet indique la période couverte par les sédiments d'origine diatomitique au lac de Vens.....335

Figure 108 : A) Datations radiocarbone calibrées à 1σ réalisées sur des macrorestes de bois identifiés reportées en fonction de l'altitude du prélèvement dans le massif du Mercantour et B) datations de bois subfossiles et corrélations dendro-chronologiques dans les Alpes du Nord (Nicolussi et al., 2005). 338

Figure 109 : Synthèse des indicateurs des apports détritiques au cours des 5700 dernières années dans le massif du Mercantour, variabilité de l'ICP (Indicateur Corrigé de Pluviosité) et allure synthétique de l'abondance des marqueurs polliniques rudéro-anthropiques. 340

Liste des tableaux (hors articles)

Tableau 1 : Synthèse des analyses menées dans le cadre de cette étude par site. 17

Tableau 2 : Datations radiocarbone AMS obtenues sur la carotte PET09P2. 35

Tableau 3 : Cotes des carottes sélectionnées pour établir le profil synthétique et utilisées pour calculer la longueur de la carotte synthétique VEN10-II. 97

Tableau 4 : Résultats des âges radiocarbones du profil synthétique VEN10-II. * Données non mesurées 100

Tableau 5: Classification des lithotypes et descriptions sédimentologiques. 103

Tableau 6 : Association d'éléments par faciès (F1 à F4) et par lithotype (LT). 108

Tableau 7 : Concentrations en pourcentage de poids des oxydes mesurées sur des échantillons de roche du bassin-versant et des niveaux graveleux prélevés sur VEN10-II. 116

Tableau 8 : Matrice de corrélation des éléments majeurs mesurés sur 43 échantillons de sédiment lacustre. Les valeurs significatives à 1 % sont indiquées en gras ($r^2 > 0.39$). 117

Tableau 9: Abondance des phases argileuses de l'échantillon de roche du Trias. 128

Tableau 10 : Paramètres statistiques utilisés pour la calibration et la prédiction des concentrations en carbone organique et en azote total par les mesures de spectroscopie infrarouge. 136

Tableau 11: Cotes en profondeur composite (cm) de la carotte maître ALO11 de chacune des sections de carotte. 228

Tableau 12: Dosages en pourcentage du poids total des éléments majeurs d'un échantillon de roche (marnes), de la charge de fond des trois affluents principaux au lac d'Allos et du matériel fluvio-glaciaire présent à la base de la carotte ALO11 245

Tableau 13 : Matrice de corrélation des éléments majeurs dans le sédiment total en pourcentage. n = 61 échantillons, valeurs significatives à 1 % sont en gras ($r^2 > 0.325$) ; celles positives en orange et celles négatives en bleu. 246

Tableau 14 : Liste des échantillons datés par ^{14}C sur la carotte synthétique ALO11. Les datations marquées d'un astérisque ont été obtenues par Wilhelm (2012). Indiff : indifférencié. Les échantillons en italiques ont été exclus pour établir les modèles âge-profondeur. 259

Tableau 15 : Paramètres sédimentologiques des dépôts LT-B distingués selon la granulométrie de la base des dépôts (LT-B total = tous les dépôts sans distinction granulométrique ; LT-B1 = silts fins ; LT-B2 = silts moyens et grossiers ; LT-B3 = sables très fins). 289

Liste des planches photos (hors articles)

Planche photo 1 : A) vue générale (orientation Sud) du lac Petit (2200 m) et couverture du sol. B) le lac Gros, le plus en amont des cinq lacs du bassin-versant de Millefonts. C) la limite supérieure des arbres à 2200 m d'altitude, composée de mélèzes isolés (prise de vue direction Nord). D) le lac Long (2350 m) avec son bord tourbeux est en cours de fermeture. E) Enclos pastoraux situés sur un bourrelet morainique en aval du lac Petit. F) Fouille d'un site de réduction de minerai de fer (Le Clouté par G. Pagès) et pâture d'un troupeau domestique. G) Scories résiduelles de la réduction du minerai de fer (G. Pagès). H) Carottage du profil PET09P2 en 2009. 32

Planche photo 2 : Le contexte géomorphologique et géologique du lac de Vens 93

Planche photo 3: Campagne de réflexion sismique et carottage long du lac de Vens (septembre 2010) 96

