



HAL
open science

Réponses des grands lacs périalpins aux pressions anthropiques et climatiques récentes : reconstitutions spatio-temporelles à partir d'archives sédimentaires

Jean-Philippe Jenny

► **To cite this version:**

Jean-Philippe Jenny. Réponses des grands lacs périalpins aux pressions anthropiques et climatiques récentes : reconstitutions spatio-temporelles à partir d'archives sédimentaires. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2013. Français. NNT : 2013GRENA012 . tel-00982100

HAL Id: tel-00982100

<https://theses.hal.science/tel-00982100>

Submitted on 23 Apr 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.

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Sciences Terre, Univers, et Environnement**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Jean-Philippe JENNY

Thèse dirigée par **Fabien ARNAUD** et **Jean-Marcel DORIOZ**

préparée au sein du

Laboratoire EDYTEM (Université de Savoie, CNRS)

Laboratoire CARTEL (Université de Savoie INRA)

dans l'École Doctorale SISEO

Réponses des grands lacs périalpins aux pressions anthropiques et climatiques récentes Reconstitutions spatio-temporelles à partir d'archives sédimentaires

Thèse soutenue publiquement le **21 juin 2013**,
devant le jury composé de :

M. Michel MEYBECK

Directeur de recherche CNRS, Université Paris 6 (Membre)

M. Nicolas TRIBOVILLARD

Professeur de l'Université Lille 1 (Rapporteur)

Mme Irene GREGORY-EAVES

Professeure associée de l'Université McGill, Canada (Rapporteur)

M. Thierry CAQUET

Directeur de recherche INRA, Université Rennes 1 (Membre)

M. Adrian GILLI

Professeur associé ETH Zurich, Suisse (Membre)

Mme Marie Elodie PERGA

Chargée de recherche INRA, Université Savoie (Membre Invitée)



A mon frère,

**Thèse de doctorat de sciences
de la Terre et de l'environnement**

**Réponses des grands lacs périalpins
aux pressions anthropiques et
climatiques récentes**

**Reconstitutions spatio-temporelles à
partir d'archives sédimentaires**

Soutenue le 21 juin 2013 par

Jean-Philippe JENNY

devant le jury composé de :

M. Michel MEYBECK

Directeur de recherche CNRS, Université Paris 6

(Membre)

M. Nicolas TRIBOVILLARD

Professeur de l'Université Lille 1

(Rapporteur)

Mme Irene GREGORY-EAVES

Professeure associée de l'Université McGill, Canada

(Rapporteur)

M. Thierry CAQUET

Directeur de recherche INRA, Université Rennes 1

(Membre)

M. Adrian GILLI

Professeur associé ETH Zurich, Suisse

(Membre)

Mme Marie Elodie PERGA

Chargée de recherche INRA, Université Savoie

(Membre)

REMERCIEMENTS

L'élaboration de ce travail a nécessité la collaboration de nombreuses personnes et il me tient à cœur de les remercier aujourd'hui.

Je tiens à remercier le Docteur Fabien Arnaud, sédimentologue, chargé de recherche CNRS (EDYTEM), et le Docteur Jean-Marcel Dorioz, agronome, directeur de recherche INRA (CARRETEL), tous deux rattachés à l'Université de Savoie (France), qui m'ont proposé ce sujet passionnant de recherche. Ils m'ont soutenu tout au long de ce travail avec intérêt, assiduité, mais ils m'ont aussi accompagné de toute la rigueur de leur jugement scientifique. Ils m'ont permis d'utiliser toutes les ressources de leur laboratoire. Je les remercie également pour leurs remarques et critiques qui m'ont permis de donner à ce manuscrit sa forme définitive.

Le Professeur Nicolas Tribouvillard, sédimentologue à l'Université de Lille (France) et la Docteur Irène Gregory-Eaves, limnologue/paléolimnologue à l'Université McGill (Canada), ont accepté d'être rapporteurs de thèse. Ils ont lu et critiqué ce travail avec enthousiasme. Je leur exprime ici toute ma reconnaissance.

C'est une grande joie pour moi de compter parmi les membres du jury le Docteur Michel Meybeck, limnologue, Directeur de recherche au CNRS (Université Paris 6, France) ; le Docteur Thierry Caquet, écologiste, Directeur de recherche et de département INRA (Université Rennes1, France) ; le Docteur Adrian Gilli, paléolimnologue, (ETH Zurich, Suisse) et la Docteur Marie Elodie Perga, écologue des réseaux trophiques, chargée de recherche INRA (CARRETEL). Je les remercie d'avoir accepté de prendre part à l'évaluation de ce travail doctoral.

Je voudrais remercier plus particulièrement Marie Elodie Perga à qui je dois les conditions tout à fait idéales de travail, durant ces trois années, grâce aux financements ANR obtenus via le programme national de recherche IPERRETRO. Je la remercie également pour l'ensemble des discussions et des partages lors des sorties terrain, lors des réunions et lors des colloques.

Je tiens aussi à remercier les autres membres du Programme interdisciplinaire IPERRETRO avec qui nous avons eu de fréquents échanges et qui m'ont apporté l'essentiel des connaissances sur l'écologie des lacs, et sans qui le travail de synthèse lors de la rédaction de ce manuscrit n'aurait pas été réalisable : Benjamin Alric (CARRETEL), Berthon Vincent (CARRETEL), Victor Frossard (Chrono-Environnement), Laurent Millet (Chrono-Environnement), Olga Savichtcheva (CARRETEL), Marina Manca (CNR-Verbania), Jean-Louis Reyss (LSCE), Florence Sylvestre (CEREGE), Frédéric Rimet (CARRETEL), Valérie Verneaux (Chrono-Environnement).

Les membres du comité de Pilotage, Stéphanie Girardclos (Institut Forel) et Alexis Groleau (IPGP), dont la pertinence des conseils au cours de nos rencontres m'a permis d'envisager de nouvelles pistes de recherche dans mes travaux.

Emmanuel Mallet, Bernard Fanget, Estelle Ployon, André Paillet, Vincent Blanc, Fayçal Sou , Jean-Christophe Hustach, Gérard Paolini, Bruno Galabertier, Carole Poggio, Charlotte Foray (EDYTEM et CARRTEL), qui n'ont ménagé ni leur temps ni leur peine lors des multiples heures de travail, au laboratoire, sur le terrain ou pour les services administratifs. Je tiens à les remercier d'autant plus que sans leur concours aucune donnée n'aurait pu être extraite des lacs pour alimenter les recherches.

Plusieurs membres en particulierité de l'équipe d'EDYTEM (CNRS – Université de Savoie) avec qui j'ai construit ce travail et/ou rédigé les articles scientifiques : Bruno Wilhelm, Pierre Sabatier, Charline Giguet Covex, Anne-Lise Develle, Cécile Pignol, Laurent Fouinat, Jérôme Poulénard, Emilie Chalmin.

Plusieurs membres de l'équipe du CARRTEL (INRA – Université de Savoie) de Thonon-les-Bains, plus spécialement pour les discussions enrichissantes : Lyautey Emilie, Billard Elodie, Isabelle Domaizon, Anneville Orlane, Jacquet Stéphan, Lasne Émilien, Frédéric Rimet, Étienne Dambrine, Bernard Montuelle, Jean Guillard. Pour les contributions lors des sorties de terrain, des travaux en laboratoire et des aspects administratifs : Aurélie Hébert, Philippe Laurent, Ghislaine Monet, Véronique Mottin, Séverine Ruf er, Jérôme Lazzorotto.

Emmanuel Naffrechoux et Nathalie Cottin de l'équipe du LCME (CNRS - Université de Savoie) pour les échanges et collaborations.

D'autres personnes m'ont apporté leur soutien par leur amitié et des discussions fructueuses : Timothée Michon, Katrina Kremer, Melaine Le Roy, William Castings, Georges-marie Saulnier, Jean-Jacques Delanoy, Yves Perrette, Pierre-Jérôme Rey, Dominique Baud, Philip Deline, Mélanie Duval, Marc Dzikowski, Dominique Gasquet, Gilles Menard, Fabien Hoblea, Patrick Pigeon, Kevin Sutton.

Les gestionnaires, le Syndicat Mixte du Lac d'Annecy (SILA), la Commission Internationale pour la Protection des Eaux du Léman (CIPEL), le Comité Intersyndical pour Assainissement du Lac du Bourget (CISALB). Plus particulièrement Cyrille Girel du CISALB pour les échanges que nous avons eus et pour les données de la gestion des bassins versants mises à disposition.

Tous mes collègues doctorants, anciens doctorants et amis, notamment Grégory Tissier, Laine Chanteloup, Amandine Perret, Johan Berthet, Eve Leroy, Marie Gardent, Marine Quiers, Camille Doublet, Haixing He, Florence Magnin, Grégoire Mommessin, Mélanie Ferraton, Leila

Tarrieu, Carole Nehme, Justine Pasquier, Pierre Ageron, Anouk Bonnemains, Thierry Barth, Pierre Paccard, Charlotte Malgat, Lise Piquerey, Bérangère Serroi, Benjamin Sadier.

Enfin, je pense à mes parents, Marie Agnes et Alain Jenny, mon frère Olivier Jenny, et mes amis, qui m'ont toujours et patiemment encouragé tout au long de mes études : Armand Devilder, Corentin Lecroire, Donatien Guillebot, Thibault Lepoutre, Edouard Nuttin, François Mores, Paul Debausset, Emilie Tartare, Florie James, Martin Ortega, Lubo Hejnus, Lucie Debrock, Alexandre Borgoltz.

Ce projet a été soutenu financièrement par le projet IPERRETRO (ANR VMCS 008) et par l'Assemblée des Pays de Savoie. Je les remercie pour avoir permis la réalisation de ce travail.

RÉSUMÉ

Les travaux de recherche développés durant cette thèse relèvent de la biogéochimie et de la sédimentologie appliquée aux systèmes lacustres. Ils s'inscrivent dans une démarche de rétro-observation sur la période récente (150-300 ans) avec l'objectif global d'évaluer l'implication des forçages environnementaux locaux (charge externe en nutriments, hydrologie) dans l'accentuation/atténuation des forçages globaux (climat). Nos recherches se sont concentrées sur une réponse intégratrice du système lacustre : le développement de l'état de l'hypoxie (manque d'oxygène ; $[O_2] < 2\mu\text{g L}^{-1}$) dans les lacs, qui reflète l'état du système lacustre à l'échelle de l'hypolimnion. La thèse participe à un programme pluridisciplinaire, IPERRETRO ANR VMCS 008, dont les résultats sont utilisés dans ce travail pour comparer les trajectoires de 3 réponses biologiques (diatomées, cladocères, chironomes) et de la réponse de l'hypoxie dans les lacs du Léman, du Bourget et d'Annecy. Les objectifs spécifiques de ce travail de doctorat sont 1) de développer une méthode de quantification du régime de l'hypoxie au travers d'une approche spatio-temporelle (multi-site de carottage), 2) de caractériser les forçages et, 3) de recourir aux outils de modélisation statistique afin de comprendre les relations entre les forçages (globaux et locaux) et les réponses de l'écosystème lacustre dans un contexte de réchauffement climatique. Le prélèvement inédit de 81 carottes sédimentaires s'est révélé essentiel pour quantifier 2 forçages clés de l'hypoxie dans les 3 lacs : 1) les flux biogéniques et 2) le régime des crues.

Nos principaux résultats montrent que l'enrichissement en phosphore dissous a conduit à un changement d'état de l'hypolimnion dès le milieu du XXe siècle. Désormais hypoxique, les écosystèmes de l'hypolimnion semblent particulièrement vulnérables face à l'augmentation croissante des températures. En revanche, l'action des crues (à l'échelle pluriannuelle, pluri-décennale et centennale) présente des effets bénéfiques sur les conditions de l'hypolimnion en favorisant périodiquement la recharge en oxygène, malgré l'état de stabilité global de l'hypoxie. D'autre part, les résultats montrent que le contexte hydrique local (~dimension des affluents) conditionne la vulnérabilité spécifique des lacs face aux changements globaux. Nous montrons qu'un lac comme Annecy (petit affluent) est plus vulnérable aux augmentations de température qu'un lac comme le Léman (gros affluent). Finalement, les trajectoires des réponses lacustres (flux biogéniques, diversité biologique et régime de l'hypoxie) indiquent que les réponses sont généralement plus immédiates dans l'hypolimnion face aux changements globaux et locaux que dans l'épilimnion. Cette différence de sensibilité des réponses, entre les « sous-systèmes », précise l'ampleur des défis pour la modélisation et la gestion intégrée des systèmes lacustres.

Mots clefs : Pluridisciplinarité, Paléo-limnologie, limnologie, sédimentologie, écosystèmes, forçages globaux, forçages locaux, régime des crues, régime de l'hypoxie, niveau trophique, climat, Anthropocène

Abstract :

This Thesis is dedicated to the identification of issues (local and global stressors) that affected lakes physical and biogeological environment over the last 150 years through sediment-based palaeo-reconstructions. Our researches focussed on the recent development of hypoxia (i.e. low oxygen concentrations) which is a good indicator of lake ecosystem quality at the hypolimnetic scale. The aim is to reconstruct in 3 perialpin lakes (Geneva, Bourget, Annecy), with annual resolution, the evolution of 1) trophic level (Anthropic forcing), 2) flood regime (climate forcing) and 3) hypoxia (hypolimnetic response) in order to identify over time the role of human activity and climate on the lake ecosystem quality. A 4D approach is developed, using 80 sediment cores, to quantify for the first time the low oxygen dynamic and the flood regime from sediment archives. Statistical modelling is used to identify the relation between thermal, hydrological, trophic forcings on the response of hypoxia. 3D modelling is developed to support the results and to make results more understandable to actors of management. The principal findings gather around three topics:

1) Optimisation of spatio-temporal approach to quantify palaeoreconstruction from sediment archives based on volume calculation. Those reconstructions of hypoxia dynamic for the three lakes enable to emphasize the notion of weaken equilibrium, ecosystems vulnerability and the amplification of response following cumulative pressures.

2) New description of hypolimnetic functioning under constant increase of external pressures (with a focus on the nature of transitions between states: threshold effect, saturation effect, hypersteresis).

3) The contribution of palaeoreconstructions and statistical analyses to describe the respective influence of human activity and climate involved on the initiation of lake dysfunction, maintain or rebalancing of hypolimnetic functioning.

Sommaire

PREMIÈRE PARTIE : PRÉSENTATION GÉNÉRALE.....	9
Chapitre 1 : Contexte général et contribution de la thèse.....	11
Chapitre 2 : Etat des connaissances	25
Chapitre 3 : Sites et méthodologie.....	45
DEUXIÈME PARTIE : RÉSULTATS	69
Chapitre 1 : Evolution du niveau trophique dans 3 grands lacs périalpins depuis 150 ans.....	71
Chapitre 2 : Evolution du régime hydrologique dans 3 grands lacs périalpins depuis 300 ans.....	93
Chapitre 3 : Evolution du régime de l'hypoxie dans 3 grands lacs périalpins depuis 150 ans.....	121
Chapitre 4 : Les forçages globaux et locaux de l'hypoxie dans 3 lacs périalpins depuis 150 ans.....	155
TROISIÈME PARTIE : DISCUSSION	173
1. Développement d'une stratégie de la spatialisation.....	174
2. Contribution à la connaissance du fonctionnement lacustre.....	176
3. Evolution de la vulnérabilité des écosystèmes lacustres au cours de l'Anthropocène.....	190
Conclusion Générale	197
Bibliographie	201
Annexes	207
Table des illustrations	217
Table des matières	223

Première Partie

PRÉSENTATION GÉNÉRALE

CHAPITRE 1 : CONTEXTE GÉNÉRAL ET CONTRIBUTION DE LA THÈSE

INTRODUCTION

Il est désormais admis qu'à l'échelle géologique la période actuelle se caractérise par des changements environnementaux globaux d'origine anthropique sans précédent. L'expression ultime de cette globalisation s'est observée avec le réchauffement climatique (Foster et Rahmstorf, 2011; IPCC, 2007; Karl et Trenberth, 2003). La Terre s'est réchauffée approximativement de 0.6°C au cours des dernier 100 ans avec deux périodes principales d'augmentation des températures, entre 1920 et 1945 et depuis 1976 (Walther et al., 2002). Les conséquences de ce réchauffement sur la modification des écosystèmes ont été mises en évidence partout sur la planète (McCarty, 2001; Walther et al., 2001; Wuethrich, 2000). Elles sont suffisamment marquées pour être observables dans les archives naturelles (sédiments, tourbières, spéléothèmes). La notion d'Anthropocène a ainsi émergé pour nommer la strate géologique portant l'empreinte de l'Homme (Jones, 2011; Wolfe et al., 2013).

Il est raisonnable de penser que les contraintes locales tendent à s'ajouter aux pressions globales pouvant accentuer la vulnérabilité des écosystèmes. En domaine aquatique, les réponses sont d'autant plus marquées que les milieux sont en interaction étroite avec les activités humaines (Vitousek et al., 1997 ; Barnett et al., 2005; Crossman et al., 2013; Wrona et al., 2006). L'eutrophisation des lacs (enrichissement du milieu en nutriment) est un exemple de contrainte locale ayant déclenché des désordres écosystémiques multiples (Baroin, 2003; Rabalais, 2003; Rabalais et al., 2001) provoquant *in fine* la diminution d'oxygène dissous benthique pouvant conduire à la disparition des macro-organismes (Blumberg et Di Toro, 1990; Diaz et Rosenberg, 2008). C'est un cas d'étude type de pression anthropique provoquant des réponses variées à l'échelle locale (Vollenweider et al., 1970).

Si le constat d'une perturbation du cycle global des nutriments a été effectué, très peu de travaux ont pourtant permis de déterminer la part d'implication respective des différents forçages (globaux et locaux). La capacité des sédiments à archiver les conditions environnementales passées fournit à ce titre un contexte idéal pour reconstituer l'histoire des interactions homme/milieu/climat sur de longues périodes. Ma thèse s'appuie par conséquent 1) sur une démarche paléolimnologique, 2) sur l'étude de 3 grands lacs périalpins et 3) sur une démarche pluridisciplinaire. Ces choix se justifient par l'excellente documentation dont bénéficient déjà les 3 lacs étudiés et par la diversité des compétences sollicités au travers du programme pluridisciplinaire IPERRETRO. Ma thèse s'inscrit dans ce cadre. Elle vise à modéliser les réponses de grands lacs périalpins aux pressions anthropiques et climatiques actuelles, en ayant recours à la rétrospection et à la spatialisation.

1. Choix de l'intégration et de la spatialisation

Ce travail doctoral s'inscrit dans le programme IPER-RETRO (ANR VMCS 008). Ce **programme fondamentalement pluridisciplinaire** est né de la collaboration de sédimentologues, de géologues et d'écologues spécialistes des lacs péri-alpins. L'objectif est d'étudier les réponses de trois lacs français sur 200 ans aux effets de l'introduction de poissons (le Corégone), aux changements de concentrations en nutriments et au réchauffement climatique. Les trois plus grands lacs périalpins français (Lacs Léman, Bourget et Annecy) ont été choisis, d'une part parce qu'ils sont situés dans la même éco-région et sont donc soumis aux mêmes effets des changements climatiques, d'autre part parce qu'ils ont subi des perturbations locales avec des intensités contrastées. Le projet vise à étudier les impacts de ces perturbations à l'échelle de l'écosystème, sur le compartiment biologique et biogéochimique, à partir de l'étude des archives sédimentaires. En comparant ces lacs, l'objectif est de discriminer la part des perturbations locales et globales. Trois thèses de doctorat ont été menées en parallèle pour étudier les facteurs qui déterminent les changements dans la biodiversité des compartiments pélagiques et benthiques. Elles concernent les réponses depuis 200 ans du phytoplancton (les diatomées ; Berthon (2013)), du zooplancton (les cladocères ; Alric 2012)) et des arthropodes (les chironomes ; Frossard (2013)).

La présente thèse a quant à elle pour objectif d'étudier le système lac sous l'angle des flux biogéochimiques et d'analyser les changements du régime d'oxygénation de l'hypolimnion depuis 200 ans, pour les 3 lacs. Elle apporte également les reconstitutions de 2 forçages de l'oxygénation pour chacun des lacs : le niveau trophique (enrichissement en nutriments, généralement les flux biogéniques) et le régime des crues (les flux détritiques). Des limites méthodologiques nous ont contraints dans un premier temps à améliorer la qualité des reconstitutions actuelles. Pour cela **nous avons développé une approche spatialisée des sédiments reposant 1) sur l'identification des environnements de dépôts et 2) sur la quantification des volumes de dépôts sédimentaires.** Au total, 81 carottes sédimentaires ont été prélevées dans 3 environnements sédimentaires contrastés des 3 lacs : la zone profonde, la zone des affluents et la zone d'oscillation du faciès laminé défini dans le cadre de ce travail. A cette collection de reconstitutions s'ajoutent les résultats de la collaboration obtenus sur les compartiments biologiques. **Ce travail doctoral concentre ainsi un jeu de données varié et très abondant.** Le rassemblement d'autant d'éléments (quantité/diversité des données, pluridisciplinarité, nombre de sites), centrés autour du même objet, est une opportunité pour apporter des connaissances nouvelles du fonctionnement lacustre. Néanmoins, la diversité des approches risque de complexifier la lecture générale d'un système déjà compliqué initialement. Ainsi, **pour assurer un cadre de lecture intelligible des forçages nous aurons recours à un modèle systémique déjà existant.** Il s'agit du modèle des flux de masse et d'énergie de Leavitt et al., (2009), mis au point pour satisfaire à la fois les exigences des approches des limnologues et des paléolimnologues. Nous présenterons ce système dans la partie « cadre général de l'approche », mais avant cela, nous aborderons le cadre des pressions et des réponses des lacs en Europe.

2. Les réponses des grands lacs face aux changements actuels : réactivité des écosystèmes aux perturbations trophiques et à la variabilité climatique

L'eutrophisation est reconnue comme la cause majeure, d'origine anthropique, de la dégradation de la qualité de l'eau des lacs d'Europe depuis les années 1950 (Jeppesen et al., 2005; OCDE, 1982; Smith et Schindler, 2009). Un excès dans les apports de nutriments (principalement le phosphore) biodisponibles dans les lacs contribue à augmenter la production des algues et des macrophytes, à la diminution de la transparence de l'eau et a de nombreuses conséquences sur le reste du réseau trophique, provoquant parfois également l'efflorescence de cyanobactéries et la disparition d'espèces indigènes (Carpenter, 2005; Smith et Schindler, 2009). Il s'avère que l'excès de nutriment influence les cycles des contaminants incluant les agents pathogènes (Smith and Schindler, 2009). De plus, l'excès de matière organique en surface conduit à une augmentation de la respiration et à l'épuisement du stock d'oxygène dissous dans la zone profonde. Cet épuisement peut conduire à l'hypoxie ($[O_2] < 2 \mu\text{g L}^{-1}$), causant l'asphyxie ou la mort des organismes (Roberts et al., 2009).

Bien qu'à l'origine l'eutrophisation des lacs (Barroin, 2003) soit un phénomène naturel, il s'est avéré que l'Homme en était la cause aujourd'hui via les rejets locaux liés aux activités domestiques, industrielles et agricoles (e.g. Dorioz, 2004). En Europe et en Amérique du Nord, des mesures ont été prises après les années 1960 pour combattre le problème de l'eutrophisation en limitant les rejets de phosphore biodisponible (traitement des eaux usées, interdiction des détergents phosphatés). Si de nombreux signes d'amélioration ont été observés à travers le rétablissement des communautés biologiques, le retour à une meilleure transparence des eaux et le retour à des concentrations plus faibles de phosphore, il ressort que les mesures de restauration des systèmes n'ont pas conduit à un retour systématique à l'état trophique originel (Anneville et al., 2002; Jacquet et al., 2005). Une étude sur 35 lacs montre notamment que l'hypoxie persiste dans l'hypolimnion (Jeppesen et al. 2005). En retour, il a été montré que l'hypoxie pouvait influencer la résilience de l'écosystème car elle favorise la réémission et le maintien du phosphore dissous depuis les sédiments vers la colonne d'eau (Carpenter, 2005; Scheffer et Carpenter, 2003). Ces effets de rétroaction, liés à des mécanismes internes, tendent ainsi à complexifier les réponses et à limiter les effets des travaux de restauration.

Des études montent également que l'efficacité des mesures de restauration est entravée fortement par les effets du changement climatique (e.g. Posch et al., 2012; Tadonlélé, 2010). Le climat est une pression affectant en profondeur les milieux aquatiques (Polunin, 2008; Adrian et al., 2005; Dokulil et al., 2006; Livingstone, 2003). Les effets du réchauffement climatique depuis 1970-80 sont d'ores et déjà mesurables dans les lacs au travers de leurs propriétés physiques et chimiques (Leavitt et al., 2009; Williamson et al., 2009). Notamment, le réchauffement climatique intensifie la stratification estivale des eaux (e.g. Coma et al., 2009), stimule la production primaire

de surface (Tadonlélé, 2010), limite le retournement des eaux en hiver (Straile et al., 2003) et diminue la solubilité de l'oxygène dissous dans l'eau (Deutsh, 2012). Par ailleurs, l'augmentation des températures et les changements dans le régime des pluies risquent d'engendrer des effets contrastés sur le régime des crues, selon les contextes locaux (IPCC, 2007; Milly et al., 2002).

Aux antécédents de l'eutrophisation s'additionnent donc depuis les années 1970-80 les perturbations climatiques. Les réponses des écosystèmes soumis à cette double contrainte sont très variées selon leur capacité propre de résistance et de résilience (Scheffer et al., 2001; Scheffer et Carpenter, 2003). **Malgré les progrès dans la connaissance des forçages, il reste encore beaucoup à comprendre concernant les interactions entre les effets cumulés du climat et de l'eutrophisation, de même que concernant les trajectoires des écosystèmes soumis à ces pressions** (Smith et Schindler, 2009). Il y a notamment des limites dans la compréhension des interactions entre les concentrations de nutriments et la stabilité des écosystèmes (Smith et Schindler, 2009). Il a été démontré que les écosystèmes pouvaient présenter deux états de stabilité, selon que les concentrations de phosphore sont en-dessous ou au-dessus d'un seuil de concentration (Smith et Schindler, 2009). En-dessous de ce seuil les réponses de l'écosystème évoluent de manière linéaire avec les concentrations : la réduction des concentrations de phosphore entraîne la diminution de la production primaire. En revanche il a été montré qu'au dessus de ce seuil de concentration de phosphore cette relation linéaire n'est plus valable. Par conséquent, l'alternance des états génère une complexité supplémentaire pour la prévision des comportements du système soumis au réchauffement climatique, et donc pour la gestion de la ressource aquatique (Smith et Schindler, 2009). Un cas similaire de changement d'état semble observable dans le cas de l'hypoxie de l'hypolimnion. L'hypoxie se maintient encore à l'heure actuelle, malgré l'efficacité des mesures de restauration à diminuer les concentrations en phosphore. L'analyse du régime de l'hypoxie semble ainsi appropriée pour étudier les changements d'états des écosystèmes soumis aux contraintes anthropiques et climatiques. **Ce travail de doctorat cherchera par conséquent à apporter des réponses concernant 1) les forçages de l'hypoxie et 2) les différents états possibles de l'hypolimnion soumis à des contraintes multiples.** L'ambition de ce projet se justifie car l'ensemble des informations recueillies autour des lacs du Léman, du Bourget et d'Annecy constitue d'ores et déjà un patrimoine scientifique exceptionnel (Comité Inter-organismes Environnement ; SOERE). Ce patrimoine permet d'étudier, sur un pas de temps long (150 ans), l'évolution de l'état et de la biodiversité du système lacustre, l'impact et le développement de l'anthropisation du milieu lacustre et les réponses du lac à cette dernière (SOERE).

3. Les grands lacs alpins : des évolutions récentes bien documentées

Des suivis limnologiques réguliers et à pas de temps court (hebdomadaire à mensuel) sont en place depuis les années 1950 sur les 3 lacs, en partenariat avec les gestionnaires de Lacs. Des observations sur l'état des systèmes antérieurs à ces suivis existent : il s'agit de travaux issus d'études limnologiques ponctuelles qui débutent en 1886 avec les travaux de Forel et comprennent aussi une série de thèses soutenues au début du XXe siècle. En 1988, le Centre d'Enseignement et de Recherche sur l'Eau (CEREVE) a initié une série de programmes de recherche pluridisciplinaires destinés à préciser le fonctionnement d'un lac en cours de restauration. Dans le cadre de ces programmes, cinq thèses de doctorat ont été réalisées dans différents champs disciplinaires : modélisation unidimensionnelle physique et biochimique et étude du cycle du phosphore (Vinçon-Leite, 1991), influence des courants de densité et des ondes internes (Bournet, 1996), rôle de la boucle microbienne et de la matière organique (Stroffek, 1990 ; Gayte, 1997), rôle de la précipitation de calcite dans le stockage de phosphore dissous (Groleau, 2000). **L'ensemble des ces travaux a permis d'apporter des réponses sur l'évolution de l'état et de la biodiversité du système lacustre, l'impact et le développement de l'anthropisation du milieu lacustre et ses réponses à l'évolution des pressions de l'environnement.** Plus particulièrement il ressort que les crues des affluents peuvent avoir une influence sur le cycle du phosphore et sur la croissance des algues et des bactéries. **Pourtant une prise de recul sur les effets des crues sur les écosystèmes, à l'échelle pluri-décennale, n'a pas encore été entreprise dans les lacs étudiés.** Nos reconstitutions des flux détritiques sur 200 ans ont pour objectif de permettre l'étude des effets du régime des crues sur les états d'oxygénation de l'hypolimnion.

L'étude des archives naturelles permet en effet de reconstituer les conditions passées des écosystèmes, parfois sur des milliers ou même des millions d'années. Notre période d'étude des derniers 200 ans ne nécessite pas par conséquent de s'attarder sur ces grandes échelles de temps. Néanmoins **nous profiterons des reconstitutions existantes sur 10 000 ans afin de préciser toutes les particularités environnementales qui constituent le cadre de la période actuelle.** Les températures terrestres globales ont été reconstituées à partir de 73 archives naturelles (Marcott et al., 2013) en combinant de nombreux proxies (isotopes, cernes d'arbres). L'évolution globale de la population humaine a été reconstituée sur la même période de temps à partir des données archéologiques et des documents historiques (Dupasquier, 1996). Les reconstitutions à partir d'archives naturelles ont permis également de reconstituer **des forçages locaux** pour la zone étudiée : le régime régional des crues (Arnaud et al., 2005; 2012; Debret et al., 2010), et l'évolution des apports de phosphore (Arnaud et al., 2005). **Ces études mettent en lumière la forte augmentation des forçages globaux et locaux sur la période étudiée des derniers 200 ans (Fig. 1).** Au travers du projet interdisciplinaire, un des rôles du paléolimnologue sera donc

d'apporter, en plus des reconstitutions récentes (sur 200 ans), un regard sur l'évolution à plus long terme des conditions générales du système.

Les reconstitutions plus récentes concernent l'évolution des communautés biologiques (assemblages, abondances, dynamiques), comme le « Projets innovants INRA 2007 » pour le lac Annecy. Ces études permettent de reconstituer les états du milieu (e.g. Gregory-Eaves et Beisner, 2011), notamment le statut trophique des lacs (e.g. Lotter, 1998). **Les fonctions de transfert* à partir des structures des communautés biologiques permettent de reconstituer quantitativement des paramètres très variés du milieu**, comme le pH (e.g. Arzet et al., 1986), les concentrations de phosphore (Lotter et al., 1998), ou les températures (Heiri et al., 2003). Pourtant, la quantification de ces reconstructions fait l'objet d'une critique croissante de la part même des spécialistes de cette méthode (Juggins, 2013) : « *Quantitative reconstructions in palaeolimnology: new paradigm or sick science?* ». D'autre part, **le calcul des flux de matière sédimentée permet d'effectuer des reconstitutions environnementales quantitatives** (Engstrom et al., 2013). Dans la grande majorité des cas ces reconstitutions sont effectuées à partir d'un enregistrement unique issu de la zone profonde du lac. **Elles ne tiennent pas compte par conséquent de l'hétérogénéité spatiale des dépôts** (Blais et Kalff, 1995), comme par exemple les dépôts de crue (e.g. Siegenthaler, 1991) ou les sédiments laminés, liées aux conditions d'oxygénation (e.g. Tylmann, 2012). **Afin de proposer des nouvelles pistes de quantification des variables environnementales, nous proposons dans ce travail d'adopter une approche spatiale menant au calcul de volumes de dépôts de crues ainsi qu'au calcul de l'extension spatiale des sédiments laminés.**

4. Objectifs détaillés et hypothèses de travail

Mon travail doctoral a pour ambition de contribuer à identifier et à hiérarchiser les forçages globaux et locaux impliqués dans les perturbations des écosystèmes aquatiques actuels. Pour cela nous avons utilisé une démarche de rétro-observation sur 200 ans à partir des sédiments lacustres. Le recours à des reconstitutions du volume d'eau désoxygéné (3D) couplé à la dimension temporelle nous a amené à parler de 4D (espace et temps ; Jenny et al. 2013 ; soumis). Nous chercherons à déterminer la contribution des forçages anthropiques dans la vulnérabilité de l'hypolimnion face aux changements climatiques.

L'enjeu de ce travail est de développer une approche spatialisée qui soit appropriée au contexte de dépôts des grands lacs périalpins et qui permette de reconstituer un signal continu, quantifié et de résolution annuel, pour 3 variables environnementales (figure 1) : le niveau trophique, le régime des crues et le régime de l'hypoxie. Le défi technique et opérationnel consiste à prélever, dater et analyser 81 carottes sédimentaires provenant des lacs Léman, Bourget et Annecy. Après avoir reconstitué les variables environnementales nous tenterons de déterminer les forçages de l'hypoxie par une approche de modélisation statistique.

HYPOTHÈSES DE TRAVAIL :

- 1) Le recours à la paléolimnologie apporte une contribution importante aux connaissances actuelles des fonctionnements lacustres.**
- 2) Le régime de l'hypoxie est un indicateur du fonctionnement global du lac.**
- 3) La spatialisation appliquée aux sédiments permet d'étudier des flux : à la fois les flux verticaux (flux biogènes) et les flux latéraux (flux détritiques).**
- 4) Les réponses lacustres témoignent et renseignent sur les forçages globaux et locaux. Ces forçages interagissent car ils ont des lieux d'action communs.**

5. Stratégie scientifique

La stratégie scientifique se développe en fonction des 4 hypothèses de travail :

- 1) **Ma première hypothèse suppose que le recours à la paléolimnologie apporte une contribution importante aux connaissances actuelles des fonctionnements lacustres.** Les archives naturelles ont été choisies pour reconstituer les réponses environnementales car elles permettent de prospecter dans le passé sur des périodes de temps plus longues que la période instrumentale (Gregory-Eaves et Beisner, 2011). A l'échelle plurimillénaire les contrastes dans les réponses sédimentaires, géochimiques et/ou biologiques sont généralement bien marqués, ce qui permet la mise en évidence de périodes aux conditions contrastées (e.g périodes chaude de l'optimum médiéval/froide du petit âge glaciaire, périodes glaciaires/interglaciaires). Pourtant, face à l'accélération des perturbations sur la période récente, un focus particulier est porté sur la période actuelle afin de détailler les perturbations enregistrées depuis 200 ans par les archives naturelles. Les plus courtes périodes de temps requerront l'établissement de signaux environnementaux de résolution annuelle à saisonnière. **On utilisera donc les sédiments laminés à rythmicité annelle, « varves », pour adapter la résolution de l'étude à la problématique des changements sur de courtes périodes géologiques.** Les trois lacs possédant ce type de sédiment, il était envisageable d'obtenir une résolution adaptée grâce à la datation fine des sédiments : comptage des varves, radiochronologie, et utilisation de repères historiques (crues historiques, séismes). L'utilisation des outils analytiques modernes sera mise en œuvre pour extraire un signal de haute résolution : scans géochimiques infra-millimétrique, microscopie électronique à balayage, imagerie et cartographie élémentaire haute résolution.
- 2) La deuxième hypothèse suppose que l'hypoxie est un bon indicateur du fonctionnement global du lac soumis à la pression de l'eutrophisation. L'eutrophisation est une évolution d'état affectant depuis les années 50 tous les grands lacs des zones développées, les plus grands y compris. Ce constat montre l'étroite dépendance entre les lacs et leur bassin versant ainsi que leur réactivité à des apports trophiques. Ces caractéristiques (réactivité, dépendance avec le bassin versant) ont poussé les limnologues à regarder « au delà du rivage » (Likkens, 1985). Dans ce travail, nous regardons le lac « au dessous des 20 premiers mètres », dans cette tranche d'eau qui a été soumise à une diminution de l'oxygène suite à l'eutrophisation. Nous justifions cet intérêt car l'hypolimnion des 3 grands lacs représente 70-80-et 90% de la tranche d'eau totale du lac (pour le Léman, Bourget, Annecy, respectivement). Le régime de l'hypoxie dépend étroitement du fonctionnement pélagique, lui-même dépendant des apports du bassin versant. L'hypoxie affecte en retour considérablement le fonctionnement de l'hypolimnion à travers les modifications portées aux habitats benthiques et à l'altération des cycles chimiques. **Le régime de l'hypoxie**

étant en interaction avec l'ensemble des compartiments lacustre, nous l'étudierons par conséquent à titre d'indicateur du fonctionnement global du lac.

- 3) Des innovations méthodologiques basées sur la spatialisation du prélèvement des sédiments ont permis de quantifier les intensités du régime des crues et du régime de l'hypoxie. Alors que l'approche conventionnelle consiste à utiliser un enregistrement sédimentaire unique collecté dans la zone profonde des lacs, **l'originalité de notre approche consiste à intégrer les trois dimensions de l'espace grâce au prélèvement multi-site dans un même lac.** Cette approche permet d'intégrer non seulement la variabilité d'un signal temporel d'une seule carotte de référence mais aussi la variabilité temporelle du signal de nombreuses autres carottes prélevées à des profondeurs différentes. **Nous postulons qu'une telle approche donne accès à la variabilité environnementales des conditions de l'hypolimnion et qu'il sera ainsi possible de reconstituer des variables 1) quantifiées et continues et 2) représentatives des changements à l'échelle des écosystèmes lacustres.** Cette évaluation sera rendue possible grâce au recouvrement des données de reconstitution et de suivi instrumental sur près d'un tiers de la période d'étude. **L'approche sédimentaire permettra de sélectionner des environnements types de dépôts pour optimiser les reconstitutions environnementales.** Ainsi chacun des 3 premiers chapitres de résultats concernera un environnement de dépôt particulier permettant de reconstituer une variable environnementale : 1) la zone profonde pour l'évolution du niveau trophique, 2) la zone des affluents pour la variation du régime des crues, et 3) la zone limite d'extension du facies laminé pour la variation de l'hypoxie.
- 4) La quatrième hypothèse consiste à dire que plusieurs lacs d'une même région éco-climatique donne accès à une information sur le poids respectif des facteurs de forçages globaux et locaux, sur les écosystèmes. Les lacs sont des indicateurs appropriés pour évaluer la qualité des relations entre le développement humain et son environnement 1) car ils sont sensibles aux variations environnementales et 2) parce qu'ils sont des intégrateurs de certaines perturbations locales et globales, via les sédiments (Williamson 2009). **Les lacs Léman, Bourget et Annecy ont été choisis car ils appartiennent à la même région éco-climatique,** garantissant une certaine homogénéité du fond géochimique. Ces 3 lacs ont été sélectionnés également parce qu'ils ont subi un même cycle de l'enrichissement en phosphore (eutrophisation et restauration), mais avec des intensités différentes. Les 3 lacs étudiés possèdent également des contextes hydriques différents (présenté au chapitre « méthodologie »).

6. Plan du manuscrit

La partie I (3 chapitres) constitue une présentation générale du système d'étude. Elle recadre l'étude dans un contexte systémique en précisant nos hypothèses de travail. Elle présente les connaissances requises pour l'étude des forçages, passe en revue les caractéristiques des sites étudiés, et présente les méthodes utilisées.

La partie II (4 chapitres) concerne les résultats principaux de la thèse (figure 1):

- **Evolution du niveau trophique** sur 150 ans dans 3 lacs (zone de dépôt profonde)
Article 1 (Jenny et al., soumis)
- **Evolution du régime hydrologique** sur 300 ans dans 3 lacs (zone de l'affluent)
Article 2 (Jenny et al. 2013, in press)
- **Evolution du régime de l'hypoxie** sur 150 ans dans 3 lacs (zone mi-profonde)
Article 2 (Jenny et al. 2013, in press)
- Etude des **forçages** de l'hypoxie sur 150 ans: rôle du niveau trophique, du régime des crues, des températures
Article 3 (Jenny et al., in prep)

La discussion resitue les résultats à la fois dans un cadre théorique et opérationnel afin de répondre aux questions soulevées par la bibliographie :

- Contribution méthodologique
- Connaissances nouvelles du fonctionnement lacustre
- Vulnérabilité des lacs face au changement climatique et anthropique

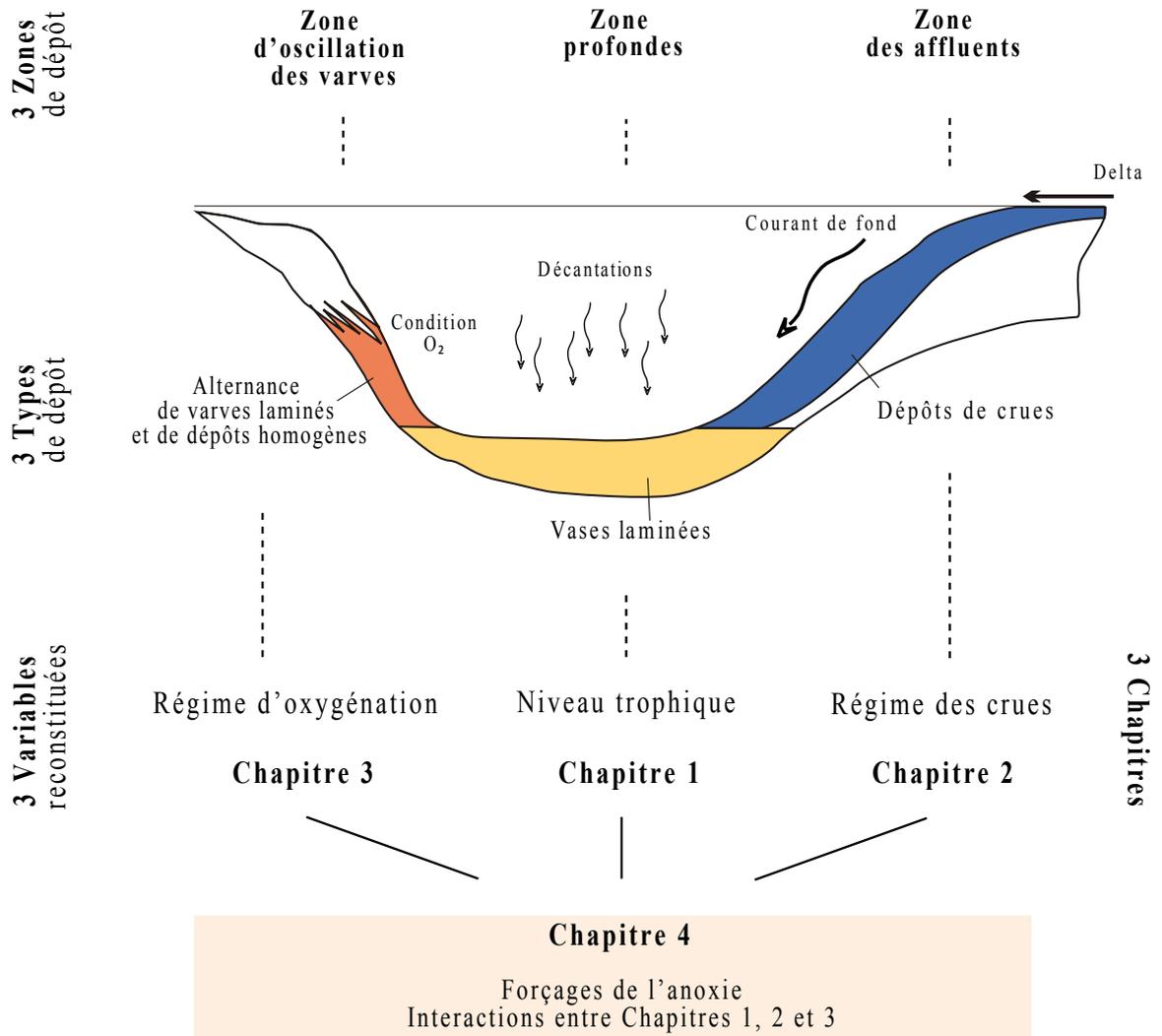


Figure 1 Synthèse de l'organisation des résultats. Les trois niveaux de notre démarche (thématique, méthodologique et systémique) sont intégrés dans l'approche spatialisée.

CHAPITRE 2 : ÉTAT DES CONNAISSANCES

1. Cadre général de l'approche

1.1. Le système lac : un intégrateur des changements environnementaux

A partir de l'introduction critique à l'analyse de système (Walliser, 1977) et du modèle des flux d'énergie et de masse de Leavitt et al., (2009) il est possible de donner un cadre structuré à notre objet d'étude : le lac, son milieu, et sa fonction d'intégrateur des changements environnementaux (Williamson et al., 2009) (Figure 2 et 3). Cette opération permettra de passer en revue tous les éléments du système d'étude afin de définir les entrées (liés aux forçages globaux et locaux) et les sorties (résultant des interactions internes).

Les lacs sont des systèmes dans le sens où il s'agit d'entités individualisables, qui se détachent de leur contexte ou de leur milieu tout en procédant à des échanges avec leur environnement (Walliser, 1977). Ils sont en interaction avec leur environnement et répondent à la définition de *systèmes quasi-isolés*. Ils possèdent les propriétés suivantes :

- Ils sont influencés par leur environnement, mais seulement selon certains processus déterminés que l'on appelle *entrées*
- Ils font subir aux entrées des modifications internes
- Ils exercent une influence sur leur environnement, mais seulement selon certains processus déterminés que l'on appelle *sorties*

Les entrées. Selon le modèle de Leavitt et al., (2009) les entrées du système correspondent à des flux entrants de deux natures. Les flux de masse correspondent aux apports d'eau, de particules et de solutés. Les flux d'énergie correspondent aux vents, à l'eau en mouvement, au rayonnement (radiation photosynthétisables (PAR), et ultra violet (UV)), et aux flux de chaleur. Les voies d'entrées quant à elles sont de deux natures (figure 3). Il y a d'une part les entrées localisées, ce sont les affluents, qui transfèrent la majorité des flux de masse vers le système. Il y a ensuite les entrées de type étendues, correspondant majoritairement aux flux entrant d'énergie, appliqués sur le plan d'eau. La part respective des différents flux aux entrées peut évoluer en fonction du temps et selon les lacs. Ainsi les lacs qui possèdent de larges affluents favoriseront les flux de masse localisés, alors que d'autres lacs qui possèdent de petits affluents favoriseront les entrées d'énergie orientées sur tout le plan d'eau. L'étude de la variabilité des flux respectifs constituera dès lors une première information sur les conditions du milieu extérieur (bassin versant et atmosphère).

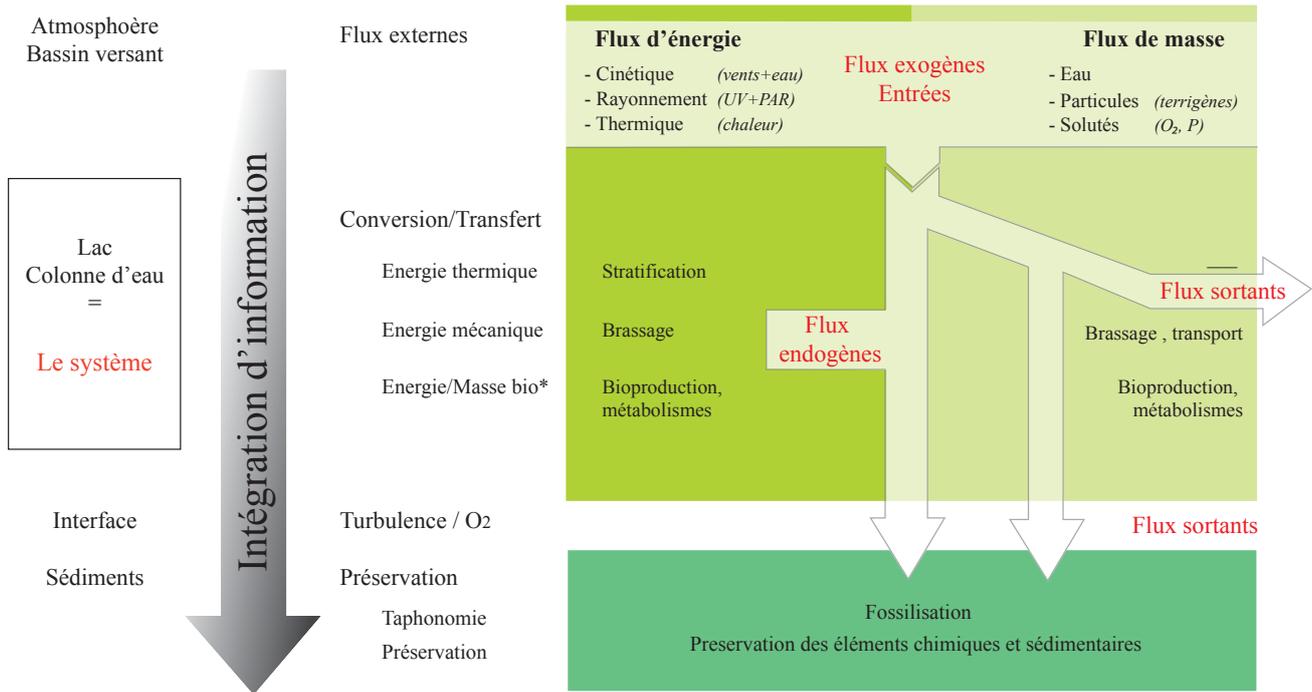


Figure 2 Le système lac, intégrateur et enregistreur des changements externes/externes. Radiations photosynthétisable (PAR), Ultra violet (UV).

Les frontières du système. Elles peuvent être de deux types, suivant la nature des entrées : très perméables dans le cas des apports par les affluents (car pouvant affecter toute la colonne d'eau lors de crues), peu perméables dans le cas des flux d'énergie (cantonés à l'épilimnion). Cette distinction n'est valable dans le cas présent que pour les lacs profonds qui possèdent un hypolimnion développé, isolant ainsi de manière efficace les compartiments benthiques des flux d'énergie.

Les transformations. Les flux pénétrant le système sont à l'origine de réactions et de transformations internes. Ces modifications peuvent être diverses (figure 2):

➤ Transformations des flux de masse : il s'agit aussi bien des changements d'état, des réactions chimiques, et des modifications des propriétés physiques du milieu. Les flux d'eau, de particules et de solutés peuvent modifier les profils de densité de la colonne d'eau et favoriser le brassage *mécanique*. Ils peuvent aussi permettre la précipitation de cristaux à partir des espèces dissoutes introduites, ou la formation d'agrégats. Ils peuvent enfin servir de source de nutriment, permettant le métabolisme des organismes et les transformations associées à leur activité : transformation de matière minérale en matière organique, bioprécipitation (induite, construite

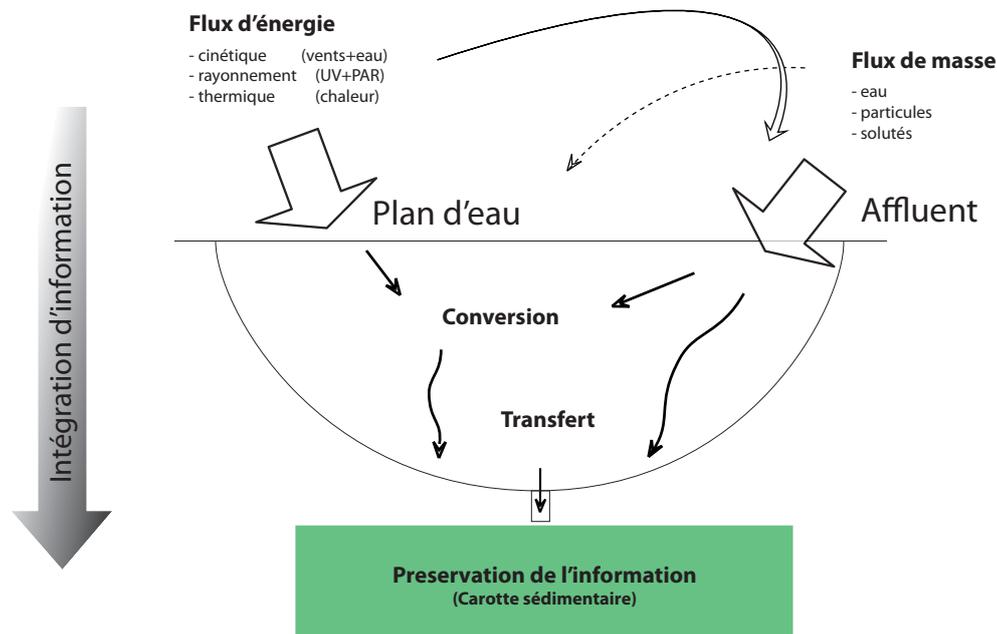


Figure 3 Les voix d'entrées et de sorties du système lac.

➤ Transformations des flux d'énergie : il s'agit des transformations d'une forme d'énergie en une autre forme d'énergie, ou des transformations d'énergie en masse. Notamment les flux cinétiques (vents et eau) sont transférés au lac et agissent sur la mise en circulation des masses d'eau (brassage *cinétique*). Le rayonnement solaire est converti par la biomasse permettant le métabolisme. Enfin le flux de chaleur se traduit par un transfert thermique aux eaux superficielles et permet la stabilité physique des couches (stratification).

➤ Transport des flux. Contrairement aux flux d'énergie qui sont absorbés dans les couches superficielles, les flux de masses peuvent se propager, sans ou après modification, jusque dans les couches profondes.

➤ Stockage. Les flux directs, ou transformés, de masse et d'énergie sont stockés soit de manière provisoire dans la colonne d'eau (biomasse, forme élémentaire en suspension ou formes dissoute) soit de manière permanente, après dépôt, dans les sédiments. Les conditions (de turbulence et d'oxygénation) à l'interface eau/sédiments et les propriétés spécifiques des éléments conduiront soit à la préservation définitive, soit à la remobilisation des éléments. Ainsi certaines espèces chimiques, comme le phosphore, peuvent réintégrer la colonne d'eau si les conditions internes le permettent. Mais de manière générale, excepté certaines espèces chimiques, la constitution du stock sédimentaire constitue une voix à sens unique, donc une sortie au système.

Les sorties du système. Elles sont à la fois de type matériel (sédiments) mais également de type informationnel, car elles résultent des transferts d'énergie et de masse qui portent l'information sur les conditions externes, et de transformations et de transfert qui résultent des conditions internes. Une strate de dépôt sédimentaire correspond ainsi à la capture des conditions environnementales (aussi bien des forçages que des réponses) à un moment t particulier de la vie du système. L'enchaînement de captures permet de reconstituer l'historique des conditions environnementales. Il devient alors envisageable d'étudier non seulement les concordances temporelles entre les changements globaux/locaux et les réponses, mais aussi d'étudier les trajectoires des écosystèmes.

Les relations entre entrées et sorties. Elles peuvent être de nature différente, impliquant des réactions de natures variées du système soumis à des forçages : effet proportionnel, effet de courbure, effet de saturation, effet de seuil, effet d'hystérésis. Cette typologie des transitions permet de caractériser les trajectoires. D'autre part, les relations entre entrées et sorties peuvent également être caractérisées par leur vitesse. La vitesse permet d'estimer le degré d'évolution du système par rapport à un niveau de référence. C'est un autre moyen, indispensable, de caractériser les trajectoires d'évolution.

La limnologie permet d'évaluer l'état du lac grâce à des mesures régulières, souvent localisées en un point du lac. La variabilité spatiale et temporelle dans les abondances d'espèces biologiques et chimiques complexifie une telle approche et limite l'intégration de l'information (Lacroix et Danger 2008). L'étude paléolimnologique permet quant à elle l'évaluation de l'état du lac en se concentrant sur une sortie du système. Cette évaluation correspond à un bilan, à une résultante, de l'ensemble des processus s'étant produits dans la colonne d'eau. Notre approche systémique nous conduit à étendre cette approche intégrative en raisonnant à l'échelle du lac en terme de stocks (stocks aux entrées, aux sorties, stocks permanents et stocks provisoires) et en ux de matière.

1.2. Les sédiments comme archives des conditions environnementales passées

La mise en évidence de l'impact des perturbations anthropiques sur les écosystèmes naturels nécessite de longues séries de données de suivis (supérieures à 50 ans, selon Anderson, 1995; Elliott, 1990). Ces longues séries permettent de définir les conditions de référence et d'étudier les trajectoires d'évolution. Actuellement les données instrumentales de suivi n'excèdent pas 60 ans. A contrario, les archives naturelles permettent d'accéder à un enregistrement couvrant de longues périodes temporelles, les plus longues étant celles du domaine marin ou des régions polaires, pouvant atteindre plusieurs centaines de milliers à plusieurs millions d'années (e.g. Jouzel et al., 2007). En domaine continental de nombreuses archives naturelles permettent d'enregistrer ces conditions : spéléothèmes, tourbières, carottes de glace, sols, cernes d'arbre, sédiments de lacs. Chacune de ces archives a ses limites. Les enregistrements lacustres ont comme principal avantage

de préserver la continuité du signal environnemental. Les lacs fournissent des conditions tout à fait exceptionnelles d'enregistrement, principalement liées à la présence d'une colonne d'eau permanente sus-jacente qui assure le rôle de régulateur de la sédimentation. Cette couche d'eau joue également le rôle de protecteur face aux agents d'érosion. Cette double fonction de la colonne d'eau confère donc au lac des conditions très appropriées à la constitution d'une archive complète et continue. Ces archives sont des indicateurs des conditions locales (e.g. rejets de pollutions ; Battarbee et Bennion, 2010) et régionales (températures, hydrologie ; Von Grafenstein et al., 1998 ; Arnaud et al., 2012). Dues à la proximité des sources sédimentaires, les archives lacustres présentent également des taux de sédimentation élevés comparativement aux archives du domaine marin (Kelts et Hsü, 1978). Elles sont ainsi particulièrement adaptées aux reconstitutions à haute résolution et aux échelles de temps courtes (<1 000 ans). Les « varves » constituent le plus bel exemple connu d'archive lacustre de haute résolution (résolution ≤ 1 an) (figure 4).