Planche photo 4: Caractéristiques géomorphologiques du bassin-versant du lac d'Allos. 220

Planche photo 5 : Carottage long du bassin profond du lac d'Allos, juillet 2011. 225

Planche photo 6 : (A à E) Cartes postales du début du 20ème siècle à Allos et (F) photographie issue des archives départementales de Digne-les-Bains (gracieusement mise à disposition par Joël Vallauri). 286

Liste des annexes (Volume II)

Annexe 1 : Petersen et al., 2014. Article publié dans la revue Journal of Paleolimnology 3
Annexe 2 : Wilhelm et al., 2012. Article publié dans la revue Quaternary Research 17
Annexe 3 : Parot et Renard, 2013. Mémoire de Master 1 Recherche..... 31
Annexe 4 : Photographies des sections du site de carottage VEN10 (Lac de Vens)..... 59
Annexe 5 : Poher, 2013. Mémoire de Master 2 Recherche..... 63
Annexe 6 : Photographies des sections du site de carottage ALO11 (Lac d'Allos).....119
Annexe 7 : Poher et Tchong, 2012. Mémoire de Master 1 Recherche 125
Annexe 8 : Troussier, 2013. Mémoire de Master 2 Recherche 153
Annexe 9 : Brisset et al., 2014. Article publié dans la revue CATENA 203

Table des matières

Introduction **5**

Chapitre I. Choix méthodologiques pour l'étude pluridisciplinaire des trois enregistrements sédimentaires lacustres **15**

A. Caractérisation du sédiment et sédimentologie 17

A.I. Description visuelle et photographie 17

A.II. Frottis et tamisages 17

A.III. Teneur en eau et densité sèche 18

A.IV. Microgranulométrie laser 18

A.V. Lames minces et comptages de lamines 18

A.VI. Diffraction aux rayons-X du cortège argileux 19

B. Géochimie élémentaire 19

B.I. Analyses haute résolution semi-continues 19

B.I.1. Spectrocolorimétrie 19

B.I.2. Susceptibilité magnétique 20

B.I.3. Spectrométrie infrarouge 20

B.I.4. XRF core scanner 20

B.I.5. Cartographie élémentaires avec sonde EDS 21

B.II. Échantillonnage discret 21

B.II.1. Analyses des éléments majeurs 21

B.II.2. Analyses en Carbone, Azote et Soufre 21

B.II.3. Pyrolyse Rock-Eval 22

B.II.4. Analyses des éléments traces 22

B.II.5. Analyses de la silice biogénique 22

B.II.6. Mercure 23

C. Analyse pollinique 23

D. Datation des sédiments 23

D.I. Isotopes du ^{210}Pb et du ^{137}Cs pour la datation des sédiments récents 23

D.II. ^{14}C AMS pour la datation des sédiments holocènes 23

D.III. Modèle âge-profondeur 24

Chapitre II. Le Lac Petit : dynamique d'un géosystème anthropisé 27
A. Site d'étude 29
A.I. Contexte géographique et géomorphologique du bassin-versant du Lac Petit 29
A.II. Contexte morphologique du site de carottage 33
B. Résultats et interprétations 34
B.I. Sédimentologie et chronologie 34
B.II. Une première approche multidisciplinaire sur une séquence lacustre holocène dans les Alpes du Sud : le Lac Petit ou l'histoire d'un géosystème dégradé – Article n°1 37
B.II.1. Approche multidisciplinaire d'une séquence lacustre holocène dans les alpes du sud au Lac Petit (Mercantour, alt. 2200 m, France) : histoire d'un géosystème dégradé .37
B.II.2. Conclusions, questionnements et perspectives 49
B.III. De l'irréversibilité d'une dégradation plurimillénaire ? – Article n°2 50
B.III.1. Non-reversible geosystem destabilisation at 4200 cal. BP: Sedimentological, geochemical and botanical markers of soil erosion recorded in a Mediterranean alpine lake 50
B.III.2. Conclusions, questionnements et perspectives 65
B.IV. Structuration et dynamiques des écosystèmes à Millefonts : croisement des données polliniques fossiles et paléoentomologiques 66
B.IV.1. Résultats et interprétations 66
B.IV.2. Discussion et conclusion 69
B.IV.2.1. *Larix*, formant des forêts denses ou en mélanges? 69
B.IV.2.2. La question de l'interprétation des insectes coprophages et liées aux prairies 70
B.IV.2.3. La recrudescence d'*Helophorus* : un changement climatique ? 70
B.V. L'homme et son environnement : croisement des données avec les études archéologiques 71
B.V.1. Quel impact des activités pastorales sur l'érosion et les cycles des nutriments ? L'apport des concentrations en C et N 71
B.V.1.1. Résultats préliminaires 72
B.V.1.2. Interprétations et discussion 72
B.V.2. Quel impact des activités minières sur la végétation et l'érosion des sols ? L'enregistrement des éléments traces métalliques 76
B.V.2.1. Analyses des concentrations en éléments traces 76
B.V.2.1.a Principes méthodologiques 76
B.V.2.1.b Résultats préliminaires 78
(i) Le plomb 78
(ii) Le mercure 80
B.V.2.1.c Interprétations préliminaires 81
B.V.2.2. Discussion 81
B.V.2.2.a Des activités minières locales ? Régionales ? 81
(i) Une absence de trace d'exploitation minière à l'âge du Bronze 81