1.2.1. Les varves : une archive précisément datée

Les varves sont des sédiments laminés à rythmicité saisonnière. Le terme de « varve » a été introduit pour la première fois par De Geer en 1912 (c.f. De Geer, 2002, réédition de l'acte de colloque de 1912). Selon le contexte géologique ces dépôts peuvent être de nature différente :

- les varves biochimiques dont le développement dépend d'un contraste entre une sédimentation printanière dominée par la bioprécipitation de carbonate et d'une décantation hivernale de sédiments argileux et organiques (Kelts et Hsü, 1978).
- les varves clastiques sont issues d'une formation complexe, liée à l'intercalation d'événements de précipitation ou de fonte plus intenses (neige ou glace) au sein de varves préexistantes (Leeman et Niesse, 1994; Giguët-Covex et al., 2011).
- les varves composées d'alternance de particules détritiques, fluviatiles et éoliennes (Wessels, 1998)
- les varves clastiques-organiques formées de matériel minérogénique accumulé au printemps lors des crues de fonte des neiges et de matière organique provenant de la production interne au lac et déposée au cours de l'été/automne/hiver (Ojala et Alenius, 2005).
- les varves évaporitiques, en contextes arides, sont constituées 1) de précipitation de sels et 2) d'apports détritiques ou de mats algaux (Zolitschka, 2003).

Dans le cas des trois lacs étudiés , tempérés et carbonatés, (Léman, Bourget, Annecy), les varves sont de type biochimiques (figure 4), comme il a été observé généralement dans le cas des lacs périalpins (Kelts et Hsü, 1978; Lotter, 2001 ; Francus, 2004; Giguët-Covex, 2010).

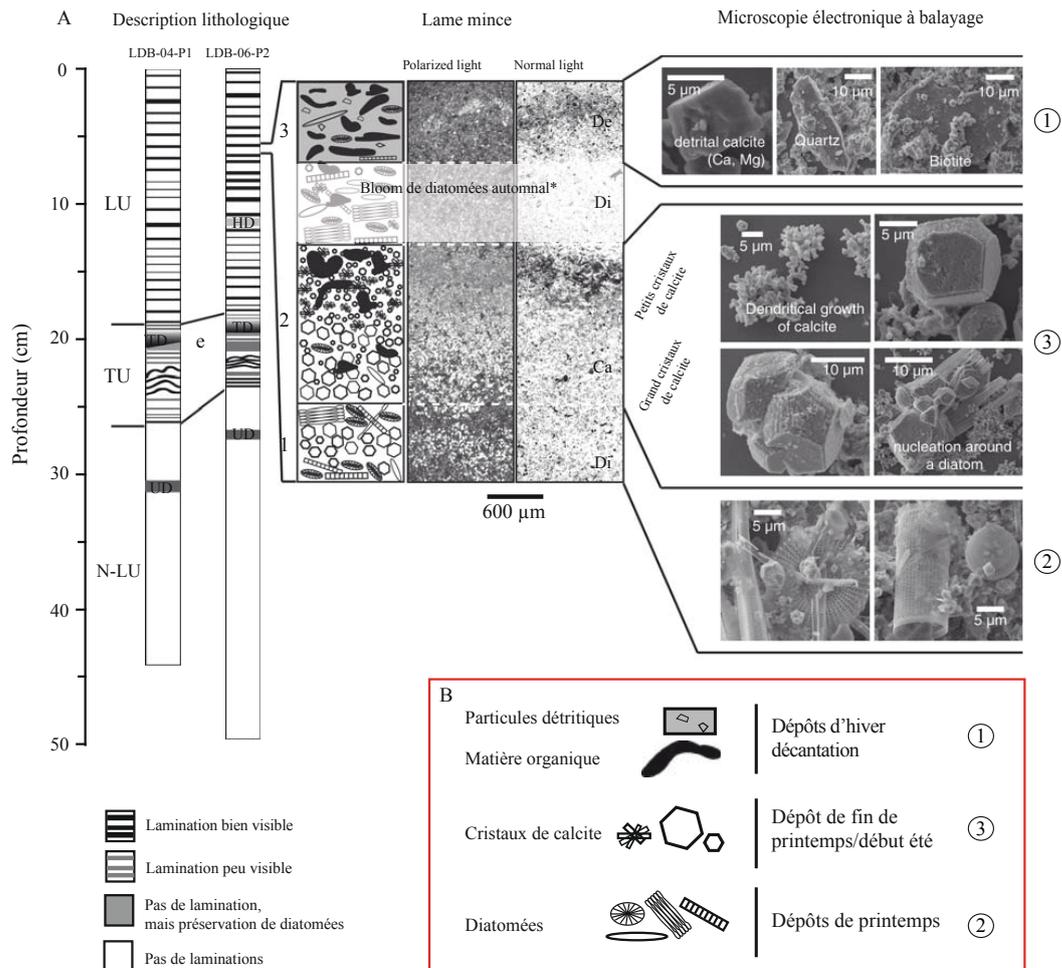


Figure 4 Description des varves biochimiques. Cas des varves du lac du Bourget (d'après Giguet-Covex et al. 2010).

1.2.2. La diversité des environnements de dépôts : richesse et variété d'information

Les constituants des sédiments lacustres sont classiquement dissociés en deux fractions (figure 2): 1) la fraction autochtone (endogène) qui est dépendante du fonctionnement interne du lac, et 2) la fraction allochtone (exogène) qui est fonction des conditions environnementales externes du lac (bassin versant et atmosphère) (Smol, 2002). La contribution relative des deux fractions peut varier aux cours du temps, reflétant ainsi des variations dans la prédominance des processus internes ou externes impliqués dans le fonctionnement du lac. Toutes deux peuvent varier également au sein du même bassin lacustre. Ces variations latérales sont dictées par l'existence de différents environnements de dépôt (figure 5). L'étude spatiale des archives sédimentaires permet de cibler les environnements contenant plutôt l'une ou l'autre des fractions, et donc susceptibles d'enregistrer une information variée. Lorsqu'un environnement a été repéré il devient possible de cerner plus précisément la variabilité temporelle de la fraction associée (interne ou externe) et

des processus impliqués. Cette relation étroite entre les environnements de dépôts et la nature de l'information enregistrée constitue l'hypothèse de travail forte de notre travail (Figure 5).

Zones profondes : archivage de la décantation. Dans les grands lacs, les zones profondes offrent généralement des conditions de dépôt stables et propices à l'enregistrement continu des flux de décantations (fractions endogènes ou exogènes). Il a été démontré qu'elles constituent notamment de bons enregistreurs de l'évolution du niveau trophique (Battarbee et Bennion, 2010; Bennion et al., 2010; Giguet-Covex et al., 2010a; Millet et al., 2010) et du régime des crues (Arnaud et al., 2005; 2012 ; Debret et al., 2010). Ainsi la reconstitution des conditions trophiques peut être effectuée à partir d'un enregistreur de la zone profonde, en mesurant les nutriments (P, N), ou à partir d'indicateurs biologiques (e.g. assemblages de diatomées ; Battarbee et al., 2011) ou moléculaires (e.g. chlorophylle ; Marchetto et al., 2004). Du point de vue sédimentologique, le processus d'eutrophisation se caractérise généralement par une augmentation de la concentration en matière organique, de la taille des cristaux de calcite, des flux de silice biogène et de phosphore (Giguet-Covex et al., 2010a; Groleau et al., 2000). Nous reconstituerons l'évolution du niveau trophique à partir du calcul de ces flux au chapitre 1, partie résultats.

Zones des affluents : archivage des underflows. En région tempérée, les événements de crue sont les principales causes du transfert de particules et d'espèces dissoutes vers les lacs. Dans les lacs périalpins stratifiés, les crues peuvent générer des courants de densité (Kelts et Hsü, 1978). La quantité de matière transportée par l'eau (et par conséquent sa densité) dépendent alors principalement de l'intensité des événements de crue. Selon la densité (ou l'intensité) des courants, les crues peuvent générer des courants peu denses de type hypopycnaux (overflow), de densité intermédiaire de type mesopycnaux (interflow) ou très denses de type hyperpycnaux (underflow) (Meybeck, 1995 ; Mulder et Chapron, 2011). Les dépôts d'underflow sembleraient ainsi être propices à l'étude des événements de crue de forte intensité. Néanmoins les underflows génèrent des dépôts de type hétérogènes car ils ont tendance à former des méandres sur le fond du bassin (Mulder et Chapron, 2011) rendant délicates les reconstitutions du régime des crues intenses. Pour résoudre ce problème nous avons entrepris une étude spatiale des sédiments grâce à la collecte multiple de carottes. Nous avons ciblé les zones proches des affluents car elles reçoivent des sédiments contenant une forte fraction exogène (e.g. Giovanoli, 1990 ; Meybeck, 1995). Les reconstitutions des fréquences et des intensités des crues ont ainsi pu être réalisées à partir du calcul des volumes de dépôt d'underflow (Partie 2, chap. 2 ; Jenny et al. soumis).

Zones d'oscillation des varves : archivage des conditions à l'interface eau/sédiments. La préservation du faciès varvé dans les sédiments traduit un état désoxygéné de l'eau à l'interface des sédiments (Zolitschka et Enters, 2009). En effet, l'absence d'oxygène dissous éloigne ou détruit les organismes fouisseurs, qui, en conditions normales, favoriseraient le brassage des sédiments. Une étude a permis de reconstituer les variations d'oxygénation sur 11 000 ans dans le lac Lugano (Italie) grâce à un indice de préservation des varves (Ariztegui, 2001). Cette reconstitution a été effectuée sur une carotte en zone profonde afin de retranscrire les variations dans le régime d'oxygénation

de l'hypolimnion. Si cette méthode est opérationnelle pour reconstituer les grandes variations de l'oxygénation (>500 ans), elle ne permet pas de reconstituer les variations sur des temps courts (<100 ans ou < 10 ans). D'autre part les reconstitutions n'ont pas été confrontées pour le moment à des séries instrumentales, à fin de validation. Dans cette étude nous avons par conséquent entrepris d'étudier l'enregistrement des varves dans la zone profonde mais également pour des profondeurs intermédiaires. De cette manière il a été possible de reconstituer, au pas de temps annuel, les états d'oxygénation à l'échelle du lac. Les reconstitutions pour les trois lacs sont présentées au chapitre 3 (partie résultat). Elles sont confrontées aux données de suivi environnemental (sur 55 ans) dans le cas du Léman.

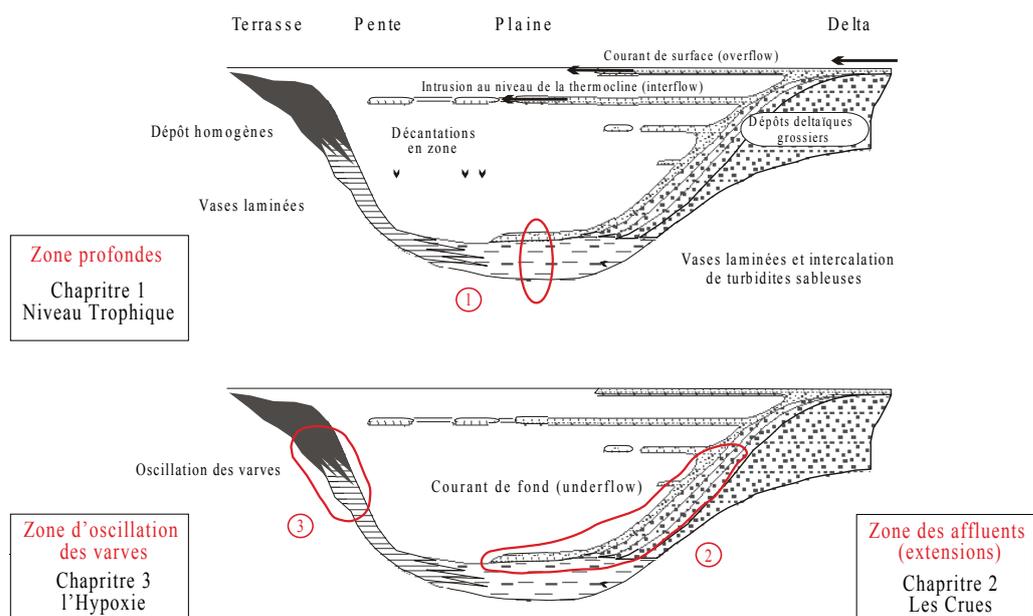


Figure 5 Les environnements de dépôt : 1) les zones profondes, 2) les zones proches des affluents et 3) les zones d'oscillation de la préservation des varves. Inspiré de Campy et Meybeck 1995, et (Sturm and Matter 1978). Le plan de prélèvement dans chaque lac a été mis en œuvre à partir de la définition de zones cibles adaptées à la résolution des problématiques.

2. Variabilité des pressions globales et locales à l'Holocène

2.1. Evolution des températures

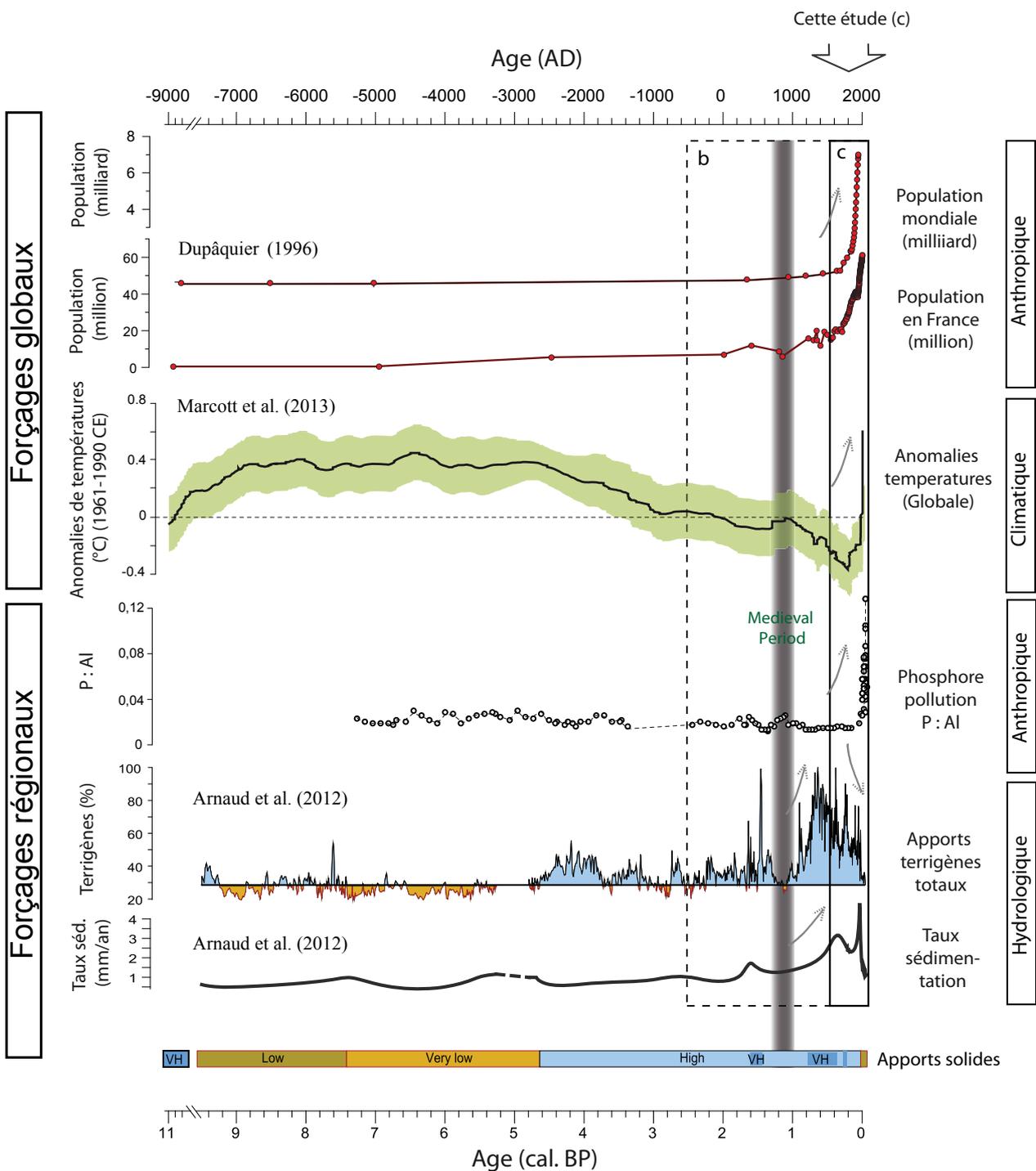
L'Holocène est généralement considéré comme une période climatiquement stable (Marcott et al., 2013). Les reconstructions isotopiques de températures mettent en évidence une variabilité minimale de cet interglaciaire par rapport aux périodes glaciaires (Fronval et Jansen, 1997). L'Europe de l'Ouest a pourtant connu depuis 7000 ans une tendance à la diminution de la température d'été d'environ 0.5°C ainsi qu'une augmentation de la température d'hiver du même ordre de grandeur. Une augmentation prononcée des anomalies de températures sur la période très récente est observable d'après une étude dendroclimatique couvrant les derniers 2 500 ans en Europe (Büntgen et al., 2011; figure 6 et 7). Cette dernière phase d'augmentation des températures est à la fois brusque et inédite sur l'Holocène, correspondant à des anomalies positives +2°C en Europe (Figure 7 ; Büntgen et al., 2011).

Les grandes tendances spatiales et temporelles des changements climatiques sur la période actuelle ont été précisées à partir des longues séries de mesures homogénéisées dans les Alpes couvrant les derniers 250 ans. Ces données ont été rassemblées dans la base de données HISTALP (Auer et al., 2007). Cette base de données offre un cadre de référence pour les études climatologiques et paléoclimatiques alpines. Dans son ensemble, la région alpine s'est réchauffée de 2°C entre la fin du 19e et le début du 21e siècle, soit deux fois plus que la moyenne globale. Cette augmentation s'est produite en deux étapes, avec une première augmentation dans les années 1940 puis une deuxième augmentation à partir des années 1970. Les séries de précipitations (remontant jusqu'à 1800) présentent des différences régionales et saisonnières plus significatives, avec des tendances spatiales et temporelles beaucoup plus hétérogènes que celles des températures (Auer et al., 2007). En particulier, elles montrent une évolution au cours du 20e siècle dans la partie nord-ouest de la région alpine où les précipitations annuelles ont augmenté de 9%. Pour les Alpes françaises, les analyses effectuées par Météo-France avec le modèle SAFRAN sur les données de 21 sites couvrant l'ensemble des massifs pour la période 1958-2005 confirment ces tendances à l'augmentation depuis les années 1970 et mettent en évidence que l'augmentation des températures est plus marquée aux altitudes basses et moyennes (Durand et al., 2009).

2.2. Evolution du régime hydrique

Des reconstitutions haute résolution ont déjà été établies dans les Alpes occidentales dans le but de déchiffrer les relations entre les changements climatiques globaux et leur expression locale en termes d'extrêmes hydrologiques. La fréquence des précipitations extrêmes présente une tendance à la hausse au cours des dernières décennies principalement au nord des Alpes (Giguet-Covex et al., 2012; Wilhelm et al., 2012b; Wilhelm et al., 2011). Dans le lac du Bourget

les variations des flux terrigènes enregistrés dans les sédiments au Nord du lac du Bourget ont été interprétées comme marqueurs de l'activité hydrologique du Rhône (Arnaud et al., 2012; Arnaud et al., 2005; Debret et al., 2010; figure 6). Les reconstitutions, interprétées comme un signal régional, ont permis d'observer une augmentation notable des flux détritiques depuis les derniers 4500 ans, et plus particulièrement entre -1000 AD et -500 AD, au cours desquels les apports ont plus que doublé (figure 6). D'après les mêmes études, depuis 500 ans les flux tendent à diminuer progressivement, ponctués à plusieurs reprises par de ponctuelles augmentations de l'ordre décennal à multi-décennal. Ces observations indiquent le caractère particulier de notre période d'étude (intensification de la fréquence des crues de forte intensité ; diminution régionale des apports exogènes).



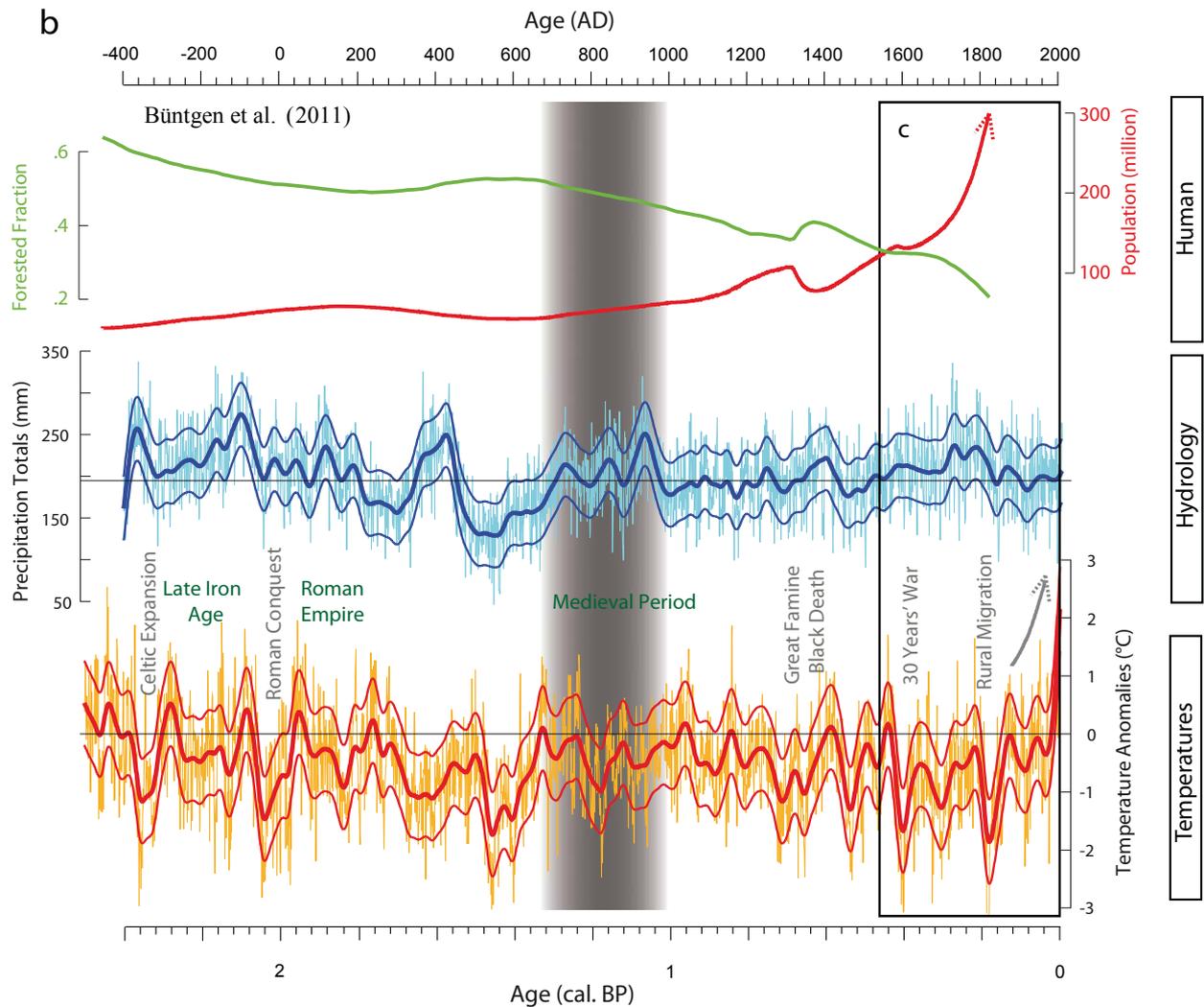


Figure 6 Evolution de la pression anthropique et climatique dans les Alpes de l'Ouest, en population (Dupâquier 1996), de températures (Marcott et al. 2013), d'apports de phosphore en excès et de régime hydrologique (Arnaud et al., 2012), au cours (a) de l'Holocène, (b) des derniers 2500 ans et (c) de la période étudiée ici, les derniers 500 ans.

Figure 7 Évolution de la population, du couvert forestier, des précipitations totales et des anomalies de température dans les Alpes cours des derniers 2500 ans, d'après Büntgen et al., (2011). Les périodes historiques sont référencées : 1) le second âge du Fer ou période de La Tène (-450 à -50 AD), 2) l'Empire romain (-27 à 476 AD), 3) la période médiévale (476 à 1492 AD), 4) l'époque moderne (1492 à 1789 AD) et 5) l'époque contemporaine (1789 AD à aujourd'hui).

2.3. Evolution de la population humaine

En Europe, la population au cours de l'Holocène a augmenté de manière lente et progressive (figure 6). Après une première hausse après la fin du moyen-âge, passant de 50 millions à 470 million au XVIII^e siècle, l'augmentation la plus significative commence à partir du XVIII^e siècle, passant de 470 million d'habitants à plus de 700 millions aujourd'hui (Figure 7 ; Dupâquier, 1996). En France, la croissance urbaine a connu une importante accélération depuis les années 1950 marquée par une forte extension de la superficie urbanisée. Les bassins versants des lacs Léman, Bourget et Annecy s'étendent sur 67, 61 et 24 communes correspondant à une population de 933 750, 200 417 et 98 572 habitants en 2008 (CIPEL, INSEE). Cette population a augmenté d'environ 50% ces cinquante dernières années (Figure 8), en grande partie du fait de la croissance des principaux pôles urbains. Cette dynamique s'est accompagnée d'un étalement urbain au détriment des espaces agricoles. Ces deux paramètres ont influencé de manière notable les apports de P au lac, car la charge en P des eaux usées est proportionnelle au nombre d'habitants, et parce qu'avant la mise en place du réseau d'assainissement, initiée dans les années 60, les flux de P provenant des villes étaient largement supérieurs à ceux provenant des campagnes.

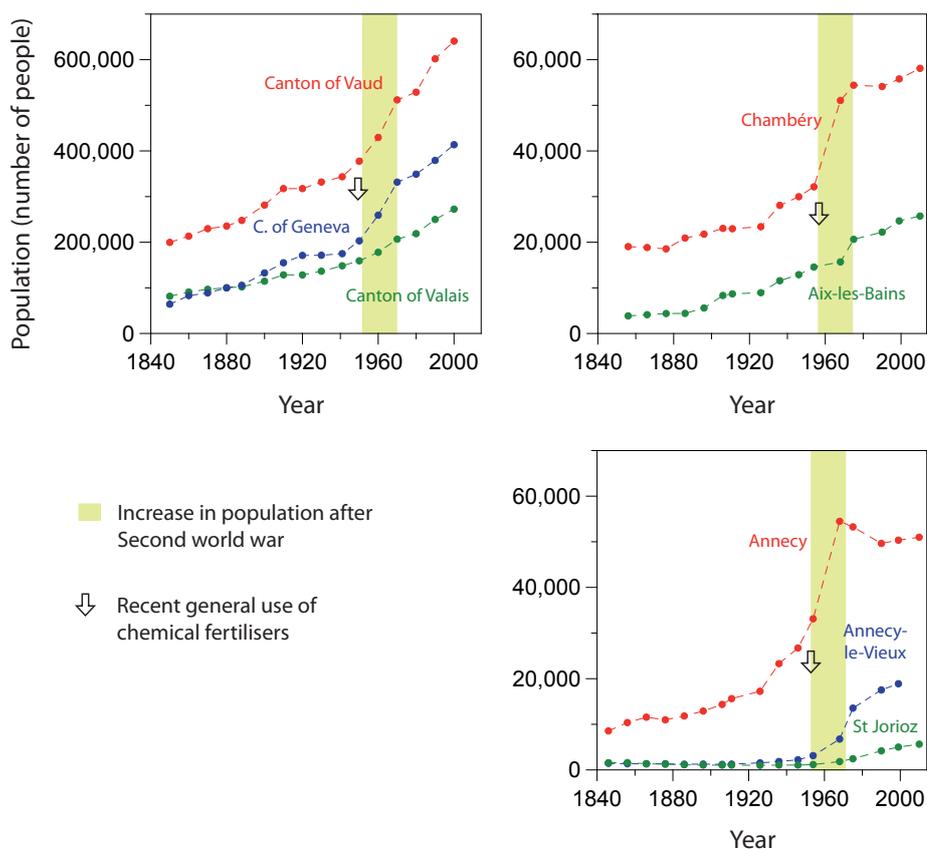


Figure 8 Evolution de la population depuis 1840, de gauche à droite, autour des lacs du Léman, du Bourget et d'Annecy.

2.4. Evolution des rejets de nutriments

L'enrichissement excessif en nutriments (eutrophisation) est un problème environnemental à la fois persistant et largement répandu dans les écosystèmes aquatiques (Carpenter 2005). Dans les lacs périalpins, les effets de l'eutrophisation (causé principalement par les apports de phosphore ; Baroin 2003) peut se mesurer sur les communautés biologiques, comme les diatomées (microalgues ubiquistes ; e.g. Lotter, 2001; Lotter, 1998) et des larves de chironomes (insectes diptères ; e.g. Millet et al., 2010). Le phosphore apporté par les affluents peut-être subdivisé en deux fractions. La *fraction dissoute* correspond au phosphore soluble (forme prépondérante dans la fraction dissoute) et au phosphore organique dissous (Dorioz, 2004). La *fraction particulaire* correspond au phosphore organique particulaire et au phosphore inorganique particulaire (apatitique ou non apatitique). La différence entre la forme dissoute et particulaire est fixée par une limite conventionnelle de filtration (AFNOR). Le P-particulaire (P-part) représente la fraction non filtrable à 0,45µm. Il constitue souvent la forme dominante des eaux de surface. **Seul le phosphore assimilable (fraction dissoute) par les algues joue un rôle dans le phénomène d'eutrophisation.**

Les entrées « naturelles » de phosphore total (P_{tot}) dans le système proviennent de l'altération des roches (< 1 kg ha⁻¹ an⁻¹), des précipitations (de l'ordre de 0,5 à 1 kg ha⁻¹ an⁻¹) et de l'alimentation humaine et animale (la base métabolique pour l'homme est de 1,5 à 2 g j⁻¹ hab⁻¹). De nouvelles entrées de phosphore assimilable sont apparues depuis la fin du XIX^e siècle, avec des engrais phosphatés, puis au milieu du XX^e siècle, les détergents lessiviels et industriels. Les entrées de P dans le bassin versant n'engendrent pas toujours des apports directs au réseau hydrographique. Le P, au sein du bassin versant, est largement utilisé et recyclé avant d'être transféré dans les rivières. Le transfert vers les rivières s'effectue via un réseau de ruissellement (sources diffuses) et des systèmes de collecte (sources ponctuelles). **Les émetteurs de P diffus sont mobilisés lors d'épisodes pluvieux (les crues).** Ils proviennent des sols agricoles principalement, mais aussi des sols naturels et urbains (Dorioz, 2004). Les apports diffus sont difficiles à collecter. Leur maîtrise repose donc davantage sur une gestion territoriale (Dorioz, 2004).

Depuis la fin de la seconde guerre mondiale, les quantités de phosphore déversées ont considérablement augmenté, conséquence d'un accroissement de la population et de ses activités. L'industrie et l'agriculture sont concernées mais c'est le secteur domestique qui contribue le plus à la pollution par les phosphates. La moitié du phosphore déversé dans le réseau hydrographique provient des eaux usées issues du quotidien le plus banal : toilettes, lave linge, lave vaisselle, douche (Barroin, 2003). La gestion des eaux usées est une question au cœur des préoccupations des villes depuis leur origine. Jusqu'au XIX^e siècle, la priorité était d'éloigner le plus rapidement possible l'eau sale de la ville, pour limiter les inondations et les épidémies. Les effluents étaient alors rejetés directement dans la nature, ce n'est que dans les années 1960, que l'on commence à parler de « traitement » pour les eaux usées (Ferraton, 2011). Les eaux usées sont prises en charge

par les réseaux d'égouts communaux et depuis les années 1960 par les stations d'épuration (STEP). **Les mesures prises depuis les années 1960 dans les bassins versants du Léman, du Bourget et d'Annecy pour traiter les sources ponctuelles de P agissent sur les sources ponctuelles émettrices de P-dissous** (CIPEL, 1984 ; Barroin, 1999).

Notons que les apports de phosphore dans les lacs s'accumulent dans les sédiments réduits, entretenant ainsi une charge interne en P. **La fraction de phosphore mobile peut être remobilisée vers la colonne d'eau si l'hypolimnion présente des conditions hypoxiques (réduites)** (Smith et Schindler, 2008). L'hypoxie permet la libération des ions phosphates préalablement piégés. Ce processus constitue une rétroaction positive sur le système qui renforce le processus d'eutrophisation (Smith et Schindler, 2008). L'évolution du régime de l'hypoxie constitue par conséquent un enjeu pour la connaissance et la gestion de la contamination au phosphore.

3. Une conséquence particulière des changements actuels : le développement de l'hypoxie

L'hypoxie est un terme qui désigne le(s) seuil(s) de concentration d'oxygène dissous létaux pour les organismes. Bien que ces seuils de concentration puissent varier selon les espèces, (on trouve dans la littérature plusieurs valeurs de concentrations comme 0.28 mg O₂ L⁻¹ (Fiadeiro et Strickla, 1967) ou 4 mg O₂ L⁻¹ (Paerl, 2006)), la plupart des articles (55% des articles en 2008) rapportent la valeur de 2 mg O₂ L⁻¹ (Vaquer-Sunyer et Duarte, 2008). Les recherches ont montré que les seuils létaux pour les organismes dépendaient non seulement d'un seuil de concentration d'oxygène dissous mais également de la durée pendant laquelle les organismes étaient exposés à ces faibles concentrations (Ciccetchi, 2006). Dans la présente étude nous avons choisi de garder le terme d'hypoxie dans le but de faire référence à la notion de seuil légal, dont justement dépendra la préservation des varves. Par conséquent, **tout au long de ce manuscrit le terme d'hypoxie se rapportera à la fois 1) à une concentration d'oxygène dissous très faible (dont la valeur n'est pas fixée volontairement) et 2) à un temps d'exposition des organismes à ces faibles concentrations. La seule condition pour confirmer les conditions hypoxiques dans l'hypolimnion sera par conséquent la mise en évidence de la préservation des varves dans les sédiments (figure 4), c'est-à-dire la disparition de toute vie benthique susceptible de mélanger le sédiment.** Cette définition *sur mesure* pour les besoins de l'étude met ainsi l'accent sur les conséquences observables de la réduction des concentrations d'oxygène, qu'elle soit d'origine naturelle ou anthropique.

Si l'hypoxie des milieux aquatiques peut être d'origine « naturelle » (comme observé par exemple dans le lac Pavin sur des milliers d'années), en revanche son développement généralisé depuis 50-100 ans résulte de la contamination en nutriments d'origine anthropique (Carpenter, 2005 ; Diaz, 2001; figure 9). L'hypoxie anthropique implique actuellement des conséquences écologiques graves : diminution de la biodiversité, altération du réseau trophique et la mort en

masse des organismes (Diaz et Rosenberg 2008; Roberts et al. 2009; Vonlanthen et al. 2012). En domaine lacustre et côtier, l'hypoxie provoque une réduction de l'habitat des poissons (Vaquer-Sunyer et Duarte 2008). Les poissons qui ne sont pas piégés par les eaux hypoxiques migrent vers des zones mieux oxygénées. En plus des conséquences écologiques, l'hypoxie perturbe ainsi les activités économiques liées à la pêche (Vaquer-Sunyer et Duarte 2008). Au cours des événements hypoxiques, la diminution des concentrations d'oxygène peut provoquer la mort brutale des métazoaires et provoquer l'apparition des « dead zones » (figure 9). Ces « zones sans vie » sont dépourvues en ressources de pêche. L'hypoxie conduit également à une diminution majeure de la diversité et affecte les survivants dans leurs comportements : à la fois dans leur capacité à résister aux facteurs de stress et à la prédation, et dans leur et capacité à être compétitifs dans la recherche des ressources et dans la reproduction (Rabalais et al. 2002 ; Stow et al. 2005).

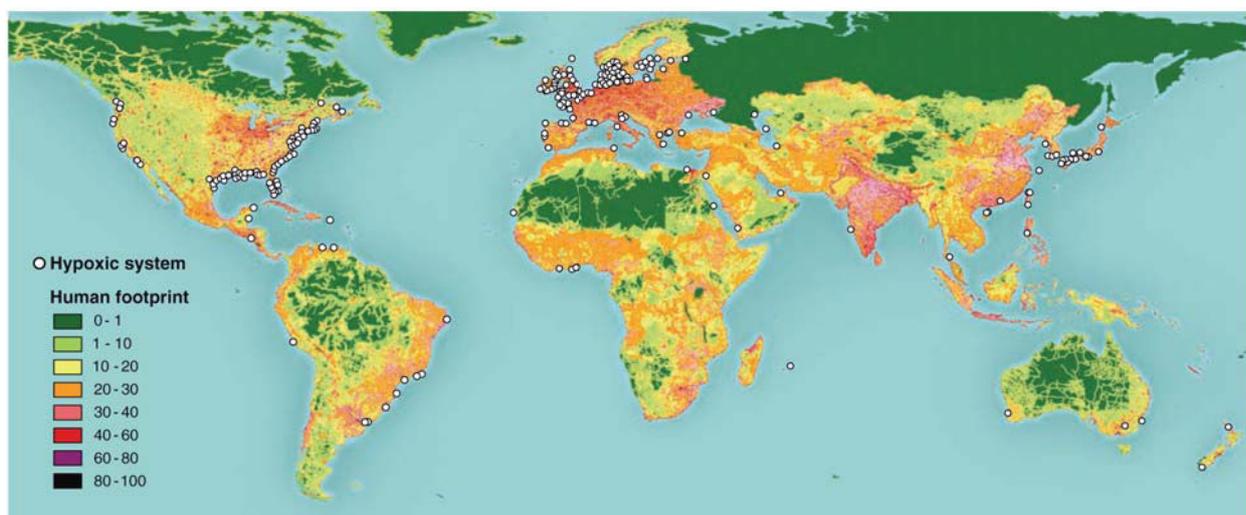


Figure 9 Distribution des zones hypoxiques en domaine océanique reconnues comme ayant été provoquées par l'eutrophisation d'origine Anthropique (Diaz et Rosenberg 2008).

L'hypoxie se rencontre désormais dans les milieux aquatiques côtiers et lacustres, au large et sur tous les continents (Diaz, 2008). Les données instrumentales mettent en évidence un taux d'extension de l'ordre de 5% par an du nombre de sites inventoriés en zones côtières affectées par l'hypoxie entre 1916 et 2008 (Vaquer-Sunyer et Duarte, 2008). On estime que le nombre de sites hypoxiques continuera d'augmenter au cours des prochaines décennies. De plus, chacun des sites hypoxiques sera affecté de manière croissante, à la fois en terme d'intensité, de durée et d'extension (Vaquer-Sunyer et Duarte, 2008). Cette croissance repose d'une part sur la prévision du maintien de l'eutrophisation suite aux rejets de nutriments qui conduit à augmenter la production primaire de surface et la respiration dans les tranches d'eau plus profondes (Conley, 2007 ; tableau 1). D'autre part, la croissance de l'hypoxie constitue une réponse à l'augmentation des températures liée au réchauffement climatique, conduisant à l'augmentation de la respiration (Harris et al., 2006), à la diminution de la solubilité de l'oxygène (Carpenter, 1966) et la diminution de la ventilation par cause d'intensification de la stratification (Stow et al., 2005) (tableau 1, figure 10).

Forçages	Voies	Processus	Conséquences	Références
Climat (T° / Hydrologie)	Augmentation T°	Diminution de la solubilité O ₂	Diminution stock permanent O ₂	<i>Deutsch (2012)</i>
	Augmentation T°	Diminution du brassage hivernal	Diminution stock hivernal O ₂	<i>Straile et al. (2003)</i> <i>Ambrosetti et al. (2003)</i>
	Précocité printemps	Augmentation de la durée de stratification	Augmentation de la durée sans O ₂	<i>Coma et al. (2009)</i> <i>Livingstone (2003)</i>
	Augmentation T°	Augmentation de la respiration	Augmentation de la vitesse de consommation O ₂	<i>Blumberg & Toro (1990)</i> <i>Müller et al. (2012)</i>
	Augmentation crues	Augmentation du brassage mécanique	Augmentation stock O ₂	<i>O'Reilly et al. (2003)</i>
Homme (Eutrophisation)	Augmentation [P] dissous	Augmentation de la respiration	Augmentation de la vitesse de consommation O ₂	<i>Carpenter (2005)</i> <i>Diaz (2001)</i>

Tableau 1 Les facteurs et processus impliqués dans le développement de l'hypoxie. Notons la multiplicité des processus liés au climat, comparativement à ceux liés à l'Homme.

Les cercles gris de la figure 10 indiquent les forçages externes impliqués dans le régime de l'hypoxie : apports de phosphore (P), régime des crues (Crues), températures d'été (TS) et d'hiver (TW). L'aire de couleur rouge indique des conditions positives de forçage sur l'hypoxie (favorisant l'extension de l'hypoxie). L'aire de couleur bleu indique des conditions négatives de forçage sur l'hypoxie (favorisant l'oxygénation) (figure 10). L'aire rouge favorise la préservation des « varves », alors que l'aire bleu favorise le mélange des sédiments par la faune benthique. Les processus agissant par voie directe sur l'hypoxie sont marqués par une astérisque*. Il s'agit 1) du brassage hivernal de la colonne d'eau, 2) de la respiration par les organismes benthiques et 3) de la mise en place de la stratification (figure 10 et 11).

Si les processus et les forçages impliqués actuellement dans le développement de l'hypoxie sont bien connus (tableau 1, figure 11), la part respective des forçages n'est pas encore étudiée (à notre connaissance). Dans cette optique, les reconstitutions des variables de deux forçages (enrichissement en phosphore et régime des crues) viendront s'ajouter aux données de températures issues de la modélisation (Auer et al., 2007) et permettra d'étudier leur interaction sur la dynamique de l'hypoxie. Le premier chapitre des résultats sera par conséquent consacré à la reconstitution du niveau trophique dans les 3 lacs sur 150 ans

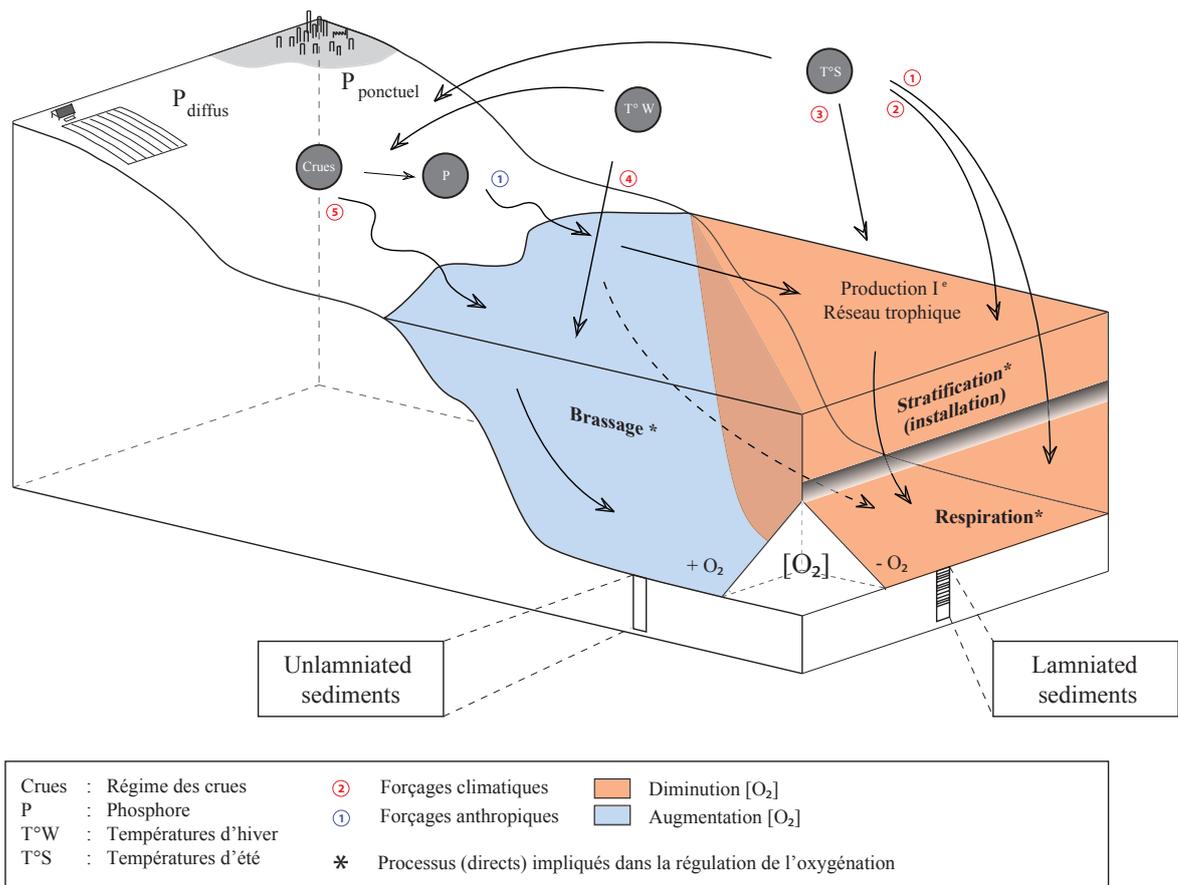
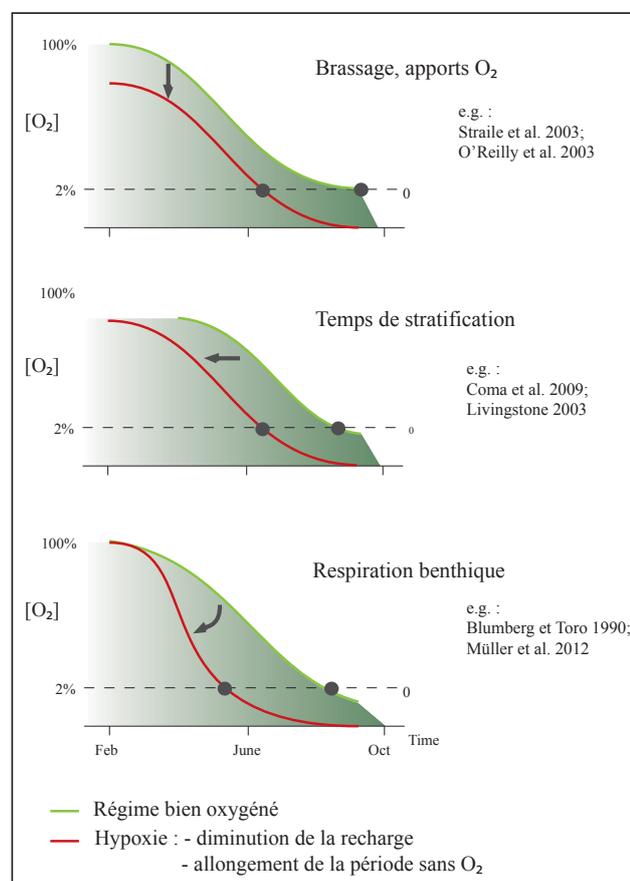


Figure 10 Modèle du fonctionnement de l'hypoxie.

1) Les 3 processus directs : La respiration, le brassage (thermique & cinétique) et la stratification (thermique). 2) Les processus intermédiaires : la production primaire, le réseau trophique. 3) Les forçages externes : Les rejets de P, La température, les crues, le vent.

Figure 11 Processus directs impliqués dans la régulation de l'oxygène dans les lacs : 1) le brassage (O'Reilly et al., 2003; Straile et al., 2003), 2) le temps de stratification (Coma et al., 2009; Livingstone, 2003) et 3) la respiration (Blumberg and Di Toro, 1990; Müller et al., 2012).



CHAPITRE 3 : SITES ET MÉTHODOLOGIE

1. Trois lacs (N-O) périalpins : Bourget, Annecy et Léman

Une littérature considérable fait état des connaissances concernant les caractéristiques générales des 3 lacs (géologie, climatologie, chimie/physique des eaux, occupation des sols ; cf. partie introductive). Résumer l'ensemble de ces travaux constituerait un travail de recherche à part entière. Nous nous limiterons à résumer ici les quelques traits particuliers des sites qui ont une importance pour les besoins de l'étude. Rappelons que l'objectif de notre travail est de comparer les réponses internes pour les trois lacs. Il s'agit donc de distinguer les caractéristiques pouvant induire des différences dans les réponses internes.

1.1. Caractéristiques communes

Contexte climatique et hydrologique. Les trois lacs sont soumis à des influences climatiques variées auxquelles s'ajoutent les effets du relief environnant. La frontière ouest de la région est à ± 400 km de l'Océan Atlantique, la limite sud à moins de 100 km de la Méditerranée ; quant à l'est, la montagne domine avec les massifs des pré-Alpes et des Alpes.

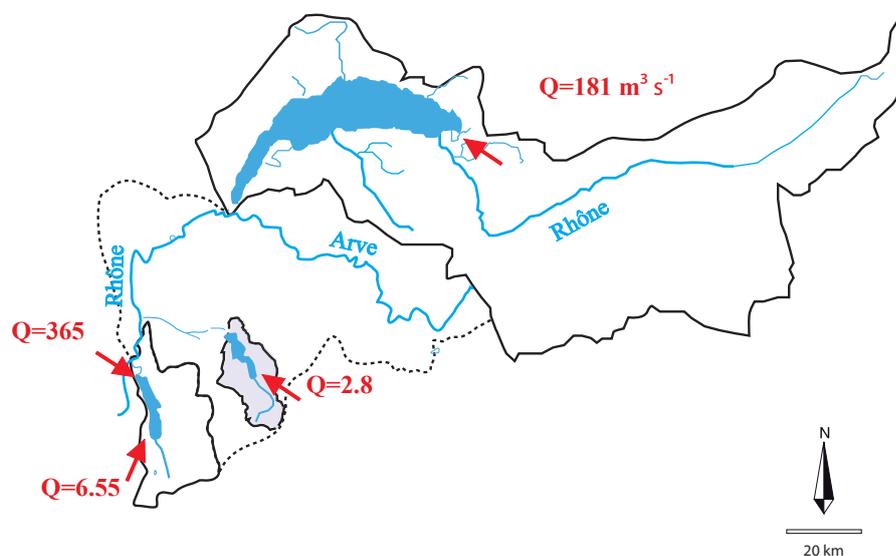


Figure 12 Bassin hydrographique. (Q) correspond au débit des affluents principaux et du débit du Rhône en amont du Bourget.

Les températures moyennes annuelles de 11°C en . **Le climat est similaire pour les trois lacs : tempéré, soumis à influences (océanique, continentale, méditerranéenne, montagnarde).** En région Rhône-Alpes, ce sont les reliefs exposés à l'ouest qui arrêtent la plupart des perturbations océaniques et reçoivent donc des quantités de précipitations importantes. Avec en moyenne deux fois plus d'eau que les autres régions françaises, Rhône-Alpes dispose d'un potentiel hydrographique de 7.000 kilomètres de cours d'eau. L'influence océanique est néanmoins fortement atténuée par

la barrière du Massif Central à l'ouest, les courants méditerranéens au sud et les Alpes à l'est (600 à 2 000 mm de précipitations par an) : les tendances anticycloniques dominent donc largement. Les déplacements des masses d'air en plaine sont le plus souvent orientés du nord au sud ou au contraire du sud au nord (DREAL, 2012). Remarquons que la morphologie du bassin versant peut représenter un obstacle efficace à la propagation de l'énergie du vent et minimiser son impact sur la dynamique des eaux des lacs. L'allongement du lac aura également un effet sur l'action du vent. Ainsi le lac Léman, ouvert sur sa partie Nord (absence de montagne) et présentant une grande surface d'eau, présentera le plus d'emprise aux vents. En comparaison, les lacs du Bourget et d'Annecy, plus encaissés dans le relief, seront moins influencés aux effets du vent. **En ce qui concerne l'hydrologie, dans le cadre de notre étude les trois lacs étudiés présentent un régime nival à influence pluviale. La source des affluents se situe pour les trois lacs au dessus de 2 000 m (figure 12 et 13). Les débits sont maximaux durant la fonte des neiges, de mai à août.**

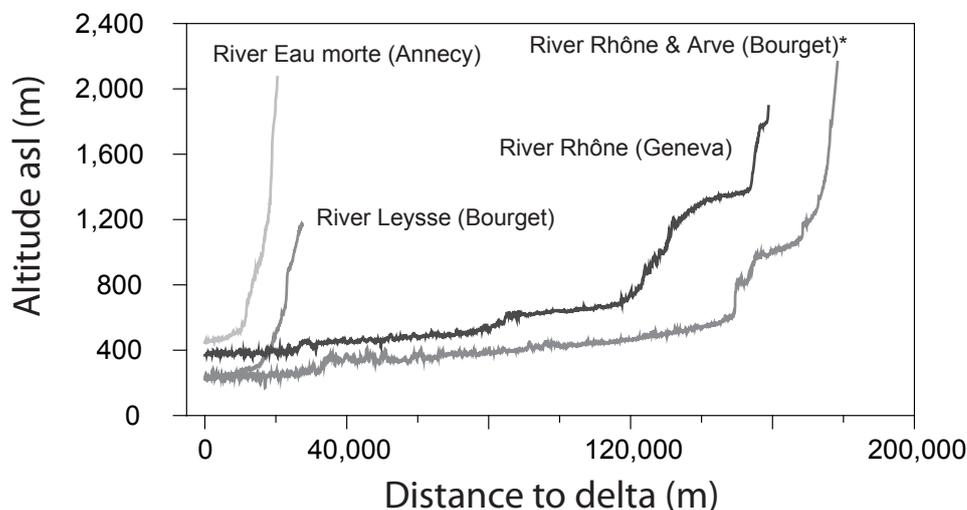


Figure 13 Profils des cours d'eau et altitudes des sources.

Contexte géologique. De nombreux travaux de thèse ont permis de reconstituer l'histoire des remplissages sédimentaires des lacs Léman (Moscariello, 1996 ; Chapron, 1999 ; Girardclos, 2001), du lac du Bourget (Chapron, 1999 ; Arnaud, 2003 ; Giguet-Covex, 2010), et du lac d'Annecy (Manalt, 1998 ; Nomade, 2005). Les trois lacs étudiés sont situés au front du même ensemble montagneux, les Alpes du Nord (figure 14). Au Tertiaire, le plissement alpin a mis en place les dépressions structurales dans lesquelles se logeront plus tard les trois lacs : synclinaux du Bourget et du Léman, césure structurale entre le massif des Bornes et des Bauges concernant le lac d'Annecy. Durant la glaciation du Würm, l'avancée des glaciers a contribué au surcreusement des dépressions déjà largement travaillées par les eaux continentales. La contribution respective de chaque mécanisme conduisant aux dépressions est encore en discussion. **Les trois lacs sont assis sur un substrat carbonaté : la zone molassique périalpine (Léman et Bourget) et les massifs subalpins - domaine vocconien - du Crétacé (Annecy) (figure 14). Ils possèdent une source d'apports terrigène provenant de l'érosion de massifs au dessus de 2000 m, érodés par les**

glaciers dans le cas des sources du Léman et du Bourget. Il ressort que les trois lacs possèdent globalement un même contexte et une même histoire géologique (lacs « jeunes » et profonds). Ils sont tous trois remplis de sédiments couvrant l'Holocène, dont les plus superficiels possèdent des taux de sédimentation adaptés à l'étude de haute résolution.