(ii) Les pollutions contemporaines de la période romaine : une origine probablement régionale et lointaine 82
(iii) Les pollutions médiévales : une exploitation locale du minerai 84
(iv) Un paysage au service de ces activités minières destructrices ? 84
B.V.2.2.b Les concentrations en mercure : un traceur des pollutions anthropiques et des paléo-incendies? 85
C. Conclusion 87

Chapitre III. L'enregistrement sédimentaire du Lac de Vens : trajectoire des géosystèmes depuis la fin de la déglaciation 89
A. Site d'étude 91
A.I. Contexte géographique et géomorphologique du bassin-versant du Lac de Vens 91
A.II. Contexte morphologique du site de carottage 94
B. Résultats et interprétations 97
B.I. Constitution de la série synthétique 97
B.II. Chronologie 100
B.III. Caractérisation des sédiments 101
B.III.1. Description des lithotypes et des unités stratigraphiques 102
B.III.1.1. Les lithotypes 102
B.III.1.2. Unités lithostratigraphiques 104
B.III.2. Caractérisation géochimique et granulométrique des lithotypes et de leurs faciès 106
B.III.2.1. Les dépôts laminés (Lithotypes A, B, C) 107
B.III.2.2. Les dépôts instantanés 112
B.III.2.2.a Les dépôts de type LT-D1 112
B.III.2.2.b Les dépôts de type LT-D2 114
B.III.2.2.c Les dépôts de type LT-D3 115
B.III.2.2.d Les dépôts de type LT-E1 et LT-E2 115
B.III.3. Variations géochimiques et sédimentologiques à l'échelle du profil synthétique 115
B.III.3.1. Caractérisation des fractions sédimentaires dominantes 115
B.III.3.1.a Composition en éléments majeurs des échantillons de roche 116
B.III.3.1.b Composition en éléments majeurs du sédiment lacustre total 117
(i) Analyse de la fraction terrigène 117
(ii) Analyse de la fraction biogénique 119
1. Quantification de la silice biogénique des frustules de diatomées 119
2. Quantification de la matière organique et analyses en azote, soufre et mercure total 121
(iii) Composition sédimentologique et spectroscopie infrarouge 122
B.III.3.1.c Reconstitution des fractions sédimentaires et interprétations 123

B.III.3.2. Caractérisation de l'état d'altération des argiles 126
B.III.3.2.a Analyse de la minéralogie des argiles 126
B.III.3.2.b Interprétations 128
B.III.4. Modèles de calibration des données semi-quantitatives 130
B.III.4.1. Calibration des données d'XRF core scanner 130
B.III.4.1.a Paramètre d'incohérence, teneur en eau et carbone organique 130
B.III.4.1.b Silice biogénique 133
B.III.4.1.c Soufre Total 133
B.III.4.1.d Fraction des carbonates détritiques 134
B.III.4.1.e Fraction des alumino-silicates 135
(i) Désagrégation du substrat de migmatite 135
(ii) Altération du substrat de migmatite 135
B.III.4.2. Calibration des données de spectroscopie infrarouge 136
B.III.4.3. Conclusions 138
B.IV. Analyse pollinique 140
B.IV.1. Alleröd (LPAZ-1) 140
B.IV.2. Dryas Récent (LPAZ-2) 140
B.IV.3. Préboréal et Boréal (LPAZ-3 et 4) 141
B.IV.4. Atlantique (début de LPAZ-5) 141
B.IV.5. Subboréal/subatlantique (fin de LPAZ-5 et 6) 141
C. Interprétations multiproxies et discussion 144
C.I. Apport du Lac de Vens à la révision du schéma de la Déglaciation dans les Alpes du Sud – Article n 3 144
C.I.1. Lateglacial/Holocene environmental changes in the Mediterranean Alps inferred from lacustrine sediments 145
C.I.2. Conclusion 191
C.II. Dynamique et déstabilisation du géosystème de Vens depuis la fin de la dernière glaciation 192
C.II.1. De ~14 000 à 13 200 cal. BP (période A) : une prépondérance des processus juxtaglaciaires 192
C.II.2. De ~13 200 à 12 600 cal. BP (période B) : les prémices d'une stabilisation 195
C.II.3. De ~12 600 à 12 100 cal. BP (période C) : une recrudescence des processus érosifs glaciaires au cœur du Dryas Récent 197
C.II.4. De ~12 100 à 10 900 cal. BP (période D) : une reprise de la torrentialité au début de l'Holocène 199
C.II.5. De 10 900 à 8000 cal. BP (période E) : d'une dynamique de stabilisation… 200
C.II.6. De 8000 à 6000 cal. BP (période F) : … à la « maturation » d'un géosystème de montagne 201
C.II.6.1. Une maturation de l'écosystème terrestre 201
C.II.6.2. Une maturation de l'écosystème lacustre ? 202

C.II.7. De 6000 à ~1800 cal. BP (période G) : un écosystème stable malgré les signes avant-coureurs d'une déstabilisation ? 203
C.II.8. De 1800 cal. BP à l'actuel (période H) : vers la mise en place des paysages actuels 206
C.II.8.1. Une accélération du détritisme associée à l'ouverture du couvert végétal par les activités pastorales 206
C.II.8.2. Le rôle possible des activités minières ? 209
C.II.8.3. Des similitudes avec l'évolution du détritisme régional 209
D. Conclusion 211

Chapitre IV. Le remplissage du Lac d'Allos : une variabilité hydrologique haute fréquence holocène 215
A. Site d'étude 217
A.I. Contexte géographique et géomorphologique du bassin-versant du Lac d'Allos 217
A.II. Contexte morphologique du site de carottage 223
B. Résultats 226
B.I. Constitution de la série synthétique ALO-11 226
B.II. Caractérisation des sédiments 230
B.II.1. Unités lithostratigraphiques et caractérisation des lithotypes 230
B.II.1.1. Caractérisation des lithotypes 231
B.II.1.1.a Les sédiments laminés organiques (Lithotype A) 231
B.II.1.1.b Les sédiments laminés minérogéniques (Lithotype B, C et D) 231
(i) Lithotype B (dépôt de crues) 231
(ii) Lithotype C (lamine à clasts isolés) 236
(iii) Lithotype D (homogénite) 237
B.II.1.2. Unités lithostratigraphiques 238
B.II.2. Caractérisation géochimique et granulométrique des lithotypes 242
B.II.3. Variations géochimiques et sédimentologiques du profil synthétique 244
B.II.3.1. Composition en éléments majeurs des échantillons de roche 244
B.II.3.2. Composition en éléments majeurs du sédiment lacustre total 245
B.II.3.2.a Analyse de la fraction terrigène 246
B.II.3.2.b Analyse de la fraction biogénique 249
B.II.3.2.c Relations entre les fractions détritiques et le carbone organique 249
B.II.3.3. Comparaison des données XRF core scanner et dosages discrets 250
B.II.3.3.a Remarques préliminaires 250
B.II.3.3.b Calibrations des données XRF 252
B.II.4. Reconstitution de l'évolution des fractions sédimentaires 254
B.III. Modèles d'âge et taux de sédimentation 257
B.III.1. Résultats des datations radiocarbone 257