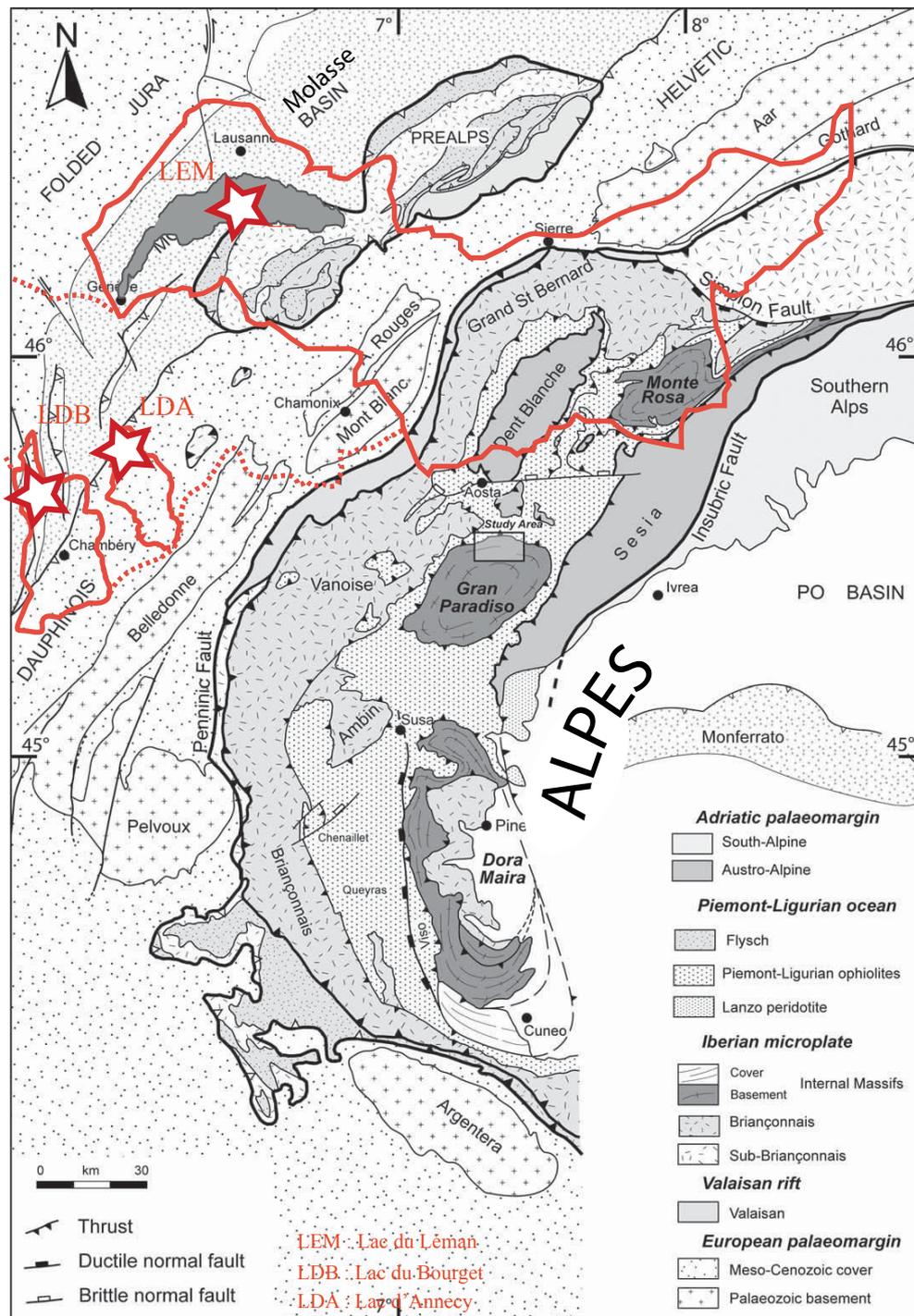


Figure 14 Contexte géologique des trois lacs. D'après Le Bayon et Ballèvre (2006)

1.2. Caractéristiques spécifiques

Nous avons identifié deux caractéristiques principales qui auront des répercussions sur les réponses internes des lacs : les caractéristiques trophiques et les caractéristiques hydriques. Ici, l'enjeu est de quantifier les différences (trophiques et hydriques) de manière à établir une hiérarchisation des 3 lacs pour chaque caractéristique.

Caractéristiques trophique. Comme de nombreux grands lacs en Europe, les lacs du Léman, du Bourget et d'Annecy ont connu une phase d'eutrophisation au cours des années 1950-1970, puis une phase de restauration depuis la mise en service, en 1980, d'importants ouvrages d'assainissement dans les bassins versants (Dorioz et al., 2004; Jacquet et al., 2005). **Cette histoire commune de l'enrichissement du milieu peut néanmoins être nuancée dès lors qu'on considère les valeurs de l'enrichissement maximum au cours de la période historique étudiée (200 ans).** Il devient alors possible de hiérarchiser les lacs en fonction de leurs antécédents trophiques (figure 15) : le lac du Bourget se positionne en première position, avec un enrichissement maximum des concentrations de phosphore total en 1977 (mesures en hiver ; $130 \mu\text{g P L}^{-1}$) ; le lac du Léman se situe en position intermédiaire ($90 \mu\text{g P L}^{-1}$, valeurs de 1979) ; le lac d'Annecy a connu des niveaux trophiques bien moindres ($16 \mu\text{g P L}^{-1}$, valeurs de 1980). Ces différences dans les niveaux trophiques sont connues pour induire d'importantes variations des réponses biologiques et géochimiques lacustres (Carpenter, 2005). Nous étudierons ces réponses dans le cas des flux endogènes (silice biogène, bioprécipitation de calcite) dans la partie résultat (Chapitre 1).

Caractéristiques hydriques. **Afin de classer les lacs en fonction de leur contexte hydrique nous tiendrons compte de la capacité des affluents à générer des flux de masse entrant (solides et liquides) (figure 15).** S'agissant des *flux solides*, nous considérerons à la fois les dimensions des bassins versants et les dimensions des lacs, car l'influence du bassin versant est d'autant plus forte que le rapport entre l'aire du bassin versant (A_d) et l'aire du lac (A_o) est élevé (Meybeck, 1995). Les bassins hydrographiques sont de taille variable pour les trois lacs. Le bassin versant du lac du Bourget est deux fois plus grand que celui du lac d'Annecy. Le bassin versant du Léman est treize fois supérieur à celui du lac du Bourget et vingt-sept fois supérieur à celui du lac d'Annecy. Pour une valeur A_d/A_o supérieure à 5 ou 6, les affluents sont suffisamment organisés pour être considérés comme la principale source d'eau et de matière dissoute et particulaire du bassin lacustre (Meybeck, 1995). C'est le cas des trois lacs, mais des différences sont malgré tout observables. Dans l'ordre, ce rapport A_d/A_o représente pour le lac Léman 12.7, pour le lac du Bourget 11.8 et pour le lac d'Annecy 10.5. Conformément à ce classement, l'influence du bassin versant sera plus forte pour le lac Léman et moins forte pour le lac d'Annecy. Le lac du Bourget se situe entre les deux (figure 15).

Léman

Superficie du lac (SI)	582 km ²
Superficie du bassin hydrographique (Sbh)	7 395 km ²
Volume du lac (V)	89 km ³
Profondeur maximum (Zmax)	309.7 m
Profondeur moyenne (Zmean)	152.7 m
Longueur maximum (Lmax)	72.3 km
Largeur maximum (lmax)	13.8 km
Altitude moyenne du plan d'eau (Alt)	372 m s/mer
Renouvellement des eaux (Rw)	12 ans
Régulation (R)	Barage du Seujet, Genève (CNR)
Débit moyen à l'émissaire (Q)	240 m ³ s ⁻¹
Vitesse d'apport de l'eau (qs)	13.07 m an⁻¹

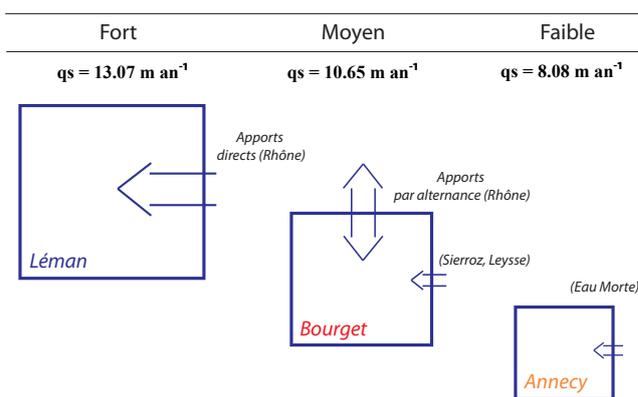
Bourget

Superficie du lac (SI)	45 km ²
Superficie du bassin hydrographique (Sbh)	560 / 4 600 km ²
Volume du lac (V)	3.6 km ³
Profondeur maximum (Zmax)	147 m
Profondeur moyenne (Zmean)	81 m
Longueur maximum (Lmax)	18 km
Largeur maximum (lmax)	3.2 km
Altitude moyenne du plan d'eau (Alt)	231.5 m s/mer
Renouvellement des eaux (Rw)	8 ans
Régulation (R)	Canal de Savière (CNR)
Débit moyen à l'émissaire (Q) (!)	>15 m ³ s ⁻¹
Vitesse d'apport de l'eau (qs)	10.65 m an⁻¹

Annecy

Superficie du lac (SI)	27 km ²
Superficie du bassin hydrographique (Sbh)	273 km ²
Volume du lac (V)	1.12 km ³
Profondeur maximum (Zmax)	65 m
Profondeur moyenne (Zmean)	41 m
Longueur maximum (Lmax)	14.6 km
Largeur maximum (lmax)	3.2 km
Altitude moyenne du plan d'eau (Alt)	446.97 m s/mer
Renouvellement des eaux (Rw)	4 ans
Régulation (R)	Canal du Thiou, Canal du Vassé (Annecy)
Débit moyen à l'émissaire (Q)	5.07 m ³ s ⁻¹
Vitesse d'apport de l'eau (qs)	8.08 m an⁻¹

Contexte hydrologique



Antécédants trophiques

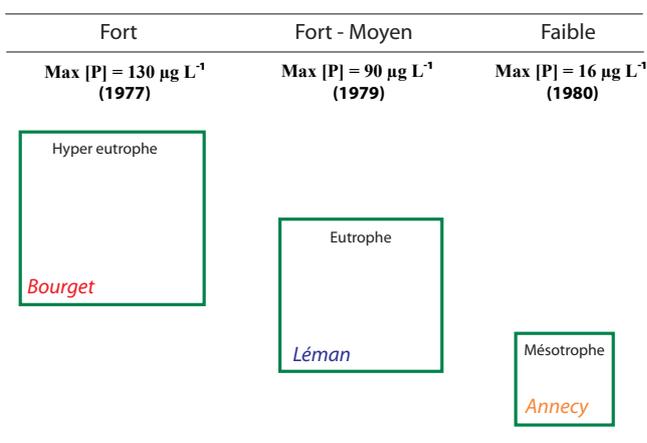


Figure 15 Caractéristiques spécifiques des sites (gauche) et hiérarchisation des 3 lacs en fonction de leurs caractéristiques hydriques (vitesse d'apport de l'eau - qs) et trophiques (concentration maximum de phosphore total atteinte sur la période étudiée (200 ans), en hiver dans la colonne d'eau) (droite).

S'agissant des flux liquides, nous considérerons un indicateur mis au point par Vollenweider (1975) qui tient compte des débits aux émissaires et des dimensions du lac. Il s'agit de la vitesse d'apport de l'eau (qs) (indice développé à l'origine pour prédire les charges annuelles en phosphore).

$$qs = Z / Tw \text{ (m an}^{-1}\text{)} \tag{1}$$

Z : Profondeur moyenne du lac (m)

$$Tw : \text{Volume du lac divisé par le débit moyen annuel à l'émissaire (an}^{-1}\text{)} \tag{2}$$

Le calcul de cet indice pour le lac du Léman fournit une valeur qs de 13.07 (Tw = 11.7). Cette valeur est similaire de celle obtenue par Fahrin (1984) (qs = 13.77) qui tenait compte des valeurs de Tw pour la période 1972-1982 (Tw = 11.11). Dans le cas du Bourget cette valeur qs est de 10.65. Dans le cas d'Annecy elle est de 8.08. **On constate que la classification des lacs en fonction de la vitesse d'apport de l'eau (qs) présente un schéma identique que précédemment, déterminée avec l'indice Ad/Ao : le lac du Léman a un contexte hydrique plus important, le Bourget**

à un contexte intermédiaire, et le lac d'Annecy à un contexte plus faible. Le calcul des flux détritiques issus des archives sédimentaires pourrait également fournir un indicateur intéressant du contexte hydrique pour les 3 lacs. Nous procéderons à ce calcul pour les trois lacs dans la partie résultat (Chapitre 2).

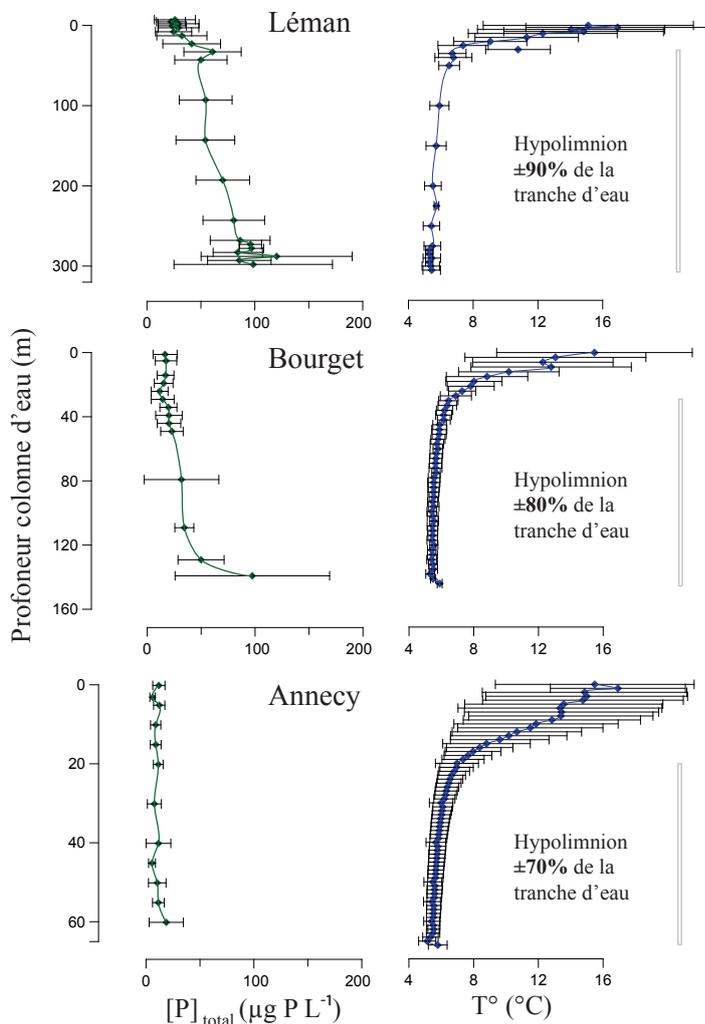


Figure 16 Profils des concentrations moyennes de phosphore total et de température dans la colonne d'eau des trois lacs. Les valeurs ont été calculées à partir de l'ensemble des données disponibles en 2010 (cf. figures 20 et 21). Les intervalles correspondent aux écart-types sur les valeurs annuelles.

En ce qui concerne les caractéristiques de la colonne d'eau (figure 16) nous pouvons remarquer que les profils des températures annuelles (moyennés sur toute la période instrumentale) indiquent que les lacs sont stratifiés thermiquement et que l'hypolimnion représente une tranche d'eau très importante (90% dans le cas du Léman ; 80% pour le Bourget et 70% pour Annecy). **Au vue de ces proportions, il semble donc pertinent de renseigner la qualité écologique de l'hypolimnion afin d'en tenir compte dans le bilan de santé global du lac.**

1.2.1. Le lac Léman.

D'une superficie de 582 km² et d'un volume de 89 milliards de m³ le lac Léman est le plus grand lac alpin et subalpin d'Europe occidentale (Grandjean 1990). Son bassin versant total, y compris le lac lui-même, a une superficie de 7975 km² dont 10.6% sont couverts par les glaciers alpins et dont l'altitude moyenne se situe à 1670 m (Burkard 1984).

La population autour du Léman est de 933 750 habitants permanents (dont 125 900 français et 807 850 suisses), auxquels il convient de rajouter une population de 624 240 touristes (en capacité d'accueil, dont 180 620 du coté français et 443 620 du coté suisse) soit un total de 1 557 990 individus (Ferraton, 2011) (figure 17).

Les environnements sédimentaires. Le lac peut être divisé en 4 zones selon ses caractéristiques bathymétriques, morphologiques et selon la géochimie des sédiments superficiels (Span et al., 1990) :

- Les deltas du Rhône et de la Dranse. Il s'agit de zones dominées par une sédimentation allochtone, principalement silico-clastique dans le cas des apports du Rhône et carbonaté dans le cas de la Dranse.
- La plaine centrale. Il s'agit de la plus grande zone mais aussi la plus profonde. Les sédiments clastiques sont mélangés à une fraction carbonatée autochtone.
- Le petit lac, de Nyon jusque Genève. Moins profond, il est séparé du grand bassin central par un relief au niveau de Nyon. La plupart des sédiments de cette zone sont des carbonates autochtones.
- La baie de Lausanne. Les sédiments y sont très contaminés par les métaux lourds.

Les apports des rivières. Le lac Léman est alimenté principalement par le Rhône qui prend sa source à 4000m d'altitude, au front du glacier du Rhône en Suisse. Son régime hydrologique évolue au long de son cours en fonction des trois alimentations présentes sur son domaine : la fonte des glaciers alpestres, la fonte nivale et les précipitations liquides. Le Rhône représente 75% des apports liquide et 80% des apports solide dans le lac. La Danse contribue à 10% des apports solides. Les apports de P viennent en majorité du Rhône, mais seulement 15% est potentiellement biodisponible (Burrus et al., 1989). L'exutoire (Le Rhône à Genève) représente un débit moyen de $\pm 240 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Grandjean, 1990).

Les apports de phosphore. En 1990 les apports de nutriments étaient collectés par 136 stations d'épuration localisées au bord du lac et sur les émissaires. En 2009, les apports en phosphore total au lac par les rivières étaient constitués d'environ 91% de phosphore particulaire et 9% de phosphore réactif soluble. Ils sont principalement influencés par l'érosion des sols et donc par la pluviométrie. Pendant les années 80, la proportion de P-PO₄ dans le P_{tot} représentait environ 12%, alors que pour les années 1990 à 2007, cette proportion n'est en moyenne plus que de 4%. En revanche il n'y a pas de relation entre les quantités de phosphore réactif soluble et les débits.

La baisse des teneurs est liée à l'assainissement domestique et à la modification des pratiques agricoles qui sont les deux principales sources d'apports en phosphore réactif soluble (Lazzarotto et Rapin, 2009)..

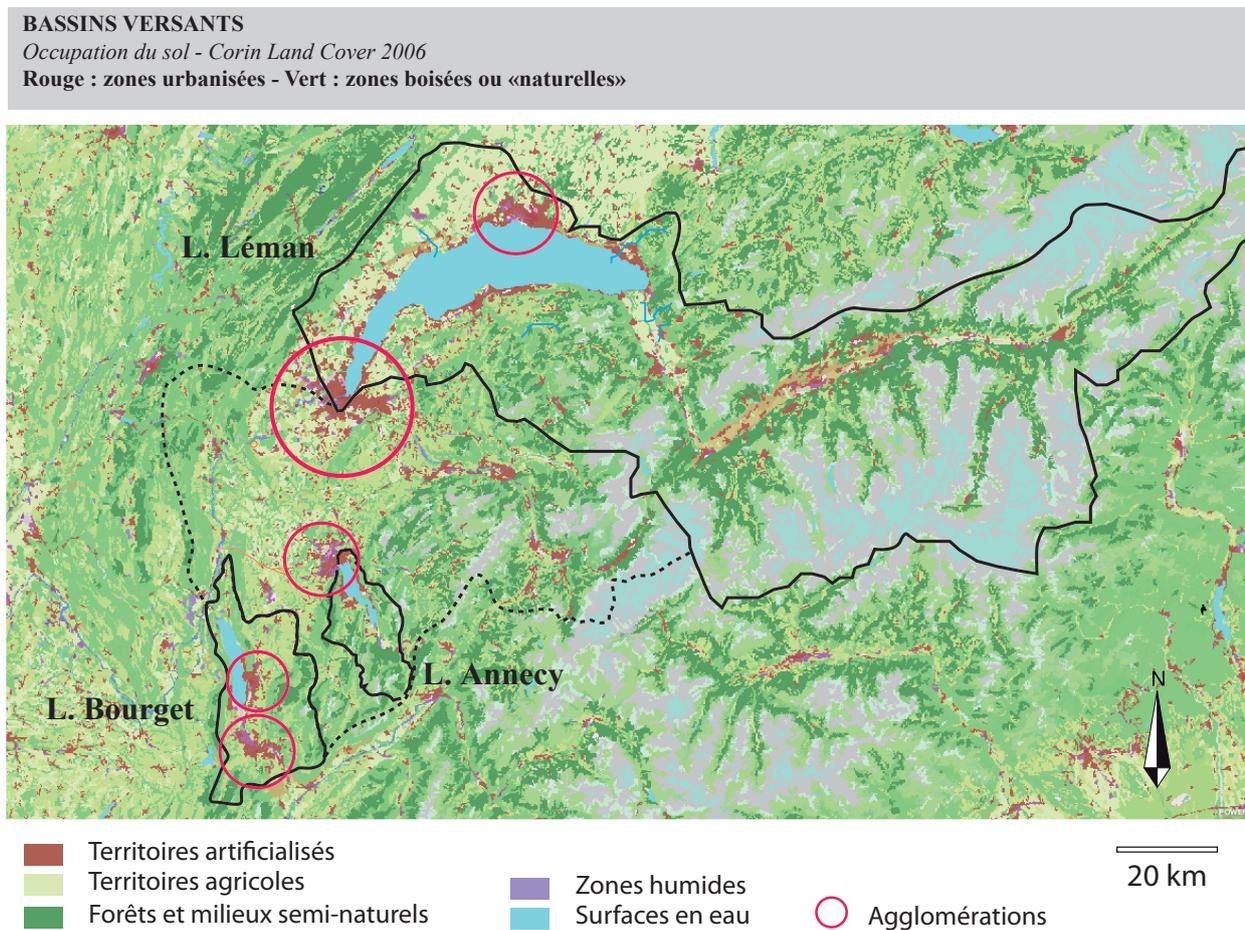


Figure 17 Bassin hydrographique et occupation du sol pour les 3 lacs. Les agglomérations principales sont désignées par un cercle rouge. D'après CORINE Land Cover (2006)

1.2.2. Le lac du Bourget.

La population. Le bassin versant du lac du Bourget s'étend sur 61 communes. Il représente une population de 176 160 habitants permanents, avec deux villes principales : Chambéry (55 786 habitants) et Aix-les-Bains (25 732 habitants) (figure 17) et une capacité touristique d'environ 31 400 lits sur l'ensemble du bassin-versant (soit un total de 207 560 personnes).

Les environnements sédimentaires. La cartographie des environnements sédimentaires superficiels a été établie notamment par une étude issue de carottages courts (Chapron, 1999).

- Les deltas de la Leysse, du Sierroz et de la Savière. Il s'agit de zones dominées par une sédimentation allochtone, principalement silteuse.
- La plaine centrale. Il s'agit de la plus grande zone mais aussi la plus profonde. Les sédiments clastiques sont mélangés à la fraction carbonatée (>65% de carbonates ; Chapron, 1999). Les dépôts de crues historiques peuvent être pluri-centimétriques.
- La baie de Grésine. Les sédiments y sont très carbonatés.

Les apports des rivières. Le lac du Bourget compte deux affluents permanents, la Leysse et le Sierroz, chacun développant un delta aux morphologies contrastées. La Leysse (~63% des apports en eau en 2009), au sud, traverse la commune de Chambéry (CISALB, 2010). Son débit annuel moyen varie depuis 2004 entre 3,5 et 7,4 m³ s⁻¹ (valeur maximale enregistrée en 2007 : 114 m³ s⁻¹). Le Sierroz (~28% du volume d'eau transité en 2009) traverse la commune d'Aix-les-Bains. Son débit annuel moyen varie depuis 2004 entre 1,3 et 2,4 m³ s⁻¹ (valeur maximale enregistrée en 2004 : 43 m³ s⁻¹). L'exutoire (Savière) présente (pour les valeurs positives) un débit moyen autour de 15 m³ s⁻¹ sur la période 2001-2007. Durant 100 jours en 2009 (contre 43 en 2007 et 26 en 2008), le courant du canal de Savière a été inversé, les eaux du Rhône se déversant alors dans le lac.

Les apports de phosphore. Au cours des années 1970, de grands travaux ont été réalisés par les communes du bassin versant du lac du Bourget afin d'assainir ce dernier, en proie à l'eutrophisation. Les travaux d'assainissement cités plus haut ont été effectués, avec l'aide de l'agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse, pour lutter contre le processus d'eutrophisation du lac. La solution choisie fut celle de rejeter dans le Rhône au moyen d'une galerie percée dans la Montagne du Chat toutes les eaux traitées par les stations d'épuration des agglomérations du Bourget-du-lac, d'Aix-les-Bains et de Chambéry. La mise en service de la galerie en 1980 a permis par détournement des eaux traitées de diminuer drastiquement les apports en phosphore et en azote au cours des deux décennies qui ont suivi. Dans les années 1990 (1991 et 1993 notamment), de nouvelles stations d'épuration ont été mises en fonctionnement (à Sierroz et au Bourget-du-lac) et certaines considérablement améliorées (déphosphatation).

1.2.3. Le lac d'Annecy.

C'est un lac monomictique chaud (température des eaux de surface en hiver rarement inférieure à 4°C) (Balvay, 1978), il subit un brassage hivernal complet presque chaque année dans les deux bassins. Un hiver sur 5 en moyenne le brassage est incomplet (Danis et al., 2004). Le bassin versant actuel culmine à 2 254m (Pointe de la Bajulaz, massif de la Tournette). Son altitude moyenne est de 900m, et s'étend sur 280 km² (neuf fois la surface du lac).

La population. Le bassin versant du lac d'Annecy compte 98 572 habitants permanents et s'étend sur 24 communes. La ville principale, Annecy, couvre un peu plus de la moitié de la population totale du bassin versant, et compte à elle seule 50 348 habitants. La capacité touristique est de 51 800 lits sur l'ensemble du bassin versant (figure 17).

Les environnements sédimentaires. Le lac est divisé en deux bassins (profondeurs : 64,7 m et 55 m) séparés par un seuil à 50 m de profondeur : le sud ou petit lac, le nord ou grand lac. Le lac présente plusieurs particularités morphologiques : les hauts fonds du Roselet, sous un mètre d'eau, dans le prolongement de la pointe de Duingt ; les Crêts de Chatillon et d'Anfon, à 3 et 8 m de la surface, à 800 et 500 m du rivage, au S.-E. de Sévrier. Mais le principal accident de la cuvette est l'entonnoir du Boubioz, dépression conique s'ouvrant entre les isobathes 25 et 30 m, à 200 m du rivage et au fond de laquelle arrive une importante source sous-lacustre, à 81 m sous la surface.

Les apports des rivières. Les principaux affluents : l'Eau Morte, l'Ire, le Laudon et la Bornette représentent environ 75% des apports d'eau de surface et de sédiments. Les 25% restant proviennent du ruissellement et de sources sous-lacustres, comme celle du Boubioz (Benedetti-Crouzet, 1972). La majorité des apports alimente le petit lac, alors que le grand lac n'est alimenté que par le Laudon (12% des apports hydriques). L'émissaire (le Thiou formé par la réunion des canaux du Thiou et du Vassé) rejoint le Fier après un trajet en direction du nord-ouest à travers la ville d'Annecy.

Les apports de phosphore. La concentration maximale de phosphore total au fond du Grand Lac est de 49 µg L⁻¹ en juin 2008. De la même manière, le maximum de concentration d'azote ammoniacal (forme réduite de l'azote nitrique) dans l'hypolimnion est de 196 µg N L⁻¹ le 13 octobre 2008 dans le Grand Lac à 65 m. Dans le Petit Lac, le phosphore total ne dépasse pas 35 µg P L⁻¹ et l'azote ammoniacal reste inférieur à 50 µg N L⁻¹ toute l'année. Après le brassage et l'homogénéisation de la colonne d'eau, le stock de phosphore ainsi remis à disposition correspond à une concentration moyenne de 5,7 µg P L⁻¹ en phosphore total et 1,0 µg P L⁻¹ en orthophosphate dans le Grand Lac et 7,8 µg P L⁻¹ et 1,0 µg P L⁻¹ respectivement dans le Petit Lac. Les concentrations en orthophosphate restent faibles toute l'année (Rapport SILA, 2008).

2. Synthèse des analyses effectuées

La quantité des prélèvements a nécessité le développement d'une stratégie réaliste de mesures, combinant une approche analytique « exhaustive » dans les zones clefs, et « allégée » dans les autres zones. La synthèse des données acquises durant le travail de recherche est présentée dans le Tableau 2. L'étude spatiale a nécessité dans un premier temps l'analyse approfondie de deux carottes sédimentaires pour chaque lac (figure 18) : une carotte provenant de la zone profonde avec un faciès varvé préservé en continu sur la période récente, et une autre carotte provenant d'une profondeur intermédiaire (mais toujours dans le même sous-bassin) avec la seule condition que le faciès varvé ait été préservé complètement ou par alternance (détails cf. Chapitre 3) (figure 19). Pour étendre la couverture spatiale de l'étude, un large panel de carottes sédimentaires a ensuite été collecté à des profondeurs régulières (figure 19) et analysé par des procédés non destructifs, utilisant notamment le scanner de rayon X, la spectrocolorimétrie et l'analyse d'image (figure. 18).

	Techniques	Paramètres	1/2 carotte	Commentaire
Non destructif	Imagerie numérique	Marqueurs lithologiques	A-C-E-G-I	Identification des marqueurs lithostratigraphiques
	Spectrocolorimétrie	Marqueurs colorimétriques	A-C-E-G-I	Profils L*, a*, b* (résolution 3 mm)
	Susceptibilité Magnétique (SM)	Indicateur de sources terrigènes	A-E-G	Profils SM (résolution 5 mm)
	Scan géochimique XRF	Abondance relative du Ti, Si, Ca, Mn, Fe	A-C-E-G-I	Profils élémentaires (résolution 0.5 mm)
	Densité SEDILOG	Gamma densité	A-E-G	Profils densité (résolution 1 mm)
Destructif	XRF	Détermination des concentrations du Mg, Ca, P, Si, Ti, Al	A-E	Echantillons discrets (20-25 échantillons)
	Perte au feu	Matière organique	B-F	Echantillons discrets (>40 échantillons)
	Spectrométrie gamma	Activité du 210Pb, 226Ra, 137Cs, and 241Am	B-F	Datation (30-40 échantillons)
	Micro-granulométrie laser	Taille des cristaux de calcite et des argiles	C	Echantillons discrets (résolution 5 mm)
	Cartographie élémentaire MEB-EDS	Abondance relative du Ca, Al, Si, P Contage des varves	D-F D-F	Cartographies 2D (1 mm x 100 µm) Grossissement X 400

Tableau 2 : Synthèse des principales analyses effectuées. Le nom des carottes (de A à J) renvoie à la figure suivante (Fig. 18).

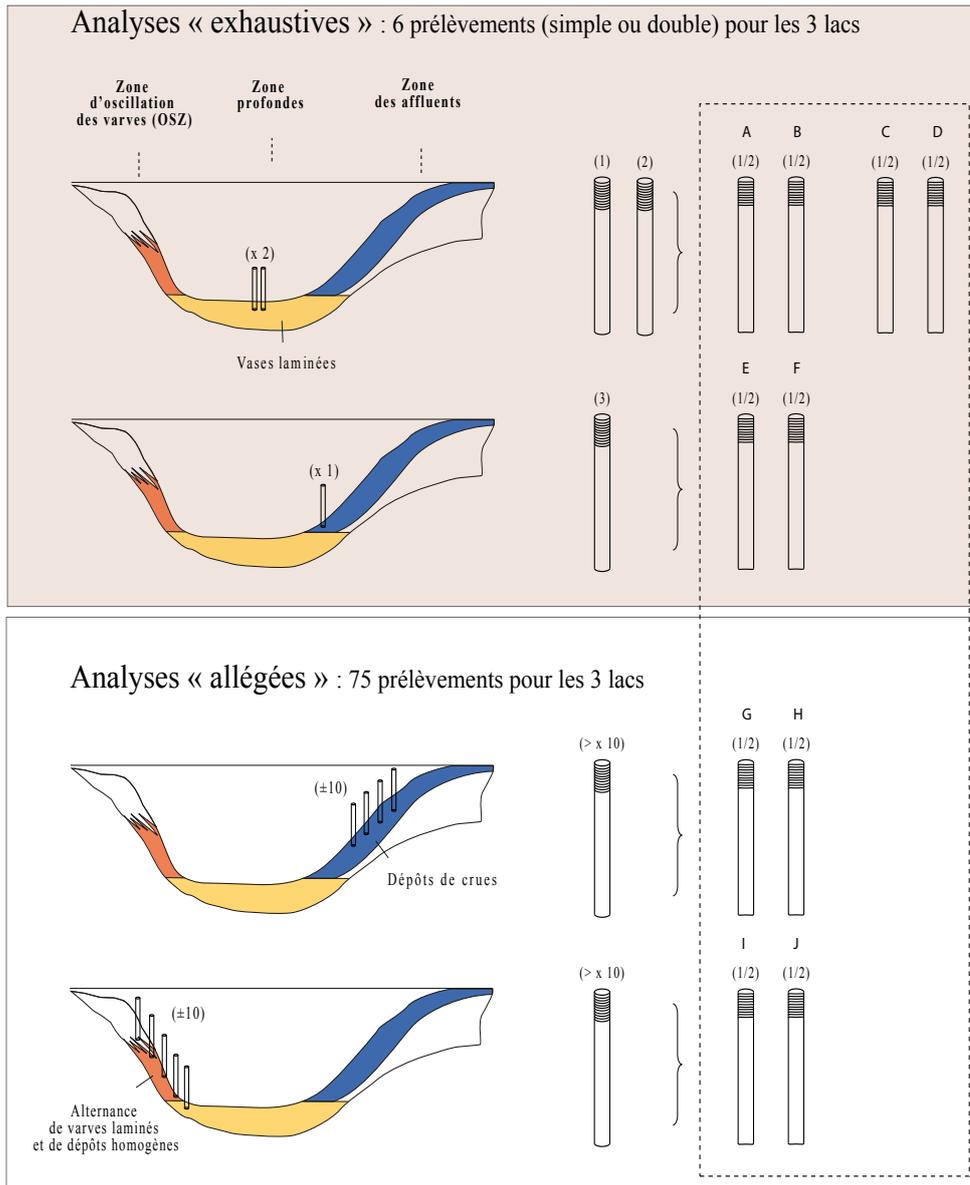


Figure 18 Stratégie d'échantillonnage adaptée à l'approche spatialisée. Les carottes A, B, C, D, E, F, G, H, I et J réfèrent au plan d'échantillonnage de la figure 17. Les analyses « exhaustives » ont été effectuées à chaque fois sur deux carottes pour les 3 lacs : une carotte de la zone profonde et une carotte moins profonde dans le même bassin. Les analyses « allégées » ont permis d'étendre l'investigation des sédiments de manière à être représentatif de l'ensemble du bassin lacustre.

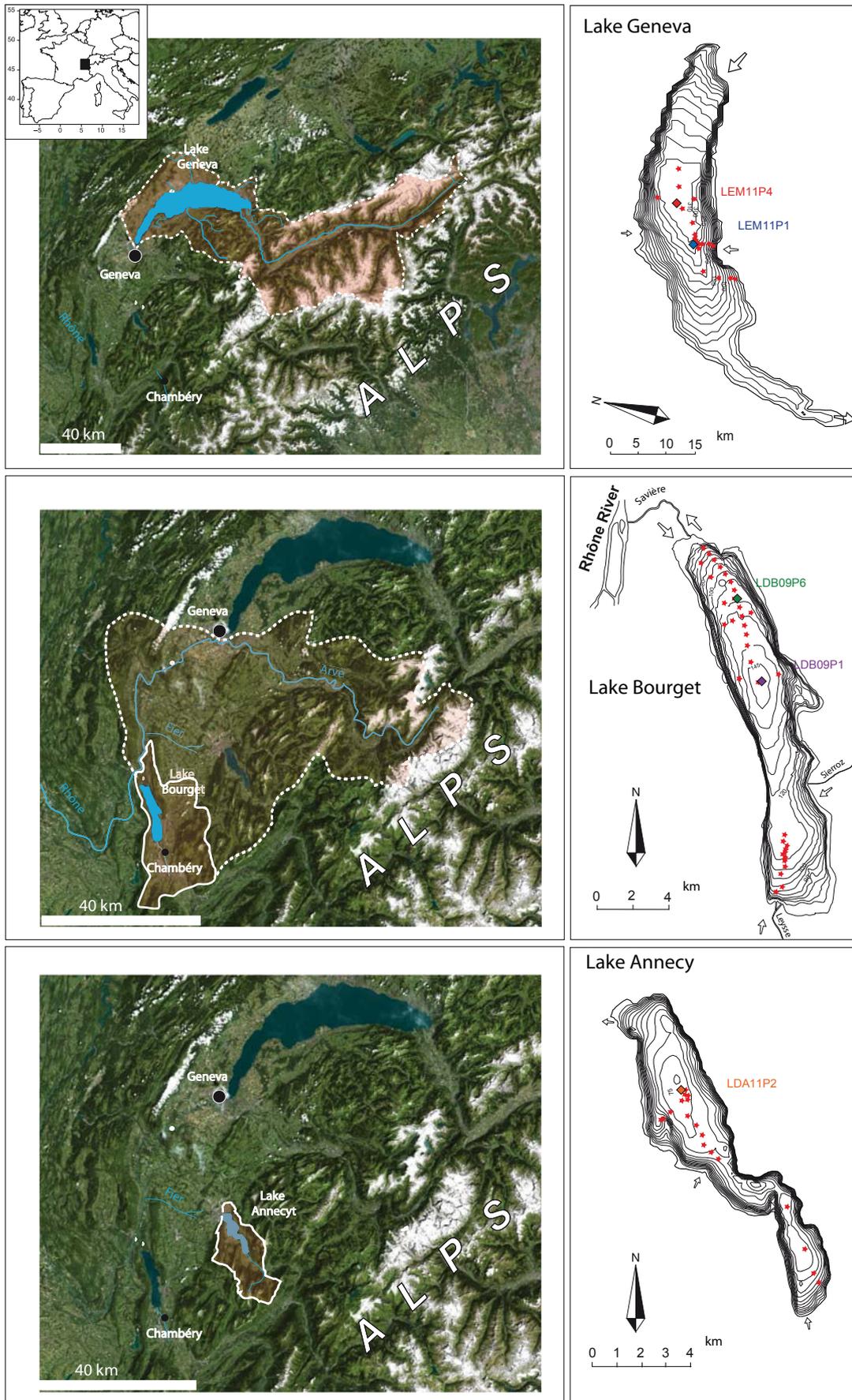


Figure 19 Position des sites dans les bassins hydrographiques (gauche). Bathymétrie et position des carottages dans les trois lacs (droite).

3. Analyses sédimentaires

3.1. Analyses sédimentologiques

3.1.1. Spectrocolorimétrie

Les mesures ont été effectuées suivant le protocole décrit par Debret et al. (2010; 2006). La couleur a été mesurée à l'aide d'un spectrocolorimètre Minolta CM 2600d décomposant le spectre de réflectance dans le domaine du spectre visible de 400 à 700 nm, avec un pas de 10 nm. L'illuminant utilisé est le D65 correspondant à la lumière du jour moyenne (UV inclus) avec une température de couleur de 6504 K. La mesure s'effectue en spéculaire exclu (rejet de la réflexion spéculaire, « effet miroir »). Avant la mesure, la section est légèrement dégagée de la couche superficielle de sédiment remanié, puis on dépose un film de polyéthylène avec précaution afin d'éviter la formation de bulles d'air ou de plis du film pouvant entraîner une réflexion biaisée. Le spectrocolorimètre est calibré avant chaque série de mesures pour éviter tout écart potentiel du spectrocolorimètre (Debret et al., 2006). Le système colorimétrique utilisé est le système $L^* a^* b^*$, qui permet de décrire une couleur dans un espace orthonormé. L^* représente la clarté, a^* l'évolution de la teinte du vert au rouge, et b^* l'évolution de la teinte du bleu au jaune. Les mesures ont été effectuées sur une carotte de la zone profonde pour les trois lacs, ainsi que pour les carottes du transect N-S dans le Bourget, avec une ouverture de 8 mm tous les 5 mm permettant ainsi le recouvrement. La mesure a été effectuée au centre de la carotte.

3.1.2. Susceptibilité magnétique

La susceptibilité magnétique a été mesurée suivant le protocole décrit par Arnaud et al., (2005) et Debret et al., (2010). La susceptibilité magnétique (SM) est la capacité d'un corps à acquérir une aimantation lorsqu'il est soumis à un champ magnétique. Cette aimantation est fonction de la minéralogie et de la composition du sédiment en éléments magnétisables. On distingue les minéraux diamagnétiques avec une SM inférieure à 0 (quartz et calcite) des minéraux paramagnétiques avec une SM supérieure à 0 mais faible (ferromagnésien et argiles essentiellement) et des minéraux ferromagnétiques avec une SM supérieure à 0 et forte (oxydes de fer, la magnétite par exemple).

Le matériel utilisé est un Bartington « sensor » MS2E (Isterre – Université de Savoie), à déplacement manuel. Le pas de mesure est de 0,5 mm, avec une cellule de mesure de 5 mm. La résolution de la mesure est de $1 \cdot 10^{-5}$ unités dans le Système International. Pour une plus grande précision ($0,1 \cdot 10^{-5}$), il faut appliquer le sensor sur le sédiment pendant 10 secondes. Nous avons préféré une résolution moins précise (1 ordre), mais plus rapide (1 seconde).

3.1.3. Granulométrie

L'utilisation du granulomètre laser permet de caractériser les paramètres texturaux du sédiment. Pour chaque analyse, un faisceau laser est envoyé sur de l'eau contenant une petite quantité (0,5 g) de l'échantillon étudié en suspension. En fonction de la diffraction sur les particules (qui est inversement proportionnelle au rayon élevé à la puissance 6), qui sont, pour le calcul assimilées à des sphères (théorie de Fraunhofer), l'appareil calcule le pourcentage de chaque classe granulométrique. Lors d'un passage, chaque échantillon est mesuré 10000 fois, ce qui augmente la représentativité statistique des résultats. A partir des pourcentages des classes granulométriques, il est possible de calculer un grand nombre de paramètres (grain moyen, classement, médiane).

La granulométrie du sédiment a été effectuée à l'aide du microgranulomètre Malvern Mastersizer 5, à l'université de Savoie. La fenêtre de mesure se situe entre 0,06 et 878,67 μm . Le protocole élaboré par Trentesaux et al., (2001) a été adapté à la mesure des sédiments lacustres (Arnaud, 2003 ; 2005). Ce protocole permet pour chaque mesure granulométrique d'évaluer le taux de carbonates. Après une mesure du sédiment total, une seconde effectuée après décarbonatation par une quantité d'HCl à 0,5N, permet de mesurer le spectre « décarbonaté » de l'échantillon. Pour les échantillons fortement carbonatés, tels que ceux du lac du Bourget, l'obscurcissement a dû être amené à des valeurs à la limite de la résolution de l'appareil. Cependant Arnaud (2005) confirme la validité des spectres obtenus. La fraction carbonatée de l'échantillon se déduit simplement par la soustraction du second spectre au premier. Ces mesures ont été effectuées pour chaque lac avec une résolution d'environ 1 cm sur une carotte de la zone profonde.

3.1.4. Géochimie organique

La perte au feu permet de déterminer la proportion des fractions organique, carbonatée et terrigène (Heiri O. et al., 2001). Les analyses de perte au feu ont été réalisées au laboratoire EDYTEM pour estimer le contenu en matières organiques, inorganiques silicatées et en carbonates dans une carotte de la zone profonde et intermédiaire pour les trois lacs. La méthode standard détaillée par Heiri et al., (2001) a été appliquée. Elle consiste à brûler la matière organique à 550°C pendant 4h, puis les carbonates à 950°C pendant 2h.

$$\text{PAF } 550 = (\text{PE}60 - \text{PE}550) / \text{PE}60 \times 100 \quad (3)$$

$$\text{PAF } 950 = (\text{PE}550 - \text{PE}950) / \text{PE}60 * 100 \quad (4)$$

PE60 représente le poids de l'échantillon séché à 60°C, PE550 le poids de l'échantillon après l'avoir chauffé à 550°C, et PE950 le poids de l'échantillon passé au four à 950°C. La proportion de matière minérale non carbonatée s'obtient en soustrayant les PAF 550 et PAF 950.

3.1.5. Géochimie minérale

Les éléments majeurs ont été mesurés par Fluorescence rayons-X sur échantillons discrets, suivant un pas de 2.5 cm sur six carottes : deux carottes de chaque lac, une prélevée dans la zone profonde, l'autre à une profondeur intermédiaire. Chaque échantillon intègre une épaisseur de sédiment de 1 cm. Le dosage a été réalisé par fluorescence X à l'université Claude Bernard de Lyon. La justesse de l'appareil, donnée par le laboratoire, est de 1,4%.

3.2. Analyses géochimiques haute résolution

3.2.1. Analyses XRF continues : scanner de carottes Itrax et Avatech

Le principe de fonctionnement est basé sur l'acquisition de la composition chimique par fluorescence X. L'analyse ainsi réalisée est non destructive. Des profils chimiques le long de la carotte de sédiment peuvent être enregistrés pour une large gamme d'éléments. Des valeurs semi-quantitatives : proportionnelles à l'abondance de ces éléments peuvent être déterminées simultanément (analyse possible depuis le silicium jusqu'à l'uranium, pour un tube au molybdène dans le cas de l'Itrax) et pour des concentrations allant jusqu'à 20 ppm pour la plupart des éléments, dépendamment de l'élément étudié, du temps d'analyse et de la composition de la matrice. Deux machines ont été utilisées pour effectuer l'analyse élémentaire.

L'ITRAX™ Core Scanner, développé par Cox Analytical Systems. Une source intense de rayonnement X est fournie par un tube à rayons X muni d'une anode en molybdène, la puissance maximum étant de 3 kW à 60 mA. Ces rayons X sont canalisés et amincis à travers un dispositif optique. Ce système génère un rayonnement de section transversale rectangulaire et de dimension nominale de 22 mm x 100 microns. Un tube avec une anode au chrome est également disponible et permet d'améliorer les limites de détection pour les éléments depuis l'aluminium jusqu'au titane et pour le Baryum. Le rayonnement de fluorescence X ré-émis par l'échantillon est mesuré à un angle de 45° par rapport au rayonnement X incident grâce à un détecteur de type « silicon-drift ». Le traitement du signal digital fournit une analyse des éléments chimiques. La résolution analytique est de 100 microns par pas de mesure, la dimension effective du point de mesure pour les analyses XRF est de 0,1 x 4 mm. Les mesures ont été effectuées avec une anode soit de Molybdène (Mo) car elle permet une meilleure acquisition des spectres d'éléments légers.

L'AVAATECH Core scanner. Une source de rayonnement X permet d'obtenir un enregistrement rapide et de haute résolution (moins de 1 mm) de la composition chimique du sédiment. Il couvre les éléments de masse atomique allant de l'aluminium à l'uranium. Le voltage peut être ajusté afin d'obtenir les paramètres de mesure optimum pour les éléments sélectionnés. Les mesures sont semi-quantitatives, et permettent d'obtenir un enregistrement continu des variations relatives de la composition élémentaire selon l'axe longitudinal de la carotte (Richter et al., 2006). Le sédiment nettoyé et lissé est recouvert d'un film fin en polycarbonate. Les mesures

ont été réalisées en continu tous les millimètres et un temps de comptage de 30s pour une énergie à 10 KeV et 60s avec une énergie 30 KeV. L'énergie nécessaire dépend des éléments à analyser, les métaux lourds demandent une plus grande énergie que les légers. Le Core Scanner Avaatech utilise le Ruthénium, le Rhodium et l'Argent comme source des rayons X. Les mesures sont données en nombre de coup par secondes (CPS).

La variabilité des propriétés physiques (teneur en eau, densité) du sédiment pouvant occasionner des diminutions dans l'intensité du signal enregistré (Tjallingii et al., 2007), les profils d'éléments ont été mesurés sur des carottes ouvertes depuis au moins un mois.

3.2.2. Analyses en microscopie électronique couplée à une sonde EDX

Pour les études microstratigraphiques et le comptage de lamines, la réalisation de lames minces imprégnées est nécessaire. Pour cela, il faut préparer des blocs de sédiments imprégnés de résine époxy. La méthode par lyophilisation et imprégnation avec une résine de type Araldite a été choisie (Lotter & Lemcke, 1999). Une cartographie des éléments majeurs a été réalisée sur une partie des sédiments profonds des trois lacs. Celle-ci a été réalisée sur bloc de sédiments imprégnés (surface lisse) à l'aide d'un appareil EDS de type LN₂-free XFlash[®] 4010 silicon drift detector monté sur un MEB. La résolution en énergie d'émission est ≤ 133 eV et la résolution du spot est $< 1\mu\text{m}$. Ce type d'analyse permet de cartographier (deux dimensions) la composition chimique de l'échantillon et donc de mieux définir les lamines, mais aussi de mesurer la composition des différents grains à l'intérieur de ces lamines.

4. Datation des sédiments récents

4.1. Comptage de varves

Les séquences de sédiments à rythmicité annuelle offrent la possibilité d'établir par comptage de lamines des chronologies absolues, à condition qu'elles soient continues dans le temps et s'étendent jusqu'à la date de prélèvement de l'échantillon. L'utilisation de cette méthode de datation peut présenter des difficultés lorsque les sédiments sont perturbés. De plus, une bonne connaissance de la composition des varves et de leur processus de formation est nécessaire pour limiter les erreurs dans le comptage (Zolitschka, 2003). Lorsque les laminations sont fines et/ou présentent des perturbations, il est préférable de réaliser des lames minces de sédiments imprégnés, ce que nous avons fait sur les carottes des zones profondes pour notre étude sur les trois lacs. Le comptage peut ensuite être effectué à partir des scans en lumière normale et polarisée de ces lames et des observations au microscope à différents grossissements. Dans tous les cas, les résultats de datation par comptage doivent être validés par d'autres méthodes pertinentes pour la période de temps considérée.

4.2. Analyses radiochimiques

La méthode de datation par l'isotope 210 du plomb (^{210}Pb) est utilisée pour dater les sédiments récents, couvrant une période de 100 à 150 ans (Krishnaswamy *et al.*, 1971 ; Appleby & Oldfield, 1978 ; Engstrom *et al.*, 1986 ; Pinglot et Pourchet, 1995 ; Lucia Lima *et al.*, 2005 ; Gasiorowski et Hercman, 2005 ; Tylmann, 2005). Cette méthode est basée sur la loi de désintégration radioactive :

$$N_{(x)} = N_0 e^{-\lambda t} \text{ où :}$$

- N_0 correspond au ^{210}Pb initial déposé à l'interface eau-sédiment
- $N_{(x)}$ correspond au ^{210}Pb mesuré dans le sédiment.
- λ est la constante de désintégration du ^{210}Pb (0.0311 an⁻¹)

Le ^{210}Pb des sédiments provient de deux sources : l'isotope 222 du radon (^{222}Rn) émis par les continents, qui se désintègre dans l'atmosphère avec une période de quelques jours. Ce ^{210}Pb est rapidement déposé dans les sédiments via les précipitations, le ruissellement ou par dépôt sec. Ce ^{210}Pb est dit « non-supporté ». Il décroît dans le sédiment selon la loi de désintégration radioactive présentée ci dessus avec une période de 22,3 ans et permet de déterminer le temps écoulé depuis sa sédimentation. Le ^{210}Pb provient aussi de la désintégration dans le sédiment des isotopes de la famille de l' ^{238}U . Le ^{210}Pb dit « supporté » est à l'équilibre séculaire avec l' ^{238}U et est donc considéré comme constant. Le ^{210}Pb mesuré dans le sédiment correspond à la somme de ces deux sources. La valeur mesurée doit donc être corrigée en soustrayant le ^{210}Pb supporté. Celui-ci peut être estimé en mesurant l'activité de l'isotope 226 du radium ^{226}Ra (élément père du ^{210}Pb supporté via le ^{222}Rn) car à l'échelle du siècle il est en équilibre avec lui. Cette méthode de datation suppose qu'il n'y a pas de mélange des sédiments et pas de diffusion du Pb au sein de la colonne de sédiment.

- Le modèle CF:CS (constant flux: constant sedimentation rate) choisi dans cette étude permet de calculer le taux de sédimentation moyen à partir de la pente du profil représentant l'activité du plomb ^{210}Pb non-supporté (échelle log) en fonction de la profondeur (Goldberg, 1963 ; Krishnaswamy *et al.*, 1971 ; Tylmann, 2004 ; Lu, 2004). L'équation de la courbe exponentielle ajustée permet alors de déduire le taux de sédimentation :

$N = N_0 e^{-kt}$ équivaut à $N = N_0 e^{-kx/R}$ (où R correspond au taux de sédimentation et x à la profondeur de sédiment). Ce modèle ne prend donc pas en compte les changements de taux de sédimentation et suppose un flux constant de ^{210}Pb non-supporté à l'interface eau-sédiment.

Les retombées atmosphériques du césium 137 (^{137}Cs) et de l'américium 241 (^{241}Am) anthropique peuvent être utilisées comme marqueurs chronostratigraphiques (Smith *et al.*, 1997 ; von Gunten *et al.*, 2009). Ces deux radionucléides proviennent de la désintégration de radioéléments provenant eux-mêmes de la désintégration de l'uranium 235 (^{235}U) et du plutonium 239 (^{239}Pu). En Europe, deux pics de ^{137}Cs peuvent être enregistrés dans les sédiments. Ils correspondent aux essais nucléaires atmosphériques dont l'activité a été maximale en 1963, et à l'accident de Tchernobyl

en 1986. Le démarrage des essais nucléaires aériens date de 1954 (Appleby et Oldfield, 1978). L' ^{241}Am est produit par désintégration du ^{241}Pu suivant une période de 13,2 ans. Les ^{137}Cs et ^{241}Am ne sont pas présents en 1986, lors de l'accident de Tchernobyl, car ils se trouvaient principalement sur des particules réfractaires lourdes. Ils ont donc été déposés à proximité du site de l'accident (Michel et al., 2001). Dans le cas où seul un pic est observé, ceci peut permettre de déterminer s'il s'agit du pic de 1963 ou 1986.

4.3. Repères historiques et corrélations

Les dépôts provoqués par les séismes et les crues historiques ont été utilisés comme des marqueurs chronologiques. Les pollutions métalliques connues historiquement peuvent également apporter des calages chronologiques (Renberg et al., 2001). Ces repères lithologiques correspondant à des séismes historique dans le cas du Bourget (Chapron et al., 1999) ou des crues décrites dans les archives historiques (e.g. Champion, 1839) ont permis d'obtenir des âges absolus complémentaires. L'approche spatialisée a également nécessité la corrélation précise des sédiments entre les zones de prélèvement, à partir des repères lithostratigraphiques. Les dépôts de crue (séquences, épaisseurs) ont servi à corréler les sédiments dans les zones proches des affluents et dans les zones de profondeurs intermédiaires. Le comptage des varves annuelles a permis de corréler les sédiments des zones profondes et intermédiaires. Les profils géochimiques continus et les profils de radioélément ont servi à corréler les sédiments qui ne possédaient pas de marqueurs identifiables à l'œil.

5. Données de suivi environnemental

Les paramètres physico-chimiques et biologiques sont mesurés dans la colonne depuis 1955 dans le lac Léman (effectué par l'INRA et la CIPEL), 1973 dans le lac du Bourget (INRA, CISALB), et 1966 dans le lac Annecy (INRA, SILA). Les protocoles d'analyses sont détaillés dans les publications (Anneville et al., 2002; Jacquet et al., 2005; Perga, 2010) et les rapports INRA. Les données mesurées sur les lacs sont résumées sur la figure 20. Les températures de l'air ont été obtenues pour les trois lacs à partir des reconstructions régionales issues des modèles HISTALP (Auer et al., 2007). Les reconstitutions environnementales, à partir des archives sédimentaires, sont présentées sur la figure 21, afin d'illustrer l'ensemble des périodes temporelles couvertes par les séries de données (paléo et instrumentales).

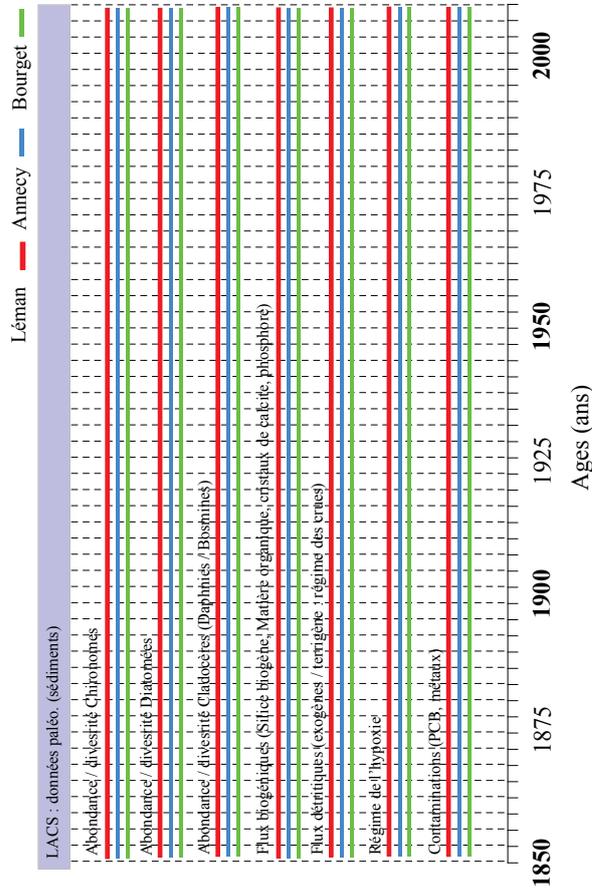
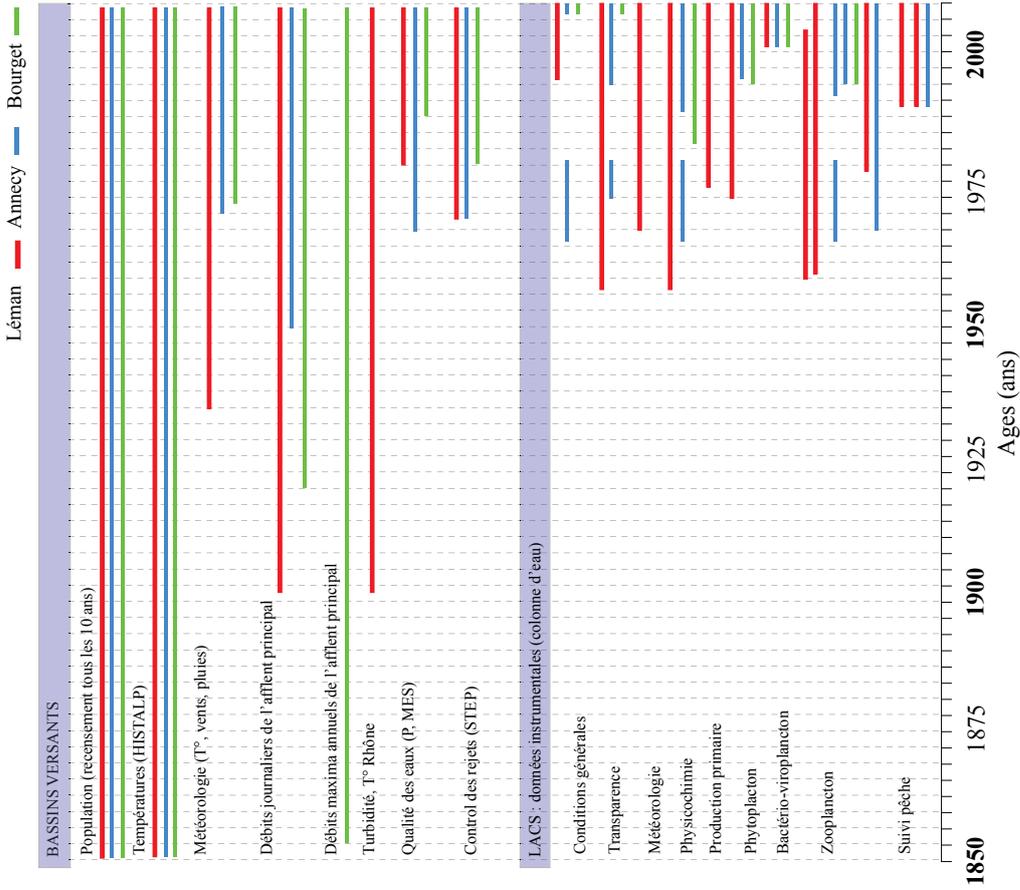


Figure 21 Synthèse des données paléo-environnementales du système lacustre depuis 1850.