B.III.2. Profondeur composite et taux de sédimentation total versus profondeur corrigée et taux de sédimentation continu 259
B.III.2.1. Modèle d'âge selon la profondeur composite 261
B.III.2.2. Modèle d'âge selon la profondeur de l'accumulation continue 262
C. Interprétations multiproxies et discussion 263
C.I. Le Lac d'Allos dans le schéma de la Déglaciation du Verdon (Article n°4) 263
C.I.1. Données nouvelles sur la chronologie de la déglaciation dans la vallée du Haut-Verdon (Lac d'Allos, Alpes françaises du Sud) 263
C.I.2. Conclusion 278
C.II. Dynamique et déstabilisation du géosystème d'Allos depuis la fin de la dernière glaciation 279
C.II.1. Une prépondérance des processus fluvio-glaciaires (A : fin du Tardiglaciaire) 279
C.II.2. Une augmentation de la torrentialité au début de l'Holocène (B : du début de l'Holocène à 8000 cal. BP) 282
C.II.3. La maturation de l'écosystème terrestre occupé par la sapinière (C : 8000 à 6000 cal. BP) 283
C.II.4. Un écosystème stable malgré les premiers signes d'anthropisation ? (D: 6000 à 1900 cal. BP) 283
C.II.5. Réactivation des processus érosifs et déstabilisation des versants (E: 1900 à l'actuel) 285
C.III. Estimation de la variabilité paléohydrologique enregistrée à Allos 288
C.III.1. Le lithotype B, le marqueur des paléocrues ? 289
C.III.1.1. Relations entre épaisseur, granulométrie des lamines et intensité de l'activité torrentielle 289
C.III.1.2. Vérification de l'homogénéité spatiale et temporelle des conditions géomorphologiques de formation et d'enregistrement des crues 291
C.III.1.2.a « Stationnarité géomorphologique » par rapport au site de carottage 291
(i) L'approche bathymétrique et sismique 292
(ii) Sur la préservation post-sédimentaire des dépôts 295
1. Processus gravitaires. Érosion 295
2. Processus de bioturbation 295
C.III.1.2.b « Stationnarité » de l'érodibilité des versants 296
C.III.1.3. Végétations et dépôts de crues : un changement d'équilibre 297
C.III.1.3.a Sur l'épaisseur des dépôts de crues 297
C.III.1.3.b Sur la fréquence des événements de crues 299
C.III.1.3.c Épaisseurs et fréquences des dépôts de crues : des indices paléohydrologiques non biaisés ? 300
C.III.2. Quel serait le meilleur estimateur du fonctionnement paléohydrologique ? 300
C.III.2.1. Définition d'un seuil d'épaisseur 301
C.III.2.2. Construction d'un « Indice Corrigé de Pluviosité » (ICP) 301

C.III.3. Comparaisons des cycles de crues à Allos (ICP) avec les données paléoclimatiques 305
C.III.3.1. À l'échelle régionale 305
C.III.3.2. À l'échelle du pourtour nord-méditerranéen 307
C.III.3.3. À l'échelle de l'Europe du nord 308
C.III.3.4. Une bipartition climatique enregistrée à Allos : changement de cyclicité à 3500 cal. BP ? 310
C.III.4. Le détritisme : ambiguïté d'un indicateur paléoenvironnemental multi-contraint 313
D. Conclusion 315

Chapitre V. Synthèse et discussion 319
A. Cadre interprétatif commun des évolutions des géosystèmes de Petit, Vens et Allos 322
A.I. Évolution des paysages dans trois sites d'étude : une approche synthétique 322
A.II. Des similitudes et des divergences dans l'évolution des paysages mises en évidence par des analyses en composantes principales 324
A.II.1. Les sites d'Allos et de Vens entre 13 000 cal. BP et l'actuel (interprétations de l'ACP 1) 326
A.II.2. Les sites d'Allos, de Vens et du lac Petit entre 5000 cal. BP et l'actuel (interprétations de l'ACP 2) 327
A.II.3. Similitude des trajectoires, différence des réponses, décalage des points de bascule 328
B. Discussion générale 329
B.I. Forçages climatiques et/ou anthropiques : une histoire en deux temps ? 329
B.I.1. Le Tardiglaciaire et le début de l'Holocène : la réponse rapide et « synchrone » des environnements montagnards au réchauffement climatique 329
B.I.1.1. L'Interstade tardiglaciaire : une reconquête ralentie par le Dryas récent 329
B.I.1.2. Première moitié de l'Holocène : maturations pédologiques et optima écologiques ? 330
B.I.2. La seconde moitié de l'Holocène : la fin du déterminisme climatique ? 331
B.I.2.1. Une ouverture des paysages sous contrainte climatique ou pression anthropique ? 332
B.I.2.2. La question du sapin 334
B.I.2.3. La limite supérieure des arbres, l'éternelle inconnue ? 337
B.II. La complémentarité des indicateurs du détritisme 339
B.II.1. Une expression variée d'une tendance irréversible à l'augmentation du détritisme à l'Holocène récent 339
B.II.2. La conjonction des effets de l'anthropisation et du climat 341
B.II.3. Le rôle de la diversité des contextes géomorphologiques dans la capacité de résistance des écosystèmes ? 342
B.II.4. Une expression biaisée de la variable climatique 343