Figure 20 Synthèse des données instrumentales disponibles dans les 3 lacs depuis 1958 (CIPEL, CISALB, SILA ; cf. Fig. 22).

6. Modélisation statistique

Les reconstructions des variables environnementales ont été soumises à un traitement statistique afin d'identifier et de hiérarchiser l'influence de chaque forçage sur l'intensité de l'hypoxie dans l'hypolimnion. L'ensemble des résultats statistiques a été réalisé à partir des logiciels R et Excel stat.

Régressions linéaires simples. Elles permettent de déterminer s'il existe une relation de correspondance entre deux variables. Elles seront très utiles dans le cas de l'analyse des relations entre éléments chimiques, mais beaucoup moins dans le cas de l'identification des forçages environnementaux qui interagissent de manière complexe.

Régressions linéaires multiples (GLM). La régression linéaire multiple est une analyse statistique qui décrit les variations d'une variable endogène associée aux variations de plusieurs variables exogènes. Elle est adaptée pour identifier les forçages environnementaux dans le cas de réponses multi-causales. Elle n'intègre pas les variations temporelles dans les forçages, mais elle fournit un bilan global des contributions de chaque forçages pour toute la période étudiée.

Modèles additifs généralisés (GAM). Les modèles additifs appliqués à des séries continues (variables expliquées) permettent d'identifier et de hiérarchiser les variables explicatives en intégrant leur variabilité temporelle (Simpson et Anderson, 2009). Ces modèles seront donc particulièrement utiles dans le cas de l'étude de forçages environnementaux multiples en interaction. Cette méthode permet 1) d'identifier et de hiérarchiser les variables contributives (indiqué par la valeur des p -values : au plus cette valeur est faible, au plus la variable considérée a eu une importante contribution), et 2) d'indiquer pour quelle période temporelle le forçage considéré a eu une contribution significative (positive ou négative) sur la variable réponse (Simpson et Anderson, 2009).

LACS <i>Etat actuel</i> (temps séjour ; profondeur maxi)		Gestionnaire	dates des suivis limnologiques opérationnels
LEMAN <i>Mésotrophe</i> (12ans; 310 m)		CIPEL Commission Internationale pour la de Protection des Eaux du Léman (http://www.cipel.org/)	depuis 1957
BOURGET <i>Mésotrophe</i> (8.5 ans; 145 m)		CISALB : Comité Intercommunal pour le suivi et l'assainissement du lac du Bourget : (http://www.agglelacdubourget.fr/)	1988-89 1995-96 2004-2005 2007-2010
ANNECY <i>Oligotrophe</i> (3.8 ans; 82m)		SILA Syndicat Mixte du Lac d'Annecy (http://www.sila.fr/)	1967-1977 1987-2010

Photos: Léman et Annecy, A. Villeneuve ; Bourget, R Jalinoux.

Figure 22 Etat actuel des lacs, gestionnaires et dates des suivis limnologiques opérationnels.

Deuxième Partie

RÉSULTATS

CHAPITRE 1 : ÉVOLUTION DU NIVEAU TROPHIQUE DANS 3 GRANDS LACS PÉRIALPINS DEPUIS 150 ANS

CHAPITRE 1 : ÉVOLUTION DU NIVEAU TROPHIQUE DANS 3 GRANDS LACS PÉRIALPINS DEPUIS 150 ANS

INTRODUCTION

Ce chapitre de résultats concerne l'évolution du niveau trophique dans les trois lacs, reconstitué à partir des sédiments sur 200 ans. L'objectif est de présenter les résultats essentiels à l'étude des forçages de l'hypoxie, développée au chapitre 4 et lors de la discussion.

L'évolution du niveau trophique peut être reconstituée au travers de deux types d'indicateurs extraits des sédiments : 1) les flux biogènes (internes), liés à la production dans la colonne d'eau et au transfert vers les sédiments (silice biogène, bioprécipitation de calcite, matière organique, phosphore total) et 2) la diversité biologiques, liée à la présence des espèces et à leurs abondances respectives. Dans ce travail, nous porterons l'effort sur la reconstitution des flux biogènes à partir de l'étude des sédiments. Nous intégrerons les résultats concernant les diversités des espèces, déterminés dans le programme IPERRETRO par nos collègues des unités CARTELL (Thonon-les-Bains) et Chrono-Environnement (Besançon). Nous combinerons les deux approches afin d'identifier les signes précurseurs de l'eutrophisation, les dates des premières perturbations et enfin nous comparerons les trajectoires identifiées à partir des 2 approches considérées (diversité vs. flux).

Ce premier chapitre sera également l'occasion de présenter les caractéristiques lithologiques et géochimiques des sédiments des 3 lacs. Cette présentation permettra de distinguer les traits caractéristiques des sédiments pour 3 états : l'état antécédent à l'eutrophisation, l'état au maximum de l'eutrophisation et l'état actuel. Dans ce chapitre, les datations des sédiments seront présentées pour 28 carottes sédimentaires. Les datations des autres carottes seront présentées dans le chapitre 2.

1. Caractéristiques sédimentaires des 3 lacs

Les faciès sédimentaires. Trois carottages courts (± 70 cm de sédiments) ont été réalisés en 2009 dans la zone profonde des lacs Léman (312 m), Bourget (147 m) et Annecy (65 m) (figure 23). Les carottes sédimentaires ont été ouvertes, décrites et analysées au laboratoire EDYTEM. Une première observation à l'ouverture a permis de distinguer deux types de sédiments bien distincts, reconnaissables par leurs aspects contrastés (on parle dans ce cas de « faciès sédimentaires ») (figure 23). Alors que les sédiments profonds (en dessous des ± 30 premiers centimètres) présentent une teinte claire, les sédiments du sommet sont noirs. De plus, le faciès du sommet présente une alternance de dépôts clairs et de dépôts noirs. Ce type de sédiment correspond à des varves biochimiques (cf. partie introductive) dans les 3 lacs : le Léman (Paréjas, 1929), le Bourget (Giguet-Covex et al., 2010) et Annecy (Brauer et Casanova, 2001; Manalt, 1998). **Les sédiments récents des trois lacs présentent des varves biochimiques. En revanche, les sédiments plus anciens ne comportent pas ces varves.** Dans notre travail, l'étude détaillée des varves montre que celles-ci sont très bien développées et peuvent être comptées facilement dans le cas du Bourget. En revanche, dans le cas du Léman, les varves sont moins développées (moins épaisses, parfois même imbriquées les unes aux autres) et sont plus délicates à compter. Dans le cas d'Annecy, nous avons pu identifier les dépôts varvés, mais nous n'avons pas réussi à les compter en continu.

De manière à étudier les contrastes entre les deux faciès (varvé et non varvé) nous présenterons les résultats (analyses sédimentaires et géochimiques) pour 3 profondeurs distinctes de prélèvements (figures 23 et 24):

- 1) **les varves du sommet** (sédiments superficiels entre 0 et 5 cm)
- 2) **les varves plus profondes** (entre 10 et 15 cm de profondeur –hors dépôts de crues)
- 3) **les sédiments non varvé** (entre 45 et 50 cm de profondeur –hors dépôts de crues).

La microscopie électronique met en évidence dans les trois lacs une matrice fine constituée de carbonates et d'aluminosilicates (figure 24). Les éléments figurés (identifiables au microscope optique) des sédiments des trois lacs, sont constitués principalement de cristaux de calcite. On peut remarquer l'augmentation de la taille des cristaux vers le sommet des sédiments. Les sédiments varvés présentent de larges cristaux de calcite (20-30 μ m) de type rhomboédriques. Les autres minéraux constituent la matrice argileuse (carbonatée et siliciclastique). Les analyses physico-chimiques permettront de mieux caractériser les sédiments.

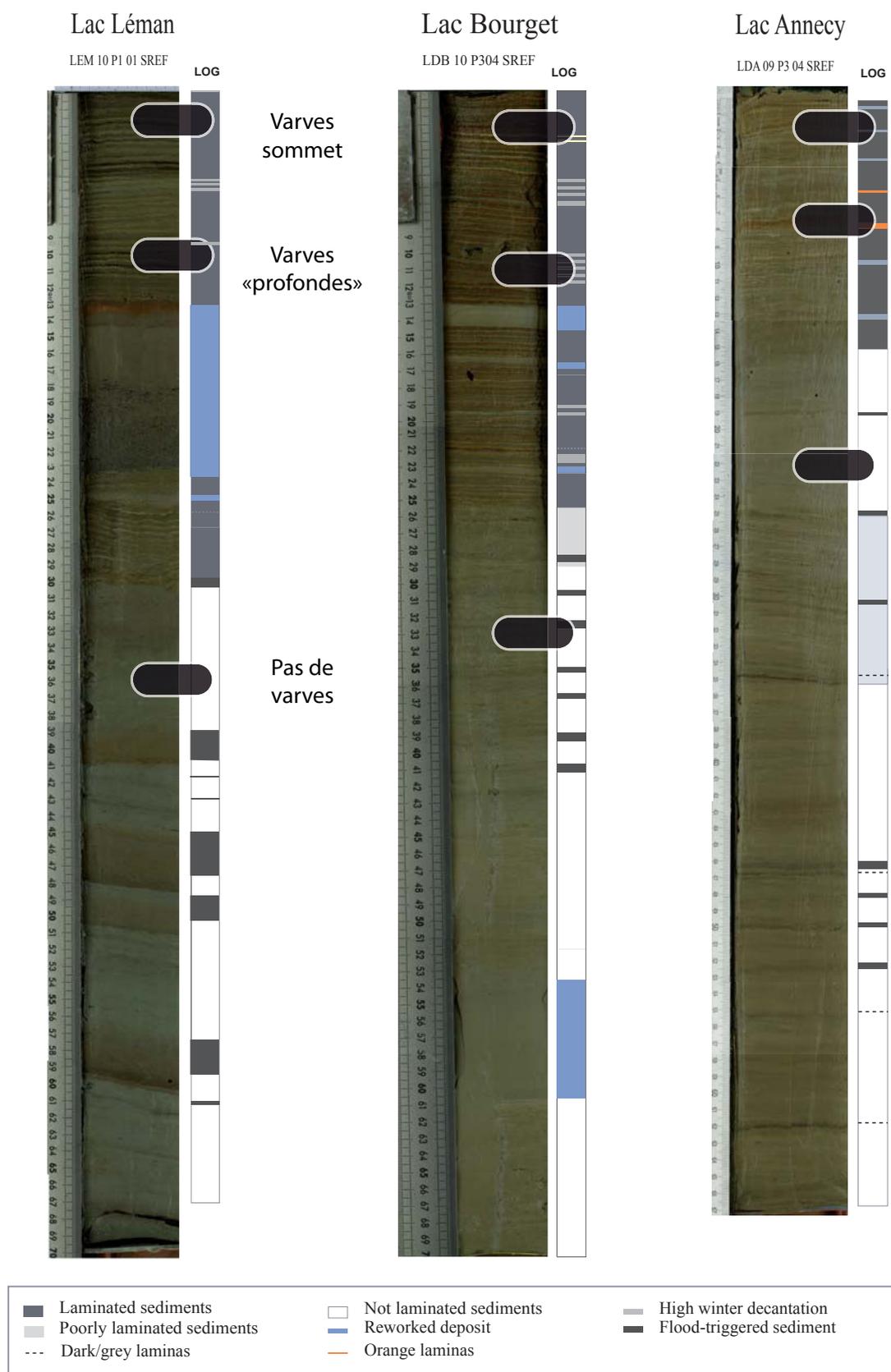


Figure 23 Description lithologique des sédiments superficiels du lac du Bourget, du Léman et d'Annecy. Les séries représentent ± 70 cm d'accumulation sédimentaire. Le sommet représente l'interface eau/sédiments. On remarque dans les trois cas l'apparition du faciès varvé dans la partie la plus récente.

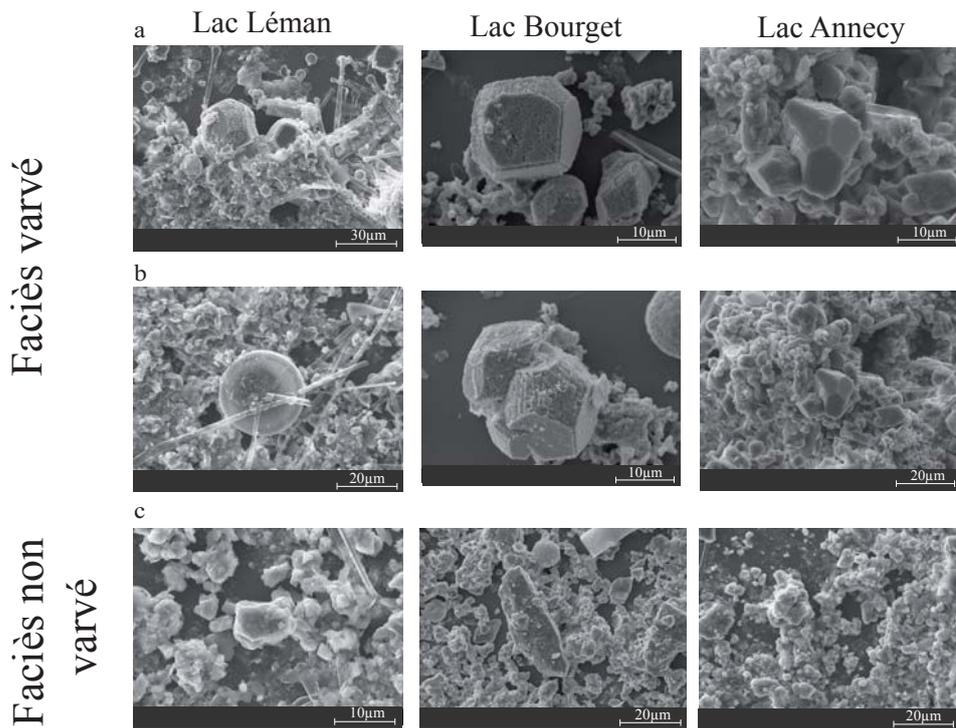


Figure 24 Imagerie MEB présentant la matrice sédimentaire et les éléments figurés des sédiments (a, b) du faciès varvé et (c) du faciès non varvé pour les trois lacs. Les cristaux de calcite dans les lamines d'été des sédiments varvés présentent des géométries de type rhomboédrique et des tailles comprises entre 10 et 30µm.

Caractéristiques physiques et géochimiques. La figure 25a présente les trois pôles granulométriques des sédiments des 70 premiers centimètres (crues exclues). Ces pôles correspondent 1) au pôle argileux (taille inférieure à 2 µm), 2) au pôle limoneux (entre 2 et 20 µm) et 3) au pôle des sables fins (entre 20 et 200 µm) (norme française, NF P18-560). **Pour les trois lacs, la granulométrie évolue principalement entre le pôle argileux et le pôle sable fin.** Après avoir identifié au MEB les éléments grossiers, il est possible de confirmer que les variations minérales pour le Bourget et Annecy résultent en majorité de la présence plus ou moins abondante de larges cristaux de calcite (± 20 µm). La part des sables fins est plus importante dans les sédiments du Léman. De plus, les variations entre le pôle fin et grossier sont moins importantes que dans les deux autres lacs. Nous attribuons cette différence à la taille plus importante de la fraction terrigène dans le cas du Léman, liée aux dimensions plus importantes des affluents. La figure 25b présente les pôles géochimiques des oxydes prépondérants (CaO, SiO₂ et les autres éléments majeurs) (70 premiers centimètres, crues exclues). **La géochimie des sédiments des 3 lacs évolue en majorité entre un pôle carbonaté et un pôle alumino-silicaté, correspondant aux éléments terrigènes.** On remarque que les variations entre les deux pôles ne sont pas marquées dans le cas du lac Léman.

Les sédiments des trois lacs marquent une croissance des cristaux de calcite dans les sédiments récents (varvés). Les compositions géochimiques et granulométriques sont très similaires dans le cas des lacs du Bourget et d'Annecy. Le lac Léman, en revanche présente une granulométrie plus grossière et un pôle alumino-silicaté plus riche, qui caractérise une activité hydrique plus importante (cf. chapitre méthodologie).

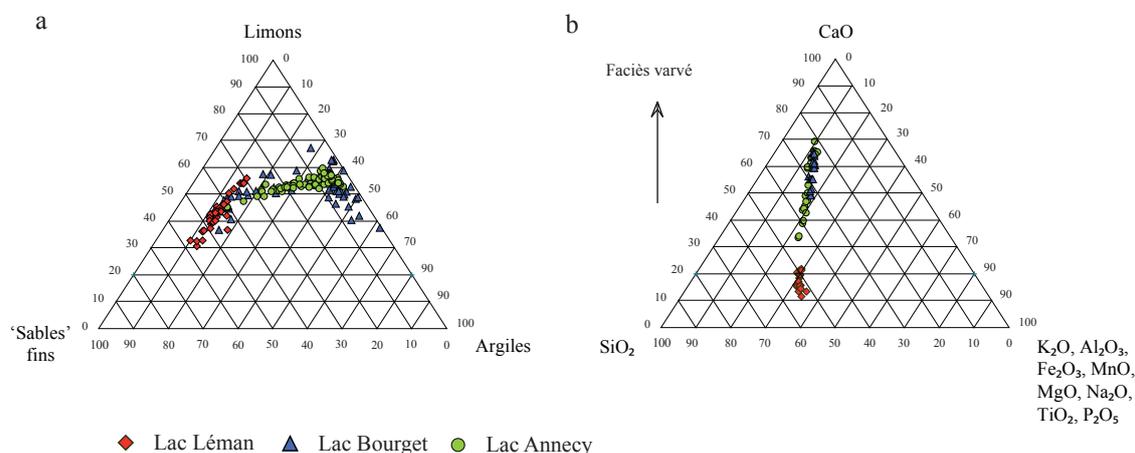


Figure 25 Diagrammes ternaires présentant les pôles géochimiques et granulométriques des sédiments des trois lacs. Le lac Léman présente un enrichissement plus important en éléments terrigènes et en MgO. La granulométrie évolue entre deux pôles : argileux et/ou sableux (fins). Ici, le pôle sableux correspond à la calcite bien cristallisée (Léman, Bourget, Annecy) et aux éléments terrigènes grossiers (Léman).

Caractéristiques organiques. Les figures 26 et 27 présentent les caractéristiques organiques, minérales et granulométriques des faciès « varvé » et « non varvé » des trois lacs. Les sédiments varvés présentent une augmentation du pourcentage de carbone organique, pouvant être assimilée 1) à une augmentation de la production biologique et/ou 2) à une meilleure condition de préservation dans les sédiments. Les analyses Rock Eval indiquent une augmentation de l'indice d'hydrogène (IH) et une diminution de l'indice d'oxygène (IO) dans les sédiments varvés. Cette variation est caractéristique de l'augmentation des apports de la production organique endogène. **Les sédiments récents présentent un enrichissement de la fraction organique lacustre, associé à une plus forte productivité interne.** L'évolution temporelle des caractéristiques géochimiques sera étudiée plus loin dans ce chapitre, après avoir présenté les modèles d'âge.

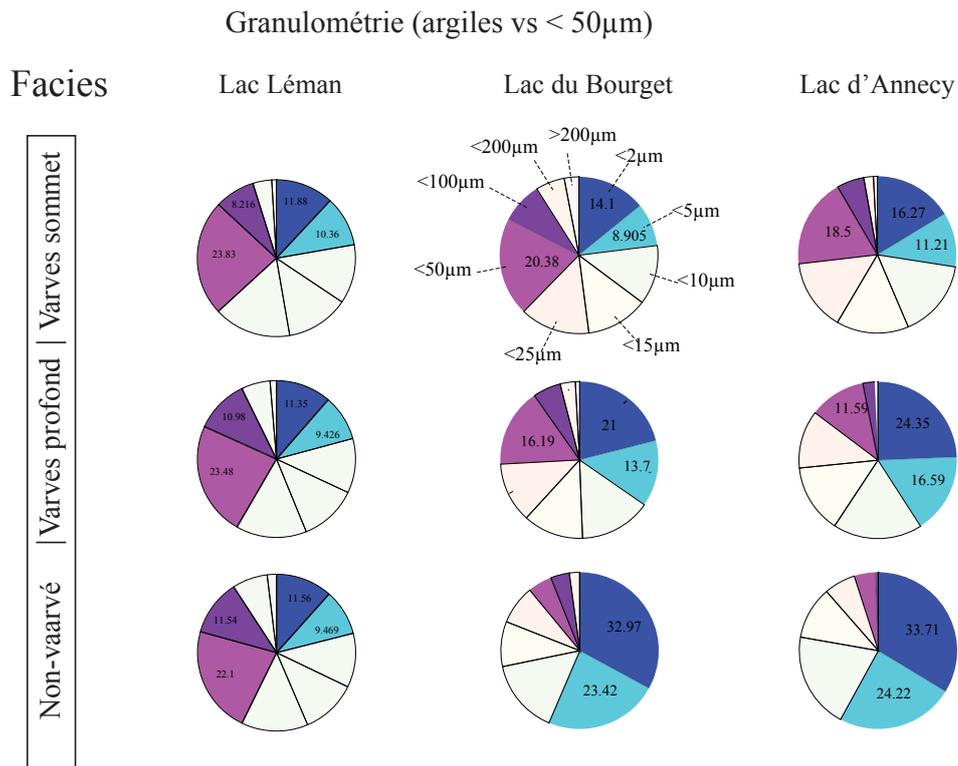
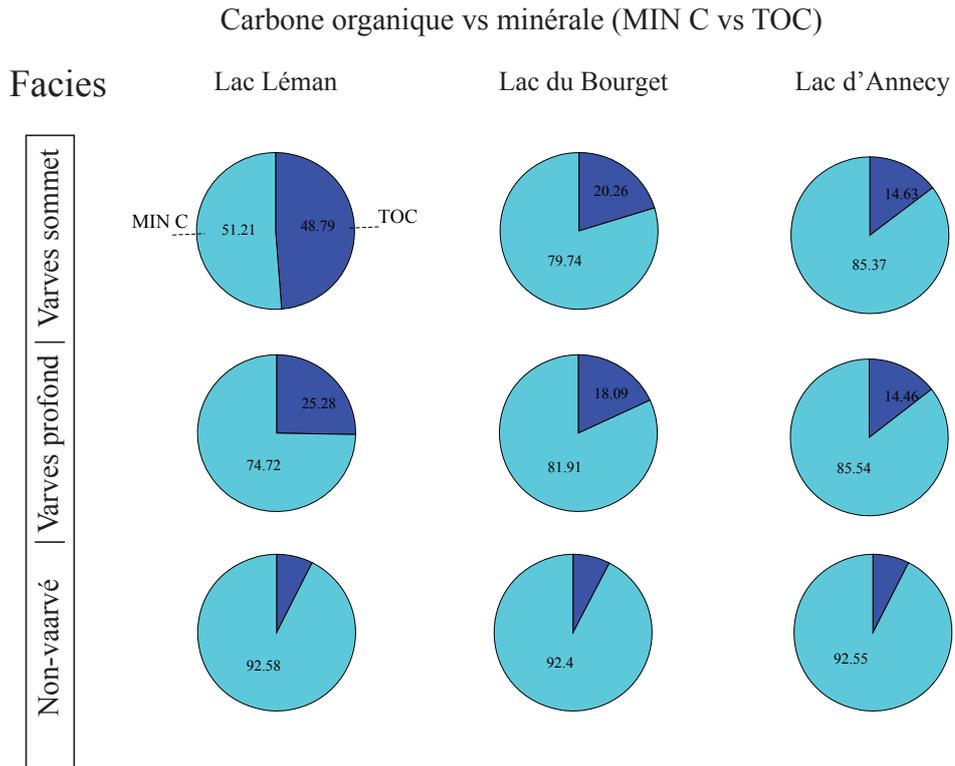


Figure 26 Caractéristiques des sédiments varvés du sommet, varvés profonds, et non varvés. En haut, les analyses de pyrolyse Rock Eval, présentant la part de carbone minérale et organique. En bas, les classes granulométriques.

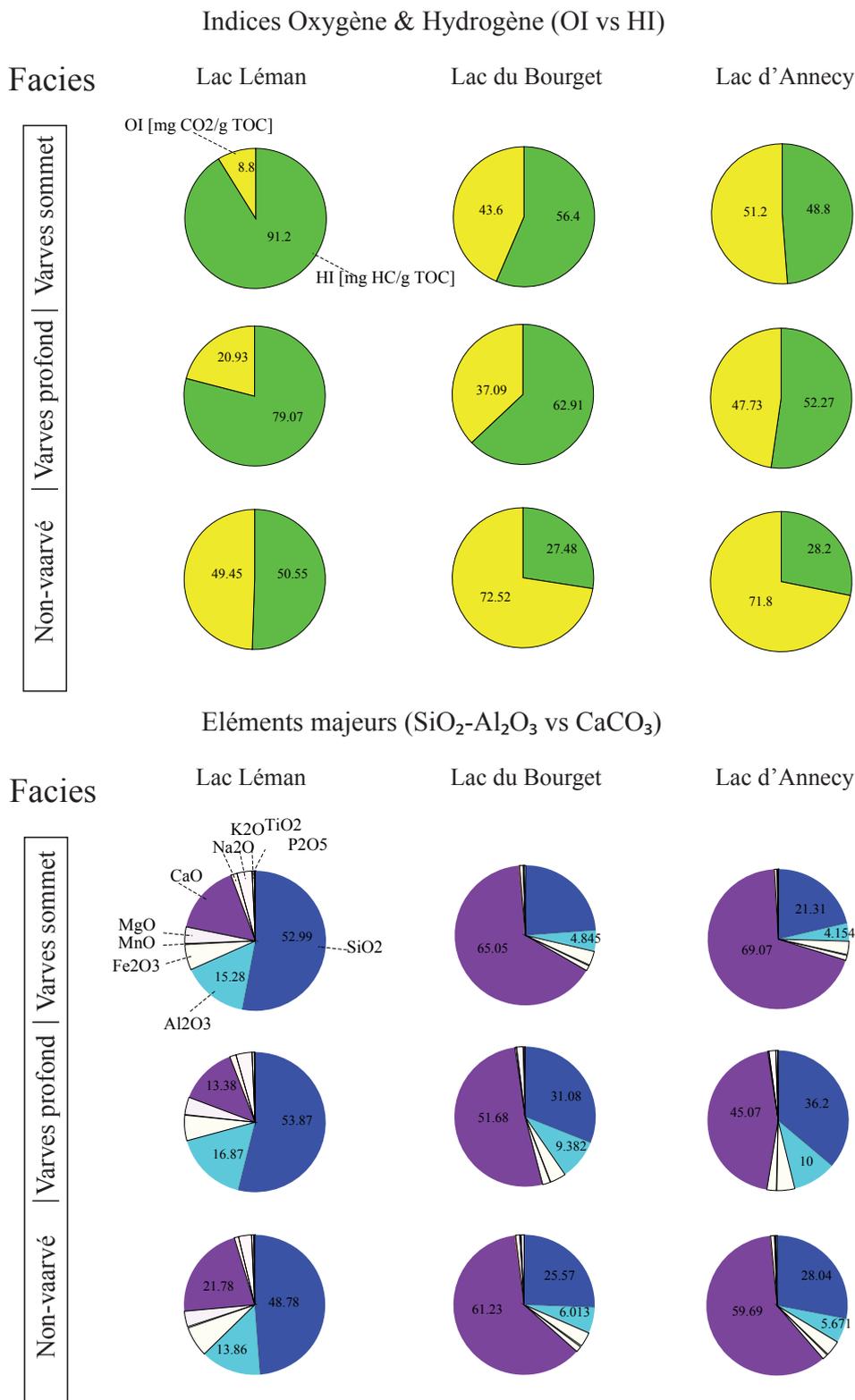


Figure 27 En haut, les analyses de pyrolyse Rock Eval, présentant la part de l'indice d'hydrogène sur l'indice oxygène, dans les trois lacs. En bas, les pourcentages d'éléments majeurs (droite).

2. Modèles âge – profondeur

Les radioéléments. Les profils de radioéléments ^{210}Pb , ^{137}Cs et ^{241}Am sont présentés en fonction de la profondeur pour les trois lacs (figure 28). Dans chaque cas, les profils de plomb-210 présentent une décroissance continue et exponentielle permettant de déterminer des taux de sédimentation à partir du modèle CFCS (cf. partie méthodologie) : $3,3 \text{ mm an}^{-1}$, $4,0 \text{ mm an}^{-1}$ et $2,04 \text{ mm an}^{-1}$, respectivement pour les sédiments profonds du lac Léman, Bourget et Annecy. Les pics de césium dans les lacs du Léman, Bourget et Annecy sont repérés à 7,5 - 8,3 et 4.2 cm sans aucune marque d'augmentation de l'américium. Cette signature est caractéristique en Europe de l'accident nucléaire de Tchernobyl en 1986 (Appleby et Oldfieldz, 1983). Les pics de césium associés à l'augmentation d'américium sont repérés à 13,5 cm (hors dépôts instantanés), 17,5 cm et 9,8 cm, respectivement, dans les lacs Léman, Bourget et Annecy. Cette signature marque la période des retombées des éléments radioactifs artificiels dus aux essais nucléaires, culminant en 1963 (Michel et al., 2001). Les taux de sédimentation calculés à partir des profils de césium et d'américium entre 1963 et 2009 correspondent à $3,2 \text{ mm an}^{-1}$, $4,2 \text{ mm an}^{-1}$, $2,1 \text{ mm an}^{-1}$ pour les lacs Léman, Bourget et Annecy. Ces taux sont cohérents avec les taux calculés à partir des profils de plomb-210 et permettent de déterminer les taux de sédiments moyens de $3,3 \text{ mm an}^{-1}$, $4,2 \text{ mm an}^{-1}$ et $2,0 \text{ mm an}^{-1}$ pour les trois lacs.

Le comptage des varves. Le comptage des varves est présenté pour trois carottes des zones profondes dont les varves sont préservées de manière continue (figure 29). Les doublets de lamines sombres/clairées sont repérés pour calculer les années. A chaque nouveau doublet un repère indique la profondeur et l'âge des lamines d'été. Les âges calculés à partir du comptage de varves sont de $3,3 \text{ mm an}^{-1}$ et $3,2 \text{ mm an}^{-1}$ pour les lacs Léman et Bourget. Dans le Léman, ces taux sont cohérents avec les âges déterminés à partir des radioéléments. Ils sont également cohérents dans le cas du Bourget après avoir corrélé et reporté les âges des radioéléments sur la carotte utilisée pour le comptage des varves. Les âges n'ont pas pu être déterminés par cette méthode sur le lac Annecy car la préservation des varves était discontinue.

Les événements historiques. Le modèle d'âge calculé à partir des crues historiques est détaillé pour le Bourget dans le chapitre 2. Les repères historiques des crues sont reportés pour les trois lacs sur la figure 29. Un tableau récapitulatif des données historiques inventoriées à partir des archives bibliographiques est présenté en annexe (figure 29). Ces repères permettent de mettre en évidence une augmentation du taux de sédimentation sur la période récente pour les lacs Léman et Bourget : passant de $\pm 2 \text{ mm an}^{-1}$ à 3 mm an^{-1} . L'augmentation est moins importante dans le cas du lac d'Annecy. Ces variations dans les taux de sédimentation seront prises en compte lors du calcul des flux élémentaires (cf. partie méthodologie).

Les modèles « composites ». La combinaison de 4 modèles d'âge de natures différentes (décroissance du ^{210}Pb , pics de ^{137}Cs et ^{241}Am , comptage des varves et repères historiques) permet

de réduire les incertitudes des modèles d'âge pour les carottes individuelles. D'autre part, la combinaison de modèles issus de différentes carottes permet d'établir un modèle synthétique représentatif de la sédimentation de la zone profonde dans chaque lac. Les modèles composites ($\times 28$) et les modèles synthétiques ($\times 3$) sont présentés pour les trois lacs figure 30. **Les taux de sédimentation moyens depuis 1920, dans les trois lacs, sont respectivement de $3 \text{ mm an}^{-1} \pm 0,4$ (Léman), $3,7 \text{ mm an}^{-1} \pm 0,2$ (Bourget), et $2,4 \text{ mm an}^{-1} \pm 0,1$ (Annecy). Les taux de sédimentation moyens avant 1920 sont respectivement de $3 \text{ mm an}^{-1} \pm 0,9$ (Léman), $2,8 \text{ mm an}^{-1} \pm 0,3$ (Bourget), et $2.2 \text{ mm an}^{-1} \pm 0,1$ (Annecy).**

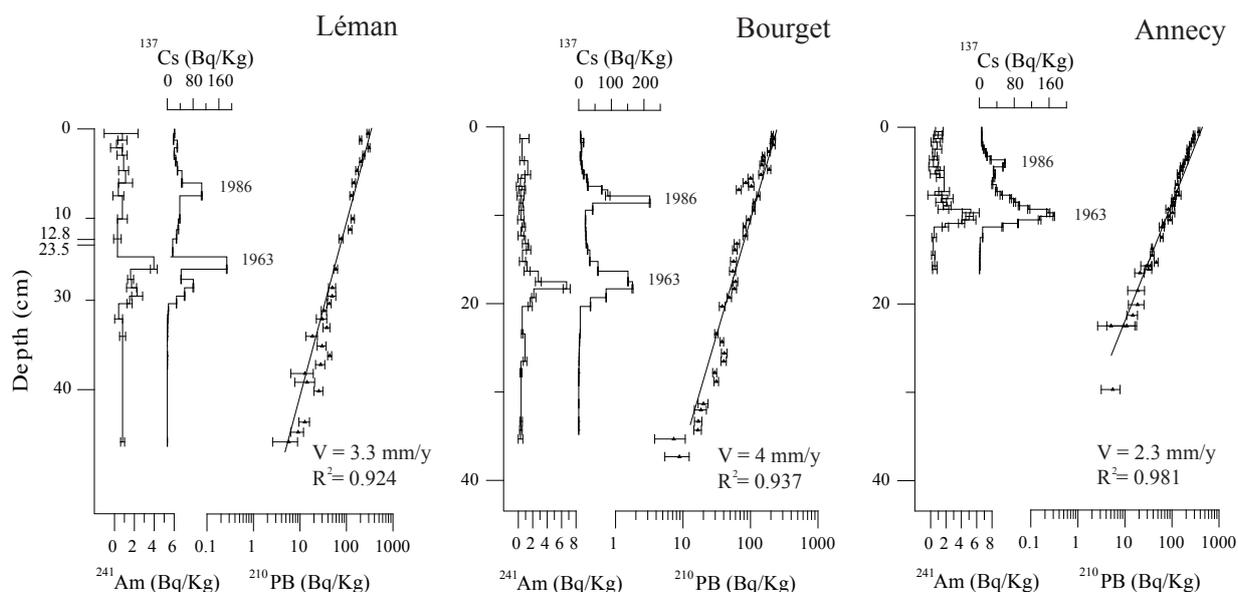


Figure 28 Profils du plomb (^{210}Pb) du césium (^{137}Cs) et de l'Américium (^{241}Am) suivant la profondeur des sédiments superficiels ($\pm 40 \text{ cm}$) des trois lacs.

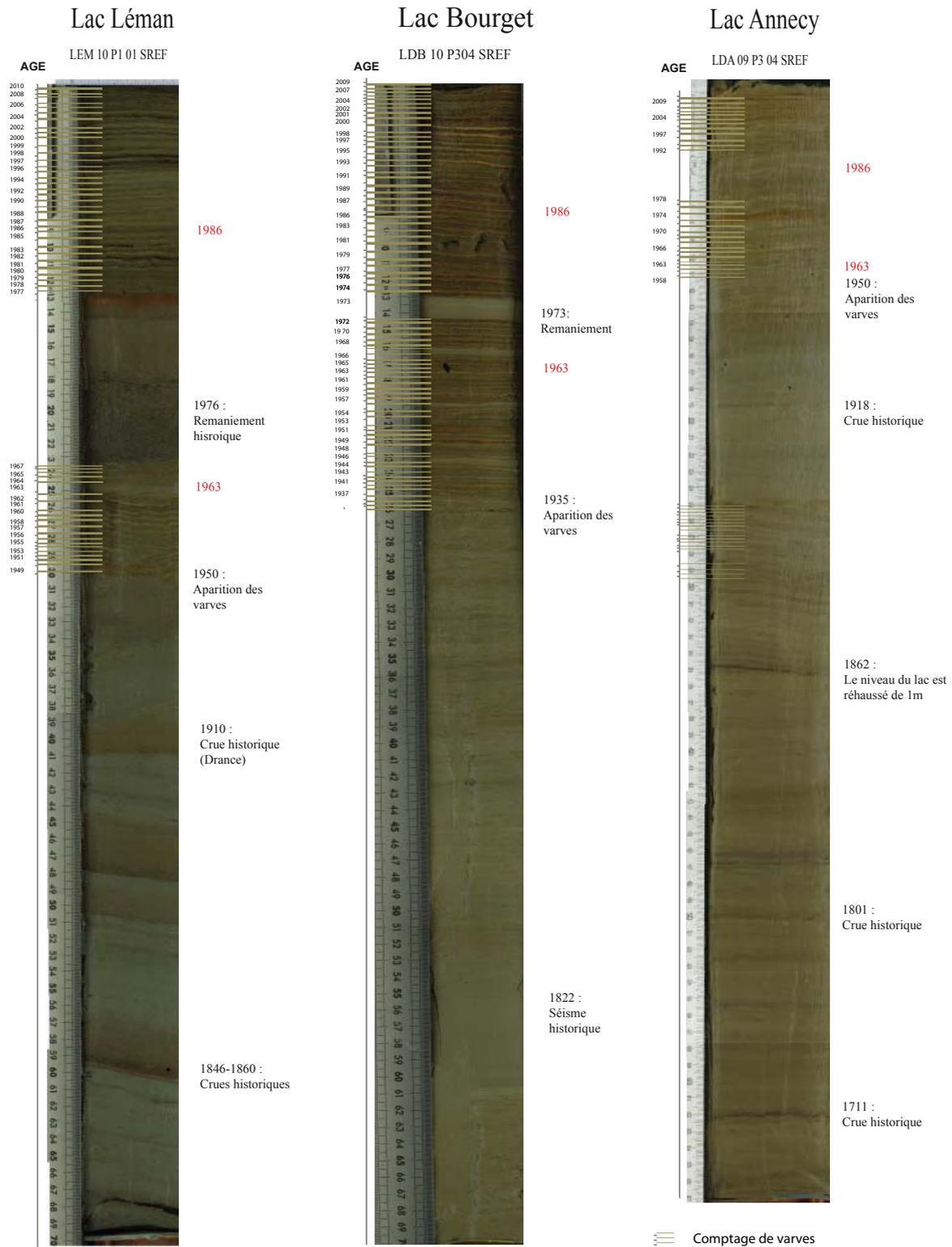


Figure 29 Inventaire des dates historiques, des dates issues du comptage des varves et des dates des essais/accidents nucléaires.

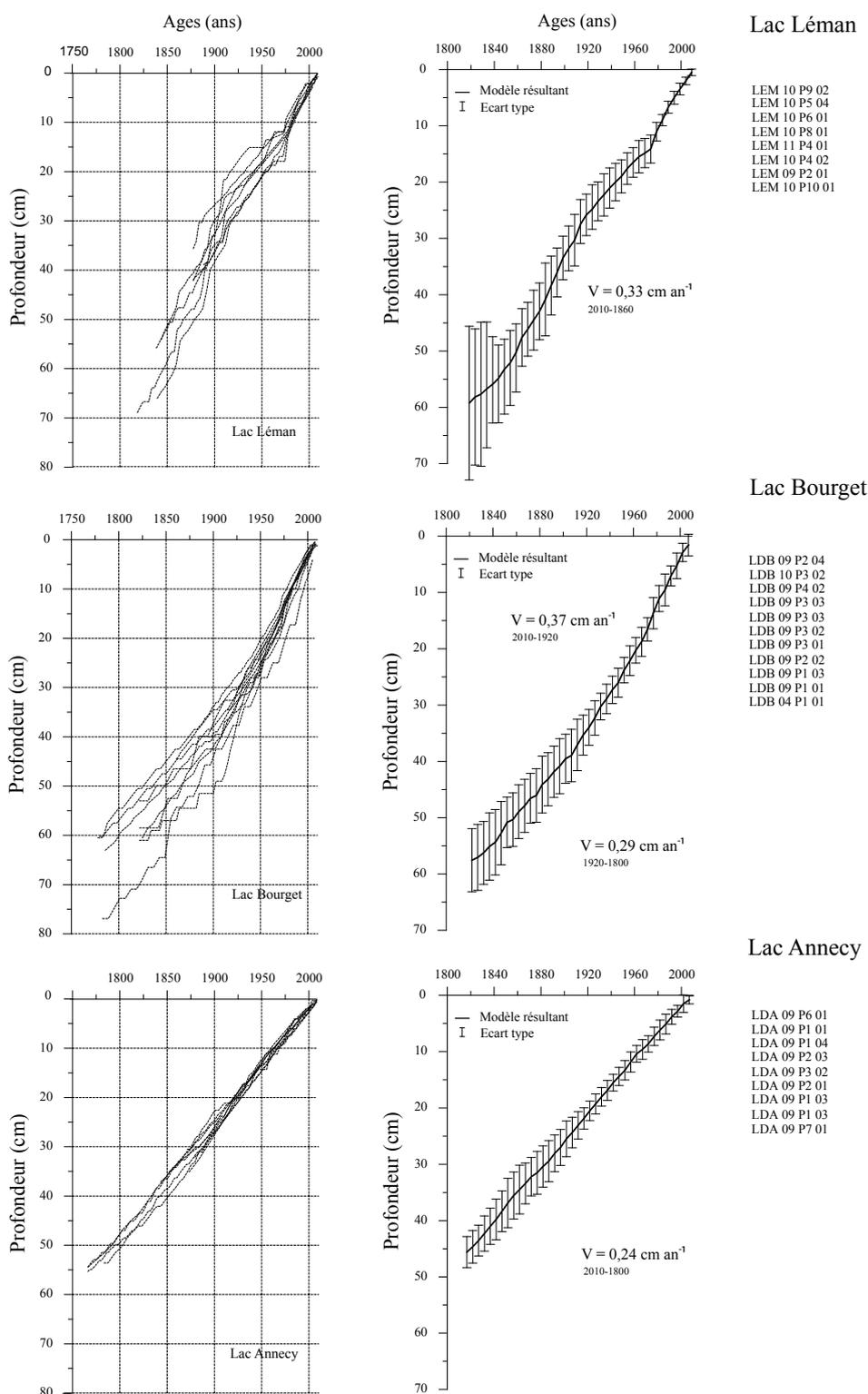


Figure 30 Modèles âge-profondeur des sédiments de la zone profonde pour les trois lacs. Panneau gauche : modèles pour 28 carottes sédimentaires : 8 pour le Léman, 11 pour le Bourget, et 9 pour Annecy. Panneau droite : modèles synthétiques pour les trois lacs. Les erreurs sur la profondeur sont déterminées à partir de l'écart-type mesuré sur les modèles précédents.

3. Evolution du niveau trophique sur 150 ans

Une norme élémentaire de l'Organisation de Coopération et de Développement Economique (OCDE, 1982) a été mise au point pour évaluer le niveau trophique des lacs suite au problème généralisé de l'eutrophisation : il s'agit de la mesure des concentrations moyennes de phosphore et de la transparence de la colonne d'eau. Dans le cadre de notre étude, nous avons utilisé l'indicateur du phosphore, car pouvant être reconstitué sur de longues périodes temporelles, à partir de marqueurs biologiques préservés dans les sédiments.

3.1. Evolution des concentrations de phosphore dans la colonne d'eau

Sur la période instrumentale (1958-2010), l'état d'enrichissement du milieu a été déterminé directement à partir des concentrations en nutriment mesurées dans la colonne d'eau (suivant la méthode de mesure à l'acide de molybdate ; Association française de normalisation (AFNOR)) (figure 31). Afin de reconstituer les concentrations en phosphore sur une période plus longue (150 ans) Berthon et al. (2013, accepté) ont déterminé les assemblages de diatomées à partir des frustules fossilisées dans les sédiments. Dans les 3 lacs, l'évolution des assemblages d'espèces sur la période instrumentale traduit fidèlement les états successifs d'enrichissement du milieu en phosphore ($[P_{\text{total}}]$ de la colonne d'eau en hiver) (Berthon et al. 2013, accepté). Ces résultats permettent d'effectuer une calibration entre les concentrations de P de l'eau et les assemblages de diatomées des sédiments. La calibration a permis ensuite de reconstituer les concentrations passées de P sur 150 ans (figure 31). **La reconstruction définitive des concentrations de P utilisée dans le chapitre 4 (Jenny et al., en préparation) est présentée sur la figure 31.** Dans les cas des lacs Bourget et Annecy, nous avons utilisé l'intégralité des reconstitutions issues des fonctions de transfert. Dans le cas du lac Léman nous avons utilisé les données issues des fonctions de transfert pour la période 1850-1958. Nous avons en revanche utilisé les données instrumentales pour la période 1958-2010 car la série de données couvrait, de manière continue, une période suffisamment longue (52 ans) (figure 31b).

Les résultats montrent que les concentrations en phosphore pour les 3 lacs présentent une même évolution générale. Avant 1940 les concentrations dans les trois lacs sont faibles. Dans le lac du Bourget les concentrations sont en moyenne en dessous de $15 \mu\text{g L}^{-1}$, dans le Léman elles sont en moyenne en dessous de $10 \mu\text{g L}^{-1}$, et dans Annecy elles ne dépassent pas $8 \mu\text{g L}^{-1}$. Les trois lacs ont ensuite connu une phase d'augmentation des concentrations en phosphore. Le lac du Bourget est le premier à ressentir cette hausse de concentration dès 1945 ± 2 . Les lacs Léman et Annecy ont connu une phase d'augmentation plus tardive, à partir de la fin des années 1950 (figure 31a). Nous avons comparé ces concentrations de P de l'eau aux flux de production primaire enregistrés dans les sédiments.

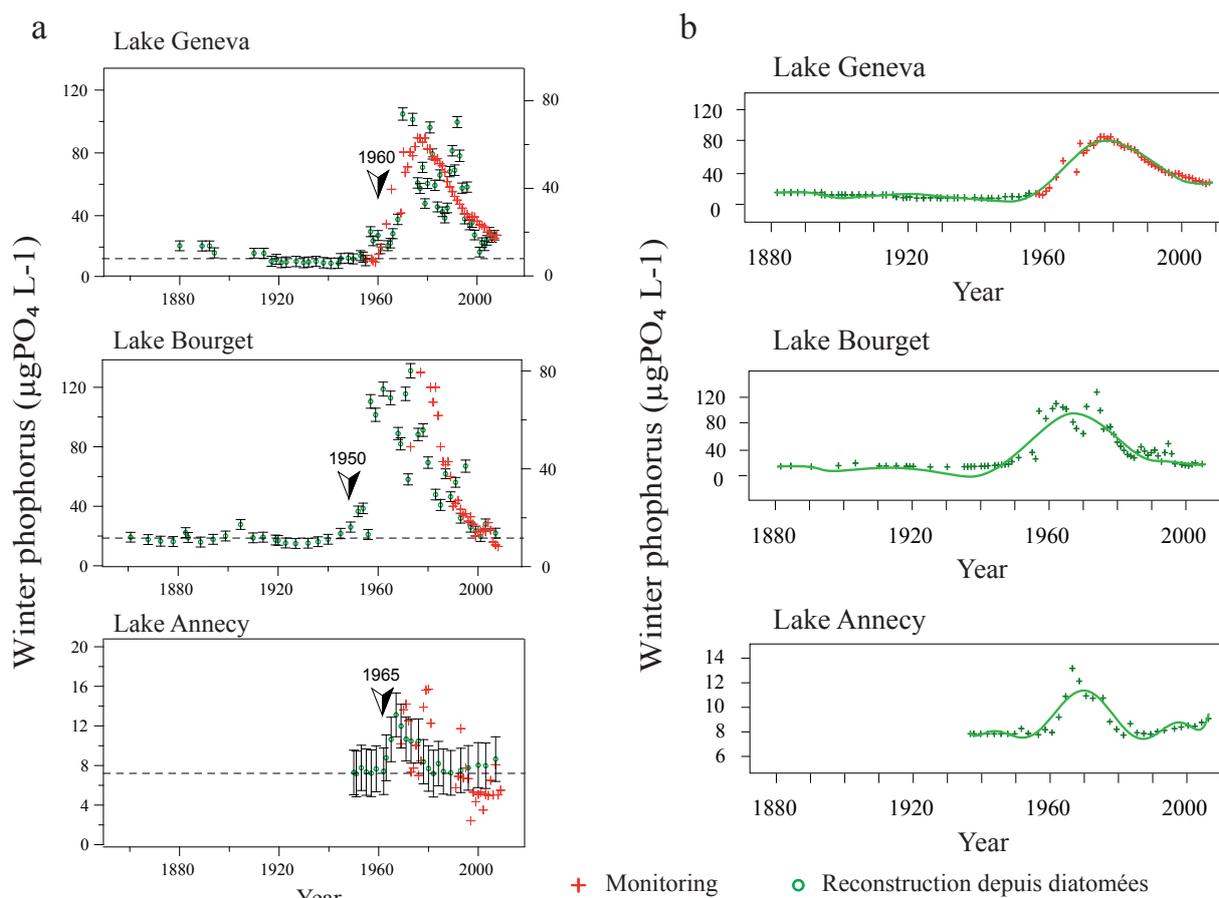


Figure 31 Evolution des concentrations en phosphore de la colonne d'eau depuis 1850. Les concentrations ont été obtenues à partir des données monitoring et des reconstructions issues des assemblages de diatomées (gauche) (Berthon et al. 2013, accepté). Les tendances générales (droite) ont été déterminées à partir d'une fonction polynomiale d'ordres 6 à 8.

3.2. Evolution des concentrations de phosphore, des flux biogéniques et des flux de matière organique dans les sédiments

Dans cette partie, il s'agit de présenter l'évolution des flux endogènes, relatifs aux transformations internes du lac (cf. le système d'étude, partie introductive). Pour cela, nous avons mesuré les concentrations de phosphore en excès ($P_{excès}$), de calcite biogène (Ca_{bio}), de silice biogène (Si_{bio}) et de matière organique (MO), de manière à couvrir les derniers 300 ans dans les 3 lacs (figure 32). Dans un deuxième temps, il s'agit de présenter l'évolution des abondances d'espèces biologiques qui traduisent potentiellement une réponse à l'enrichissement en phosphore (figure 33).

L'évolution des concentrations de phosphore en excès dans les sédiments (mesure XRF du phosphore normalisé aux valeurs d'un élément terrigène, ici l'aluminium (Al)), sont présentées sur la figure 32. Au cours du XVIIIe et XIXe siècle l'excès de P ($P_{excès}$) dans les sédiments est

très faible. **Une augmentation significative de $P_{\text{excès}}$ dans les sédiments est observée en 1935±2 pour le Bourget. Cette augmentation est observée en 1950±2 pour les lacs Léman et Annecy.** Cette augmentation indique la mise en place d'une charge interne en P dans le lac. $P_{\text{excès}}$ reste ensuite élevé tout au long de la deuxième moitié du XXe siècle. **La charge en P des sédiments aujourd'hui est aussi élevée qu'au moment du maximum de l'eutrophisation (années 1970-80).** Les flux de contamination au phosphore indiquent les mêmes tendances que le rapport P/Al. Les flux de $P_{\text{excès}}$ présentent des valeurs proches de zéro au XVIIIe et XIXe siècle. Au cours des 20 dernières années, les flux de P présentent des valeurs moyennes de 0,09 mg cm² yr⁻¹ (Léman) 0,20 mg cm² yr⁻¹ (Bourget) et 0,03 mg cm² yr⁻¹ (Annecy).

La proportion de calcite biogène par rapport au total des carbonates est déterminée à partir de l'indicateur calcium/magnésium (Ca/Mg). Cet indicateur permet de normaliser la calcite total par la calcite magnésienne issue des sources terrigènes (sources marines du Mésozoïques ; Hsü and Kelts, 1978; Lotter et Birks, 1997). C'est un indicateur de la production interne, liée, entre autres, à l'intensité de la photosynthèse. En effet, la photosynthèse consomme du dioxyde de carbone (CO₂) qui augmente le pH et favorise la précipitation de calcite (Hammes and Verstraete 2002). **Une augmentation significative de précipitation de la calcite biogène est ainsi identifiée en 1910±2, 1900±2 et 1910±2 dans les lacs Léman, Bourget et Annecy, respectivement (figure 32).** La quantité de silice en excès est un autre indicateur de la production interne. Cet indicateur traduit les variations dans la quantité de silice biogène produite notamment par les diatomées (Peinerud, 2000). Cet indicateur peut être utilisé en parallèle de l'étude des flux de la calcite bioprécipitée, afin d'identifier les grandes tendances représentatives de l'évolution de la bioprécipitation. **Les augmentations dans la précipitation de silice biogène s'effectuent vers 1880±5 (Léman), 1900±2 (Bourget) et 1940±2 (Annecy).**

La quantité de la matière organique présente une augmentation progressive et continue depuis le début du XXe siècle jusqu'à aujourd'hui. Au cours des XVIIe et XIXe siècles les concentrations pour les trois lacs se situaient entre 4% et 5%, aujourd'hui elles atteignent 7% et 8%. Ces augmentations sont la conséquence de l'intensification de production primaire de l'épilimnion et des conditions de préservation de la matière organique à l'interface eau/sédiments. Les indicateurs des conditions d'oxygénation (rapport Mn/Fe) mettent en évidence une tendance générale au développement de conditions plus réduites au cours de la seconde moitié du XXe siècle. L'étude dans le détail de ces variations reste délicate car pouvant dépendre à la fois de processus biologiques (e.g. fixation du Mn) et chimique (réduction du fer). Dans notre étude nous utiliserons les varves sédimentaires (chapitre 3 et 4) pour reconstituer le régime de l'oxygénation car cet indicateur dépend uniquement du paramètre biologique.

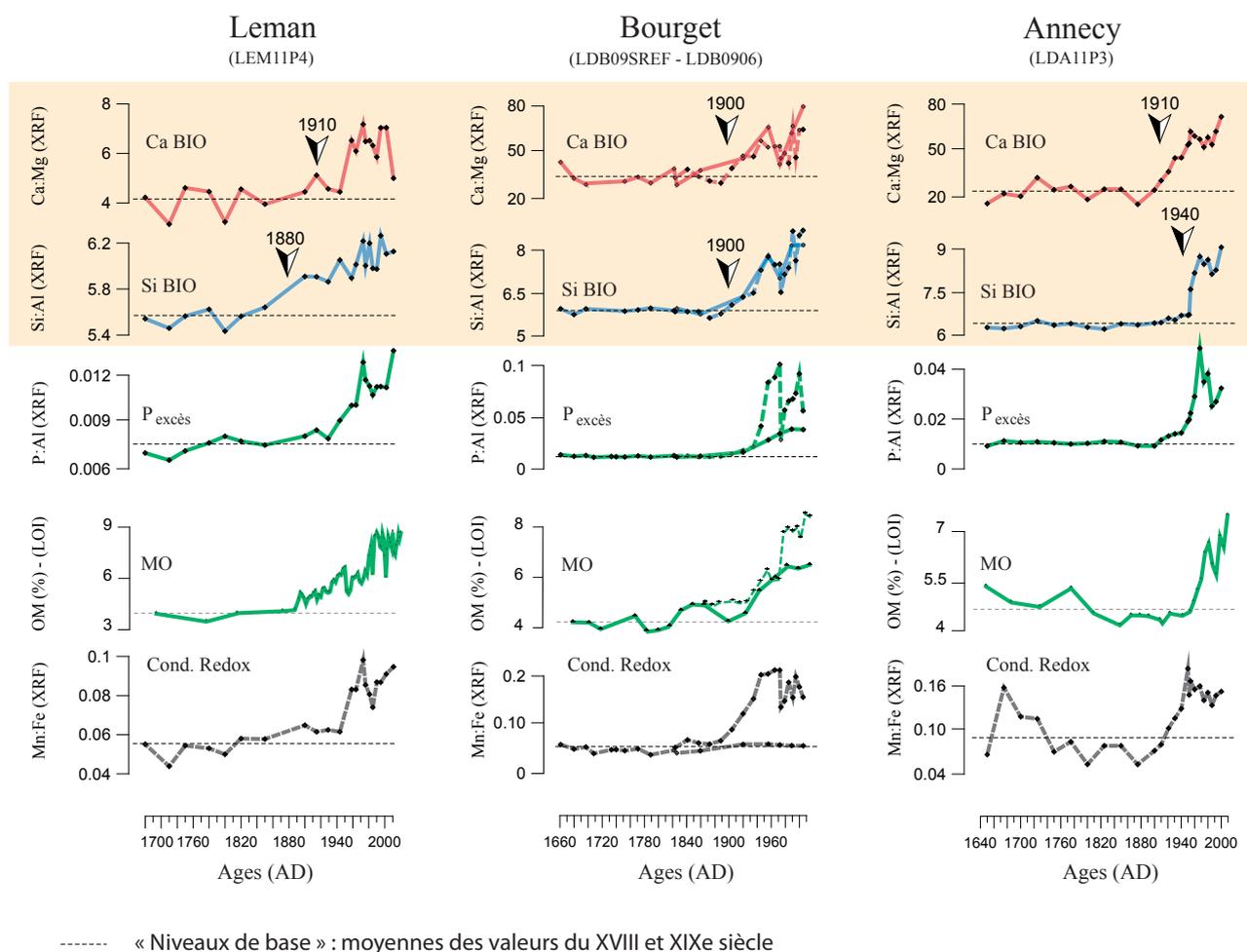


Figure 32 Evolution sur 300 ans de cinq caractéristiques du niveau trophique dans les trois lacs : la calcite bioprécipitée, la silice biogénique, le phosphore en excès, la matière organique et les conditions redox (Mn : Fe ou assemblage de chironomes).

La comparaison des tendances met en évidence une similarité générale dans l'évolution des concentrations de phosphore et les indicateurs de la production primaire. Pourtant **on relèvera que la production primaire amorce une augmentation avant les premières augmentations du phosphore enregistrées dans les sédiments**. La figure 32 présente, dans le cas du Bourget, les données pour une carotte de la zone profonde (LDB09SREF, trait en pointillé). Nous avons rajouté les données d'une deuxième carotte pour obtenir les tendances sur la période des derniers 300 ans (LDB0906, trait continu). Les différences observées pour les reconstitutions des deux carottes seront développées Partie 2 chapitre 3.

4. Evolution du compartiment biologique sur 150 ans dans les 3 lacs : recours à la pluridisciplinarité

Les résultats exposés dans ce paragraphe (figure 33) proviennent des travaux d'Alric et al., (2012 ; cladocères), de Berthon et al., (2013, accepté ; diatomées) et de Frossard et al., (2013, accepté ; chironomes). Les reconstitutions complètes des évolutions des communautés biologiques sont présentées et détaillées en annexe.

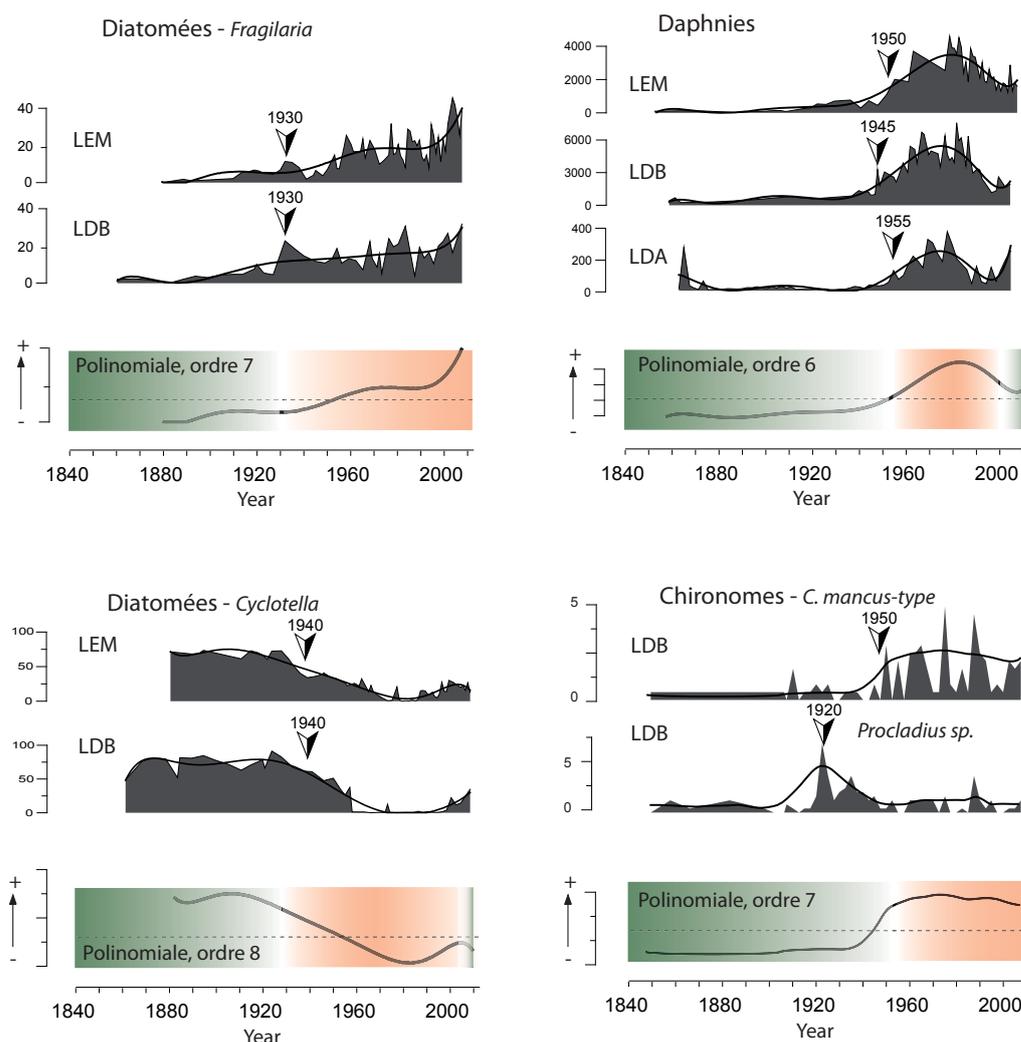


Figure 33 Evolution des abondances de 3 communautés constituant des indicateurs du phytoplancton (diatomées : *Fragilaria* et *Cyclotella*) ; zooplancton (cladocères : daphnies) ; macrofaune benthique (chironomes). Le détail des évolutions pour l'ensemble des espèces est présenté en annexe (Alric et al., (2013), de Bethon et al., (2013), Frossard et al., (2013)). Dans chacun des cas nous avons synthétisé les grandes tendances d'évolution des réponses biologiques en utilisant une fonction polynomiale (degré 6-8).

Les abondances relatives des espèces dans la colonne d'eau ont été comparées avec les abondances relatives dans les sédiments. Les relations sont bonnes pour chaque espèce (Alric et Perga, 2011 ; Berthon et al., 2013, accepté ; Frossard et al., 2013, accepté). Elles permettent de valider les reconstitutions présentées figure 33.

Pour chaque communauté, nous avons sélectionné les taxons communs dominants (abondants) qui dépendent principalement de l'enrichissement du milieu en nutriment. Dans le cas du phytoplancton (les diatomées), les abondances des différentes espèces de *Fragilaria* (Annexe) ont été regroupées afin de déterminer l'évolution globale du genre *Fragilaria* (figure 33). Le même exercice a été effectué pour les espèces *Cyclotella* afin de remonter au genre *Cyclotella* (figure 33). **Le genre *Fragilaria* présente une évolution continue croissante depuis 1920±2, sans présenter de signe de diminution jusqu'à aujourd'hui. Le genre *Cyclotella* présente une évolution décroissante dans les abondances depuis 1930-40. Une augmentation est observable néanmoins depuis 1990-2000.**

Dans le cas du zooplancton (cladocères), nous avons utilisé les abondances des daphnies car elles sont de loin les plus abondantes (en comparaison des abondances de Bosmines ; Alric et al., 2012) (figure 33). **Les abondances des daphnies marquent une augmentation au cours des années 1940±2, un maximum entre les années 1960-1990, et finalement une diminution jusqu'à aujourd'hui.** Notons que, malgré cette diminution, les abondances restent plus élevées qu'avant l'eutrophisation.

Dans le cas des espèces benthiques (chironomes), nous avons utilisé les données disponibles sur le Bourget. Les espèces présentent en général des augmentations (ou diminutions selon les espèces) plus rapides (abruptes) que dans le cas des diatomées et des cladocères (annexe). Notons que les trajectoires marquent des transitions plus abruptes entre états que dans le cas des communautés pélagiques.

La figure 33 présente également les courbes lissées (polynomiales d'ordre 6 à 8) des abondances 1) de diatomées et de daphnies dans le Léman et 2) de chironomes dans le Bourget. Ces courbes lissées permettent de repérer les trajectoires caractéristiques de l'évolution de certains compartiments biologiques sur 150 ans dans les lacs de l'étude.

L'évolution des abondances de chaque taxon est présentée en fonction des concentrations de phosphore total (figure 34). Cette représentation permet d'étudier les trajectoires des taxons en fonction du niveau d'enrichissement en nutriment du milieu. Si certains taxons présentent un retour presque complet à des conditions initiales (cas des daphnies, un peu moins dans le cas *Cyclotella*), on remarque en revanche que *Fragilaria* ne marque pas un retour complet. De plus, on remarque que *Fragilaria* dépend depuis les années 1980 d'un paramètre autre que l'enrichissement en phosphore. On peut suggérer l'implication du climat dans ce non-retour de la diversité à des

conditions antécédentes. L'étude des trajectoires de l'hypoxie (chapitre 3) permettra de déterminer dans quelle mesure les concentrations de phosphore conditionnent son évolution (de l'hypoxie).

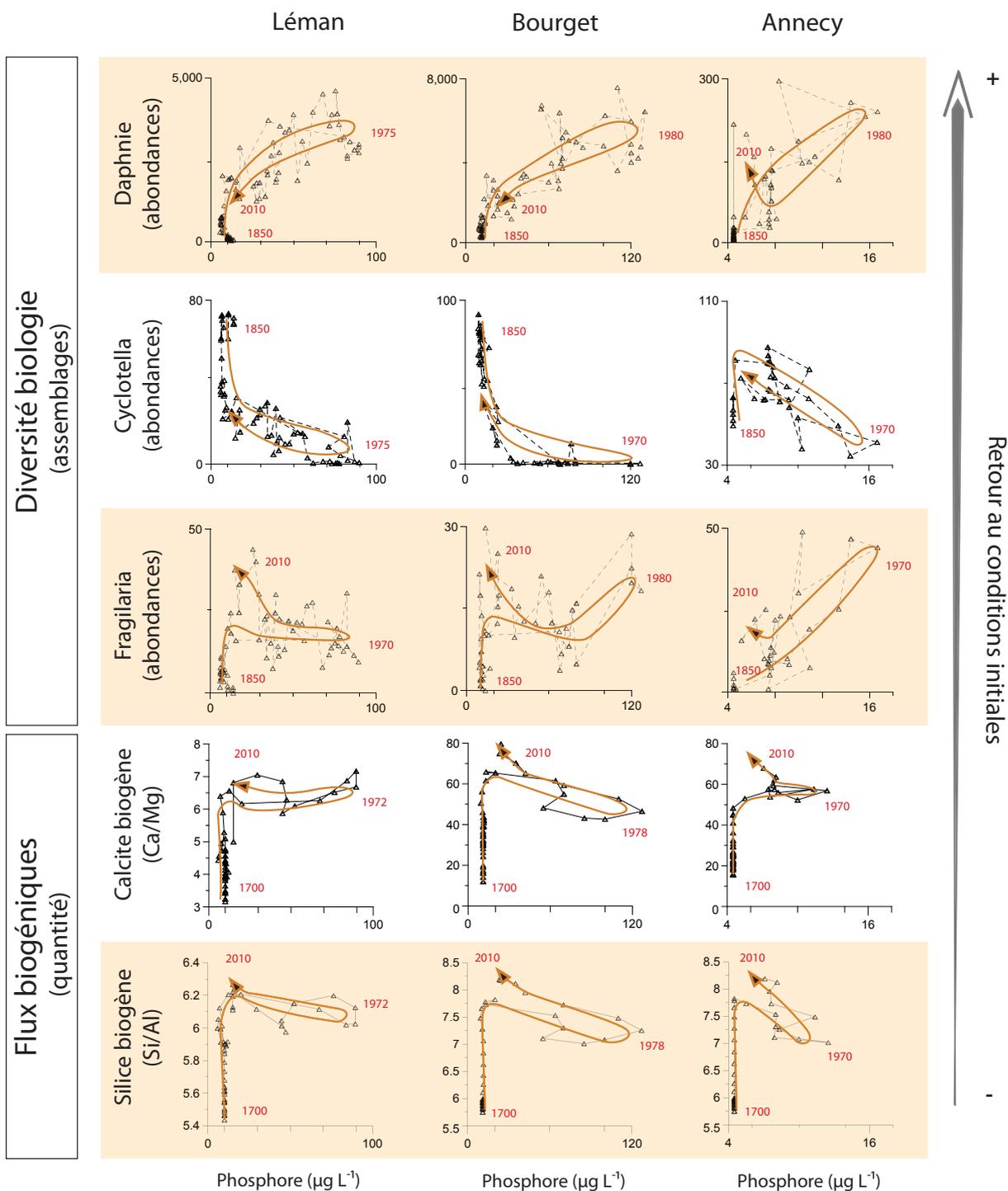


Figure 34 Evolution, pour les 3 lacs, des trajectoires des abondances d'espèces déterminées en fonction des concentrations de phosphore total (mesure hivernale dans la colonne d'eau).

CONCLUSION

Les trois lacs possèdent globalement des caractéristiques sédimentaires et géochimiques similaires pouvant être attribuées à un contexte géologique et climatique commun. **L'évolution de ces caractéristiques révèle une augmentation du niveau trophique marquée et permanente au travers de multiples indicateurs biologiques, géochimiques et sédimentologiques.** Il ressort que les sédiments récents sont marqués par l'augmentation dans les flux endogènes témoignant d'une plus forte activité biologique.

L'analyse des diatomées et du monitoring dans les trois lacs confirme l'histoire commune de l'enrichissement en phosphore : 1) un niveau de base (référence) jusque dans les années 1930-40, 2) une phase d'enrichissement significative au milieu du XXe siècle -plus précoce dans le cas du Bourget-, et 3) une diminution des concentrations jusqu'à aujourd'hui, mais avec des concentrations toujours supérieures aux valeurs du niveau de référence.

L'analyse biogéochimique révèle quant à elle une évolution du niveau trophique en **deux phases** : 1) une phase stable à l'échelle centennale (avant 1940), puis 2) une augmentation du niveau trophique au milieu du XXe siècle, marquée par de multiples indicateurs : augmentation des concentrations de phosphore, augmentation de la quantité de matière organique, augmentation de la taille des cristaux de calcite, de la silice biogène et de la calcite bioprécipitée. **Contrairement à la diminution des concentrations de phosphore dans la colonne d'eau, les sédiments récents présentent donc une persistance d'un état perturbé.**

Les analyses révèlent également une succession chronologique différente selon qu'on considère les diversités des espèces ou les flux. Les premières augmentations du niveau trophique sont enregistrées par les sédiments (diatomées, calcite bioprécipitée) avant les perturbations dans les assemblages des communautés biologiques et avant les augmentations des concentrations de phosphore dans les sédiments. Les variations progressives des flux endogènes, depuis 1850, ont été décrites dans d'autres lacs en Europe (Battarbee et al., 2010; Battarbee et Bennion, 2010).

Les reconstitutions des trajectoires seront utilisées dans le chapitre sur les forçages de l'hypoxie. Afin de prendre en compte l'ensemble des forçages de l'hypoxie, nous étudierons également les trajectoires du régime des crues.

CHAPITRE 2 : ÉVOLUTION DU RÉGIME HYDROLOGIQUE DANS 3 GRANDS LACS PÉRIALPINS DEPUIS 300 ANS

- RÉGIME ÉVÉNEMENTIEL ET RÉGIME CONTINU -

CHAPITRE 2 : ÉVOLUTION DU RÉGIME HYDROLOGIQUE DANS 3 GRANDS LACS PÉRIALPINS DEPUIS 300 ANS

INTRODUCTION

D'après les dernières conclusions du GIEC (2007), le réchauffement climatique pourrait à l'avenir accélérer les cycles hydrologiques à l'échelle globale. Une telle accélération pourrait provoquer une augmentation de la fréquence des crues de forte intensité (Allan et Soden, 2008; Milly et al., 2002; Pall et al., 2011). Cette constatation peut être préoccupante pour deux raisons : 1) car les crues de forte intensité peuvent être la cause de dommages importants sur les sociétés humaines (Change 2007; Wigley, 1985) et 2) car les crues peuvent modifier l'habitat des communautés biologiques lacustres (Schelske et al., 2005; Waters et al., 2012), ou provoquer des changements dans les cycles géochimiques lacustres (e.g. Eilers et al., 1983)

L'étude des crues concentre ainsi, à la fois, les thématiques climatiques, écologiques et les aléas. Le régime des crues est étudié le plus souvent à partir des données instrumentales. Cette branche de l'hydrologie a fait de considérables avancées grâce au développement de l'instrumentation sur les bassins versants, au recours aux outils mathématiques et à la modélisation. Pourtant, les recherches actuelles se tournent de plus en plus vers le passé afin de retrouver les crues historiques ayant été les plus intenses, ceci à des fins de modélisation. Le recours à des données historiques permet d'identifier les crues les plus dévastatrices, d'estimer les intensités de ces événements et enfin de calculer les périodes de retour (décennales, centennales, milléniales). Néanmoins, les archives historiques présentent certaines limites. Ces enregistrements sont souvent discontinus et il y a une limite dans la quantification des événements. Les archives historiques permettent donc d'accéder seulement à une partie de l'information hydrologique. Ces archives sédimentaires ont montré quant à elles leur capacité à enregistrer un signal continu de l'activité hydrologique (Arnaud et al., 2012; Gilli et al., 2013; Wilhelm et al., 2012b). Ces archives sédimentaires permettent également de quantifier les variations du régime des crues à partir de l'étude des flux détritiques (Engstrom and Rose 2013). Elles offrent ainsi une approche pertinente pour appuyer les recherches en hydrologie (en complément avec les recherches historiques et la modélisation).

L'approche sédimentaire permet de différencier deux types de régime hydrologique. Le régime événementiel concerne les crues de très forte intensité générant des transferts conséquents de sédiment. Les dépôts de crues événementielles sont pluri-millimétriques ou pluri-centimétriques. Ces dépôts sont individualisables et peuvent être mesurés directement sur le sédiment. Le régime continu des crues concerne les contributions régulières des flux de masse exogène. Le régime continu n'engendre pas/peu de dépôts identifiables. Les reconstitutions s'effectuent par conséquent de préférence à partir des mesures de profils

géochimiques (Arnaud et al., 2012) (ou des profils de susceptibilité magnétique ; Arnaud et al., 2005).

Ce chapitre sera consacré à la reconstitution des régimes pour les 3 lacs sur 300 ans à partir des archives sédimentaires. Nous chercherons à identifier les trajectoires d'évolution du régime (échelle centennale) et les variations sur de plus courtes périodes (échelle décennale). Ces variables hydrologiques (régime des crues événementiel et continu) constitueront des variables de forçage sur l'écosystème, comme défini en partie introductive. Ces résultats seront repris au chapitre 4 et dans la discussion.

1. Quantification du régime hydrologique à partir des archives sédimentaires : développement méthodologique

- ❖ *Article 1 : A 4D sedimentological approach to reconstruct the flood frequency and intensity of Rhone River (Lake Bourget, NW European Alps)*

Soumis à Journal of Paleolimnology

JEAN-PHILIPPE JENNY,^{1,2,*} BRUNO WILHELM,¹ FABIEN ARNAUD,¹ PIERRE SABATIER,¹ CHARLINE GIGUET COVEX,¹ ALAIN MÉLO,¹ BERNARD FANGET,¹ EMMANUEL MALET,¹ EMMANUEL MALET,¹ AND MARIE-ÉLODIE PERGA²

¹ *Laboratoire de l'Environnement de la Dynamique et des Territoires de Montagne, Université de Savoie, Le Bourget du Lac, France*

² *Institut National de la Recherche Agronomique (INRA), Station d'Hydrobiologie Lacustre, Thonon les Bains, France*

1.1. Résumé de l'article

L'étude des sédiments du lac du Bourget a été effectuée dans l'objectif de reconstituer la fréquence et l'intensité des crues de type *événementielles* sur plus de 300 ans. Afin de quantifier le régime hydrologique, nous avons développé une méthode reposant sur l'étude spatiale des dépôts visibles de crues (dépôts pluri-millimétriques à pluri-centimétriques). L'épaisseur des dépôts de 30 événements de crue a été documentée par l'étude d'une collection de 22 carottes sédimentaires. Les épaisseurs de dépôts ont été comparées aux données instrumentales des débits du Rhône (station Pougny, en amont du lac) sur la période de 1853 à 2010. **Les résultats montrent que la fréquence et l'intensité des crues ne peuvent pas être reconstituées à partir d'une seule carotte sédimentaire.** En effet, nous montrons que la nature hétérogène du dépôt dans un lac de grande dimension, comme le Bourget, conduit à sous-estimer les fréquences des crues lorsqu'on procède aux reconstitutions à partir d'une seule carotte sédimentaire. D'autre part, l'hétérogénéité des dépôts conduit à des reconstitutions des intensités différentes d'un enregistrement à l'autre. Par conséquent, à partir de l'ensemble des épaisseurs de dépôts inventorié dans les 22 carottes nous avons calculé le volume des dépôts pour chaque événement de crue. Les volumes ont été calculés à partir d'un protocole de krigeage. Les volumes ont ensuite été comparés aux débits maximum annuels du Rhône. Il s'avère que les corrélations sont très bonnes entre les débits et les volumes calculés. **Les débits ont pu être reconstitués sur 300 ans à partir de l'étude spatiale des archives sédimentaires.** Il s'avère donc que les relations sont correctement conservées entre les débits liquides et les transports de sédiments, malgré les aménagements du Rhône (barrages, retenues). Cette observation semble cohérente avec les travaux sur le Rhône, en amont du lac Léman (Loizeau and Dominik 2000a). En effet ces études montrent que, malgré les aménagements, il y a toujours une relation entre la charge solide (mesurée ici dans la rivière) et les débits liquides. Enfin, **les bons résultats des reconstitutions nous permettront d'exporter la méthode sur les lacs du Léman et d'Annecy, en deuxième partie de chapitre.**

1.2. Abstract

A high-resolution sedimentological study of Lake Bourget was conducted to reconstruct the flood frequency and intensity in the area over the last 350 years. Particular emphasis was placed on investigating the spatio-temporal distribution of flood deposits in this large lake basin. The thicknesses of deposits resulting from 30 flood events of the Rhône River were collected over a set of 22 short sediment cores. Deposit thicknesses were compared with instrumental data for the Rhône River discharge for the period from 1853 to 2010. The results show that flood frequency and intensity cannot be reliably reconstructed from a single core because of the inhomogeneous flood-deposit geometry in such a large lake. From all documented flood-deposit thicknesses, volumes of sediment brought into the lake during each flood event were computed through a kriging procedure and compared with the historical instrumental data. The results show, in this

study, that reconstructed sediment volumes are well correlated to maximal flood discharges. This significant correlation suggests that the increase of embankment and dam settlements on the Rhône River during the last 150 years has not significantly affected the transport of the smallest sediment fraction during major flood events. Hence, assessment of the flood-sediment volumes deposited in the large Lake Bourget is the only way to reliably reconstruct the flood frequency and intensity.

1.3. Introduction

Floods of large European rivers are some of the most significant natural hazards, causing serious human and economic losses (Münich Re Group, 2003). Currently, the current global warming trend is expected to lead to an intensification of the hydrological cycle, which could result in an increase in the frequency and intensity of extreme precipitations events (Allen and Ingram, 2002; IPCC et al., 2007). This could result in an increasing flood hazard within the next decades (Christensen and Christensen, 2003; Trenberth, 2007). A reliable assessment of the future evolution of flood events thus becomes a crucial issue. However, the stochastic nature and the rare occurrence of these events make it difficult to identify trends based on instrumental data alone (Frei and Schär, 2001). To overcome these limits, the study of lake sediments can provide flood records long enough to identify the natural variability of the flood activity over a wide-ranging frequency spectrum (Czymzik et al., 2010; Wilhelm et al., 2012a) and, thereby making it possible to understand the physical processes driving the flood occurrence and intensity throughout various global climate states.

Paleolimnological studies have shown that the past evolution of flood frequency can be reliably assessed from the identification and the dating of flood deposits (Czymzik et al., 2010; Ito et al., 2010; Schiefer et al., 2011; Giguet-Covex et al., 2012; Gilli et al., 2003; 2013). However, in the case of large lakes, the incoming river-flow may develop meandering channel systems and distal basin fan lobes (Mulder and Chapron, 2011) or river plume deviation (Girardclos et al., 2003), resulting in a high spatial heterogeneity of the flood deposits over large lake basins and biasing flood reconstructions when a unique core is studied. Through a high-resolution spatial approach, we aim thus at assessing the distribution of the flood deposits in a large lake to test the reliability of the flood frequency reconstructed from a single core as is classically done.

Past changes in flood intensity are even more difficult to assess. In a few cases, intensities were assessed from the grain size (Lapointe et al., 2012; Wilhelm et al., 2012a; in press; Giguet-Covex et al., 2012), which is assumed to represent the river energy and, thereby, the discharge (Campbell, 1998; Mulder et al., 2001). Intensities were also assessed from the thickness of the flood deposit (Schiefer et al., 2011; Wilhelm et al., 2012b), which is assumed to represent the total amount of sediment transported and deposited during the flood event. This latter method seems to require a homogeneous spatial distribution of flood deposits (Schiefer et al., 2011; Wilhelm et al., 2012b). Through a high-resolution spatial approach, we aim at testing the reliability of the flood intensity reconstruction in a large lake from flood thicknesses or from estimates of sediment

volumes transported and deposited during a flood. We chose Lake Bourget, whose dimensions were well suited to a large spatial investigation, because flood deposits for this lake had been previously documented (Arnaud et al., 2005; 2012, Chapron et al., 2005; Debret et al., 2010) and characterised (Chapron et al., 2002; Revel-Rolland et al., 2005). Finally, anthropogenic settlement history (dams and embankments) was compared with the reconstruction of the flood regime to discuss the relationships between changes in the flood regime, climate, and human settlements.

1.4. Study site and settings

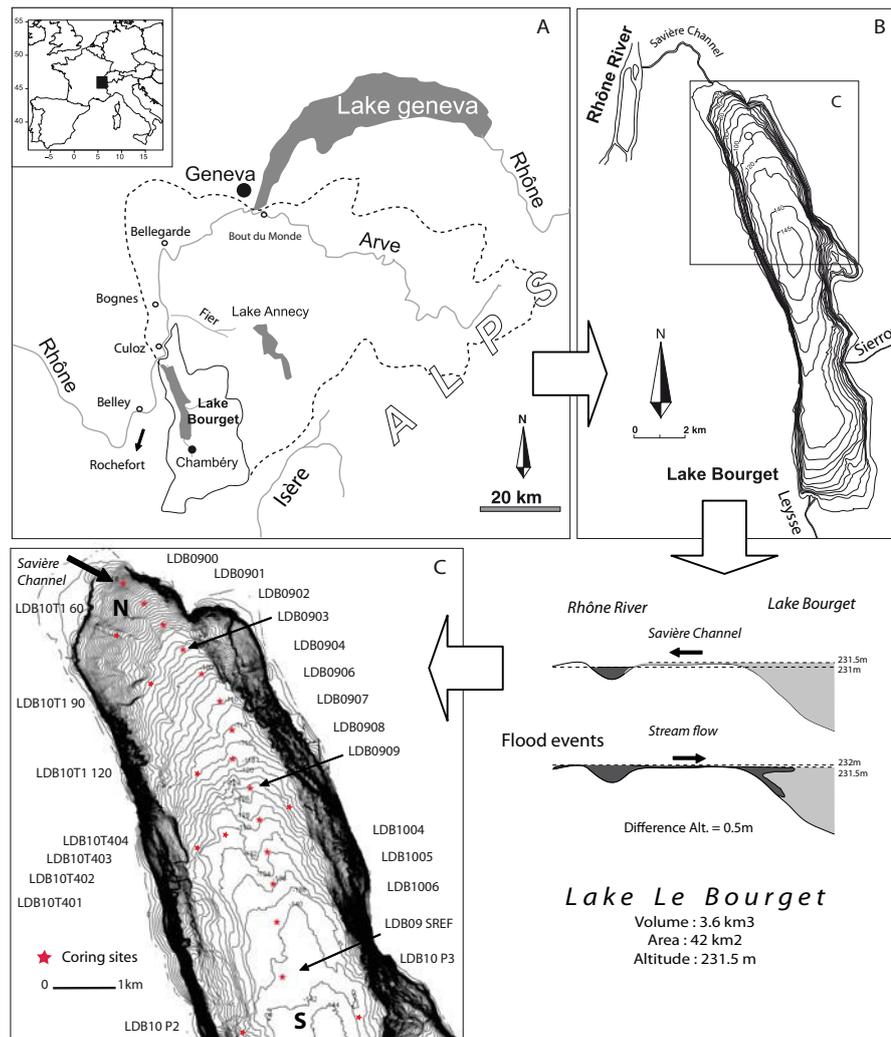


Figure 35 (A) Location map and catchment area of Lake Bourget. (B) Main tributaries (Rhône, Leysse, and Sierroz River) and effluent (Rhône River) of Lake Bourget. (C) The Savière channel generally flows from Lake Bourget to the Rhône River; however, the flow is reversed during severe flooding of the Rhône River. (D) Bathymetry and core locations in the North basin.

Lake Bourget (231.5 m asl, 147 m deep, 18 km long, and 2.8 km wide) is a narrow over-deepened hard-water lake at the northwestern edge of the French Alps (Fig. 35A). The small Leysse and Sierroz Rivers usually feed the Lake Bourget waters, which then flow to the Rhône

River by the Savière channel (Fig. 35B). However, during severe flooding of the Rhône River, the water-current of this channel is reversed and waters of the Rhône River enter into Lake Bourget (Fig. 35C). During such flood events, the Lake Bourget catchment area is 4,600 km², including tributaries draining part of the Jura Mountains and the Inner Alps. The Rhône River provides predominantly illite and reworked particles transported by the Arve River that were eroded by glaciers in the Mont-Blanc External Crystalline massifs (Revel-Rolland et al. 2005; Debret et al. 2010). Previous studies showed that sediments of the northern basin are composed of autochthonous and allochthonous sediments (Arnaud et al. 2005; 2012; Giguet-Covex et al. 2010). The allochthonous fraction is generally mixed with the autochthonous fraction (between 10 and 40% of the bulk sediment) but can also generate individual deposits during high-energy flood events. The grain size of the terrigenous fraction is almost constant over the whole Holocene whether it is diluted in the autochthonous matrix or sampled in individual flood deposits (Arnaud 2005). The grain size is characterised by a mode ranging from 6 to 9 µm, precluding the use of grain size as a marker of intensity.

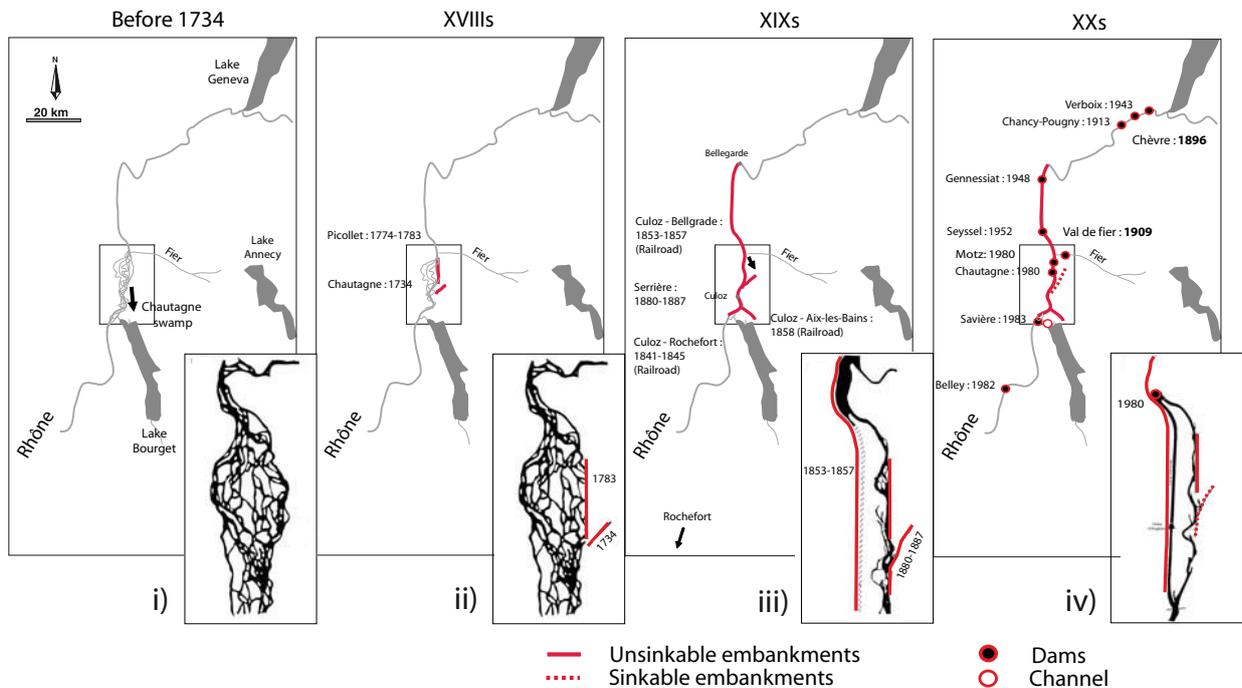


Figure 36 Historical human settlements and corresponding morphology of the upper Rhône River from 1734 to 2009. The 1700s and 1800s are characterised by an increase in embankments, whereas the 1900s were mainly affected by dams.

Rhône River settlements

The natural braided-shape system of the Rhône River was modified by human settlements during the second part of the 1700s (Fig. 36). Since AD 1774, the left riverbank has been protected by discontinuous embankments that reduce overflowing and the transport of sediments into the Chautagne swamps. In the second part of the 1800s, both the left and right sides of the river were embanked, leading to the current linear configuration of the Rhône, which is well suited for navigation and commerce. The construction of the first hydropower dams around AD 1900

(Chèvres in 1896; Giffre in 1897; Chadde in 1896, Val de Fier in AD 1909) on the Rhône River and on its major tributaries (Giffre, Arve and Fier) increased the retention of sediments from the main source contributors (Giuliani et al., 1994; Viollet, 2005). Finally, since AD 1913, seven additional dams (hydropower and impoundments) have been constructed along the Rhône River and regulate the discharge between Geneva and Lake Bourget (Fig. 36).

1.5. Materials and methods

Coring sites

The high-resolution spatiality of the flood deposition was assessed through 22 short cores sampled from the northern basin using a gravity corer (Uwitec Ltd., Austria). Coring sites were selected along a proximal-distal transect from the Savières channel to the deep basin and along a transversal transect, cross-cutting the proximal-distal transect at its halfway point (Fig. 35C). Three additional cores were taken at the east end of the proximal-distal transect to limit spatial gaps.

Dating

Previous studies of recent sediments from the deep basin offer clearly identifiable chronological markers for dating. Giguet-Covex et al., (2010) have indeed shown that the most superficial sediment has been made up of biochemical varves since at least the 1940s. More-recent studies revealed that these varve facies started in 1933 in the deepest part of the lake and reached the whole northern basin in the 1940s (Jenny et al., 2013; in press). In addition, three particular deposits were identified as resulting from the catastrophic floods of the Rhône River in AD 1711 and 1733 (Champion, 1839), and from the earthquake of Chautagne in AD 1822 (Chapron et al., 1999). Based on these chronological markers, individual sedimentation rates were calculated for five cores (LDB0904, LDB0906, LDB1005, LDB1006, LDB10SREF) that were selected because of their position along the proximal-distal transect and the visual identification of the above-mentioned tie points (Jenny et al., 2013; in press). Ages of all flood deposits were calculated by interpolation of the sedimentation rates. Then, a synthetic depth-to-age model was computed from the five individual models and adjusted on dates of historical flood events to reduce dating uncertainties. The other 17 cores were dated by stratigraphic correlations (Fig. 37).

Modelling flood deposits: Spatial distribution and volumetric assessment

Flood deposit thicknesses were documented for all cores on fresh sediment and from high-resolution digital images (3,500 dpm). Two-dimensional modelling of geometrical extensions of flood deposits was performed for each recorded flood event using the gridding and contour mapping software SURFER 9. Different gridding models were used to interpolate the extensions of flood deposits between core locations. The natural neighbourhood affected by an anisotropic ratio of 2 was chosen to generate an axial-flow direction of the sediment distribution.

The volumes of flood sediments were then computed by interpolation of the deposit thicknesses. The uncertainties in the estimated volumes were calculated by taking into consideration the standard deviation of the calculated volumes for the different interpolation methods. Volumes were calculated for seven different core datasets: (1) the first took into account all 22 cores, (2) five others used the 3, 4, 5, 6, and 7 most distal cores sampled from the deep basin, and (3) the seventh used the 6 most proximal cores sampled close to the river mouth. These calculations were performed to estimate the preferential zones of flood-sediment accumulation and the representativeness of reconstructions based on all cores compared with reconstructions based on cores from the proximal or distal areas only.

Validation of reconstruction using monitoring and historical data

To assess the reliability of the flood record, it was first compared with an exceptional long-term monitoring series from the Rhône River (CEMAGREF, 2000). The maximum annual discharges of the Rhône River were calculated from water levels measured at the Bognes hydrological station (Fig. 35A) for the period from 1853 to 2000 (CEMAGREF, 2000). Discharges from two recent major flood events (2002, 2004) were measured by Compagnie National du Rhône (CNR) and included to complete the sequence to the present day. To extend the instrumental record, historic flood dates of the Rhône and Arve Rivers were compiled from historical books and reviews (Bravard 1987; Champion 1839; Pardé 1928).

1.6. Results

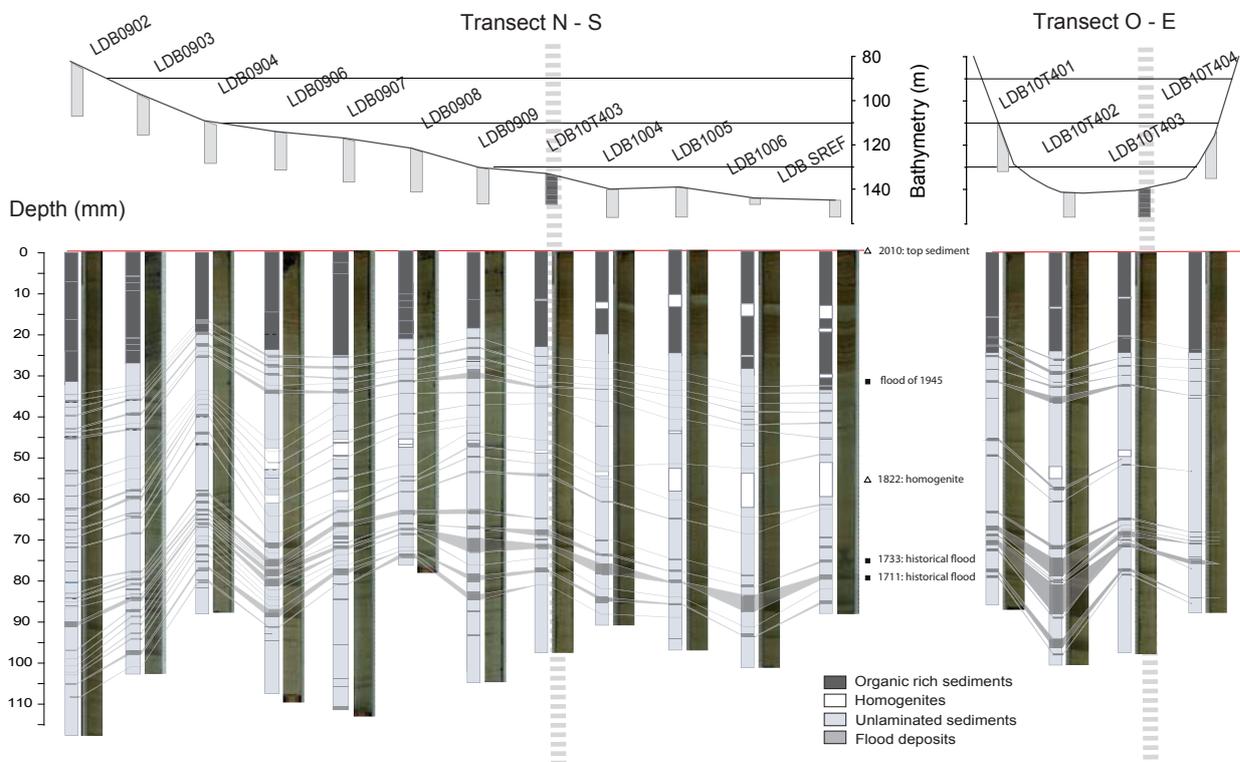


Figure 37 Correlation of flood events between cores of longitudinal and transversal transects. Five lithostratigraphics corresponded to well-documented historical events.

Identification and dating of flood deposits

A total of 30 deposits of flood events and the chronological markers were identified and correlated (Fig. 37). Based on the varve counting and the clearly identifiable chronological markers of AD 1711, 1733, and 1822, mean sedimentation rates were obtained: 0.23 ± 0.04 , 0.20 ± 0.04 , 0.24 ± 0.04 , 0.23 ± 0.04 , and 0.24 ± 0.04 cm y^{-1} for cores LDB0904, LDB0906, LDB1005, LDB1006, and LDB10SREF, respectively. These sedimentation rates provided the five models used to date all 30 flood deposits (Fig. 38). A mean dispersion of 7 ± 3 years appeared between the ages of flood deposits triggered by a common event. Except when the ages of flood deposits were in agreement with historic flood dates of the Rhône and Arve Rivers (black triangles, Fig. 38), the mean ages of each flood deposit were retained for the remainder of the study. Hence, the mean sedimentation rate and historic data provided a synthetic model represented by black squares in Fig. 38.

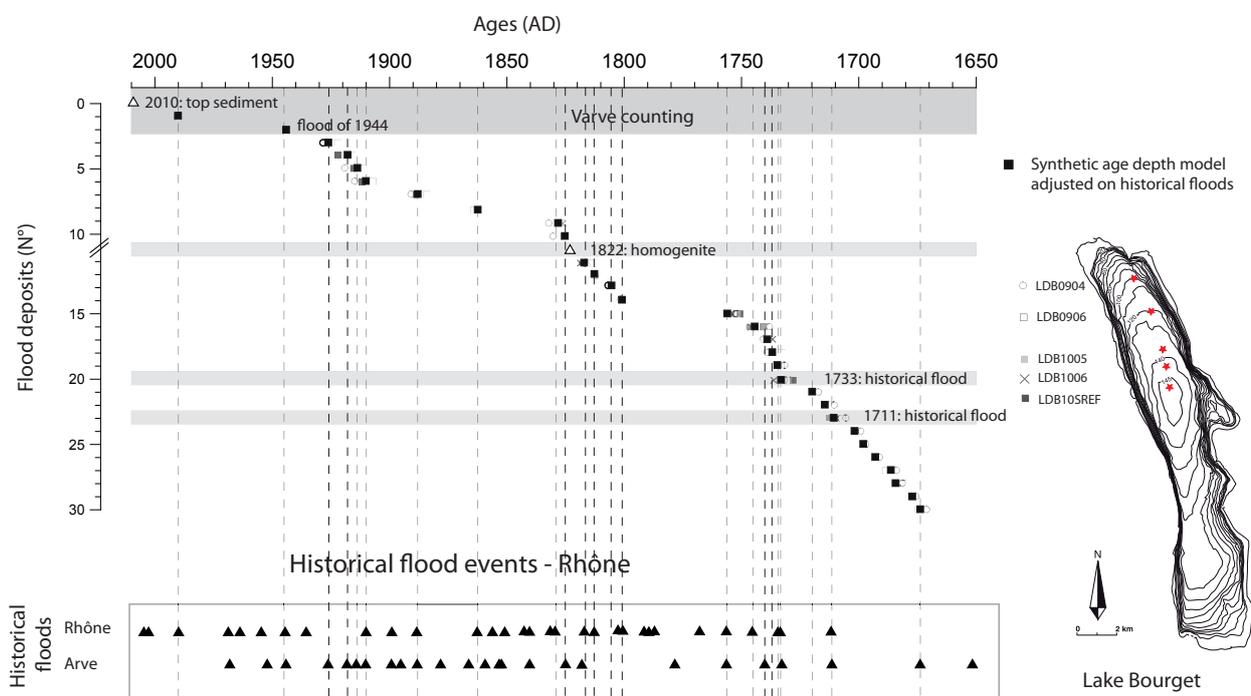


Figure 38 Flood event dating according to five independent age depth models calculated from varve counting and from five well-documented historical events (1711, 1733, 1822, 1945, and 2010). A synthetic model (black squares) was adjusted based on the closest historical flood events of the Rhône and Arve Rivers.

Spatio-temporal distribution of food deposits

To assess the distribution of the flood deposits through time and space, in Fig. 39, we represent a complete overview of the 30 flood deposits, together with their thickness, along the longitudinal and transversal transects. Cores located in the deep basin (LDB10T403, LDB1004, LDB1005, LDB1006, and LDB10SREF) recorded only (on average) 35% of all the 30 inventoried flood deposits. In contrast, the closer the cores are to the delta (LDB10T1-120, LDB0906, LDB0904, LDB0903, and LDB0902), the more exhaustively they record the flood events (80%, 73%, 90%,

97%, and 93%, respectively). Thinner deposits (2 to 4 mm) were identified in cores from the proximal zone, while thicker deposits were observed in the distal zone (2 to 70 mm). These results suggest that cores of the proximal zone are more suitable for reconstruction of the flood frequency and that cores from the distal zone could be more suitable for reconstruction of the flood intensity in the case of an approach based on the flood-deposit thickness. Distributions over the transversal transect show that the thickest flood deposits were mostly recorded in the deepest zone (core LDB10T402). Moreover, flood sediments seem to be deposited more often in the western part (LDB10T401) than in the eastern part (LDB10T404) of the basin.

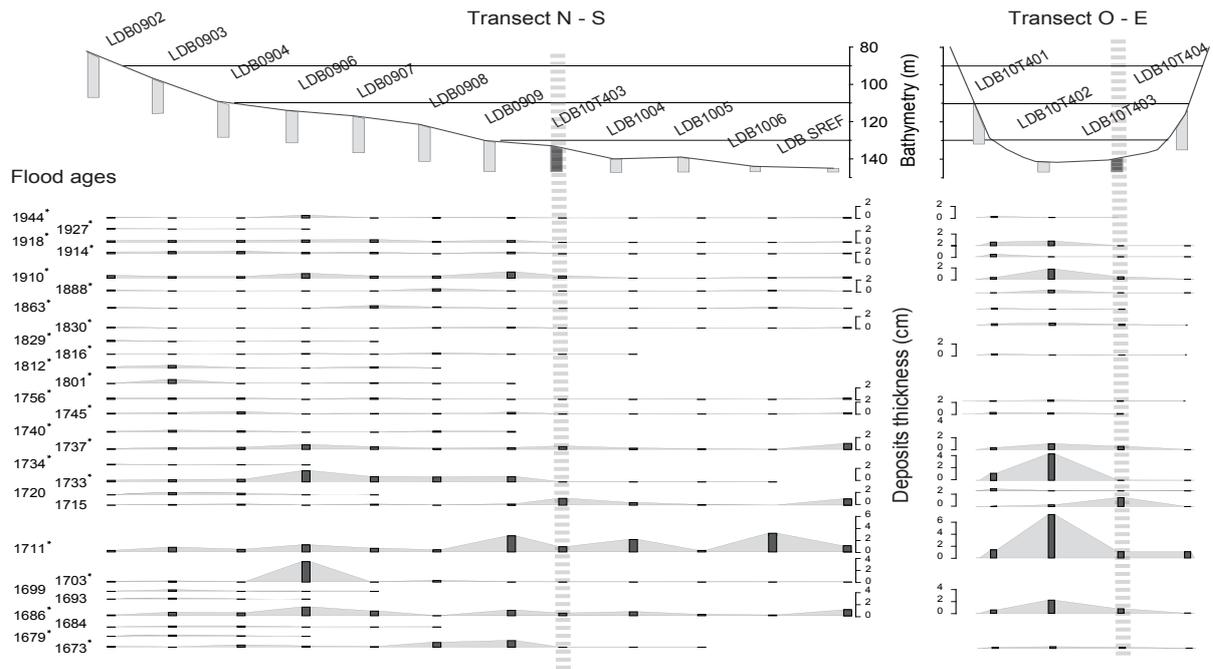


Figure 39 Spatio-temporal distribution of flood deposits along the longitudinal and transversal transects. Core LDB10T403 corresponds to the cross section between the two transects. The ages of flood events are plotted on the left side. Black stars indicate flood deposits related to referenced historical events.

The spatial distribution of flood deposits can be investigated through a modelling map (Fig. 40). Figure 6A presents the spatial distribution of seven contrasted flood deposits, ranked from the lowest to the highest volumes. Events with the lowest flood-sediment volumes only cover the proximal zone, whereas events with the highest volumes spread from the proximal zone to the deep basin (Fig. 40B). This confirms the intuitive statement that during a given flood event, the higher the volume of transported sediments, the more distal the deposit accumulation. As a consequence, there is a link between the velocity of the incoming current and the total deposited volume of sediment. Furthermore, the mapping reveals various changing and complex pathways of hyperpycnal flows from one event to another, indicating that flood sediments are highly heterogeneously distributed in the whole basin. This suggests that only flood reconstructions based on a multi-core assessment of flood-sediment volumes could reliably reconstruct the flood frequency and intensity in large lakes.

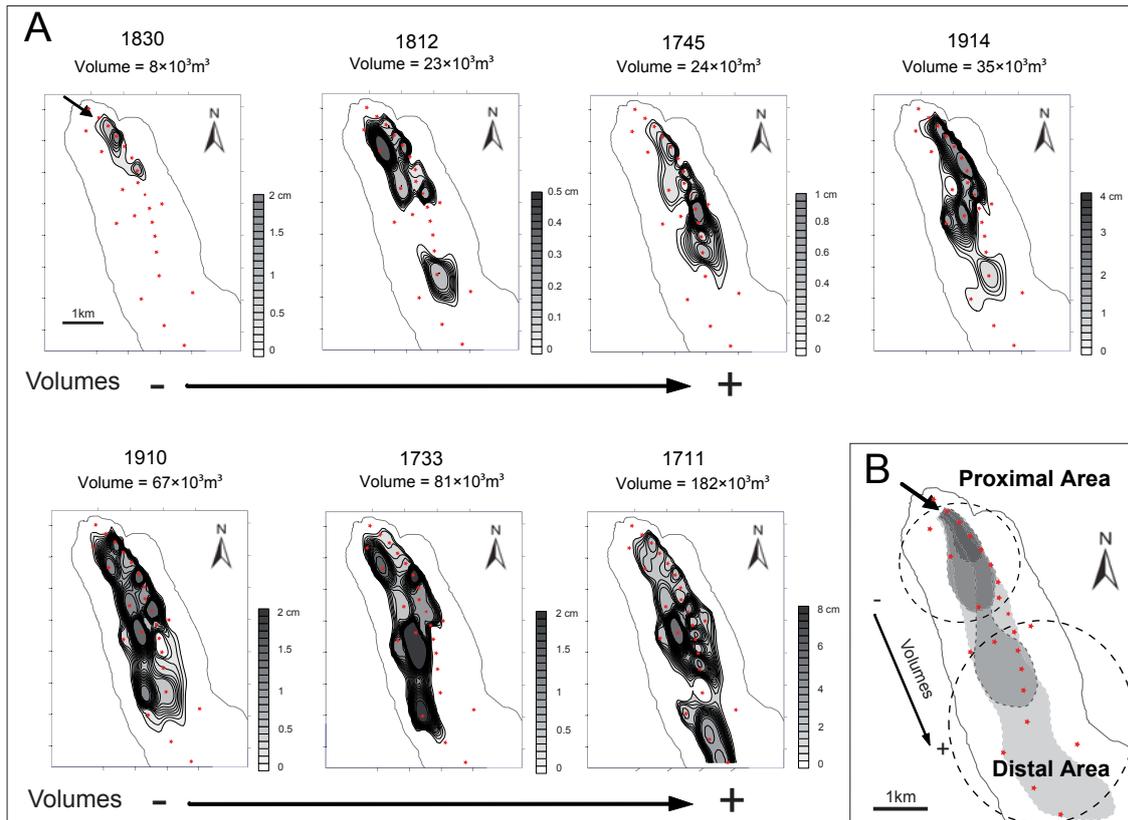


Figure 40 (A) Spatial distribution of flood sediments for seven selected events, ranked from low volumes (left top) to higher volumes (right bottom). (B) Conception scheme of flood-triggered sediment distribution, according to volumes of sediments brought into the lake during floods. The greater is the sediments volume, the more distal is the distribution. The meandering distribution is also arbitrarily schematised.

To verify the representativeness of each core flood-deposit record, we reported the records of flood frequency and flood intensity for each individual core ($\times 22$ cores) and for multiple-core assemblages of the distal, proximal, and total area (Table 3). The records were systematically correlated to the total reconstruction, which means that the total reconstruction—presented in the bottom panel—corresponds to the best reproduction of flood frequency (100% reproduced) and intensities ($r^2=1.00$, $p<0.001$). For instance, core LDB0902 records 93% of the flood events, corresponding to a good reproduction of frequency, but to a relatively poor reconstruction of intensity ($r^2=0.20$, $p>0.01$). More generally, Table 3 highlights the fact that cores from the distal zone reproduce the flood frequency poorly (mean $35\% \pm 20$) but reproduce the flood intensity quite well (mean $R^2=0.66 \pm 0.01$). In contrast, sequences of proximal cores reproduce the flood frequency well (mean $76\% \pm 20$) but generally do not reproduce intensity (mean $r^2=0.25 \pm 0.01$).

In Table 3, reconstructions based on multiple-core assemblages, both from the proximal (one set of 6 cores) and the distal areas (five sets of 3, 4, 5, 6, and 7 cores) were also compared with the total reconstruction (Table 3, bottom panel). The best combination to reproduce the flood frequency is the assemblage from multiple proximal cores (100% frequency reproduced). Assemblages

from the distal zone reproduced 47% to 67% of the total frequency, which is much better than the reconstruction obtained from isolated cores (mean 35% ± 20). However, the intensity is well reproduced by assemblages from the distal zone (mean $r^2=0.85\pm 0.15$, $p<0.001$), but by none of the assemblages from the proximal zone (the only example is from the 6-core reconstruction with $r^2=0.3$, $p<0.01$).

Finally, all the reconstructions of flood intensity were compared with the monitored maximum annual discharge for the period from 1853 to 2004 (Table 3, right side). The correlations are significant only for the reconstruction from multiple-core assemblages of the distal zone (7 cores, $r^2=0.87$, $p<0.001$) and the total reconstruction (22 cores, $r^2=0.81$, $p<0.001$).

Proxy	Cores	Frequency			Intensity					
		Detected flood deposits		Correlation with total flood-sediment volumes		Correlation with monitored maximal annual discharge (1853-2010)				
Name of cores	Number of cores	Coring zone	Number of deposits	(%)	r^2	p -value	Number of deposits	r^2	p -value	
Thicknesses	LDB0902	1	Proximal	28	93	0,20	$p > 0,01$	9	0,42	$p < 0,1$
	LDB0903	1	Proximal	29	97	0,10	$p > 0,1$	5	0,89	$p < 0,1$
	LDB0904	1	Proximal	27	90	0,03	$p > 0,1$	5	0,86	$p < 0,1$
	LDB0906	1	Proximal	22	73	0,24	$p > 0,01$	6	0,03	$p > 0,1$
	LDB0907	1	Proximal	20	67	0,45	$p > 0,01$	5	0,51	$p > 0,1$
	LDB0908	1	Proximal	15	50	0,01	$p > 0,1$	5	0,24	$p > 0,1$
	LDB0909	1	Proximal	21	70	0,43	$p < 0,01$	6	0,09	$p > 0,1$
	LDB10T1 90m	1	Proximal	20	67	0,10	$p > 0,1$	5	0,27	$p > 0,1$
	B17	1	Proximal	10	33	0,33	$p > 0,01$	4	0,22	$p > 0,1$
	LDB10T1 120m	1	Proximal	24	80	0,67	$p < 0,001$	6	0,46	$p > 0,1$
	LDB10T403	1	Distal	13	43	0,73	$p > 0,01$	2		
	LDB10T401	1	Distal	17	57	0,72	$p < 0,01$	6	0,73	$p < 0,1$
	LDB10T402	1	Distal	15	50	0,88	$p < 0,001$	5	0,23	$p > 0,1$
	LDB10T404	1	Distal	6	20			1		
	LDB1004	1	Distal	10	33	0,80	$p > 0,01$	1		
	LDB1005	1	Distal	9	30	0,78	$p > 0,01$	2		
	LDB1006	1	Distal	9	30	0,87	$p < 0,01$	3		
	LDB SREF	1	Distal	11	37	0,71	$p < 0,001$	5	0,35	$p > 0,1$
	LDB10 P2	1	Distal	5	17	0,57	$p > 0,1$			
	BB10	1	Distal	10	33	0,30	$p > 0,1$	3	0,76	$p > 0,1$
	B15	1	Distal	5	17					
	B11a	1	Distal	5	17	0,58	$p > 0,1$	2		
B12	1	Distal	5	17	0,30	$p > 0,1$	1			
Volumes	Combination p1	6	Proximal	30	100	0,30	$p < 0,01$	8	0,43	$p < 0,1$
	Combination d1	7	Distal	20	67	0,86	$p < 0,001$	7	0,87	$p < 0,01$
	Combination d2	6	Distal	17	57	0,89	$p < 0,001$	6	0,47	$p > 0,1$
	Combination d3	5	Distal	15	50	0,91	$p < 0,001$	5	0,13	$p > 0,1$
	Combination d4	4	Distal	14	47	0,85	$p < 0,001$	5	0,27	$p > 0,1$
	Combination d5	3	Distal	14	47	0,76	$p < 0,001$	5	0,33	$p > 0,1$
Volume Total (m3)	22	Total area	30	100	1	$< 0,001$	10	0,81	$p < 0,001$	

Combination p1: LDB0902 - LDB0903 - LDB0904 - LDB0906 - LDB0907 - LDB0908
 Combination d1: LDBSREF - LDB10P2 - LDB1006 - LDB1005 - LDB1004 - LDB10T403 - LDB10T402
 Combination d2: LDBSREF - LDB10P2 - LDB1006 - LDB1005 - LDB1004 - LDB10T403
 Combination d3: LDBSREF - LDB10P2 - LDB1006 - LDB1005 - LDB1004
 Combination d4: LDBSREF - LDB10P2 - LDB1006 - LDB1005
 Combination d5: LDBSREF - LDB10P2 - LDB1006

Table 3. Assessment of the flood frequency reconstruction (detected flood deposits) and the flood intensity reconstruction (flood sediment volume) from individual cores (top panel) and multiple cores (bottom panel). Records are assessed as a function of their similarity to the total (22 cores) reconstruction and to the monitored annual discharge. Bold characters indicate cores with a reconstructed frequency of up to 60% and a reconstructed intensity with p -values below 0.01.