Conclusions et perspectives **347**
Bilan des principaux résultats 349
Retour sur l'approche méthodologique 351
Perspectives 353

Références bibliographiques **357**

Listes des figures, des tableaux et des planches photos **395**
Liste des figures (hors articles) 396
Liste des tableaux (hors articles) 402
Liste des planches photos (hors articles) 403

Liste des annexes **405**

Table des matières **407**

Abstract **415**
Résumé **417**

Abstract

Within the context of increasing demographic pressures and hazards related to climate change, the problems posed by landscape erosion have become particularly crucial. The current management of Mediterranean mountain environments, which are highly exposed to erosion hazards, needs to be supported by a thorough understanding of their susceptibility to these hazards and their long-term trajectories.

A retrospective analysis of environmental trajectories has been conducted from the study of three lacustrine sedimentary archives in the Southern Alps (Lakes Petit, Vens and Allos). This multi-disciplinary study, based on sedimentology, geochemistry and palynology, has enabled characterization of the dynamics of erosion and changes in plant cover over the last 14,000 years.

In Lakes Allos and Vens, the start of the Holocene is marked by the maturing of ecosystems, by chemical weathering of soils and by forest encroachment at higher altitudes. These environmental changes resulted in progressive ecosystem stabilization, followed by a bio-pedological optimum, and subsequently by more open landscapes, and then soil destabilization. These four successive phases have ben dated, respectively, at 12,000-8000 cal. BP, 8000-6000 cal. BP, 6000-1900 cal. BP, and 1900 cal. BP to Present. The last of these phases occurred earlier, at 4200 cal. BP, in Lake Petit.

The triggering of soil erosion has systematically been hinged on periods of heavy precipitation affecting landscapes rendered vulnerable, by human societies, to the effects of such perturbations.

Keywords : mountain environment, soil erosion, vegetation dynamics, mining pollution, pastoral activities, lake sediments, Holocene

Résumé

Dans le contexte d'augmentation de la pression démographique et des risques liés aux changements climatiques, la question de l'érosion est de plus en plus cruciale. La gestion actuelle des milieux des montagnes méditerranéennes, particulièrement affectés par ces phénomènes, repose sur une bonne connaissance de leurs sensibilités à l'érosion et de leurs trajectoires à long terme.

Une approche rétrospective des trajectoires des environnements a été menée par l'étude de trois archives sédimentaires lacustres prélevées dans les Alpes du Sud (lacs Petit, Vens et Allos). L'étude multidisciplinaire (sédimentologie, géochimie, palynologie) a permis de caractériser les dynamiques érosives et végétales depuis 14000 ans.

À Allos et Vens, le début de l'Holocène est marqué par la maturation des écosystèmes, l'altération chimique des sols et la progression altitudinale des forêts. Ces dynamiques environnementales conduisent à la stabilisation progressive des écosystèmes, suivie d'un optimum bio-pédologique, d'une ouverture des paysages et d'une déstabilisation des sols respectivement datées de 12000-8000 cal. BP, 8000-6000 cal. BP, 6000-1900 cal. BP et de 1900 cal.BP à aujourd'hui. Cette dernière période de déstabilisation des sols intervient plus tôt au Lac Petit, à 4200 cal. BP.

Les dénominateurs communs au déclenchement de l'érosion sont à chaque fois une période de précipitations fréquentes sur un milieu fragilisé : l'impact des sociétés a provoqué un abaissement du seuil de sensibilité des milieux aux perturbations, particulièrement à l'agressivité des précipitations.

Mots-clés : environnements de montagne, érosion des sols, dynamique de végétation, pollutions minières, activités pastorales, sédiments lacustres, Holocène