1.7. Discussion

Flood reconstruction versus instrumental data (1853-2010)

The maximum annual discharge of the Rhône River has been continuously monitored since 1853 (Fig. 41). It ranged between 900 and 1,300 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ on average, but it exceeded 1,500 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ during ten major flood events (CEMAGREF, 2000). Nine of these ten major events correspond well to the flood record of the last 150 years (Figs. 41A and B). This suggests a threshold in the flood discharge of 1,500 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ for the formation of identifiable flood deposits. Moreover, a significant relationship appeared between discharges and the reconstructed sediment volumes ($R^2 = 0.81$, $p \leq 0.0001$), strongly suggesting that total flood-sediment volumes are related to the maximal annual discharge of flood events. Hence, reconstructed volumes provide a reliable proxy of past flood occurrence and intensity at least over the last 150 years. Nevertheless, human settlements (embankments and dams) could have disrupted the linear relation between discharges and volumes of sediment deposited over the last 350 years (Fig. 41C).

The early 1900s were characterised by the first dam settlements (Fig. 36). The construction of the first hydropower dams around AD 1900 on the Rhône River increased the retention of sediments from the main source contributors (Giuliani et al. 1994; Viollet 2005). However, the strong relation between volumes and monitored annual discharges suggests that the quantity of sediment transported and deposited into Lake Bourget by the Rhône River during flood events has not been significantly affected by the settlements. This might be attributed to the small grain size (mainly clays and fine silts) of the flood sediments brought by the Rhône River into Lake Bourget. These fine particles are mainly in suspension and may thus cross the dams without being deposited. Furthermore, during high-energy flood events, dams generally retain negligible volumes of water compared with the total transiting volume of water (Doutriaux, 2008). However, Genissiat's dam, built in AD 1948, has the particularity to retain fine sediments (Doutriaux and Couvert 2008), while volumes and monitored annual discharges were compared mostly for events appeared before AD 1948. The only major event recorded by sediments since AD 1948 is the AD 1990 event. It is thus difficult for now to evaluate the consequence of such dams on the volume-to-discharge relation preservation for the more recent period.

Flood reconstruction versus historical data (1700s and 1800s)

Historical descriptions were explored to rank the highest past flood events since the mid-1600s. According to our flood record, the four highest volumes of the last 350 years were deposited during the early 1700s, in AD 1686, 1711, 1733, and 1737 (Fig. 41). The highest volume of terrigenous sediments was brought by the AD 1711 event ($182 \times 10^3 \text{ m}^3$), equivalent to more than twice the volume brought by the second most intense flood event ($81 \times 10^3 \text{ m}^3$ in AD 1733). Only a few descriptions are available for flood events of the upstream Rhône River over the 1700s. Only

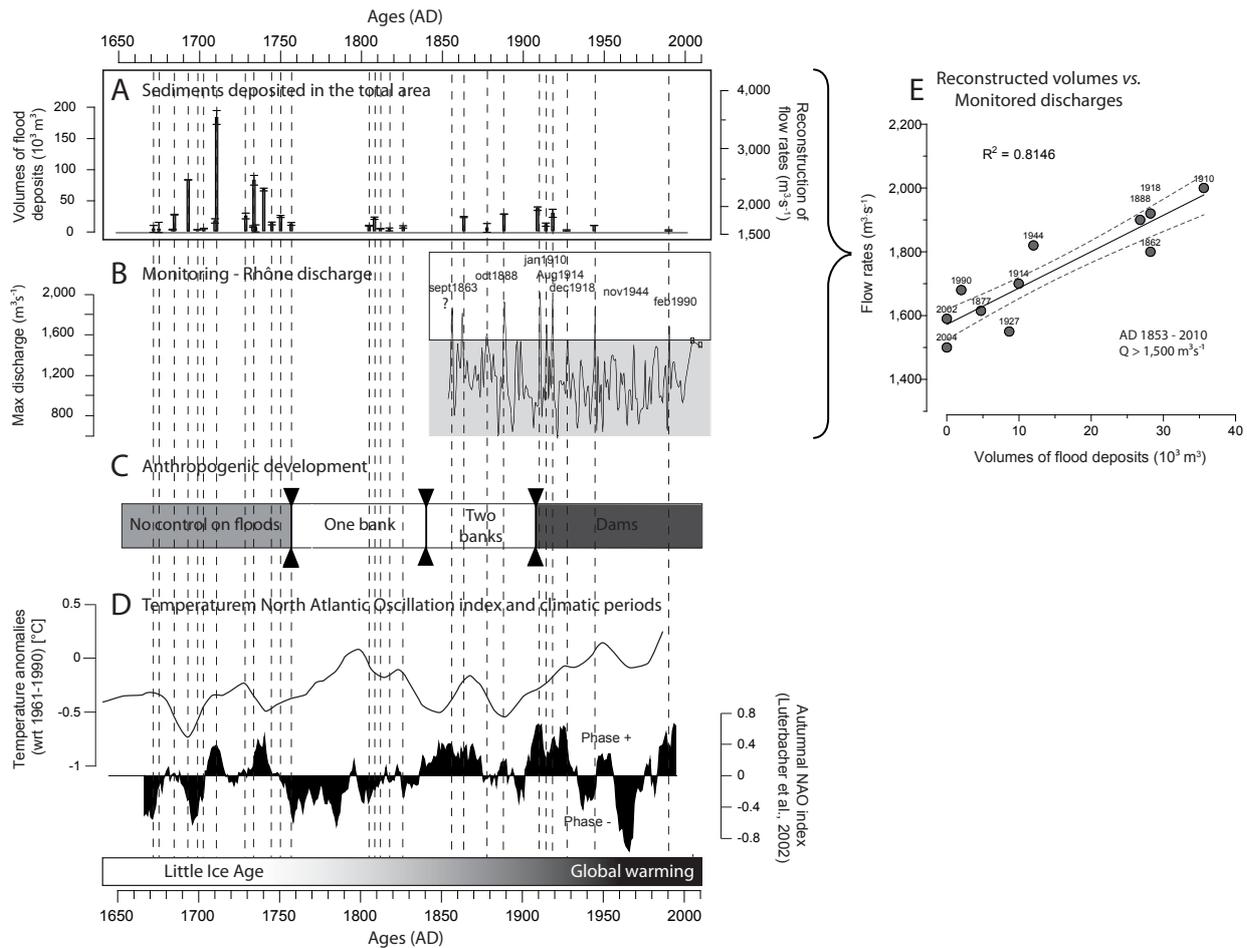


Figure 41 (A) Reconstruction of the relative intensity from the total volume calculation compared with (B) the maximum annual discharges of the Rhône River obtained from monitoring data, (C) major anthropogenic development, and (D) temperature (Casty et al. 2005) and the NAO index (Luterbacher et al. 2002). (E) A cross plot of the reconstructed volumes and monitored

the AD 1711 flood event was described in detail in the available historic archives because it was remarkably devastating. This event was compared with other higher-energy floods of the 1700s and 1800s to validate the reliability of the reconstructed flood intensity over historic times. Historical data presented the AD 1711 event as the most important flood event due to the combination of melted snow and generalised extreme precipitation (Champion, 1839). This flood event was characterised as exceptional because the level reached “6 feet high of water at the portal of the *Eglise de la Charité*”, in Lyon located 95 km downstream from Lake Bourget (Champion, 1839). From AD 1711 to 1839, archives never recorded such a high level of water in Lyon (Champion, 1839). This suggests that the AD 1711 flood event was indeed far more intense than other flood events and that relative intensity seems to be preserved through the archives for past events.

Whereas the relative flood intensity seems to be reliably reconstructed over the entire studied period, we still do not know whether it is preserved continuously between the two periods, i.e., if the single volume-intensity relationship observed over the last 150 years can be extended over the

entire studied period. The 1700s and 1800s were affected mainly by embankments that controlled the bed linearity and partly protected the Chautagne swamps from flood hazard. However, those embankments were not continuous, as they still allowed overflow into the Chautagne swamps (Giuliani et al., 1994). Embankments may have prevented only the low-intensity flood events from being recorded. However, the presence of identifiable flood deposits associated with historical events in the early 1800s confirmed that floods could have been recorded after settlements. Hence, the absence of flood deposits for the period from 1734 to 1841 might more likely be attributed to climate variability than to human embankments.

Reconstructed flood activity and possible links to climate changes

Instrumental and historical data show that the flood deposits correspond for 78% of all cases of autumn and winter flood events triggered by long-lasting and low-intensity rainfalls (type “long-rain flood”; Merz and Blöschl, 2003). This is in good agreement with previous observations indicating that these flood events occurred mainly during these two seasons and are associated with oceanic rains (Cholley, 1925; Pardé, 1928; Chapron et al., 2002). Hence, we assume that our reconstructed flood series represents mostly autumn and winter floods originated from oceanic events linked to the activity of the Westerlies over the last 350 years. A high variability appears in the reconstructed flood activity throughout the studied period. The most significant feature of our flood record is the increase of the flood frequency and intensity over the period AD 1670-1760, which is characterised by long-lasting cold temperatures (Casty et al., 2005; Fig. 41). According to Magny et al. (2003), increased moisture over Western Europe during cooler periods may result from a southward shift and an intensification of the prevailing westerly winds, due to an increase in the thermal gradient between high and low latitudes. Simulations of mid-latitude cyclonic activity and the resulting precipitation patterns provide support for such mechanisms (Bengtsson and Hodges, 2006; Raible et al., 2007).

In addition, this period (AD 1670-1760) of enhanced flood frequency and intensity also corresponds to a well-marked solar minimum, the Maunder minimum (Delaygue and Bard, 2011). This may suggest a possible link between solar and flood activities. This relationship was previously proposed based on the reconstructed flood series of Lake Ammersee (Germany), for which the recorded floods are also linked to the variability of the cyclonic activity (Czymzik et al., 2010). Hence, cold temperature and solar minima could enhance the flood activity of large rivers, such as the Rhône River, over the northern flank of the Alps on a multi-decennial timescale. This strongly contrasts with the climate-flood relationships suggested for flash floods, which affect the smaller high-elevation catchments of the region. In the case of flash floods, warming seems indeed to play a dominant role by favouring the setting of intense convective processes and, in turn, the occurrence of intense mountain-river floods (Wilhelm et al. 2012a, in press). In contrast, many authors have reported a link between the winter Alpine climate and the North Atlantic Oscillation (NAO) on a sub-decennial timescale. Winters indeed seem moister during positive phases of the NAO (Hurrell, 1995; Wanner et al., 1997). This link was investigated herein from the comparison of the reconstructed flood series with the reconstructed index of the NAO (Luterbacher et al.,

2002; Fig. 41D). Over the entire studied period, the most intense floods (volumes $> 2 \times 10^3 \text{ m}^3$) occurred mostly during the positive phases of the NAO. This suggests that the NAO could also play a dominant role in the generation of intense flood events of large rivers, as suggested by Chapron et al., (2002). Hence, the occurrence of intense flood events of large rivers could be related to complex timescale-dependent interactions between the temperature and the solar activity on a multi-decennial timescale and to the NAO on a sub-decennial timescale

CONCLUSION

Past flood hazards can be investigated from sediment archives of large plain lakes that develop heterogeneous, meandering deposits. Only the spatial investigation in the Lake Bourget North basin allowed for an accurate reconstruction of the flood intensity and frequency over the last 350 years. In the case of Lake Bourget, proximal cores recorded the intensity of flood events poorly but did a good job of recording their frequency. In contrast, flood intensity was recorded successfully in the distal zone, but only the major events were preferentially recorded. The use of one isolated core from the distal zone could still provide a reliable chronology of past flood intensity but the chronology would be not complete. For that purpose, the location of the core should be carefully selected. Reconstruction in Lake Bourget suggests that the occurrence of high-energy flood events involving the Rhône River could be related to complex timescale-dependent interactions between the temperature and the solar activity on a multi-decennial timescale and to the NAO on a sub-decennial timescale.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors are grateful to Grégoire Ledoux, CEN Université Laval, Québec, for providing the bathymetric map; to Jean-Paul Bravard for helpful suggestions; to Fayçal Soufi, EDYTEM, for help in making the thin sections; and to Cécile Pignol for help in the laboratory. This work was funded by the French National Research Agency (ANR) through research programs “IPER-Rétro” (ANR-08-VUL 005) and “PYGMALION” (ANR-07-BLAN-0133). J.P. Jenny benefited from a PhD joint grant of the ANR Iper-Rétro and from the Assemblée des Pays de Savoie. Bruno Wilhelm benefited from a PhD joint grant of the Communauté de Commune du Grésivaudan and the Assemblée des Pays de Savoie. This research also benefited from a grant from the Laboratory of Excellence (LABEX) ITEM in the framework of the research program “CrHistAl – Crue Historiques dans les Alpes”.

2. Evolution du régime des crues sur 300 ans dans les 3 lacs

La méthode mise au point (Jenny et al. 2013, soumis) pour reconstituer le régime événementiel des crues est appliquée ici aux 3 lacs (Léman, Bourget, Annecy). Le régime continu des crues pour les 3 lacs est reconstitué, quant à lui, à partir du calcul des flux détritiques. Les flux détritiques sont obtenus à partir 1) des taux de sédimentation et des densités (cf. Chapitre 1) et 2) de la mesure des concentrations d'éléments terrigènes (Al, Ti, Si, K, Mg, Na, Fe ; exprimés en % d'oxydes). Ce calcul est détaillé aux chapitres 3 et 4. Ainsi, **les reconstitutions du régime des crues, à la fois événementiel et continu (pour les 3 lacs) permettent d'identifier un schéma régional de l'évolution du forçage hydrologique sur 300 ans, dont dépendent potentiellement les réponses des écosystèmes lacustres.** Dans le cas de lacs de la dimension du Léman, du Bourget et d'Annecy, le régime des crues événementiel peut être reconstitué à partir de l'étude de ± 10 carottes sédimentaires issues de la zone dans l'alignement des crues. Ces carottes sont principalement alignées en direction de la zone profonde (Jenny et al., soumis). Pour cela nous avons sélectionné dans les deux lacs un environnement approprié à l'étude des dépôts de crues individualisables (pluri-millimétriques à pluri-centimétriques) (Figure 42).

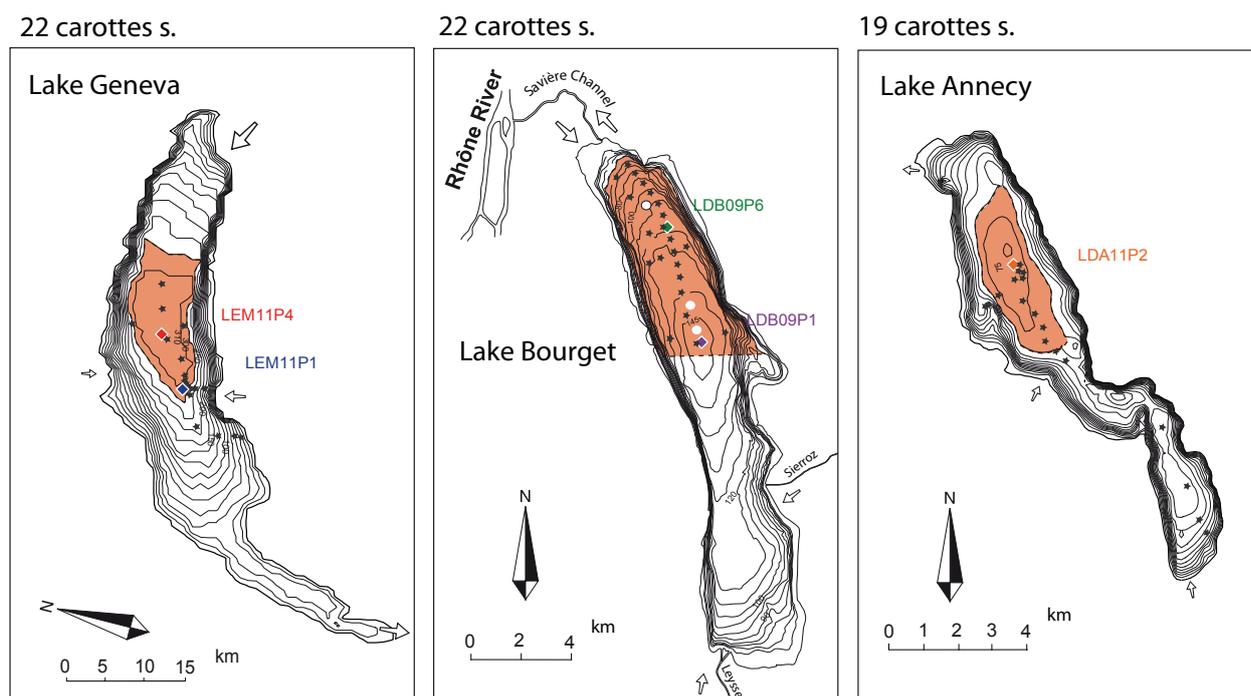


Figure 42 Environnements sélectionnés pour le calcul des volumes de dépôts des crues événementielles. Les zones (en orange) correspondent aux surfaces sur lesquelles le modèle extrapolera les épaisseurs de dépôt. Notons que la couverture ne s'étend pas au lac tout entier. Les volumes de dépôts risquent par conséquent d'être sous-estimés. Il faudra interpréter les variations des volumes comme des variations relatives de l'intensité (et non comme des variations absolues)

2.1. Evolution du régime des crues dans le lac du Léman

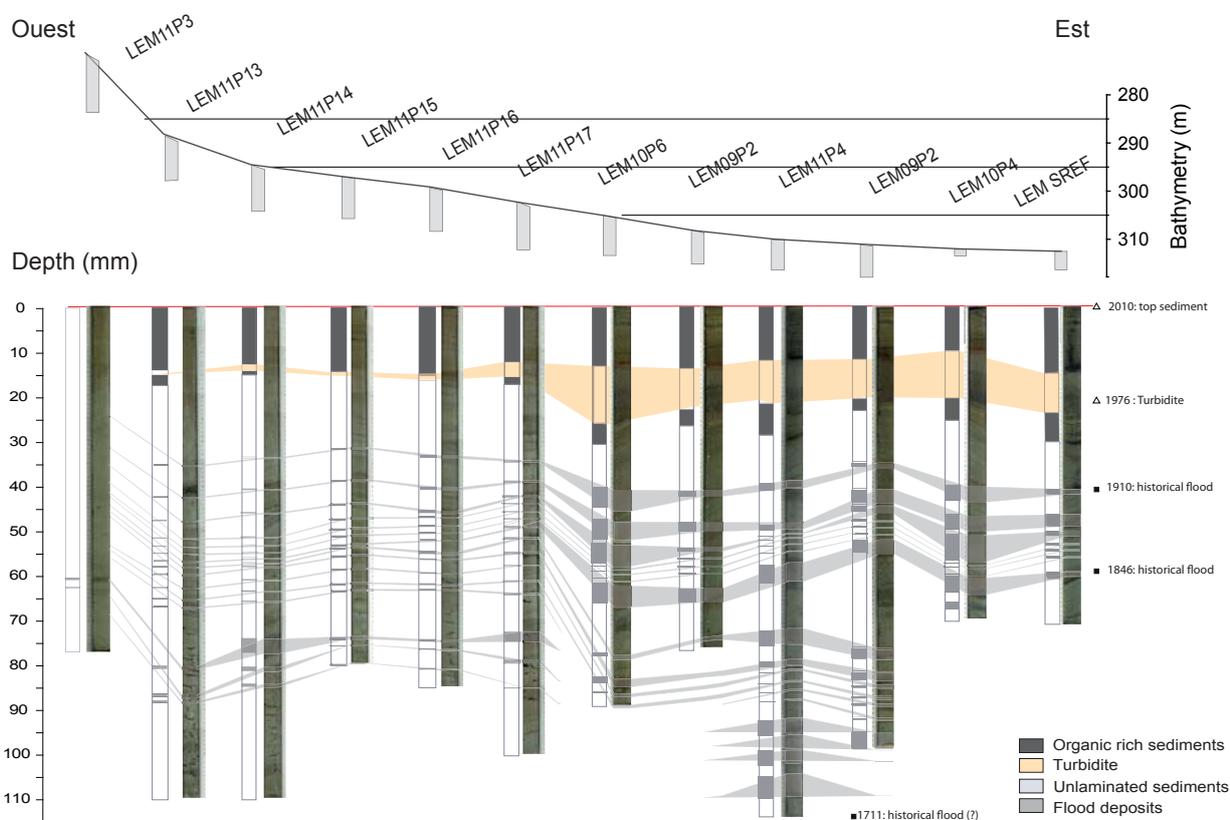


Figure 43 Corrélation des dépôts de crues entre les carottes sédimentaires le long d'un transect dans la zone profonde du lac Léman. Quatre marqueurs lithostratigraphiques correspondent aux événements historiques (1846, 1910, 1976, et 2010).

La zone de dépôts sélectionnée dans le Léman se situe dans la partie ouest de la zone profonde (figures 42 et 43). Nous n'avons pas choisi la zone dans le prolongement du delta du Rhône car il s'agit d'une zone de turbulence. En effet, les crues du Rhône sont fréquentes, puissantes et érosives dans cette zone de delta (Giovanoli, 1990). Les dépôts sont difficilement corrélables, même lorsqu'on utilise les profils de susceptibilité magnétique (82 carottes dans la zone du delta ; Loizeau et al., 1997). Sur les 22 carottes sédimentaires que nous avons collectées dans le Léman, (figure 43) 12 ont été sélectionnées dans le bassin ouest pour reconstituer le régime événementiel des crues. La zone pour laquelle les volumes ont été calculés est représentée sur la figure 42. Le régime événementiel, par conséquent, sera reconstitué pour la rivière de la Dranse, et non pas du Rhône, dont les gros dépôts n'atteignent pas cette zone (Loizeau et al., 1997). Les dépôts de crue dans le Léman correspondent à des épaisseurs similaires à celles du Bourget (de quelques millimètres à quelques centimètres). Les volumes reconstitués ne représentent pas la totalité des apports car la zone ne couvre pas toute l'étendue des dépôts. Les reconstitutions permettent d'obtenir néanmoins une estimation de l'évolution des intensités relatives (figure 44). Les volumes ne devront pas être comparés de manière absolue avec les reconstitutions d'autres lacs. Concernant

l'évolution du régime, **les crues événementielles présentent une activité soutenue au cours des XVIIIe et XIXe siècles. Le régime « s'interrompt » au début du XXe siècle.** Cette interruption semble coïncider avec la fin de la période de mise en place des premiers barrages sur la Dranse (les barrages sur le Rhône sont installés à la même période).

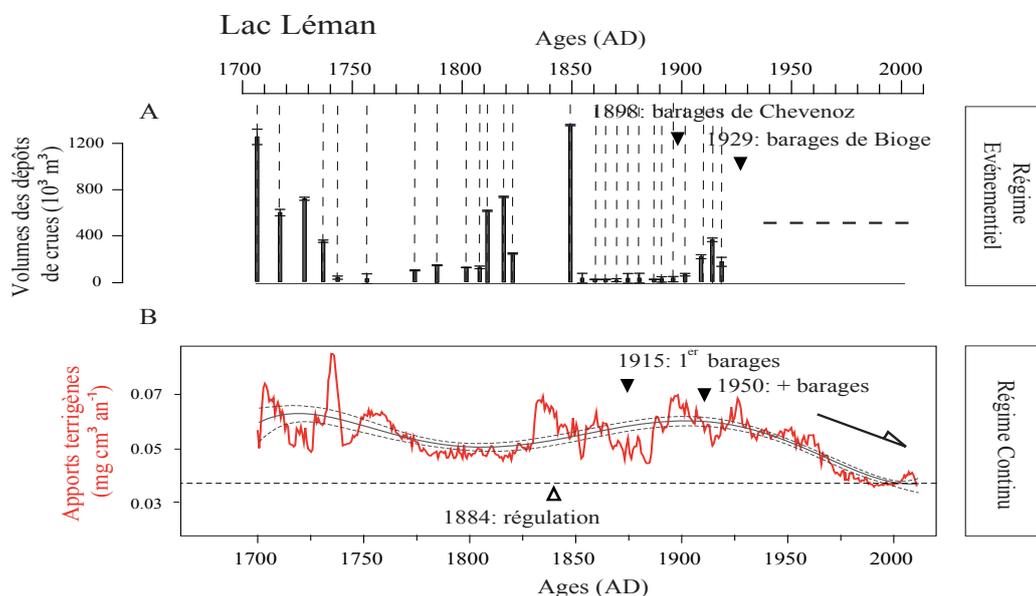


Figure 44 Evolution du régime des crues événementielles (haut) et continu (bas) depuis 300 ans dans le Léman. Les variations centennales du régime continu sont mises en évidence par une fonction de lissage de type polynomial (d'ordre 5).

Le régime continu des crues a été reconstitué à partir d'une carotte à l'ouest du lac (figures 42 et 44). Cette zone est abritée des crues de la Dranse dont le delta se situe plus à l'est. Cette zone concentrera donc principalement les apports terrigènes globaux, de type suspension (dont 90% proviennent du Rhône). **La fraction exogène (décantée dans ce cas) permet ainsi de reconstituer le régime hydrologique du Rhône** (figure 44). De plus, la zone de dépôt est préservée des dépôts de types événementiels. La zone située à l'ouest du bassin (hors de portée des apports directs de la Dranse et du Rhône) est plus adaptée à l'étude des profils élémentaires continus. Tout au long des derniers 300 ans le régime continu des crues marque des oscillations de moyenne fréquence (pluri-décennale). Le régime présente également des oscillations de plus grande fréquence (centennale), avec notamment une diminution sensible des valeurs depuis le début du XXe siècle.

2.2. Evolution du régime des crues dans le lac du Bourget

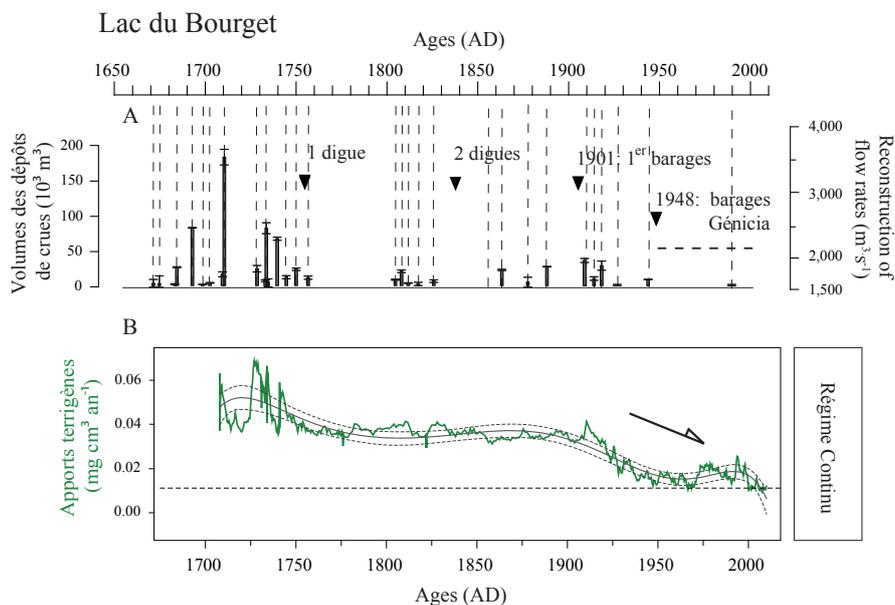


Figure 45 Evolution du régime des crues événementielles (haut) et continu (bas) depuis 300 ans dans le Bourget. Les variations centennales du régime continu sont mises en évidence par une fonction de lissage de type polynomial (d'ordre 5).

Le régime des crues événementielles est présenté en première partie de chapitre (Jenny et al. , soumis). Nous avons fait remarquer l'absence presque totale de ces événements depuis le début du XXe siècle. En ce qui concerne le régime continu, les flux marquent également une diminution sensible depuis le début du XXe siècle. Cette courbe de reconstitution (figure 45) a été déterminée à partir d'une carotte sédimentaire située à 110 m de profondeur (LDB09P6). On retrouve également des fluctuations de moyenne fréquence (pluri-décennales) tout au long des derniers 300 ans. Ces oscillations persistent au cours du XXe siècle, mais les valeurs des flux moyens ($0,02 \text{ mg cm}^2 \text{ an}^{-1}$) sont deux fois moins élevées qu'au XVIIIe et XIXe siècle ($0,04 \text{ mg cm}^2 \text{ an}^{-1}$).

2.3. Evolution du régime des crues dans le lac d'Annecy

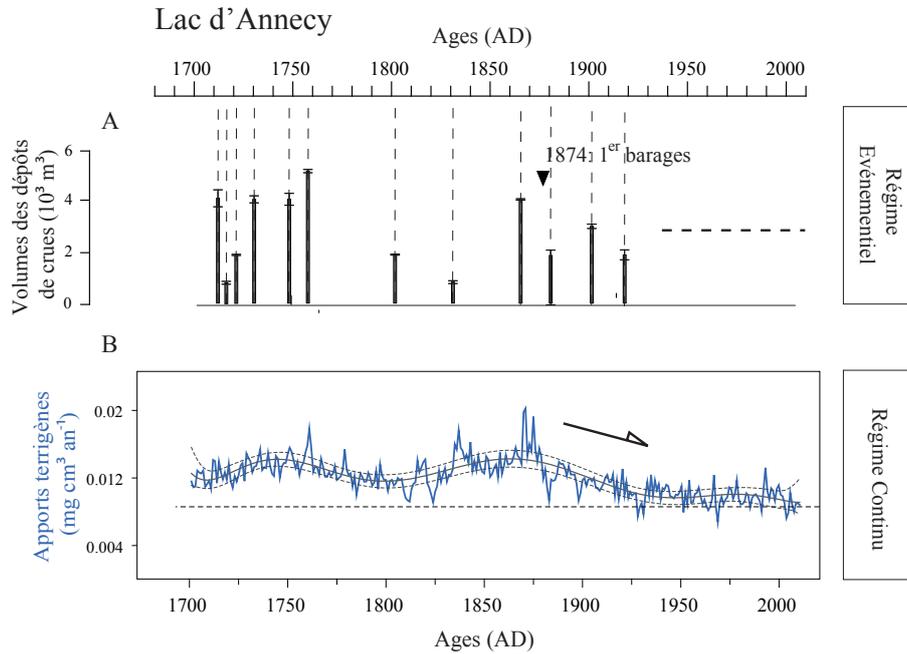


Figure 46 Evolution du régime des crues évènementielles (haut) et continu (bas) depuis 300 ans dans Annecy. Les variations centennales du régime continu sont mises en évidence par une fonction de lissage de type polynomial (d'ordre 5).

La zone de dépôt sélectionnée dans Annecy se situe dans la partie est du grand lac. Ces carottes ont été prélevées suivant un transect qui traverse le grand lac (figures 42 et 47) de manière à couvrir les apports du Laudon. Les dépôts individualisables sont moins fréquents sur la période étudiée que pour les lacs Léman et Bourget (figure 46). Ces événements produisent de plus petits volumes. Les dépôts s'interrompent au début du XXe siècle. En ce qui concerne le régime continu des crues, on remarque également une diminution des flux depuis le début du XXe siècle (moins spectaculaire tout de même que dans le cas du Léman et du Bourget).

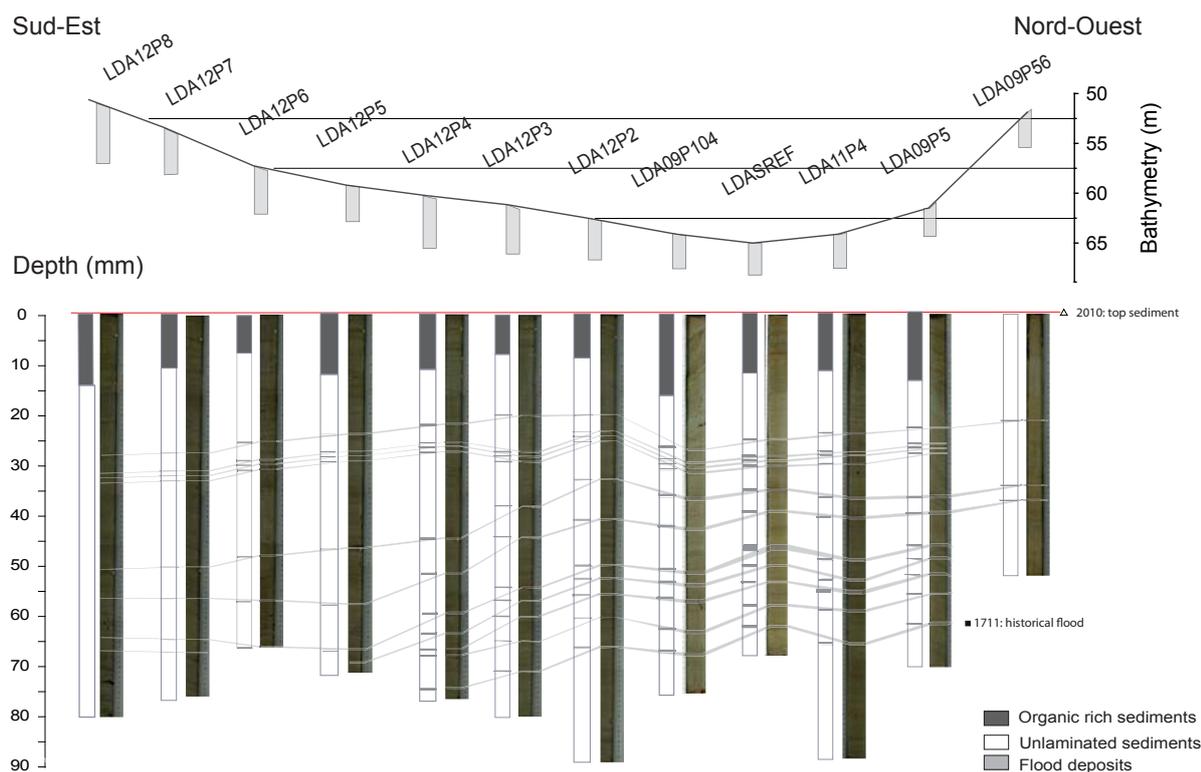


Figure 47 Corrélation des dépôts de crues entre les carottes sédimentaires le long d'un transect dans la zone profonde du lac Annecy.

2.4. Comparaison des flux détritiques des 3 lacs : un outil complémentaire pour hiérarchiser les lacs selon leur contexte hydrique

L'évolution des flux détritiques pour les 3 lacs est présentée dans la figure 48. Les valeurs absolues des flux permettent de comparer les 3 lacs en termes d'apports de matériaux exogènes (figure 48a). Il est possible de hiérarchiser les lacs en fonction de cet indicateur. Le lac du Léman présente les apports les plus importants ($0,06 \text{ mg cm}^{-2} \text{ an}^{-1}$; carotte LEM11P1, prélevée hors des apports de la Dranse). Le lac du Bourget présente des apports intermédiaires ($0,035 \text{ mg cm}^{-2} \text{ an}^{-1}$; carotte LDB0906). Le lac d'Annecy présente des faibles apports ($0,02 \text{ mg cm}^{-2} \text{ an}^{-1}$; carotte LDA11P12). Il est également possible de hiérarchiser les 3 lacs en fonction des volumes moyens des dépôts de crue de type événementiel. Dans l'ordre décroissant : 1) le Léman, avec $200 \times 10^3 \text{ m}^3$, 2) le Bourget, avec $30 \times 10^3 \text{ m}^3$ et 3) Annecy, avec $2 \times 10^3 \text{ m}^3$. Cette classification des lacs est cohérente avec les précédentes classifications basées sur les indicateurs 1) de la vitesse des apports de l'eau (q_s) et 2) le rapport de l'aire du bassin versant sur l'aire du lac (A_d/A_o), présenté dans la partie méthodologie. Les flux détritiques semblent fournir ainsi un indicateur fiable du contexte hydrique des lacs.

Les flux détritiques ont été comparés aux mesures des débits des principaux affluents (figure 48b-c). Les relations sont très bonnes dans les tendances pluri-décennales ($p < 0.005$). On peut donc faire confiance aux reconstructions du régime continu de crues issues du calcul des flux détritiques.

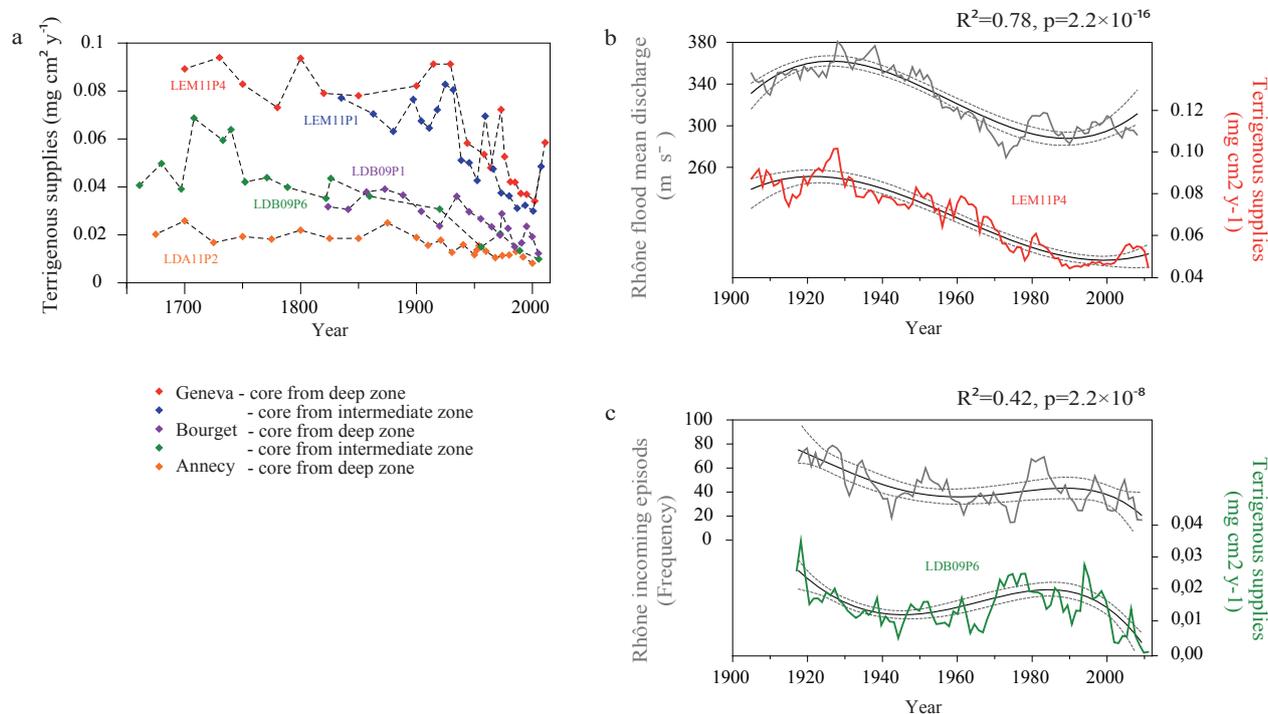


Figure 48 (a) Evolution des flux détritiques des trois lacs sur 300 ans calculés à partir des mesures discrètes (cf. chapitre méthodologie). Dans l'ordre, les flux sont plus importants dans le Léman, puis le Bourget et enfin dans Annecy. (b) Evolution des flux terrigènes, après les avoir calibrés depuis le signal continu (XRF) avec les données discrètes. Corrélation avec les données instrumentales (mesures des débits de la station hydrologique Porte du Scex -Léman- et Bognes -Bourget-).

2.5. Discussion

Les reconstitutions des volumes de dépôt permettent d'apporter des connaissances sur le régime événementiel des crues, facteur de risques. L'étude des risques liés à l'aléa des crues intenses fait l'objet d'une attention croissante (Arnaud et al., 2012; Wilhelm et al. 2012a ; 2012b) dans le contexte actuel d'intensification générale du régime hydrologique dû au réchauffement climatique (Milly et al., 2000). D'autre part, les modèles hydrologiques actuels ont notamment montré leur efficacité à reconstituer avec précision les régimes à partir des données instrumentales. Ces modèles utilisent très largement les données de pluies mesurées sur les bassins versants. Néanmoins, ces modèles nécessitent une quantité toujours croissante de données spatialisées (augmentation de la couverture des bassins versants) et temporelles (séries à pas de résolution horaire et journalier). Cette résolution dans les données des pluies est par conséquent très éloignée des résolutions obtenues en paléolimnologie (résolution annuelle ou supra-annuelle). Il en ressort que les rapprochements disciplinaires sont encore très peu (voir pas du tout) entrepris entre la

paléohydrologie et l'hydrologie des modèles. Pourtant, on remarquera qu'à l'heure actuelle certains signes laissent présager une évolution de la situation. Des recherches très récentes en hydrologie essaient de modérer la course à l'acquisition de données toujours plus nombreuses pour alimenter les modèles (Michon et al., soumis). De véritables enjeux portent les chercheurs concernés à réduire le nombre de données nécessaires pour accélérer la mise au point des modèles hydrologiques dans chaque nouveau bassin versant étudié. Ces modèles utilisent pour cela les données de débit de crues (sortie simple à mesurer), et non plus les données de pluie (complexe à mesurer sur un bassin versant). L'objectif de leur démarche est d'optimiser le contenu informatif (ici il s'agit des données instrumentales) en complexifiant les modèles hydrologiques (les modèles mathématique). L'optimisation est une discipline à part entière. Nous ne rentrerons pas dans le détail (entre autre car cela dépasse nos compétences). Néanmoins, nous remarquons qu'en utilisant les données des crues et en cherchant à réduire la quantité de données, ces modèles hydrologiques innovant offrent désormais des pistes pour rendre compatible l'utilisation des données issues des archives sédimentaires. Le potentiel de la modélisation mathématique (en hydrologie) appliquée aux données passées pourrait bientôt prendre une part à la recherche en paléohydrologie.

CONCLUSION

L'étude des flux terrigènes (exogènes) a permis de confirmer la hiérarchisation des lacs en fonction de leur contexte hydrique. Le lac du Léman possède les apports terrigènes (apports « latéraux », différent des apports verticaux dû aux flux biogènes) les plus importants. Le lac du Bourget possède des apports intermédiaires et le lac Annecy possède les apports les plus faibles.

Les trajectoires des régimes indiquent une tendance générale à la diminution des flux détritiques enregistrés dans les 3 lacs. **La diminution dans les 3 lacs est valable à la fois pour le régime événementiel des crues mais aussi pour le régime continu des crues.** De plus, les diminutions sont observées dans les 3 lacs à la même période, c'est-à-dire au début du XXe siècle. Des phases de diminution aussi importantes n'ayant pas été observées au cours des XVIIIe et XIXe siècle, nous suggérons fortement une origine anthropique à ces diminutions. Si le régime des crues est généralement considéré comme un facteur climatique, (Arnaud et al., 2012; Gilli et al., 2003; Wilhelm et al., 2012a) l'aménagements des bassins versants semblerait ainsi particulièrement tamponner (diminuer) le signal général.

Désormais, la question est de savoir si la diminution du régime des crues peut engendrer des répercussions écologiques dans les lacs. Pour répondre à cette question nous étudierons le cas particulier de la réponse de l'hypoxie sur 150 ans. A partir de la reconstitution du régime de l'hypoxie pour 3 lacs, il s'agit également de savoir si les écosystèmes sont sensibles ou non à des contextes hydriques locaux différents.

CHAPITRE 3 : ÉVOLUTION DU RÉGIME DE L'HYPOXIE DANS 3 GRANDS LACS PÉRIALPINS DEPUIS 150 ANS

CHAPITRE 3 : ÉVOLUTION DU RÉGIME DE L'HYPOXIE DANS 3 GRANDS LACS PÉRIALPINS DEPUIS 150 ANS

INTRODUCTION

L'évolution de l'oxygénation des milieux aquatiques fait l'objet d'une attention croissante depuis quelques années (Diaz et Rosenberg, 2008). La raison de cet intérêt croissant s'explique par le constat d'une augmentation des zones hypoxiques en domaine marin et lacustre suite au développement généralisé de l'eutrophisation (Carpenter, 2005; Diaz, 2001). De nombreuses études recourent aux données instrumentales et à la modélisation pour étudier le développement de l'hypoxie. Pourtant, l'étude des trajectoires sur de plus longues périodes temporelles restent lacunaires, ou peu résolues (variation pluri-centennales à plurimillénaires) (e.g. Ariztegui et al., 2001). **Ce chapitre a pour objectif de présenter une nouvelle méthode de reconstitution du régime de l'hypoxie, combinant à la fois la rétro-observation et la haute résolution (variations pluriannuelles à décennales).**

La méthode est développée dans le cas du lac du Bourget, pour lequel il y a eu 40 carottes sédimentaires collectées (Jenny et al., 2013; in press). **La reconstitution est basée sur le calcul de l'extension spatiale, dans le bassin, d'un faciès sédimentaire typique de l'hypoxie : les varves.** Dans la deuxième partie de ce chapitre nous présenterons les reconstitutions pour les 3 lacs. Nous comparerons les reconstitutions (à partir des varves) avec des reconstitutions effectuées également au travers d'une approche spatiale, ici à partir des chironomes. Nous insisterons sur les complémentarités des deux méthodes (paléobiologie, paléo-sédimentologie).

D'autre part, le régime de l'hypoxie constitue une réponse de l'écosystème lacustre aux forçages environnementaux. L'étude des forçages sera évoquée en première partie de ce chapitre. Une étude approfondie des principaux forçages sera développée au chapitre 4.

1. Quantification du régime de l'hypoxie à partir des archives sédimentaires : développement méthodologique

❖ *Article 2 : A spatiotemporal sediment investigation highlights the dynamics of hypolimnetic hypoxia in a large hard water lake over 150 years*

Limnology and Oceanography, sous presse

JEAN-PHILIPPE JENNY,^{1,2,*} FABIEN ARNAUD,¹ JEAN-MARCEL DORIOZ,² CHARLINE GIGUET COVEX,¹ VICTOR FROSSARD,³ PIERRE SABATIER,¹ LAURENT MILLET,³ JEAN-LOUIS REYSS,⁴ KAZUYO TACHIKAWA,⁵ EDOUARD BARD,⁵ CÉCILE PIGNOL,¹ FAYÇAL SOUFI,¹ OLIVIER ROMEYER,⁶ AND MARIE-ÉLODIE PERGA²

¹ *Laboratoire de l'Environnement de la Dynamique et des Territoires de Montagne, Université de Savoie, Le Bourget du Lac, France*

² *Institut National de la Recherche Agronomique (INRA), Station d'Hydrobiologie Lacustre, Thonon les Bains, France*

³ *Laboratoire de Chrono-Environnement, Université de Franche-Comté, Besançon, France*

⁴ *Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Université Paris XI, Gif-sur-Yvette, France*

⁵ *Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE), Aix-Marseille Université, Aix en Provence, France*

⁶ *Centre Interdisciplinaire de La Montagne, Université de Savoie, Le Bourget du Lac, France.*

*Corresponding author: jean-philippe.jenny@univ-savoie.fr

1.1. Résumé de l'article

La distribution des varves sédimentaires dans le bassin du lac du Bourget a été reconstituée sur 150 ans. Pour cela, 40 carottes sédimentaires ont été collectées de manière à couvrir l'ensemble du lac, mais aussi pour couvrir une large gamme de profondeurs (entre 30 et 147 m). Le couplage des analyses sédimentologiques, biologiques et géochimiques ont été effectuées afin de valider les reconstitutions de l'hypoxie à partir du marqueur des varves sédimentaires. L'analyse spatiale des sédiments a permis de cartographier l'extension des varves avec une résolution annuelle. Ainsi, il a été possible de calculer la hauteur de la tranche d'eau dont les conditions conduisent à la préservation des varves dans les sédiments. Les résultats ont été exprimés en termes de volume pour tenir compte de la morphologie du lac. Les volumes, obtenus à la résolution annuelle, ont permis de reconstituer de manière quantitative l'évolution du régime de l'hypoxie dans l'hypolimnion du lac du Bourget depuis 150 ans. Une carotte longue sur le Bourget a permis de constater qu'au cours des derniers 9000 ans le lac n'a jamais connu de phases d'hypoxie. Le développement de l'hypoxie, daté en 1933, est donc attribué à l'eutrophisation anthropique. Néanmoins, les reconstitutions montrent que de 1933 à 2010 le régime d'hypoxie présente des phases d'extension et de contraction qui ne dépendent pas de la concentration en nutriment du milieu. Ces fluctuations dépendent par conséquent d'autres forçages environnementaux. Nous montrons que le régime des crues (Chapitre 2) et des températures expliquent les fluctuations du régime de l'hypoxie. Dès lors que les concentrations en nutriment du milieu sont plus élevées, les effets du climat peuvent avoir une action sur la dynamique de l'hypoxie, ce qui n'était pas le cas au cours des derniers 9000 ans.

1.2. Abstract

The spatiotemporal distribution of biochemical varves spanning the last 150 years was investigated using 40 cores collected over a depth-gradient in a large subalpine lake – Lake Bourget – in the French Alps. 4 dimensions sedimentological, biological and geochemical analyses show that varve preservation can be used as a reliable proxy to reconstruct annual-to-decadal oscillations of hypoxia in large lakes. The volume of hypoxic waters was calculated by integrating the volume between the lake bottom and the depth of the shallowest varve-bearing core for each year. While Lake Bourget bottom-waters have been oxic over the last 9000 years, severe hypoxia occurred only since 1933±1. The volume of hypoxic waters showed thereafter a succession of pronounced fluctuations, leading to 1-8% of the total lake volume, increasing in the 1960s, declining in the 1980s and a second, ongoing increase, since 1990. While the initial onset of persistent hypoxic conditions could be attributed to eutrophication due to nutrient-rich inputs from sewage water and/or diffuse contamination, the later fluctuations were also driven by climatic factors, i.e., flooding, rising air temperatures, and phosphorus-independent changes in primary production. Hence, cumulative effects derived from global warming seemed to drive hypolimnetic hypoxic conditions since equilibrium was initially broken due to a drastic shift in the trophic state.

1.3. Introduction

In both marine and freshwater ecosystems, hypoxia, i.e., dissolved oxygen concentrations ≤ 2 mg L⁻¹ (Roberts et al., 2009), influences organism dynamics across trophic levels as well as chemical exchanges (cycling of carbon, nitrogen, phosphorus, manganese, and iron) at the water-sediment interface. The recently observed development of seasonal or persistent hypoxia in many lakes and coastal environments around the world severely stresses ecosystems (Diaz, 2001; Rabalais et al., 2001), causing a decline of fisheries, a loss of biodiversity, an alteration of food webs including mass mortality of fauna (Diaz, 2001).

In many marine and freshwater ecosystems, human-induced eutrophication, as a result of a nutrient – mainly nitrogen (N) and phosphorous (P) – over-enrichment of waters, has caused bottom-water hypoxia (Carpenter, 2005; Diaz and Rosenberg, 2008). It is logical, therefore, for nutrient abatement measures to result in the return to oxic conditions in bottom waters. However, recent research has shown that climatic changes can also trigger deoxygenation of deep habitats (Deutsch et al., 2011). Climate warming alters the water temperature and water-mass stability, which can affect bottom oxygen conditions, by decreasing dioxygen (O₂) solubility (Deutsch et al., 2011), increasing bacterial respiration activities (Blumberg and Toro, 1990; Müller et al., 2012), decreasing water mixing and O₂ renewal efficiencies, which is dependant on temperatures and hydrology (water flowing from tributaries) (Straile et al., 2003; Ambrosetti et al., 2003; O'Reilly et al., 2003) or increasing the stratification period (Coma et al., 2009; Livingstone, 2003). Hence, global warming might limit the remediation success in restoring large lake bottom oxic conditions following nutrient reductions.

In Lake Bourget, most symptoms of eutrophication (the increase in N:P ratio, the increase in the water column transparency in spring and the reduction in chlorophyll *a* concentrations) disappeared within the last 30 years in response to a drastic drop in dissolved P water contents (Jacquet et al., 2005) following a restoration program that started in the 1980s. Counter-intuitively, severe hypoxic conditions (defined here as the prolonged absence of bioavailable O₂ in the hypolimnion, leading to a drastic reduction of benthic fauna) still prevail in bottom waters, precluding a return to pre-industrial ecosystem conditions (Giguet-Covex et al., 2010). Our objective is to reconstruct the yearly intensity of hypolimnetic hypoxia over the last 150 years in Lake Bourget and to qualitatively explore potential forcing factors related to nutrient concentration and climate.

Because long-term monitoring data are scarce or missing and almost never cover the pre-industrial period, long-term trends of historical changes in ocean and lake hypoxia can be reconstructed from analysis of dated sediments (Christensen et al., 1994). Reconstruction of paleo-redox conditions have been assessed using Chironomid subfossil remains (Millet et al., 2010),

organic matter preservation and bioturbation index (Ariztegui et al., 2001), bacterial pigments -as okenones- (Dreßler et al., 2006), the degree of pyritisation (Roychoudhury et al., 2003) and trace metal accumulation (Tribovillard et al., 2006). Until now, only few investigations focused on recent small-scale fluctuations in hypoxic conditions because these methods are limited in resolution or are not applicable to large deep lakes.

In this study, we used varve preservation to study the spatial scale of hypoxia over the last 150 years in one of these large lakes. This approach was previously shown to be well-adapted to detect the onset of hypoxic conditions (Kelts and Hsü, 1978; Giguet-Covex et al., 2010), but no study has yet tried to reconstruct fine oscillations of hypoxia through a complete large lake basin. Indeed, the preservation of varves is favored by the disappearance, following oxygen depletion, of most benthic macro-organisms that normally mix the first millimetres of sediments (Geen et al., 2003; Zolitschka and Enters, 2009). In Lake Bourget, recent (< 100 years) laminated sediments have been described as biochemical varves (Giguet-Covex et al., 2010) as they were defined by Kelts and Hsü (1978). Using data from 40 sediment cores collected at various depths, the quantitative reconstruction of hypoxia can be brought a step further by computing the extension of the hypoxic water layer. We hence used the yearly spatial extension of hypoxia over the whole lake basin with the aim of reconstructing the oscillations in the hypolimnion hypoxic conditions since the onset of eutrophication in the early 20th century.

In order to investigate the relationship between the reconstructed dynamics of hypoxia and the environmental these forcing factors we collected available monitoring data, including summer and winter temperature over the studied period, ortho-phosphate (PO_4) concentration (since 1973), and river Rhône water discharge upstream Lake Bourget. We also used proxy-based reconstructions of the primary productivity assessed through the flux of diatom-derived biogenic silica, and the river Rhône discharge into Lake Bourget assessed through the flux of terrigenous material.

1.4. Methods

Study site—Lake Bourget (231 m above sea level, 147 m deep, 44.5 km² of surface area, 18 km long, and 2.8 km wide) is a large hard-water lake located at the northwestern edge of the French Alps. The lake volume is 3.6 km³, and the water renewal time is ~8.4 years (Jacquet et al., 2005). The small rivers Leysse and Sierroz feed Lake Bourget, which flows to the Rhône River through the Savière channel. However, during severe flooding of the Rhône River, the current in the Savière channel is reversed and waters of the Rhône River enter into the Lake Bourget. During such flood events, the catchment area of Lake Bourget is ca. 4600 km², including tributaries draining both part of the Jura Mountains and the Alps.

Lake Bourget is monomictic: its hypolimnion is partially reoxygenated during the winter water mixing. For example, in 2009, the maximum oxygen saturation at the lake's deepest point (147 m deep) was reached in April with 9 mg O₂ L⁻¹ (74% of saturation). Hypoxia then increased progressively during thermal stratification reaching concentrations below 2 mg O₂ L⁻¹ at the deepest

point of the lake between September and August. Lake Bourget has suffered from eutrophication since at least the 1950s (CTGREF, 1975). The over-enrichment with PO_4 culminated in 1977 ($130 \mu\text{g P L}^{-1}$). Since then (the end of the 1970s), massive efforts were initiated to counter excessive phosphorus input from the catchment resulting in net decrease of phosphorus concentrations in the lake, notably after the improvement of waste-water treatment plants and the diversion, in 1981, of treated sewage waters into the Rhône River (Jacquet et al., 2005). Today, the lake is mesotrophic, with phosphorus concentrations below $20 \mu\text{g L}^{-1}$. Sedimentological reconstruction of past trophic states and sediment inputs were described by Giguet-Covex et al., (2010). Millet et al., (2010)

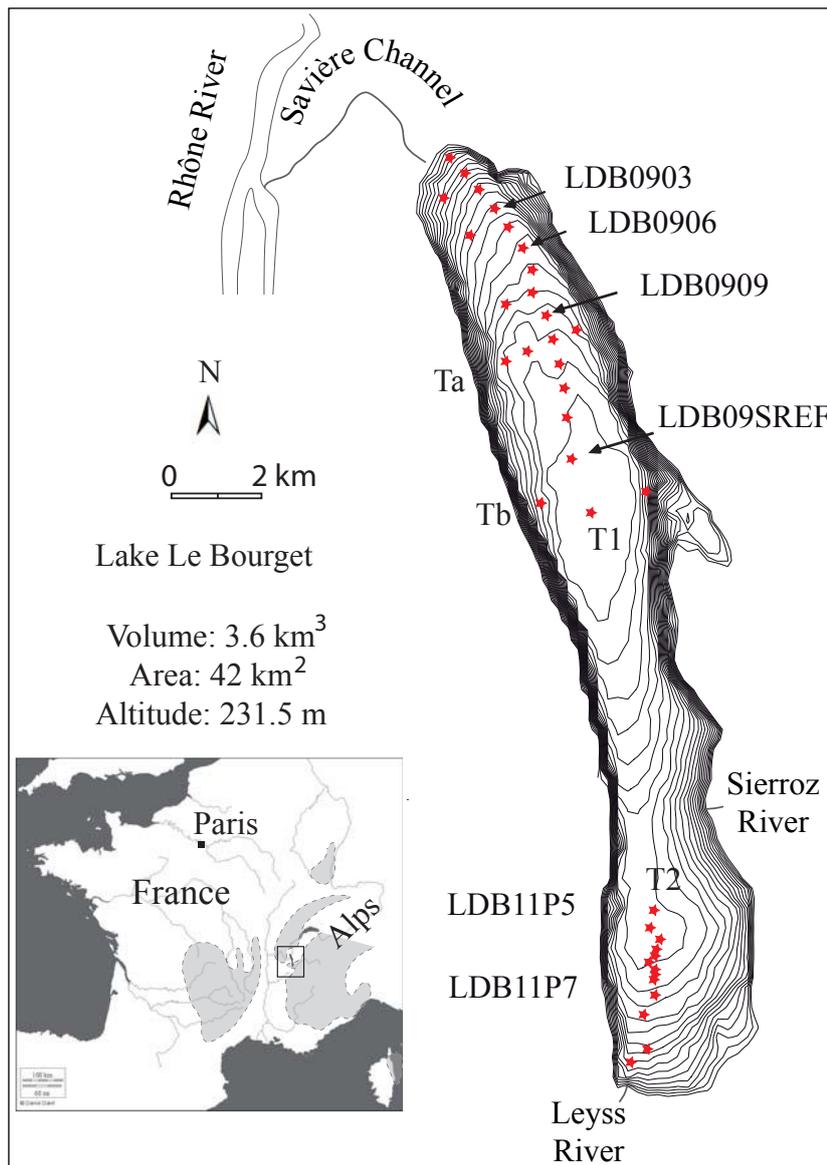


Figure 49 Location map and bathymetry of Lake Bourget from Ledoux et al. (2010). Contour lines represent isobaths with an interval of 10 meters. Short cores were extracted from the lake along two longitudinal transects (North T1 and South T2) and along two transversal transects (Ta and Tb).

investigated the response of both planktonic and benthic ecosystems to the eutrophication – reoligotrophication process.

Sediment cores and dating—40 short sediment cores were taken using a Uwitec gravity corer (figure 49); 27 in the northern basin between 30 and 147 m depth, and 13 in the southern basin (between 70 and 120 m depths). In the north, cores were taken at intervals of 300 m distance along two transects (figure 49). In the south, cores were taken only along a longitudinal transect. Cores were split lengthwise, photographed, and described. Correlations between cores were performed using well-documented lithological markers: 1) dark layers related to historical flood events; 2) the earthquake-triggered turbidite or homogenite of 1822 (Chapron et al., 1999); 3) gravity-reworked deposits; and 4) outstanding white diatom laminas. In addition, when available (cores LDB0906 and LDB09SREF), geochemical profiles of major elements were used to correlate laminated and non-laminated cores (Table 1).

Varves were counted directly on cores if each doublet was relatively thick (> 2 mm). However, most cores exhibited some non-varved portions that had to be dated using other methods. Up to eight lithostratigraphic markers identified in varve-bearing sediment were then used to approximate sediment age and accumulation rates in non-laminated cores from shallow (< 90 m) sites. Furthermore, ^{210}Pb , ^{226}Ra , ^{137}Cs , and ^{241}Am activities were measured by gamma spectrometry on a core presenting non-varved portions (core LDB0909; 130 m depth) to fill these gaps (Table 4). Measurements were made on 1 to 3 g of dried sediments, using high-efficiency, very-low-background, well-type germanium detectors (Reyss et al. 1995). Because ^{210}Pb decays regularly with depth, we applied the so-called ‘constant flux constant sedimentation rate’ (CFCS) model to calculate the mean sedimentation rate of the dated cores (Krishnaswamy et al., 1971).

Major elements—Major elements (Si, Al, Ca, Mg, P, and Ti) were analysed by X-ray fluorescence (XRF) at three different resolutions (Table 4) to determine 1) the sediment composition in laminated and non-laminated portions, 2) the autochthonous and allochthonous fractions, and 3) the redox-sensitive element concentrations distribution.

At a sub-lamina scale, energy dispersive spectroscopy (EDS) mapping was applied on resin-embedded slabs from one core of the deep zone (LDB09SREF; 147 m water depth) and one core from a shallower zone (LDB0903; 95 m water depth) (Table 4) using the LN2-free XFlash® 4010 silicon drift detector mounted on the scanning electron microscope (SEM). The energy resolution was ≤ 133 eV, and the counting time was 120 s with a counting rate of 200 K count-per-second (cps) per spectrum. The spot resolution was $< 1 \mu\text{m}$, and the surface covered by the analysis was 1 mm (downcore) x 100 μm (cross-core). Spectral analysis was performed by averaging signals for each of the above-mentioned surfaces to avoid non-representative effects from isolated grain particles, i.e., 1 mm downcore resolution. This approach allowed investigation of the elemental distributions at a microscopic scale within different seasonal laminas as well as within non-laminated sediment to show their potential compositional differences.

At an intermediate resolution (1.5 mm), core LDB0906 was scanned using a XRF core scanner (Itrax™, Cox Analytical Systems; Croudace et al. 2006) at CEREGE, Aix-en-Provence (Table 1). Measurements of titanium (Ti, indicator of terrigenous fraction) and silicon (Si, Si:Ti is an indicator of biogenic opal, *see* section ‘*Environmental forcing and Data analysis*’) were performed using a high-power X-ray tube with a molybdenum (Mo) anode. The counting time was set at 90 s to reduce background effects and allow for the detection of trace elements (not presented here).

At a lower resolution (2 cm or 5 cm, Table 4), semi-quantitative XRF results were calibrated on discrete samples using the XRF spectrometer of the University Claude Bernard of Lyon (1.4% accuracy). Two selected cores – a deep one (LDB09SREF; 147 m water depth) and a shallower one (LDB0906; 113 m water depth) – were sampled every 2 cm for LDB09SREF and 5 cm for LDB0906 to reconstruct the chemical evolution of the sediment through time, with particular attention paid to long-term tipping points. Organic matter analysis was performed at the same resolution on cores LDB0906 and LDB09SREF through the Loss on ignition (LOI) method (Heiri et al. 2001).

Techniques	Parameters	Cores	Water depth (m)	Note
Digital imagery	Lithological markers	All cores	95-147	8 lithological markers
Gamma spectrometry	²¹⁰ Pb, ²²⁶ Ra, ¹³⁷ Cs, and ²⁴¹ Am activities	LDB0909	130	Dating
SEM-EDS mapping	Ca, Al, Si, P relative abundance	LDB0903#	95	2D mapping (1 mm x 100 μm)
SEM-EDS mapping	Ca, Al, Si, P relative abundance	LDB09SREF*	147	2D mapping (1 mm x 100 μm)
XRF scanning	Ti and Si relative abundance	LDB0906	113	Elemental profile (1.5 mm resolution)
XRF	Mg, Ca,P, Si, Ti, Al concentration determination	LDB0906	113	Discrete samples (every 5 cm)
XRF	Mg, Ca,P, Si, Ti, Al concentration determination	LDB0903#	95	Discrete samples (every 2 cm)
SEM	Varve counting	LDB0903#	95	X 400 magnitude
SEM	Varve counting	LDB0907#	116	X 400 magnitude
SEM	Varve counting	LDB0908#	121	X 400 magnitude
SEM	Varve counting	LDB1006*	144	X 400 magnitude
SEM	Varve counting	LDB09SREF*	147	X 400 magnitude

* Core from deepest depths

Core from shallowest depths

Tableau 4 Analysed cores and applied techniques.

Modeling the extension of the varved facies and the volume of hypoxic waters—For each core, the presence of varves was documented on fresh sediment and from high-resolution digital pictures (3500 dots per inch). Scanning electron microscopy was additionally performed for five

cores to document their nature and the accuracy of varve counting (Table 4); eight 9-cm-long slices were carefully taken from one of the shallowest cores (LDB0903), the deepest one (LDB09SREF) as well three other ones taken in between (LDB0907, LDB0908 and LDB1006). To ensure the continuity of subsampled sequence, each slice presented a 2-cm overlap with slices taken just above and below. Samples were shock-frozen, freeze-dried, and impregnated with Araldite using the method described by Lotter and Lemcke (1999). Thin sections were analysed using a scanning electron microscope (SEM) Leica Stereoscan 440 with a 400 X magnification. Varve counting was performed on the total assembled scans.

For each year from 1930 to 2009, we attributed to each of the 40 cores the status 'laminated' or 'non-laminated' according to the presence or absence of varves. The results were spatially modeled through gridding and contour-mapping software (SURFER 9). Kriging was chosen for interpolation between core locations. Additional constraints were included based on previous observations and on the literature; for example, cores taken above 50 m depth have never shown varves in Lake Bourget (Chapron et al., 1999).

For a given date, the volume of hypoxia was computed as the volume of water comprised between the bottom of the lake and a horizontal surface at the depth of the shallowest core presenting the laminated status. Volumes were calculated using SURFER 9. Error bars were calculated as a function of the mean distance between core positions and considering the standard deviation of calculated volumes with different interpolation methods (Kriging, Natural neighbor, Nearest neighbour, and Inverse distance to a Power).

Environmental forcing and data analysis—Changes in nutrient inputs, primary production, temperature, and hydrology were estimated through monitoring when available or palaeo-reconstructions. Temporal changes in lake water P concentration were based on winter PO_4 concentrations in the water column as determined by the acid molybdate method – Association française de normalisation (AFNOR) – available from 1973 to 2010 and held by the Comité intersyndical pour l'assainissement du lac du Bourget (CISALB).

The biogenic silica concentration in the sediment was determined by two methods. First, it was determined as the non-detrital silicon concentration through the normalisation of the total silicon (Si) concentration relative to titanium (Ti) for XRF profiles or aluminium (Al) for EDS profiles. The normalisation assumes a constant relationship between Si and Al or Ti in the detrital fraction which was shown to be true over the last 9000 years in Lake Bourget (Arnaud et al., 2012). All Si in excess of this Si:Al (or Si:Ti) ratio was assumed to be biogenic, i.e., diatoms (Peinerud, 2000). In the same way, the Ca:Mg ratio in a discrete sample was used as an indicator of the predominance of autochthonous biogenic calcite. The second method is based on the separation of detrital from biogenic silica by measuring SiO_2 concentrations and comparing these values with a reference state (Peinerud et al., 2000) represented by the linear relationships between SiO_2 and Al_2O_3 reported by Arnaud et al., (2005) for the noneutrophic period, which demonstrated that SiO_2

is mainly of terrigenous origin. The following equations allow the calculation of different SiO₂ fractions:

$$\text{SiO}_2_{\text{terrigenous}} = 3.33 \times \text{Al}_2\text{O}_3 + 1.35, R^2=0.97, p=2.2 \times 10^{-16} \quad (1)$$

$$\text{SiO}_2_{\text{biogenic}} = \text{SiO}_2_{\text{bulk}} - \text{SiO}_2_{\text{terrigenous}} \quad (2)$$

Climate variability was measured as changes in air temperature and precipitation (Leavitt et al. 2009). Annual and seasonal air temperature were extracted from the historical instrumental climatological surface time series of the Alpine region (Histalp) database (www.zamg.ac.at/histalp/), according to lake geographical coordinates (Auer et al., 2007).

The local hydrological regime was reconstructed through two methods. Daily and annual flow of Rhône River, from 1920 to 2009 was extracted from the database of an upstream hydrological station, at Bognes, held by Compagnie Nationale du Rhône (CNR). The annual number of days of flood events – with a discharge up to 600 m³ s⁻¹ – was then calculated from this database. Itrax measurements were used to track the evolution of terrigenous inputs (TI) with high resolution through time in Lake Bourget by measuring titanium, considered herein as a tracer of the Rhône River's hydrological activity (Arnaud et al. 2005; 2012; Giguet-Covex et al., 2010). Titanium measured from ITRAX (Ti_{Itrax}) was converted to a continuous signal of terrigenous inputs (TI_{continue}) after calibrating titanium values with XRF point-in-time (punctual) results. Terrigenous inputs of punctual measures (TI_{punctual}) and continuous signal were calculated following the equations:

$$\text{TI}_{\text{punctual}} = \sum(\text{SiO}_2; \text{Al}_2\text{O}_3; \text{K}_2\text{O}, \text{Na}_2\text{O}, \text{TiO}_2; \text{MgO}, \text{Fe}_2\text{O}_3) - \sum(\text{SiO}_2_{\text{biogenic}}) \quad (3)$$

$$\text{TI}_{\text{continue}} = 10^{-5} \times \text{Ti}_{\text{Itrax}} + 0.007, R^2=0.92, p=6.6 \times 10^{-10} \quad (4)$$

The precision of the chronology allowed the calculation of sediment accumulation rates. The flux (g cm² yr⁻¹) for terrigenous and biogenic inputs (Fp) was then computed from total sediment flux (F_{tot}) as:

$$Fp = \%_{\text{particles}} \times F_{\text{tot}} = \%_{\text{particles}} \times \text{dry density (g cm}^{-3}\text{)} \times \text{sedimentation rate (cm yr}^{-1}\text{)}.$$

Statistical analyses were conducted both from the raw data set over the 1920 to 2009 time period and from smoothed curve reconstructions (polynomial function) in order to take into account annual and decadal tendencies of all the variables –with the exception of P, values of which were available only since 1973. The relationships between the temporal changes in the volume of hypoxic waters (response) and the various environmental forcings (air temperature, flood regimes, P, and primary production) were explored using linear and multiple regression models. A backward elimination approach was applied in which the least significant covariate ($p < 0.05$) was excluded from the model until only significant variables remained. Analyses were conducted using R version 2.15.1 (R Development Core Team, 2012) using the package, 'Mass' (Venables and Ripley, 2002).

1.5. Results

Sediment dating and correlations—Dating such a large set of cores with an annual precision required accurate independent measurements on the selected reference cores and precise correlation with other cores. Previous work – based on varve counting and radiogenic dating – showed that varve dating is accurate and precise for the uppermost sediments (0-25 cm) of the deepest zone (Giguët-Covex et al. 2010). Six additional laminated cores from the deep zone (> 130 m) provided a mean sedimentation rate of 3 mm yr⁻¹.

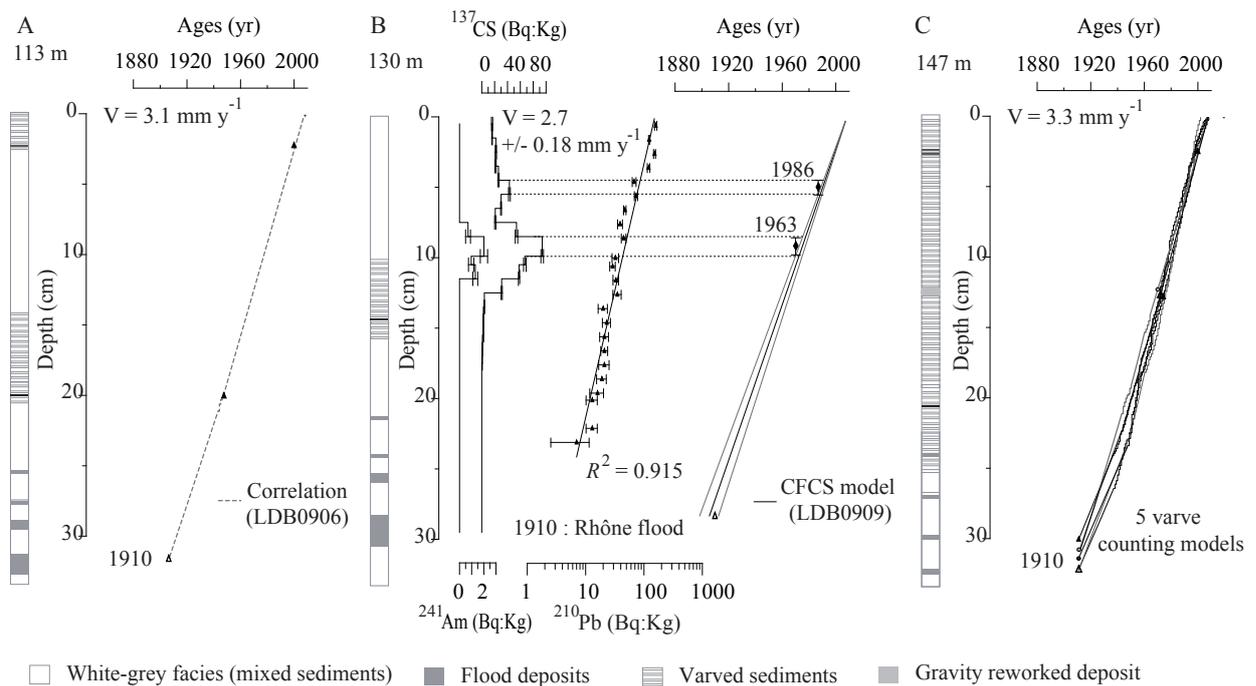


Figure 50 Age-depth models of short sediment cores taken from the (A) shallow zone to the (C) deepest zone. (B) Independent age-depth model of LDB0909 was built from radionuclides (²¹⁰Pb, ¹³⁷Cs and ²⁴¹Am) and stratigraphic markers (historical floods). (A) Core LDB0906 was correlated to core LDBSREF according to eye-identifiable markers. (C) Five cores from the deep zone (LDB09P204, LDB09P302, LDB04P1, LDB10P302, and LDB1006) were dated from varve counting.

Core LDB0909, which is only partially laminated, was dated by a radiogenic method to verify that the sedimentation was continuous and that we could extrapolate ages between lithological markers. Plotted as a function of depth on a logarithmic scale, the ²¹⁰Pb_{excess} profile of core LDB0909 presents a regular slope with a low dispersion ($R^2=0.915$). We therefore used the CFCS model to calculate a mean sedimentation rate of 2.75 ± 0.18 mm yr⁻¹ (Fig. 50). Core LDB0909 contains two ¹³⁷Cs peaks interpreted as resulting from the Chernobyl accident in 1986 (5.5 cm) and the maximum radionuclide fallout from atmospheric nuclear tests in 1963 (10 cm) (Fig. 50). ²⁴¹Am was detected in association with the deepest of the two ¹³⁷Cs peaks (Fig. 50), supporting the

idea that this peak corresponded to the maximum radionuclide fallout from atmospheric nuclear weapon tests (Appleby et al., 1991). Artificial radionuclide data were thus in agreement with those from ^{210}Pb and confirmed the mean sedimentation rate of 2.46 mm yr^{-1} over the last century (Fig. 50). This age model allowed a major flood event to be dated at $1910 \pm 5 \text{ yr}$ and the onset of the varved unit in core LDB0909 to be dated at $1936 \pm 4 \text{ yr}$.

Varve counts for the LDB09SREF and LDB1006 cores gave an age of 1933 for the beginning of the laminated unit. Three gravity-reworked deposits in the laminated unit were dated at 1942, 1966, and 1973 in the deep core LDB09SREF. Detrital layers associated with five historically known floods – 1910, 1919, 1924, 1944, and 1952 – were detected in deep cores and accurately dated by varve counting. Three particularly thick diatom laminas were dated to 1994, 1999, and 2000. Some cores recorded neither varves nor lithological markers, so they were not dated. However, those cores were very useful for locating the spatial extent of the permanently non-varved facies.

Composition of 'varved' and 'non-varved' sediments—The EDS analysis of sediments was performed in order to describe the geochemical composition of sediments related to processes leading to varves formation (i.e., the flux of pelagic rain) and varves maintenance (i.e., related to redox conditions): the deepest part of the basin (147 m depth, core LDB09SREF) and the slope close to the entry of the Rhône River (95 m depth, core LDB0903). In laminated sediments, Ca peaks corresponded to heavier laminas (white) on the backscattered electron (BSE) image (Fig. 51). The EDS mapping of Ca showed that this element was present in the form of 10- to $40 \mu\text{m}$ -large calcite crystals (Fig. 51). Previous studies showed that such calcite crystals were the result of summer bioprecipitation under mesotrophic-to-eutrophic conditions (Giguet-Covex et al., 2010). In the shallowest core (LDB0903), calcite crystals were not arranged to form distinct layers (Fig. 51).

XRF elemental analysis (Fig. 52) showed that the preservation of laminas in the sediment pile depended neither on the flux nor on the nature of incoming sediment rain. Indeed, varved (LDB09SREF) and non-varved (LDB0906) sediments have similar chemical composition (Fig. 52A). The relative proportion of a mixture of autochthonous low-Mg calcite and allochthonous particles and the biogenic silica can be followed using the Ca:Mg and Si:Al ratios. Since 1920 these ratios present increase sharply indicating an increase of primary productivity. The similarity of Ca:Mg and Si:Al indicated that, for a given date, the ratio between autochthonous and allochthonous inputs was constant over the entire northern deep basin (Fig. 52), i.e., 40% of the lake surface area (Fig. 49). Moreover, those cores had the same sedimentation rates, which means that not only the relative proportion of the main sediment components was constant but also the input flux of each of them.

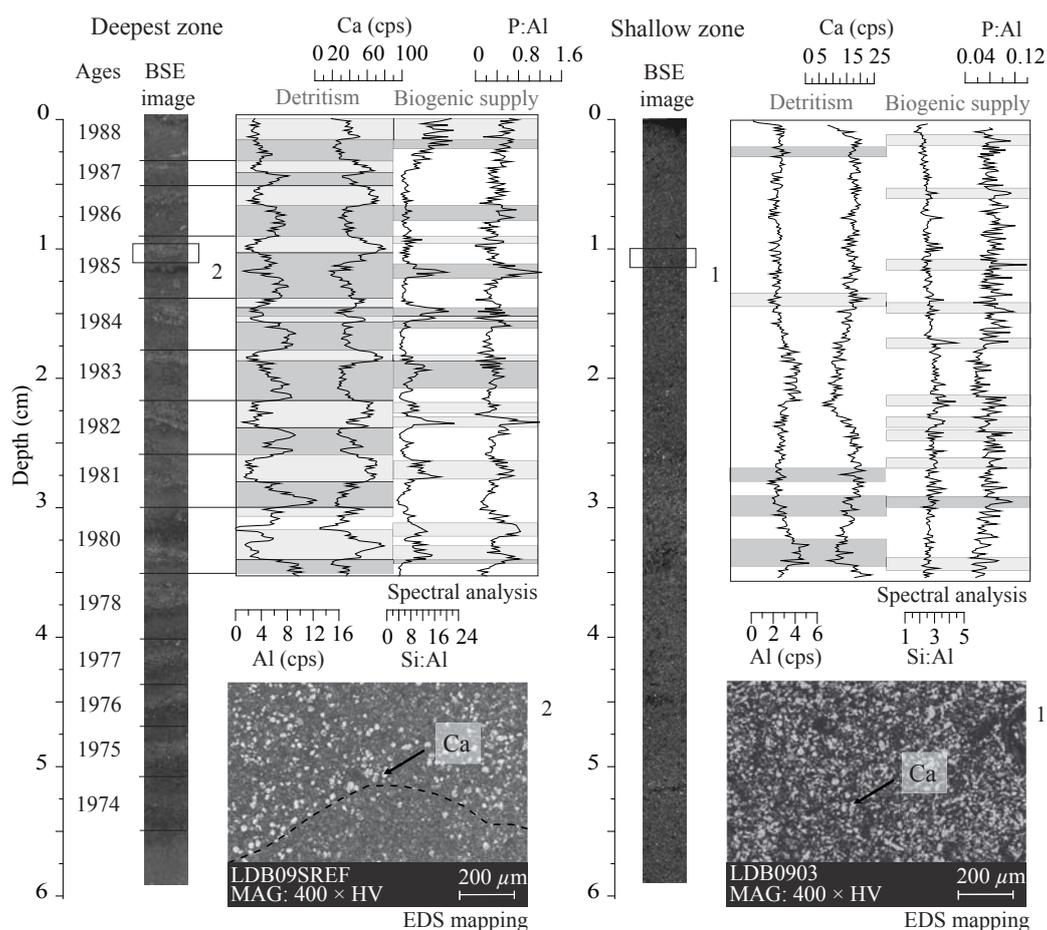


Figure 51 Thin sections and lithological description of laminated core from the deep zone (LDB09SREF) and a non-laminated core from a shallower zone (LDB0903). Selected zones (1) and (2) were magnified to highlight microscopic lithological compositions. Note the substantial preservation of large calcite crystals on the two cores. The sediment sequences on both cores were highly synchronous. Biogenic content was represented by the Si:Al ratio and the associated P:Al ratio.

Fig. 51B presents the evolution since 1850 of chemical proxies (excess in P and organic matter (OM) content) that depend not only on the sediment input but also on the preservation conditions at the water-sediment interface. Indeed, both the P oxides and Ca OM are sensitive to redox conditions and tend to be mineralised under oxic conditions, whereas they are better preserved in anoxic conditions (Meckler et al. 2004). Our results show similar variability between the two cores from 1830 to 1930 (Fig. 52A). Then, despite the fact that they were submitted to the comparable sediment input (Fig. 52A), cores LDB0906 and LDB09SREF present marked differences. The deepest varved core (LDB09SREF) presented a significant excess for both in P and OM when compared to the shallowest non-varved one, illustrating the better preservation of OM and P in more oxygen depleted environment. This is especially the case for the periods when laminae were not present in LDB0906 (Fig. 52B). The enrichment of P and OM is consistent with the evolution of hypolimnetic oxygen conditions inferred from subfossil Chironomid assemblages for core LDB09SREF (Fig. 52C) (Millet et al. 2010).

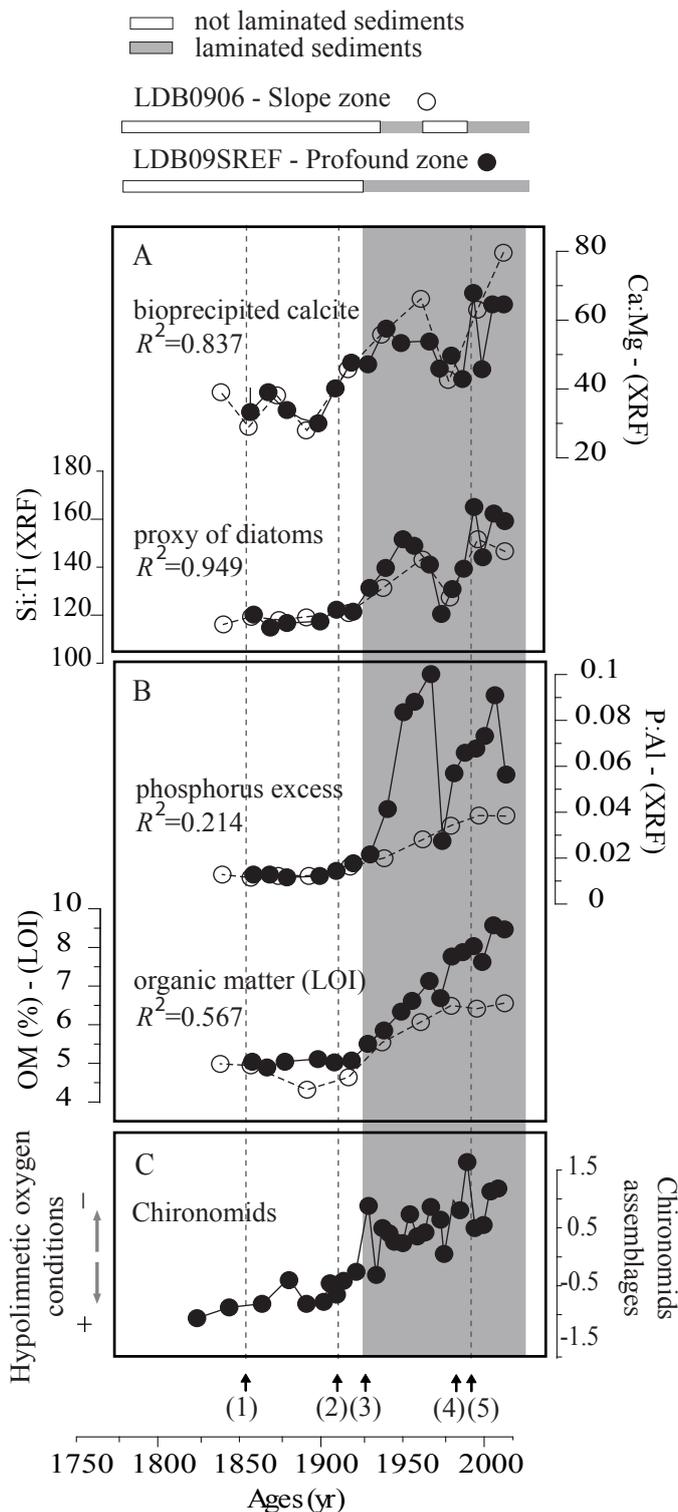


Figure 52 Major elements, plotted as a function of age, from core of the deep zone (LDB09SREF - black line) and from core of a shallower zone (LDB0906 - grey dashed line). (A) The plots represent the sediment fraction of the annual decantation (detritism and primary production). Note the similarity between the plots of the deep and shallower core. (B) Plots represent the redox-sensitive components (phosphorus, organic matter). Note that the plots are not similar between the distal and proximal cores. (C) Chironomids correspond to a hypoxic index calculated by Millet et al. (2010) in Lake Bourget; the oxygen concentration is decreasing when the signal is increasing. Historical patterns: (1) First, the Rhône River settlement with no visible incidence on detrital inputs; (2) the slight global increase of phosphorus, Ca:Mg and Si:Ti before varves settlement; (3) the permanent hypolimnetic hypoxia revealed by Chironomid assemblages (Millet et al. 2010) and the simultaneity of the onset of the varve records (Giguet-Covex et al. 2010b) on the distal zone; (4) the slight decrease of phosphorus, Ca:Mg and Si:Ti, together with the increase of detritism; (5) the diversion of sewage water (1980).

Finally, our results indicate the strong match in terms of both sedimentation rates and sediment composition in distant cores with and without varves and the absence of any hiatus in all carefully observed cores. Hence, as defined by Zolitschka and Enters (2009), less severe hypoxia – allowing the recovery of a sediment-burrowing fauna– seemed to be the only parameter explaining the recurrent stops in the varve development in the shallower parts of Lake Bourget.

Distribution of varves through time and space—Figs. 53 and 54 show the yearly status of each core location regarding the presence of varves, i.e., laminated or non-laminated from 1930 to 2010. Since the onset of severe hypolimnetic hypoxia in 1933 ± 1 yr, the deposition of varves through time clearly differed between locations. The cores contain a higher proportion of varved sediments toward the deepest zone. Two thresholds were observed. Below a depth of 140 m, the deposition of varves had never stopped since the onset of the eutrophication. Above a depth of 90 m, no varves were ever preserved (Fig. 51).

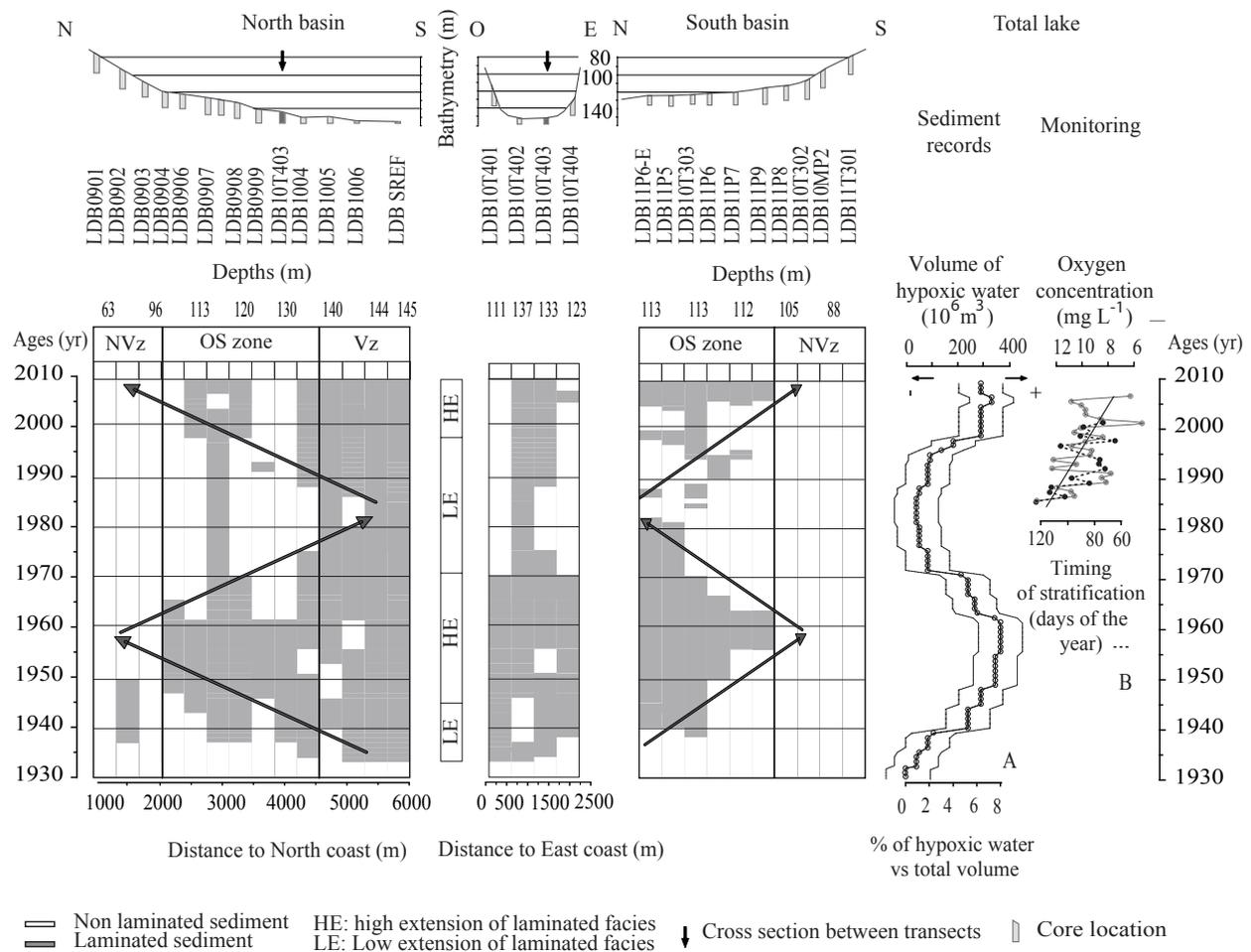


Figure 53 The spatiotemporal extension of laminated sediment as function of bathymetry, slope gradient and geographic location across Lake Bourget. Note that the varved sediments are well-preserved in the deep basin. The tipping depth at which varved sediments are still recorded varies in time. (A) Resultant volumes of hypoxia from sediment records are expressed in cubic meters and in volume percentage compared to the total lake volume. (B) Monitored oxygen concentrations and timing of the onset of stratification based on temperature data. Non varved zone (NVz), varved zone (Vz), and oscillating zone (OS zone) point out the more contrasted zones of varves preservation.

Based on those thresholds, three bathymetric areas can thus be defined: 1) the continuously varved zone (140 to 147 m depth), where severe hypoxia led to the preservation of varves in sediments since 1933 ± 1 yr (more than 99% of sediments are varved in this zone), 2) the non-

varved zone (0 to 90 m depth), on the slope, where varves have never been preserved in sediments (less than 1% of preservation in this zone), and 3) the oscillating zone (90 to 140 m depth), where varying hypoxic conditions led to the intermittent preservation of varves (Fig. 53).

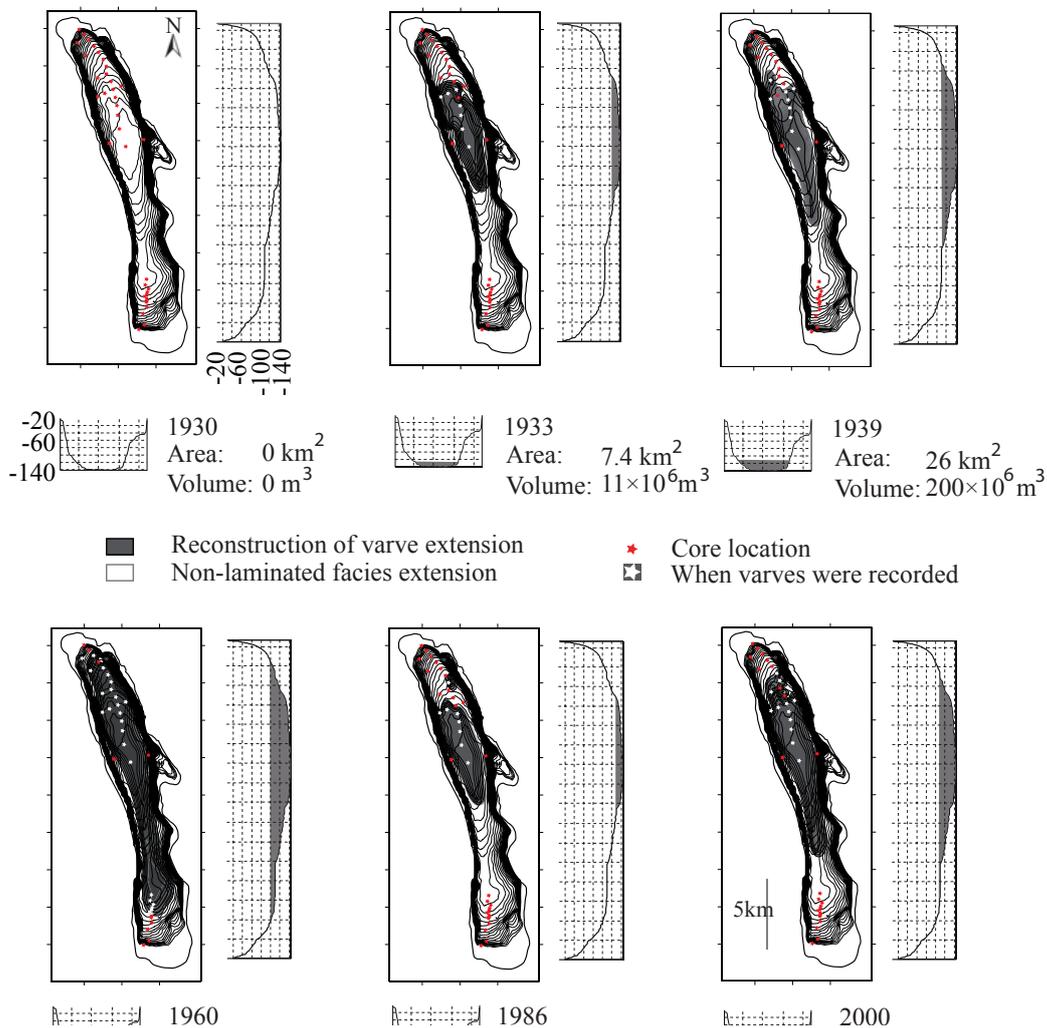


Figure 54 The spatiotemporal extension of the varved sediment in Lake Bourget. The distribution of varves is concentric. The extension varies from one period to another. Only six snapshots were presented in this picture, but the extension was calculated for each year over the last 150 years.

In Fig. 54 are presented selected snapshots (in 1930, 1933, 1939, 1960, 1986, and 2000) of the evolution of the varved surface area which illustrate the history of the extension of hypoxic waters in Lake Bourget. Whatever the period, a homogeneous and concentric distribution of varves is observed throughout the basin (Fig. 54). The first appearance of laminated facies in 1933 is at 110 m depth in both north and south basin. Hence, despite some local discrepancies in the distribution of varves, the whole set of cores presented a coherent picture, confirming that distribution of redox-dependent varve preservation is representative of the dynamic of hypolimnetic hypoxia at the basin scale.

The surface area of the laminated facies computed through a Kriging procedure for each year since 1930 and corresponding volumes of severe hypoxia are shown in Fig. 54 for six selected years, and in Fig. 53A for each year from 1930 to 2009. Comparison of the varve record from 15 cores taken in the oscillating zone (9 in the northern basin and 6 in the southern basin) shows a rapid spreading of the laminated facies between 1933 and 1955 leading to $11 \times 10^6 \text{ m}^3$ and $306 \times 10^6 \text{ m}^3$ of hypoxic waters (Fig. 53A) with laminated facies reaching a maximum extent and spreading up to a depth of 100 m (core LDB11P9 in the southern basin in Fig. 53). Between 1964 and 1985, the laminated facies were increasingly restricted to the deepest area (>140 m depth) leading to $13 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Fig. 53). Since 1985, laminated facies have been spreading toward shallower depths indicating an increasing volume of hypoxic waters, now reaching $251 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Fig. 53A).

External forcings of hypolimnetic hypoxia—Fig. 55 presents changes in the potential drivers of hypoxia at annual (raw data) and decadal scales (smoothed curves). Annual and seasonal air temperatures exhibit a common and significant increasing trend since the late 1980s. Between 1986 and 2009, mean annual air temperature increased by more than 1°C as compared with the period 1920 to 1986. Increased annual air temperature resulted from warmer winters ($+1.6$ - 1.7°C). During the forties, summer air temperature showed a pronounced increase as compared with 1920-1940 and a similar trend was seen in primary production, from 0.001 to $0.003 \text{ mg cm}^2 \text{ yr}^{-1}$ (Fig. 55).

Ortho-phosphate concentrations in the water column measured during winter mixing are presented in the top panel of Fig. 55. No monitored data are available before 1975 to confirm the low concentrations of P, but the curve shape and local management history suggested that P concentrations increased since 1930 (early eutrophication period; Giguet-Covex et al. 2010), then dramatically (intense eutrophication period) peaking in the late 1970s. From this maximum eutrophication period, monitoring data showed a decreasing trend of P concentrations as a result of decreased nutrient inputs to the lake (reoligotrophication period). Hydrological forcing, as reconstructed from a paleolimnological proxy (terrigenous supplies), generally decreased from 1920 to 2010 (Fig. 55), except for the period 1970 to 1990, this trend was also seen in the annual number of days with flood events based on monitoring of Rhône River ($R^2=0.65$, p -value= 2.2×10^{-16}).

P and hypoxia were negatively correlated from 1973-2009 ($R^2=0.71$, $p=9.4 \times 10^{-6}$). This result highlights that for this period anthropogenic P supplies did not explain the re-extension of hypoxia. Stepwise regression resulted in the selection of two factors (Table 2) from the initial multiple regression model (Table 2), with a significant influence on hypoxia, viz., productivity and the Rhône River hydrology ($R^2=45$, $p=3.31 \times 10^{-11}$). Seasonal temperatures were less significant ($p=0.145$ for summer temperatures, and $p=0.572$ for winter temperatures). However, summer temperatures still showed similarities with production and hypoxia fluctuations for specific periods of time, i.e., during the 1940s and since 1995. As regards flooding, the period 1975 to 1985 corresponded to a pronounced decrease in terrigenous supplies and flood events, which could explain the synchronous decrease of hypoxia. Altogether, results highlighted the complex

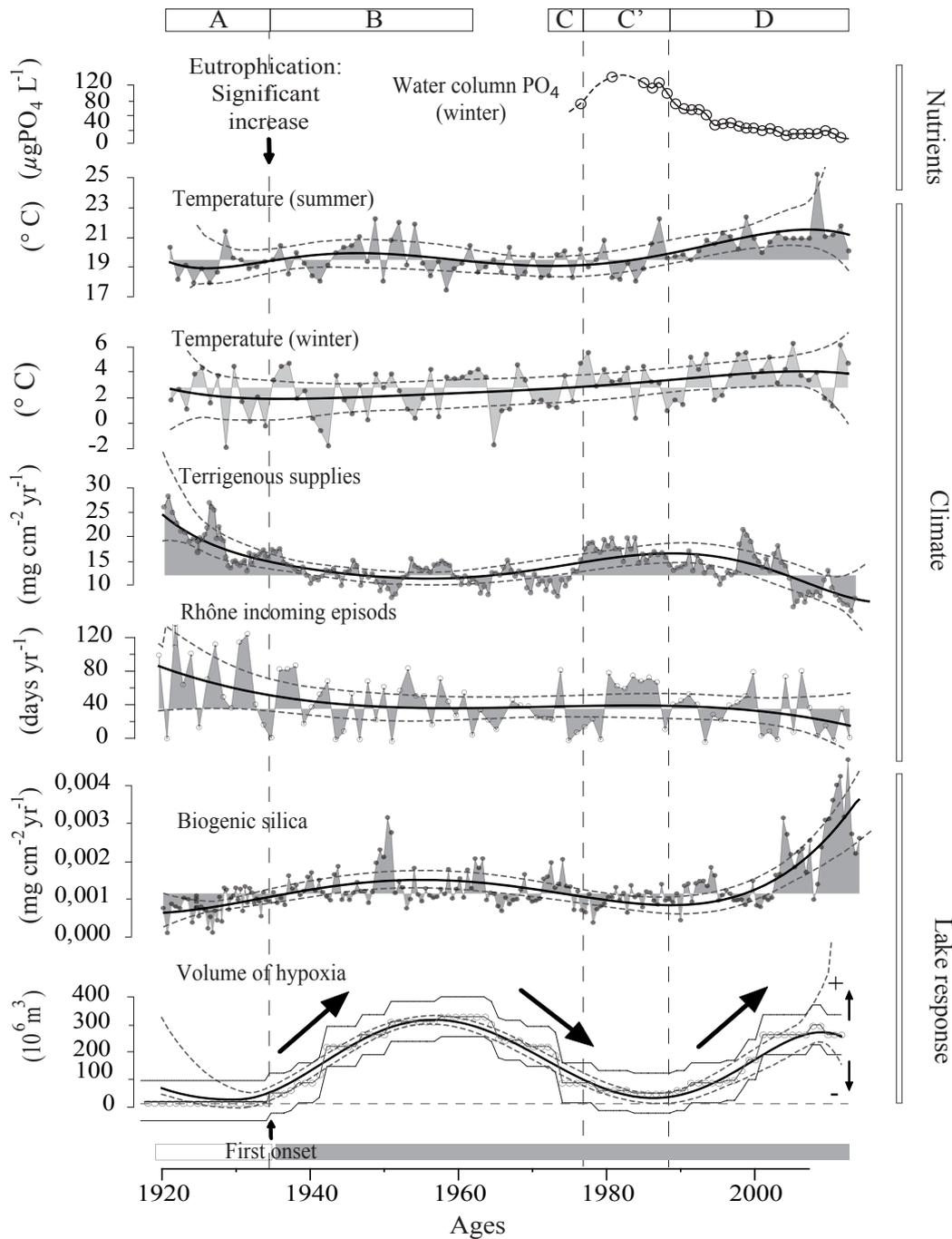


Figure 55 The evolution of anthropogenic hypoxia and forcing factors over 90 years. Correlation coefficients indicates similarity between hypoxia the forcing parameters (smoothed curve). Period (A) did not record severe hypoxia. The onset of hypoxia was then synchronous with the onset of eutrophication in Lake Bourget (Giguet-Covex et al., 2010) and was dated in this study to 1933±2. Period (B) is related to 1) the change of the trophic state (oligotrophic to eutrophic) as recorded in sediments by Giguet Covex et al., (2010), 2) the extent of primary production, and 3) the maximum volumes of hypoxia. Periods (C) and (C') showed a decrease in primary production, and hypoxia, whereas phosphorus concentrations were reaching their historical maximum. This period (C') was also characterised by eight years of increase in flood activity. Period (D) corresponds to the increased effect of global warming corresponding to an increase in temperature (Auer et al., 2007), primary production and the coinciding development of hypoxia.

interaction of different parameters on recent fluctuations of hypoxia, with a significant effect explained by phosphorus-independent changes in productivity and hydrological regime over the last 30 years.

Factor	Estimate	Standard Error	t	Pr(> t)
Intercept	-23319544	112592608	-0.207	0.836
Winter Temperatures	-391724	690517	-0.567	0.572
Summer Temperatures	-1459662	992198	-1.471	0.145
Proxy of Rhône River regime	-184961	41241	-4.485	2.44×10^{-05}
Proxy of productivity	783931388	184393679	4.251	5.77×10^{-05}

Factor	Estimate	Standard Error	t	Pr(> t)
Intercept	10221611	110773190	0.092	0.926
Proxy of Rhône River regime	-181103	40474	-4.475	2.48×10^{-05}
Proxy of productivity	694311664	177547301	3.911	0.00019

Tableau 5 Factors and coefficients of the model obtained with linear multiple regression and after stepwise regression on 1920-2009 time-period data.

1.6. Discussion

Reconstructing the dynamics of hypoxia with varves—During winter, deep temperate lakes are homogenised and the hypolimnion may be reoxygenated, partially or totally, depending on the intensity of overturning and flooding. The vertical gradient of oxygen concentrations fluctuates (Fig. 53) due to variations in the environmental forcing factors. At the annual resolution, such forcing factors control the intensity and the duration of the oxygen-depletion. Similarly, benthic organisms integrate effects of varying near-bottom dissolved-oxygen regimes over time (Cicchetti et al., 2006) which makes them, through varve preservation (annual resolution), an excellent indicator of annual oxygen conditions. The 3D sedimentological investigation showed that varves preservation can be used to reconstruct quantitatively the annual hypoxic condition but the duration of hypoxic episodes can be slightly underestimated through this method because organisms that bioturbate superficial sediment can perturb more than just the sediment deposited at the time of sedimentation. However this effect is apparently mitigated as shown by some portions of non-laminated sediments which were less than 1cm thick in the laminated sediments (Fig. 53). Hence, according to the sedimentation rate, it means such hypoxic periods could have been underestimated at most by less than 3 years for these portions.

Potential reasons for the changes in hypoxia—In this study, common statistical tools seemed inadequate to identify all forcings of hypoxia. Indeed, hypoxia resulted from a complex interaction

of forcing factors whose effects on hypoxia had major changes through time. These were evaluated first through linear and multiple regression statistics but also qualitatively.

Long cores indicate that severe hypoxia did not occur in Lake Bourget over the last 9000 years despite many fluctuations in climate and hydrology (Arnaud et al., 2005, 2012; Debret et al. 2010). Severe hypoxia has occurred only to the last 80 years, which indicate clearly that it is a consequence of recent anthropogenic activities and in particular to increased nutrient inputs, as shown in other similar lakes (Bührer and Ambühl, 2001). However, our study demonstrates that even in a context of drastic reduction of nutrient inputs, the volume of hypoxic waters can increase. Aiming at understanding the dynamics of hypoxia in large lakes, it is hence necessary to take into account both nutrient-based trophic disturbances and climatic parameters.

Eutrophication: Despite the lack of monitoring before 1973, previous sediment cores analyses of calcite crystals size and Diatoms fluxes showed that Lake Bourget was subject to eutrophication since the early 20th century (Fig. 55), which triggered severe hypoxia starting in 1933 (Giguët-Covex et al., 2010). After 1933, cores from the deepest zone recorded severe hypoxic conditions with no interruption until today (Fig. 52). I.e., the over-enrichment of phosphorus was sufficient to maintain severe hypoxia in the deepest zone during the entire period 1933-2009.

The negative correlation of between phosphorus concentrations and the extent of the hypoxic water-mass (Fig. 55) has been observed in other lakes undergoing re-oligotrophication where in spite of bioavailable P decreasing by an order of magnitude, hypolimnetic oxygen consumption did not show any change (Müller et al., 2012). The absence of a positive correlation in Lake Bourget demonstrates that, despite the fact that phosphorus inputs triggered the onset of hypoxia in 1933, later fluctuations in the extension of hypolimnetic hypoxia no longer depend on external P inputs. The effect of changing climate conditions must hence be investigated.

Climate effects: In the hypolimnion, the causes of slow recovery, or non-recovery, from eutrophication are many and are not entirely understood. Climate has been described as a forcing parameter acting on both the hydrological regime and on air- and water-temperature, which consequently affects lake stratification (Hohmann et al., 1997). In the case of Lake Bourget, three climate-linked parameters (summer and winter temperatures as well as the Rhône River hydrological regime) were suspected as potential forcing parameters of the extension of hypoxia.

An increase in flooding leading to enhanced fine sediment discharge was particularly pronounced during 1975-1983. This period corresponds to a reduction in volume of the oxygen-depleted water mass which may be attributed to this hydrological regime. However, since 1982, regulation reduced the flow range by 40% and prevented small floods from entering the lake (Miquet, 1997). Since then, Lake Bourget never recorded another long period of high hydrological activity comparable to the 1975-1983 period when the extent of hypolimnetic hypoxia increased. Hence, we suggest that water level control could have reduced the effect of flooding dynamics on the oxygen recharge after 1983.

Regarding summer air temperature, an increase of two degrees was observed between 1970 and 2009 (Auer et al., 2007). Despite the poor statistical results, increase of temperatures could also explain recent hypoxia, as the temperature increase can lengthen the stratification period (Livingstone 2003). Indeed, it was shown that the onset of water column stratification in Lake Bourget now occurs approximately 3 weeks earlier than in 1980 hence increasing the duration of stratification (Jacquet et al., 2005). By that time, the winter overturn of the water column was weaker in response to warmer winters (Jacquet et al., 2005). Furthermore, the increase of the summer temperature stimulates primary production (Tadonlélé, 2010) while the longer stratification promotes the appearance of large, filamentous phytoplankton in Lake Bourget (Jacquet et al., 2005). Biologically-mediated consequences of climate warming hence also contribute to increase OM fluxes to the sediment and, in turn, respiration. Hence, since the 1980s, the increase in temperature, the decrease in River Rhône water discharge and the regulation of the water level potentially acted together, leading to the re-extension of the hypoxic water volume (Fig. 55). The relative part of each of those forcings is still unclear in the absence of additional cases studies and/or other statistical analysis that allow considering non-linear relationships between a variable and multiple predictors. However, all these factors act in the same direction, i.e., toward an increase of hypoxia. It is hence probable that the recent re-extension of hypolimnetic hypoxia in Lake Bourget was caused both by global warming and water management policy, counteracting environmental policies concerning P regulation. In such a context, re-establishing natural water level changes on Lake Bourget will be an interesting experiment, to decipher the roles of global warming and water level regulation upon the extension of the hypolimnetic hypoxia.

In Lake Bourget the persisting hypoxia due to global warming, despite limitation of P concentrations can confuse lake management. Other consequences of global warming were recently observed, including the development of harmful filamentous cyanobacteria favored by reduced turnover with lake warming (Posch et al., 2012). Furthermore anthropogenic-induced changes in nutrient ratios have increased the susceptibility of large temperate lakes to several effects of rising air temperatures and the resulting heating of water bodies (Shimoda et al., 2011). Apart from eutrophication, effects of climate will differ depending on site specificities. Hence widespread investigation of responses to mixing regime, flooding and other effects is urgently required to guide management.

Our methodology of spatial investigation of sediments seems well adapted to documenting hypoxia because biogenic varves has been reported from mid latitudes throughout the world, in the arctic and in the inner tropics, thus covering a large range of climate conditions and because it allows long-term reconstruction of hypoxia, allowing analysing both of non-eutrophicated, post eutrophicated, and global warming periods. Multiple site investigation could allow more statistical analysis and thus to go through an assessment of the respective role of involved climate parameters.

ACKNOWLEDGMENT

We are grateful to Emmanuel Malet and Bernard Fanget, Environnements Dynamiques et Territoires de Montagne (EDYTEM) for indispensable support during fieldwork on Lake Bourget. Paul Capiez (Claude Bernard University, Lyon 1), and Marta Garcia, Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE) are acknowledged for methodological support. We thank two reviewers for insightful comments. This study has been supported by the French National Research Agency (ANR-VUL 005), through the project Perturbations Impacts on Lake Food Webs: a Paleo-Ecological Approach (IPER-RETRO), and the Assemblée des Pays de Savoie (APS). Scanning Microscope Electron (SEM) and Energy Dispersive X-ray spectroscopy (EDX) were performed thanks to Structural Analytical Platform (ASTRE, Savoie University) facilities.

2. Evolution du régime de l'hypoxie sur 150 ans dans les 3 lacs

La méthode présentée au paragraphe précédent (Jenny et al., 2013; in press) pour reconstituer le régime de l'hypoxie est appliquée ici aux trois lacs (Léman, Bourget, Annecy). Le développement des varves biochimiques, dans les trois lacs, permet d'appliquer cette méthode et ainsi d'effectuer des reconstitutions comparables, car établies à partir du même indicateur. **Les reconstitutions du régime de l'hypoxie (pour les 3 lacs) permettront d'identifier une réponse spécifique des écosystèmes lacustres, soumis aux pressions environnementales.** Au total, 81 carottes sédimentaires ont été requises afin de couvrir les zones d'oscillation de l'hypoxie (OSZ). Les zones couvertes par l'étude sont présentées dans la figure 56. Ces zones ont été déterminées en tenant compte des profondeurs pour lesquelles ont été effectués des prélèvements de carottes sédimentaires. Les sédiments profonds présentent une préservation continue des varves, alors que les moins profonds n'en présentent pas (figures 57 et 58). La OSZ se situe entre ces deux zones (figure 58).

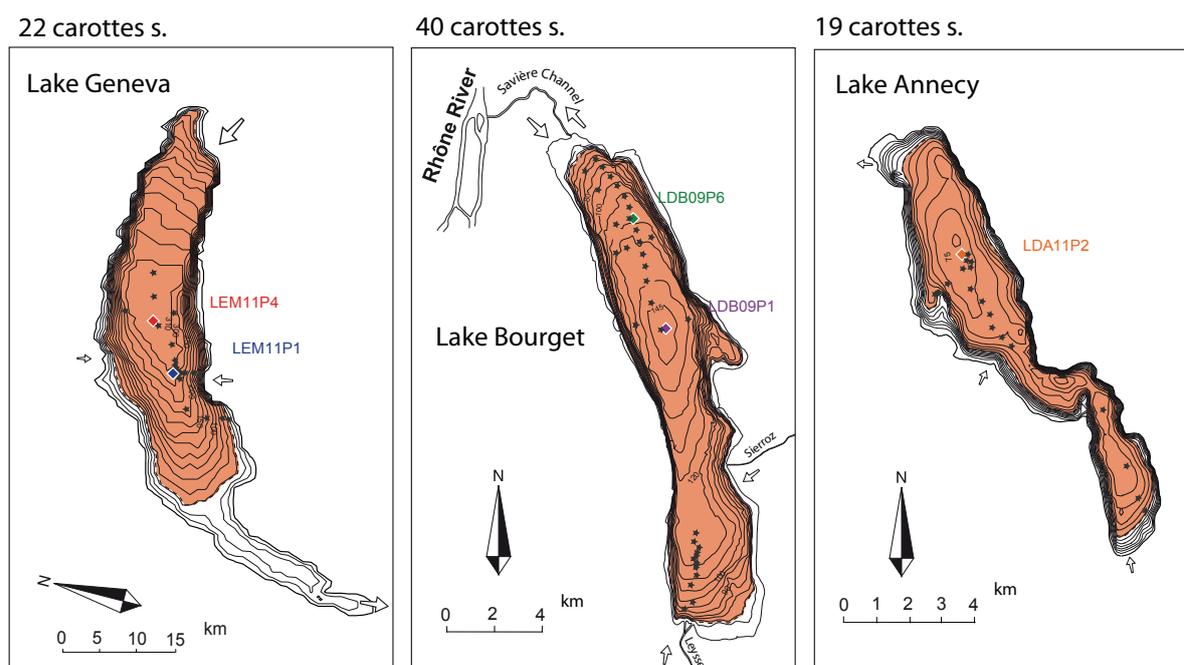


Figure 56 Zones couvertes (prise en compte) pour le calcul de l'extension des varves sédimentaires. Ces zones correspondent aux profondeurs pour lesquelles nous possédons une information sur les paléo-conditions d'oxygénation (présence de corotte).

Préservation des varves

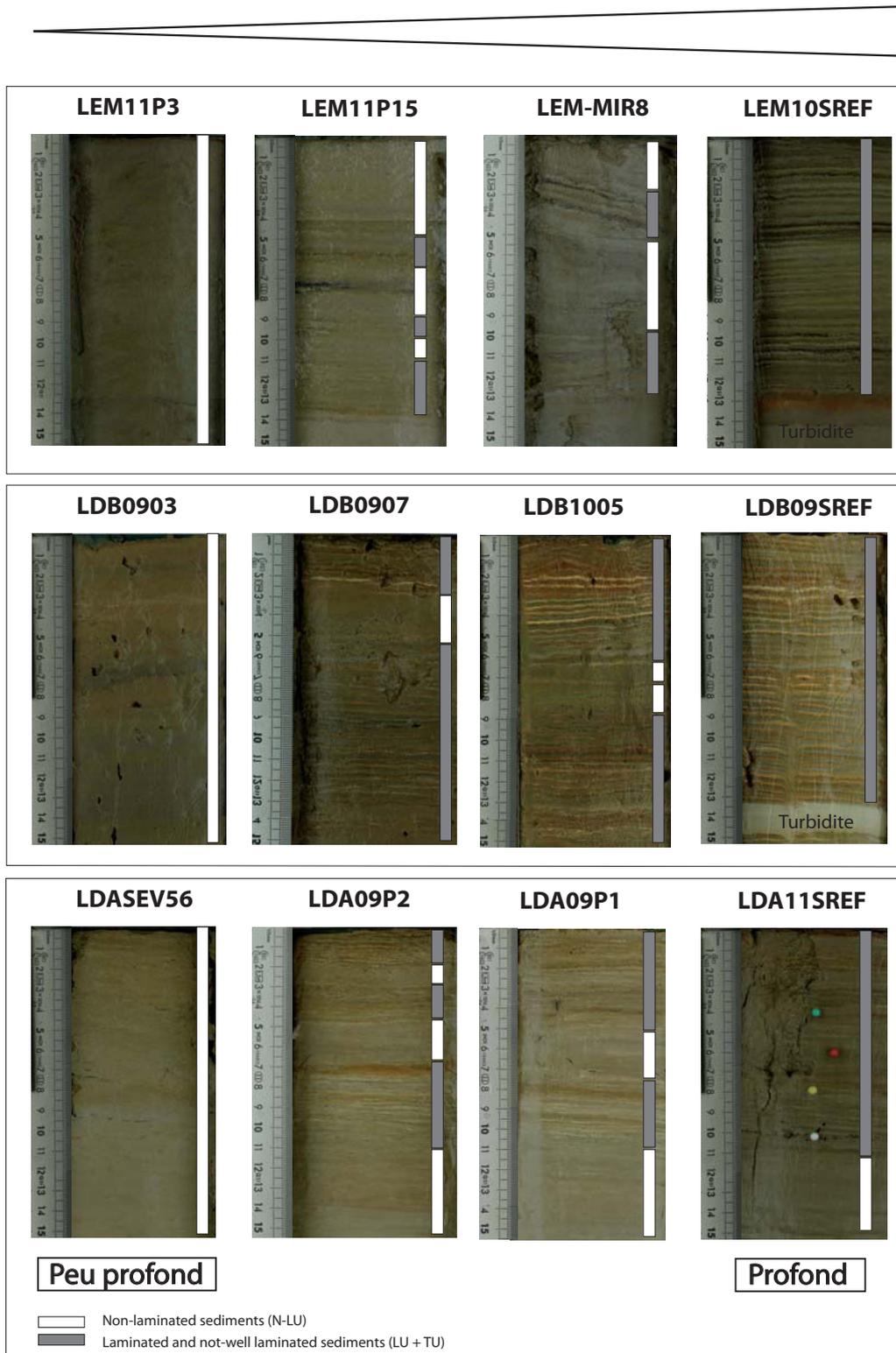
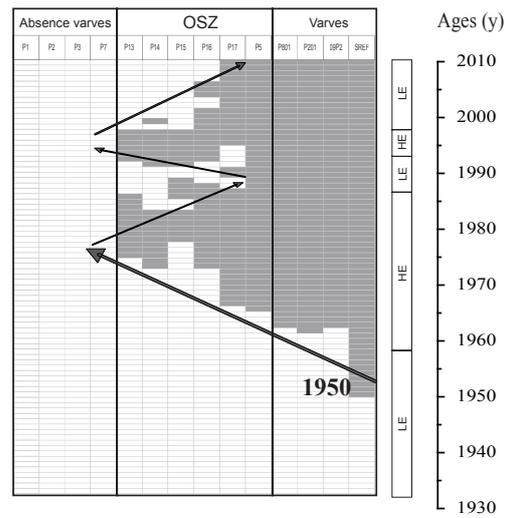


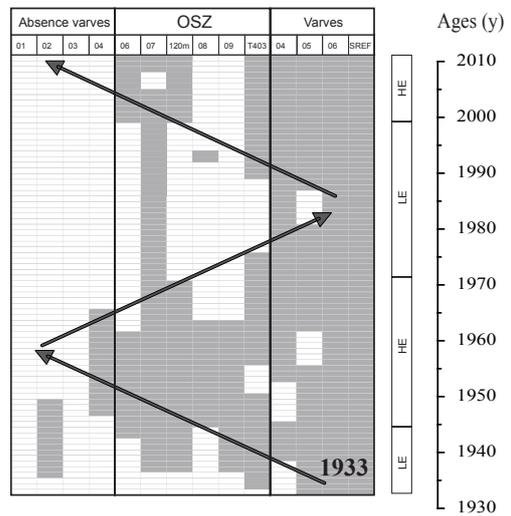
Figure 57 Les varves : indicateurs de l'hypoxie à l'interface eau/sédiments. La disparition des varves indique un retour à des conditions mieux oxygénées à l'interface. Ces améliorations des conditions favorisent le retour des organismes fondeurs, à l'origine du brassage des sédiments. Les varves sont présentées pour les sédiments du lac du Léman (haut), du Bourget (milieu) et d'Annecy (bas).

Figure 58 Préservation des varves sédimentaires dans la zone varvée, non varvée et dans la zone d'oscillation des varves (OSZ). Chaque colonne présente une carotte sédimentaire. Les carottes sont disposées dans l'ordre, depuis la zone la moins profonde (gauche) à la zone la plus profonde (droite). La somme des signaux de chaque carotte permet d'obtenir un signal plus riche en information concernant la dynamique de l'hypoxie.

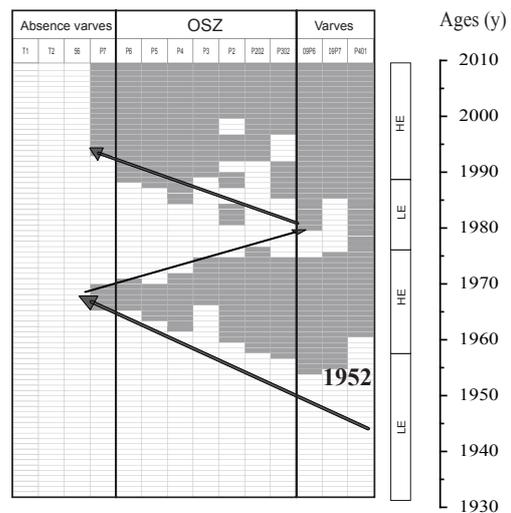
Léman



Bourget



Annecy



- Sédiments non laminés
- Sédiments laminés
- OSZ** : Zone d'oscillation des varves
- HE : Maxima d'extension des varves
- LE : Phases de retrait des varves

2.1. Evolution du régime de l’hypoxie dans le Léman

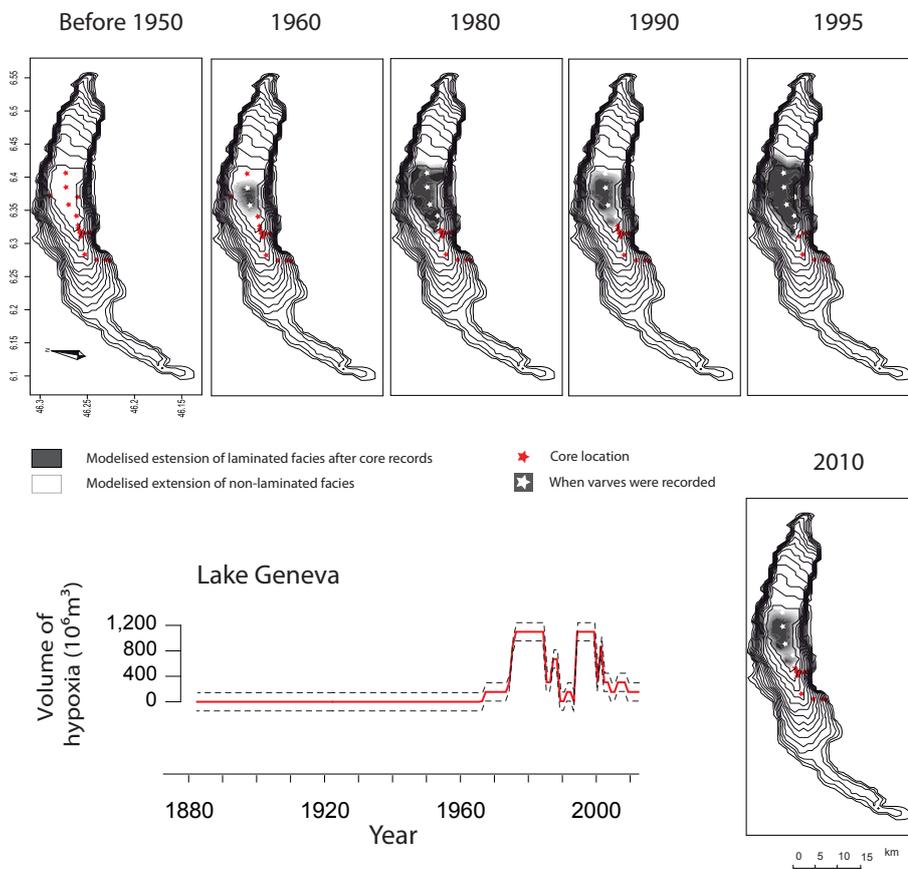


Figure 59 Extensions de l’hypoxie dans le lac du Léman pour quelques dates clefs (haut). La reconstitution du régime de l’hypoxie depuis 1880 (bas), est effectuée à partir de la méthode développée en début de chapitre.

La zone d’oscillation des varves correspond à la zone géographique (dans le bassin) comprise entre le périmètre maximum et le périmètre minimum de l’extension des varves (figure 59). Les fluctuations oscillent entre -310 m et -270 m de profondeur dans le cas du Léman. Les détails de ces oscillations sont présentés dans Jenny et al., (in prep). Notons que l’initiation de l’hypoxie se produit en 1950±2 dans le Léman. Deux phases prononcées d’extension sont observables pour les périodes 1970-1985, au maximum de l’eutrophisation, et 1990-2000, au cours de la restauration. Dans le cas du Léman, les volumes d’eau hypoxiques oscillent entre 0 et 1200×10⁶ m³, soit de 0 à 2 % du volume total d’eau du lac.

2.2. Evolution du régime de l'hypoxie dans le Bourget

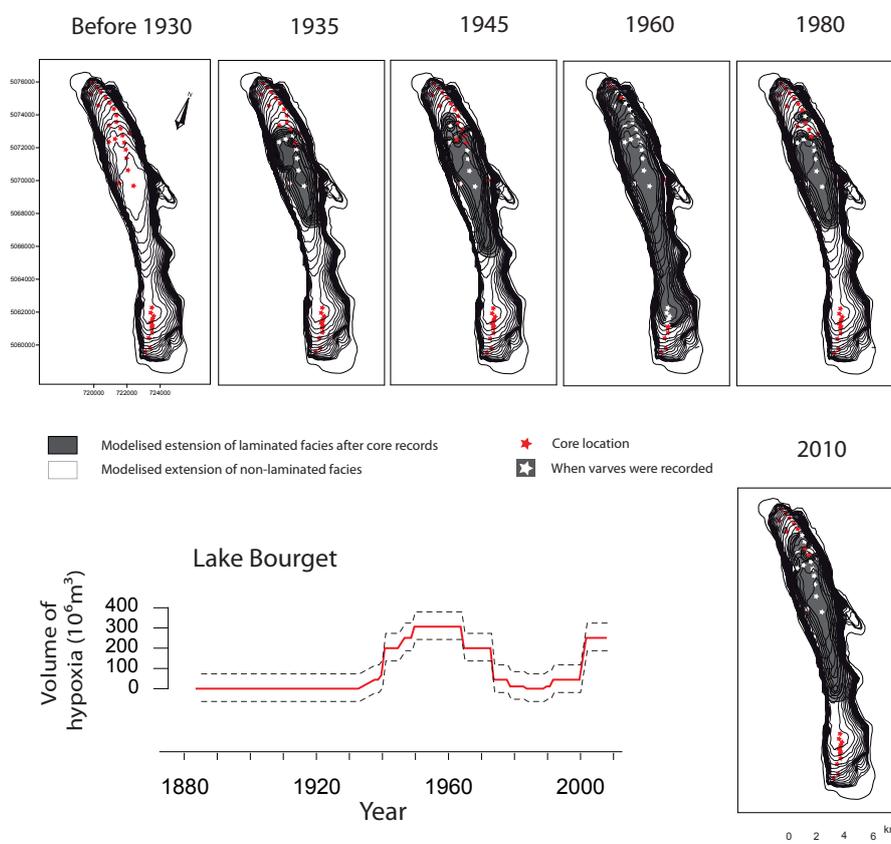


Figure 60 Extensions de l'hypoxie dans le lac du Bourget pour quelques dates clés (haut). Les reconstitutions du régime de l'hypoxie sont présentées pour la période 1880-2010 (bas).

L'évolution de l'hypoxie dans le Bourget est détaillée en première partie de ce chapitre (Jenny et al., 2013; in press). Rappelons que les oscillations de l'hypoxie admettent des valeurs minimum de 0 m³ et des valeurs maximum proches de 400×10⁶ m³, soit de 0 à 8 % du volume total d'eau du lac. Remarquons que si le volume maximum d'eau hypoxique est plus important dans le lac du lac Léman, les proportions en revanche sont plus importantes dans le Bourget que dans le Léman. Dans le Bourget, l'hypoxie a été initiée en 1933±2. Une phase de diminution sensible est observée dans les années 1980 (figure 60). La période la plus récente (depuis 1980) est caractérisée par une phase d'extension.

2.3. Evolution du régime de l'hypoxie dans Annecy

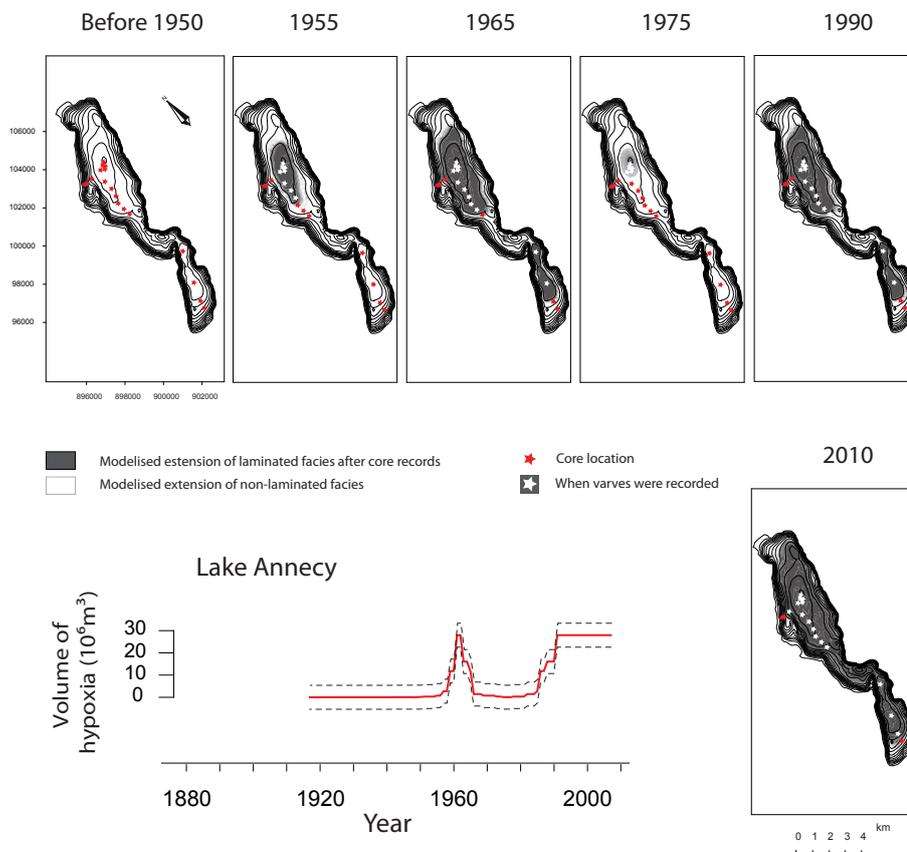


Figure 61 Extensions de l'hypoxie dans le lac d'Annecy pour quelques dates clefs (haut). La reconstitution du régime de l'hypoxie depuis 1880 (bas) est obtenue à partir de la méthode développée en première partie de chapitre.

La zone d'hypoxie dans Annecy oscille entre -65 et -50 m de profondeur. Ces oscillations correspondent à des volumes d'eau hypoxiques compris entre 0 et $30 \times 10^6 \text{ m}^3$, soit de 0 à 2.5 % du volume total d'eau du lac (figure 61). L'initiation de l'hypoxie dans Annecy s'est effectuée en 1952 ± 2 . Le lac d'Annecy présente deux phases bien marquées d'extension de l'hypoxie. La première phase d'extension maximum se produit sur la période 1955-1965, correspondant au maximum de l'eutrophisation. Après une phase de contraction, une nouvelle phase d'extension se produit depuis les années 1985, jusque aujourd'hui (figure 61). Cette phase ne présente pas des volumes plus importants que ceux observés lors de la première phase.

3. Discussion

3.1. Deux approches spatiales complémentaires pour quantifier l'hypoxie.

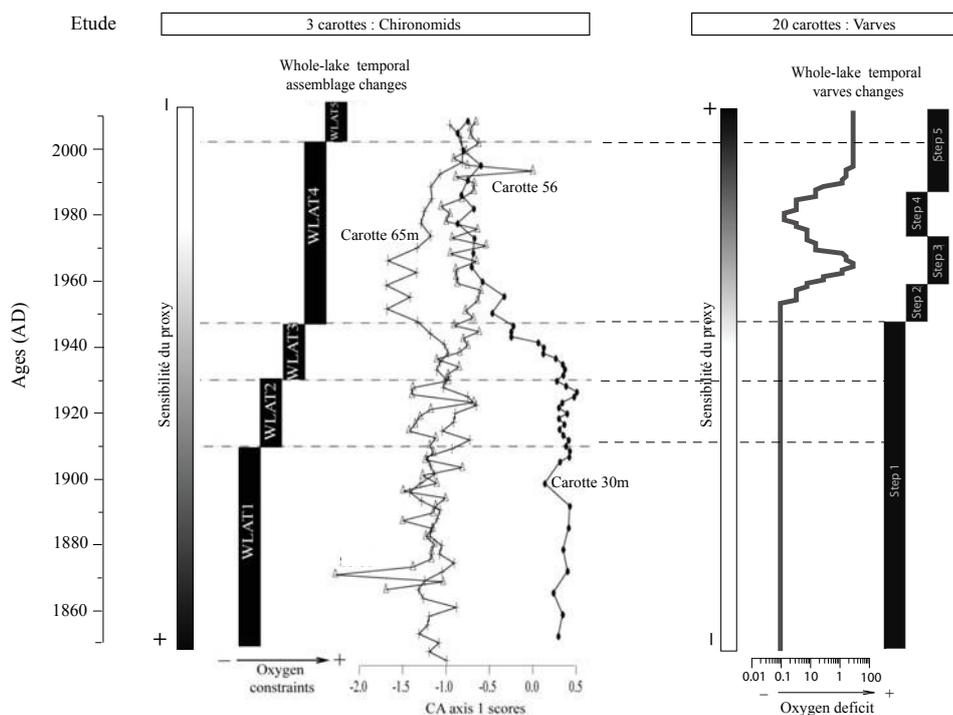


Figure 62 Comparaison des reconstitutions du régime de l'hypoxie dans le lac d'Annecy, à partir des assemblages de chironomes (gauche) et à partir des varves sédimentaires (droite).

Le recours à l'approche spatialisée a été effectué à partir des assemblages de communautés de chironomes à différentes profondeurs dans le lac d'Annecy (Frossard et al. 2012) (figure 62). L'évolution temporelle des assemblages de chironomes a permis de quantifier les variations de l'hypoxie (figure 62). Cette reconstitution se base sur les assemblages d'espèces sensibles aux conditions d'oxygénation (*Micropsectra contracta*, *Procladius* sp et *Sergentia coracina*). Trois carottes sédimentaires ont permis d'intégrer les réponses des chironomes pour trois profondeurs différentes (30, 56, et 65 m). La comparaison des reconstitutions (méthode des varves et des chironomes) dans le cas du lac d'Annecy montre une tendance générale au renforcement de l'hypoxie (figure 62). Pourtant, certaines différences sont observables dans la sensibilité des réponses de ces deux indicateurs. Les chironomes permettent de détecter les variations lorsque les conditions d'oxygène sont encore suffisamment élevées (e.g. Millet et al., 2010; Frossard et al., 2013). En revanche, les chironomes sont moins abondants lorsqu'il n'y a plus assez d'oxygène

dans l'hypolimnion et les reconstitutions de l'hypoxie sont plus difficiles. Les varves biochimiques permettent de reconstruire les variations de l'hypoxie lorsque celle-ci est initiée et installée durablement. Toutefois, les varves ne sont pas adaptées à la reconstitution de l'oxygénation lorsque le milieu est bien oxygéné. Ainsi, de manière générale, cette étude montre l'importance des approches multi-proxies pour reconstituer certaines conditions environnementales, comme l'oxygénation. Les deux méthodes (varves & chironomes) semblent particulièrement complémentaires pour les reconstitutions de l'hypoxie sur des périodes temporelles comprenant des phases bien oxygénées et des phases moins oxygénées.

3.2. Les trajectoires de l'hypoxie depuis 150 ans

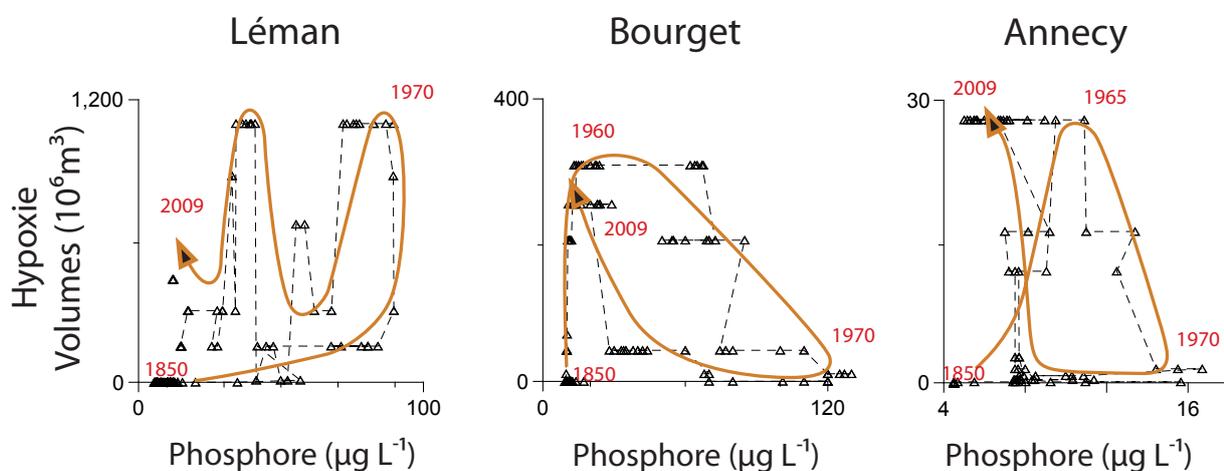


Figure 63 Les trajectoires de l'hypoxie. Présentation de l'évolution de l'hypoxie (exprimé en volumes) en fonction de l'enrichissement du milieu en phosphore dissous (P_{total} mesuré en hiver dans la colonne d'eau).

Les 3 lacs ne présentent pas d'hypoxie avant les premiers signes d'enrichissement du milieu en phosphore (figure 63). On remarque que dans les 3 lacs l'initiation de l'hypoxie correspond à une phase d'enrichissement très faible en phosphore ($15 \mu\text{g P L}^{-1} \pm 5$). Ce phénomène est plus marqué encore dans les lacs du Bourget et d'Annecy. L'initiation de l'hypoxie dans le Léman est également immédiate après les premiers enrichissements, néanmoins, il faut attendre un enrichissement plus conséquent en P pour que les volumes hypoxiques deviennent plus importants ($> 200 \times 10^6 \text{ m}^3$). On peut invoquer les dimensions du lac, dans le cas du Léman, comme cause possible de ce décalage dans l'augmentation des volumes hypoxiques.

CONCLUSION

Les varves constituent un marqueur indépendant de l'hypoxie. Le développement des varves dans les 3 lacs permet ainsi de comparer les reconstitutions des régimes de l'hypoxie à partir d'un indicateur qui fonctionne théoriquement de la même manière dans tous les lacs profonds.

Au cours des derniers milliers d'années les 3 lacs n'ont pas connu d'extension de l'hypoxie. L'hypoxie est apparue en 1950±2 dans le Léman, en 1933±2 dans le Bourget et en 1952±2 dans Annecy. Des phases de contraction de l'hypoxie (à l'échelle pluriannuelle et/ou décennale) pourraient laisser penser à un retour de meilleures conditions d'oxygénation. **Pourtant, l'observation des séries temporelles sur 150 ans permettent d'affirmer qu'aujourd'hui les 3 lacs sont en situation hypoxiques. En effet, les contractions de l'hypoxie ne conduisent pas à un retour complet à de bonnes conditions d'oxygénation. L'état de l'hypolimnion semble par conséquent s'être stabilisé depuis un peu plus d'une cinquantaine d'années.**

La mise en place de l'hypoxie au milieu du XXe siècle est attribuée à l'enrichissement en phosphore. Les phases d'oscillation de l'hypoxie qui ont suivies (contractions et/ou extensions) ne sont en revanche pas expliqués par les variations des concentrations de P. A ce stade de la réflexion, on se pose la question des forçages impliqués dans les fluctuations de l'hypoxie. Pour répondre à cette question, le recours aux méthodes statistiques est entrepris au chapitre 4 afin d'étudier la part de certains forçages globaux et locaux (connus) agissant sur le régime de l'hypoxie.

**CHAPITRE 4 : LES FORÇAGES GLOBAUX ET LOCAUX DE L'HYPOXIE
DANS 3 GRANDS LACS PÉRIALPINS DEPUIS 150 ANS**

- Contributions du phosphore, des crues et des températures -

CHAPITRE 4 : LES FORÇAGES GLOBAUX ET LOCAUX DE L'HYPOXIE DANS 3 GRANDS LACS PÉRIALPINS DEPUIS 150 ANS

INTRODUCTION

Ce chapitre étudie les forçages, globaux et locaux, impliqués dans la réponse de l'hypoxie des lacs Léman, Bourget et Annecy, au cours des derniers 150 ans. Nous nous appuyerons sur les reconstitutions du niveau trophique (Chapitre 1), du régime des crues (Chapitre 2), des températures (données Histalp ; Auer et al., 2007) et sur les reconstitutions de la réponse de l'hypoxie (Chapitre 3). Ce chapitre recourt également aux outils statistiques.

Les outils statistiques permettent d'étudier la complexité des forçages environnementaux, notamment dans le cas de séries temporelles (e.g. Birks et Birks, 2006; Birks 2012; Zeileis et al., 2003). Le recours aux modèles de régression multiples linéaires (GLM) permet de déterminer la contribution respective des forçages considérés sur une période donnée. Néanmoins, cette méthode ne permet pas de mettre en évidence la contribution des forçages qui s'expriment seulement sur une fraction de la période de temps étudiée. La contribution du forçage en question est « tamponnée » (atténuée) par les contributions des autres forçages. Pour remédier à ce problème, des études récentes ont développé un modèle qui puisse s'appliquer aux séries temporelles en paléolimnologie. Ce modèle tient compte de la variabilité temporelle dans l'implication des forçages. Il s'agit des modèles additifs généralisés (GAM) (Simpson et Anderson, 2009). Dans ce chapitre, nous utiliserons ces modèles afin d'identifier les forçages principaux de l'hypoxie sur 150 ans. Ces modèles permettront également de déterminer à quel(s) moment(s) les forçages ont eu une contribution significative (positive ou négative) sur la réponse de l'hypoxie.

1. Les forçages globaux et locaux de l'hypoxie dans 3 grands lacs périalpins depuis 150 ans

❖ *Article 3 : Local hydrology induces contrasted effects of climate change on large lakes oxygen-depletion*

En préparation pour soumission à Nature Climate Change

JEAN-PHILIPPE JENNY¹, FABIEN ARNAUD¹, JEAN-MARCEL DORIOZ², BENJAMIN ALRIC², PIERRE SABATIER¹,
MARIE-ELODIE PERGA²

1 EDYTEM, Université de Savoie, CNRS, 73376 Le Bourget du Lac Cedex, France.

2 CARTEL, INRA, Université de Savoie, 74203 Thonon-les-bains Cedex, France

1.1. Résumé de l'article

Le développement généralisé de l'hypoxie au cours du siècle dernier marque l'empreinte croissante de l'Homme sur son environnement. De nombreuses études indiquent que cette hypoxie nuit aux écosystèmes aquatiques (Diaz, 2001; Vaquer-Sunyer et Duarte, 2008). Les conséquences sont observables au travers : 1) de la réduction/destruction de l'habitat des macro-organismes, 2) de la diminution de la biodiversité et 3) de la perturbation des cycles géochimiques (Roberts et al., 2009; Vaquer-Sunyer et Duarte, 2008). L'hypoxie peut conduire également à la mort de la faune aquatique. Pendant longtemps, le développement récent de l'hypoxie a été attribué seulement à l'eutrophisation. Les études récentes montrent désormais que le réchauffement climatique a également une contribution dans le développement de l'hypoxie (e.g. Jenny et al., 2013; in press ; Meire et al., 2012). Pourtant, la part respective des deux forçages (climatique et trophique) n'a pas encore été étudiée sur des échelles de temps longues (>100 ans) du fait de l'absence de proxies paléolimnologique appropriés et de l'absence de données instrumentales au-delà de 60 ans. Pour la première fois, dans cette étude, une nouvelle méthode de reconstitution de l'hypoxie (Jenny et al., 2013; in press) est utilisée pour étudier les régimes dans 3 grands lacs périalpins sur 150 ans. L'utilisation du modèle additif généralisé (GAM) nous a permis de déterminer les forçages globaux et locaux contrôlant l'hypoxie. **Nos résultats montrent que le climat à une action significative sur l'extension de l'hypoxie dès lors que le milieu a connu un enrichissement préalable en phosphore. De plus, les résultats montrent que les températures ont un effet d'autant plus fort sur l'extension de l'hypoxie que le contexte hydrique local du lac est faible. Nous montrons en effet que les périodes d'intensification du régime des crues contribuent de manière significative à la réduction de l'hypoxie.** Par conséquent, les forçages des températures et des crues doivent être pris en compte conjointement dans l'étude du régime de l'hypoxie.

1.2. Introductory paragraph

Among manifestations of the entry in the Anthropocene, persistent oxygen-depleted zones particularly threaten aquatic ecosystems.(Diaz 2001; Diaz and Rosenberg 1995; Rabalais et al. 2001) This results in loss of fisheries and biodiversity, alters food-webs and even triggers mass mortality of fauna (Diaz 2001). Whereas the generalized extension of hypoxia has been considered as a consequence of the sole eutrophication (Nixon 1995), recent studies showed it also depends on climate (Blumberg and Di Toro 1990; Meire et al. 2013; Posch et al. 2012). However, such effects remain poorly documented on a long-term perspective due to the lack of long-enough monitoring series. Paleosciences demonstrated their potential to fulfil lacks of environmental monitoring, however, only few studies were able to reconstruct the dynamics of hypoxia (Jenny et al. 2013). Using a novel four dimensions paleolimnological approach (Jenny et al. 2013), here we show that 20th century climate change paced hypoxia dynamics in large lakes only once they have been disturbed by unprecedented nutrient input ($> 10 \pm 5 \mu\text{g P}_{\text{tot}} \text{ l}^{-1}$). Based on 81 sediment cores, we reconstructed together yearly volume of oxygen-depleted waters and hydrological regimes in three large lakes. We highlight that decreases in flood regime since 1900-1920 significantly reduced oxygen recharges in the lakes. We show that lakes depending on a smaller average river discharge are even more vulnerable to air temperature increases than the lakes which depend on large average river discharge. Both global warming and local changes in hydrological patterns must hence be taken into account when attempting to mitigate oxygen-depletion in large water-bodies.

In many marine and freshwater ecosystems, human-induced eutrophication (nutrient over-enrichment of waters) is a serious mechanism controlling oxygen (O_2) decrease through respiration (Carpenter 2005; Nixon et al. 1986; Schindler 1977). In seasonally O_2 -depleted lakes, nutrient abatement measures have been then expected to allow, at some point, the return to oxic conditions in bottom waters. However, climatic changes also perturb benthic oxygen conditions (Deutsch et al. 2011) and interfere with remediation programs. Recent raise in water temperature intensify endogenic productivity, increases organic matter transfers to the hypolimnion and thus increases benthic respiration (Blumberg and Di Toro 1990). Global warming lengthen summer thermal stratification (Livingstone 2003) and reduces winter cooling (Straile et al. 2003), both processes leading to the isolation of bottom water from upper oxygenated environments. Raises in temperatures also decrease oxygen solubility in water (Deutsch et al. 2011). On the other hand climate predictions are expected to upset the global water cycle and to increase extreme flood events frequency (Huntington 2006; Schmidli et al. 2002). These events are known to cause the introduction of dense and cold oxygenated water masses into the lake. Theses events accelerate internal water circulation and weaken stratification during winter, favouring O_2 renewal efficiency (Ambrosetti et al. 2003; Livingstone 1997; O'Reilly et al. 2003). Hence, even though eutrophication is a major factor controlling oxygen reduction, coupled climatic effects may control much more processes regulating oxygen concentrations in a context of global warming. Furthermore, among all known climatic forcings, floods alone can overcome oxygen depletion in a context of global

warming. This raises the question of how climatic effects on oxygen budget can differ between lakes under different hydrological regimes, since a threshold of nutrient concentrations has been exceeded.

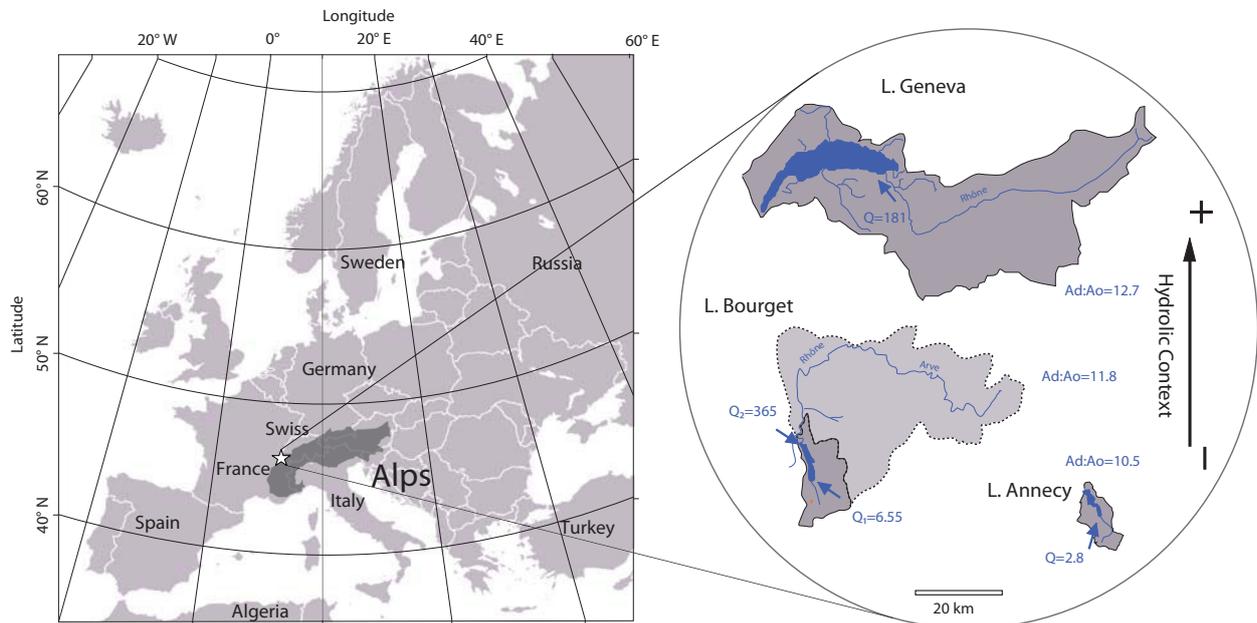


Figure 64 | Location map of Lakes Geneva, Bourget and Annecy at the western edge of the Alps (France and Switzerland). Classification of the three lakes is based on the watershed area:lake area ratio ($Ad:Ao$) and on the mean terrigenous fluxes of each lake (Supplementary Fig. S6). Q is the mean annual discharge ($m^3 s^{-1}$) of the main affluent.

Lakes Geneva, Bourget and Annecy, are drinking water sources for approximately one million people. They all are warm-monomictic lakes (Supplementary Fig. 67), located on the northwest edge of French Alps, less than 70 km far from each other (Fig. 64). These peri-alpine lakes share a common history of temperature fluctuations (Auer et al. 2007) and a common history of P-enrichment (Vonlanthen et al. 2012). They are all submitted to high anthropogenic pressures from both urbanized and agricultural areas that led to the onset of eutrophication in the early 20th century. The 3 lakes reached a maximum of eutrophication in the 70s⁷ which has been then counteracted by active remediation policies (Jacquet et al. 2005). To explore the consequence of P reduction on an integrative lake response, long-term trends of water hypoxia have been reconstructed from an analysis of well-dated sediments (Supplementary Fig. 68, 69). Our approach relied on the 4D investigation of biogenic varves preservation (Supplementary Fig. 70, 71) which is a sedimentological independent indicator of hypoxia(Christensen et al. 1994)^{JP}. Our reconstruction was validated by the excellent match between 52 years of monitored data and varves records in Lake Geneva (Fig. 65).

Figure 66a presents the reconstructions of oxygen-depletion (OD) forcings and their changes from 1880 to 2009. Regional raise in temperatures (T°) was recorded two times, first in

1940 and then since 1970 until today (Auer et al. 2007). Despite a common P-enrichment history, the historical maximum intensity of eutrophication differed between lakes (Fig. 66). Over the ten last years, mean P concentrations -measured during winter- have been reduced successfully to $20 \mu\text{g l}^{-1}$ in Bourget, $20 \mu\text{g l}^{-1}$ in Geneva and $5 \mu\text{g l}^{-1}$ in Annecy. The temporal change in terrigenous supplies (TS) is an indicator of flood regimes (Arnaud et al. 2012) (Supplementary Fig. 72a,b). Since 1880, changes in terrigenous fluxes present a decrease of 50% and 40% respectively for Lakes Geneva and Lake Bourget indicating a decrease of the hydrological regime over the whole studied period (Supplementary Fig. 72a,b). Still, punctual increases were recorded in the early 1990s and early 2000s in Lake Geneva and in the 1980s in Lake Bourget. In Lake Annecy terrigenous supplies are quite lower than in the two other lakes and present less contrasted changes over time (Supplementary Fig. 72c).

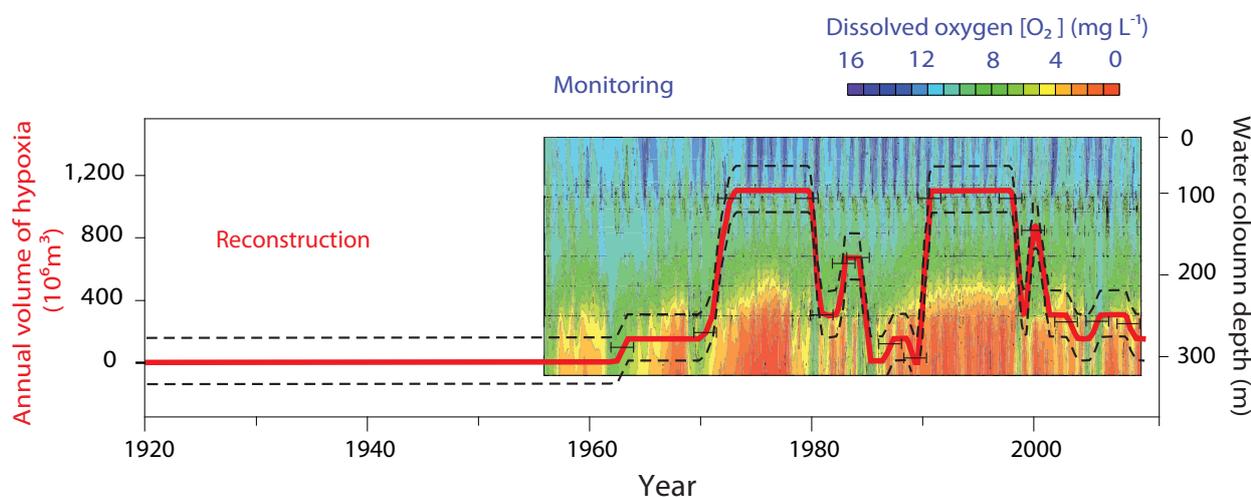


Figure 65 | The evolution of oxygen depletion (OD) in Lake Geneva. The annual volumes of OD reconstructed from sediment archives corresponds to the red line. The monthly oxygen profiles from monitoring match well the reconstruction and valid our method.

Figure 66b show that OD has never been recorded by sediment archives over the past 200 years in the three lakes, excepted during the second half of the 20s century. Additional reconstructions in Lake Bourget show that OD has never been recorded over the entire Holocene (Arnaud et al. 2012) (i.e. the last ~10 000 yrs), as observed in other lakes (Hollander et al. 1992). Since the fifties, however, OD has been always recorded by sediments of the profound zone and presented a series of decadal to multi-decadal fluctuations over time. This change confirms a regime-shift transition in lake ecosystems (Scheffer et al. 2001), from a stable oxygenated state before eutrophication to a stable hypoxic state after the first P enrichments. The maximum OD extension in Lake Geneva (flared shaped) reached 20% of the total area and 2% of the total water volume, whereas in Lakes Bourget and Annecy (flat shaped) OD extended to more than 60% of the total area and 4 to 8% of the total water volume (Supplementary Fig. 73, 74 and 75).

Figure 66c summarises the model predictions and changes over time of the contributions of T° , TP and TS on oxygen depletion. White areas (model results up to 0) indicate positive contributions of covariates on OD (time period during which forcings are contributing to OD extension) whereas the yellow areas indicate the negative contributions (contributing to OD contraction). Generalised additive models (GAM) accounted for 78%, 43.1% and 68.2% of the total variance for Lakes Geneva, Bourget and Annecy respectively (Supplementary Table 6). In accordance to the first increase of TP, the three lakes experienced oxygen-depletion for the first time in 1950 ($[P_{tot}] = 8\mu\text{g l}^{-1}$), 1933 ($[P_{tot}] = 10.2\mu\text{g l}^{-1}$) and 1952 ($[P_{tot}] = 8.2\mu\text{g l}^{-1}$) in Lakes Geneva, Bourget and Annecy. Following the increase of nutrient enrichment, the three lakes underwent an intense hypoxic period leading to volumes of 2, 8 and 4% of OD waters.

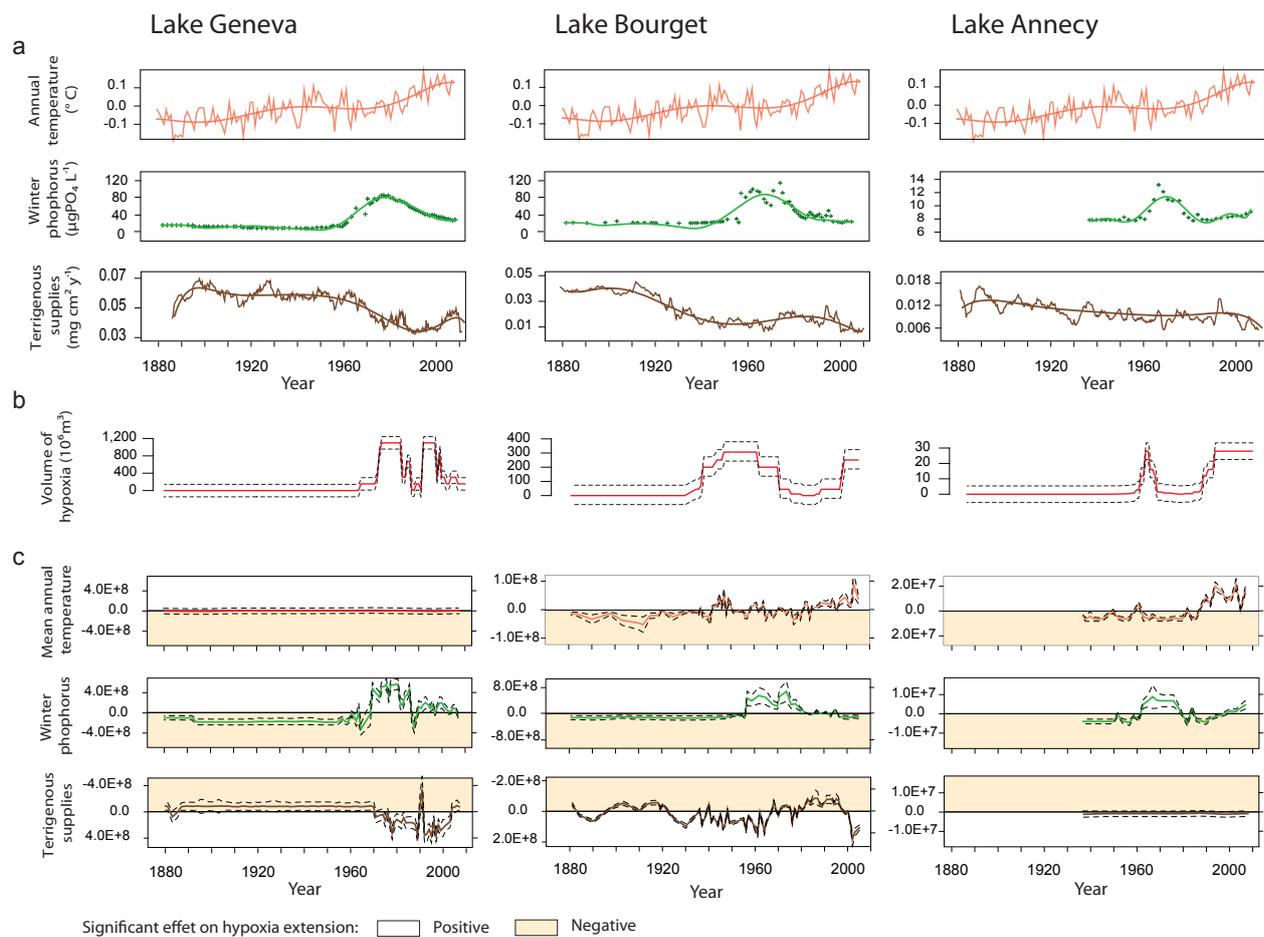


Figure 66 | Evolution of OD and forcings of OD over the last 150 years. a, Temporal changes in forcings: mean annual temperatures ($^{\circ}\text{C}$), mean winter dissolved phosphorus concentrations ($\mu\text{g l}^{-1}$) and terrigenous supplies -which is the indicator of flood regime. **b,** Temporal changes in response of hypoxia (oxygen depletion (OD) [$\text{O}_2 < 2\mu\text{g l}^{-1}$]). **c,** Statistical GAM results presenting the temporal changes in positive (white area) or negative (yellow area) contribution of forcings on OD extension. In Lake Annecy, the extension in OD in the 1960s is explained by the increase of P, the latter decrease of OD in the 1980s is explained by the P restoration and the re-extension of OD since the 1990s is explained by temperatures increase.

We confirm the direct incidence of anthropogenic impact on OD onset through P-enrichments, which is in good agreement with the extension of population between 1920 and 1960 on the three watersheds (Supplementary Fig. 76). However, since the onset of higher trophic status, fluctuations in water phosphorous-content and in hypoxia appear to be decoupled in that context of P overenrichment. Our analysis suggests that decadal to multi-decadal extensions of OD in large temperate lakes are driven by increases of (summer or winter) air temperatures and that decadal to multi-decadal extensions of OD contractions are driven by enhanced flood regime (Fig 66c and supplementary T6).

More specifically, although the total P content decreased by a factor of 5 during the past 40 years, hypoxia is re-extending since 1980 in Lakes Bourget and Annecy, highlighting that the OD re-extension is strictly related to increase in air temperatures (Fig. 66c). Flood regime occurs to significantly drive fluctuations of OD in lakes Geneva and Bourget (p -values < 0.005). Floods reduced the extension of OD in the 70th and in 2000 in Lake Geneva, and in the 80th in Lake Bourget. However, floods have no significant impact on OD in Lake Annecy as only P and T° contribution are significant (p -values < 0.005). Hence, since the onset of eutrophication, climate causes OD-fluctuations through 1) flood regime fluctuations in Lake Geneva, 2) flood regime and air temperatures fluctuations in Lake Bourget, and 3) air temperatures fluctuations in Lake Annecy. We attribute this contrasted response of OD to climate change to local specificities in hydrology.

Based on a hydraulic indicator (watershed area (Ad):lake area (Ao) ratio) (Meybeck 1995) and on mean terrigenous fluxes (TS) measured over the period 1900-2000 we classified by descending order the three lakes: 1) Lake Geneva (Ao:Ad = 12.7; TS = 0.055 mg cm² yr⁻¹), Lake Bourget (Ao:Ad = 11.8; TS = 0.022 mg cm² yr⁻¹) and Lake Annecy (Ao:Ad = 10.5; TS = 0.013 mg cm² yr⁻¹). This classification highlights significant differences in the hydrological regime between the three lakes (Geneva = high; Bourget = intermediate; Annecy = low). Based on this classification we can distinguish two opposite lake-related OD forcings: floods and T°. Contribution of exogenous supplies during floods is known to 1) bring in fresh oxygenated waters from surface, 2) facilitate winter destratification and 3) increase the trapping of internal phosphorus load in sediments. Owing to its high hydrological context, it is coherent that floods in Lake Geneva have the major implication on OD fluctuation than in two other lakes. On the opposite, OD fluctuations are the most controlled by T° in Lake Annecy. In that case, stratification and oxygen supplies are only controlled by the thermal regime. Lake Bourget stands between those two opposites which means oxygenation is controlled by thermal stratification and by flood regime. Hence, local hydrological conditions appear to control vulnerability of lake hypolimnions to global warming. The lower is the local hydrology the higher is the vulnerability.

On shorter time periods, forcings of OD can be investigated through monitoring for variables we can not reconstruct through palaeolimnological approach (Model 2; Supplementary, Table 6). By reducing the time interval of investigation in Lake Geneva (for which we have long

enough monitoring) we expect to modify the statistical interpretation for certain climatic forcings of OD. We also expect to identify more preferentially forcings with short term (annual) implication on OD than forcings with decadal to pluri-decadal implication on OD. Quite logically, floods still present the major contribution in Lake Geneva ($p = 7.43 \times 10^{-05}$) which indicates that they have a significant impact on OD for both long and short time periods. Winter temperatures and winds have also an impact on OD which is in accordance known mechanisms (Michalski and Lemmin) (Supplementary Fig. 77 and Table 6). Winds are indeed known to contribute to the mixing of top oxygenated waters with deeper low oxygenated waters preferentially in larger lakes. Hence, our analysis from sediment archives had the ambition to point out the “big picture” of OD regime and forcing over long period and to fulfil some parts of knowledge generally obtained through precise studies on shorter period (monitoring scale). This study highlights how much the two methods (monitoring-based and sediments-base) are complementary to identify all the forcings of environmental responses of lakes. This study highlights more specifically that the flood regime has to be considering seriously in lake to understand OD dynamics.

Here we document that oxygen depletion is re-extending despite P-abatement measures due to the recent increase of temperatures and decrease of hydrological regime. Our study highlights lakes with naturally low hydrological circulation are more vulnerable to effects of climate because of stronger stratification. On the contrary lakes fed by rivers with high specific discharge desoxygenate preferentially during short cold events.

1.3. Methods

Coring and monitoring. Between 2009 and 2012 eight field campaigns and a total of 85 sediment cores were collected from various depths in the three lakes. The spatiotemporal analysis of sediments was investigated, including biochemical varves identification and documentation –i.e. an annually laminated type of sediments. All three lakes are currently submitted to monitoring surveys, started in 1955 for Lake Geneva (managed by the International Commission for the Protection of Lake Geneva Waters and the INRA, French National Institute for Agronomical Research INRA), 1973 for Lake Bourget (Lake Bourget water agency and INRA) and 1966 for Lake Annecy (managed by the Intercommunal Association of Lake Annecy and INRA).

Oxygen depletion. The preservation of varves is favoured by the disappearance, following oxygen depletion, of most benthic macro-organisms that normally mix the first millimeters of sediments. The annual volume of hypoxic waters was then calculated according to Jenny et al. accepted, for each lake 1) using the geographical mapping of varves extension and 2) by integrating the volume between the lake bottom and the depth of the shallowest varve-bearing core for each year. Volume calculations were performed through SURFER 9 software.

Trophic state. Over the monitored period, seasonal total P concentrations [TP] in lake water were analysed using the acid molybdate method – association française de normalisation (AFNOR). To extend the data collection to the past unmonitored period, since 1880, changes in annual water [TP] of the three lakes were reconstructed using a diatom transfer function (Supplementary).

Flood regime. XRF measurements were used to track the yearly evolution of detrital inputs through time, evidenced by the flux of terrigenous supplies recorded by lakes sediments, considered herein as a tracer of the Rhône River’s hydrological activity (Arnaud et al. 2012; Arnaud et al. 2005; Giguet-Covex et al. 2010). Reconstructions from sediments of Lakes Geneva and Bourget were validated after confrontation to monitored discharge on Rhône River extracted from database of hydrological stations (Porte du Scex and Bognes) held respectively by Federal office for environment (FOEN) and Compagnie Nationale du Rhône (CNR) (supplementary).

Temperature. Dataset of annual and seasonal air temperature have been extracted from the historical instrumental climatological surface time series of the Alpine region (Histalp) database (www.zamg.ac.at/histalp/), according to lake geographical coordinates (Auer et al. 2007).

Statistical analyses. The respective influence of three anthropogenic and climatic forcings, i.e. trophic state, seasonal temperatures and flood regime, on the oxygen depletion for the three lakes was assessed using general additive models (GAM, Wood 2006). GAMs were used because these models allow considering non-linear relationships between an independent variable and multiple predictors (Wood 2006), which is an ubiquitous feature in ecology. Covariates were selected using a backward approach in which the least significant covariate was dropped from the model until only significant variables remained (latter referred as final model). A procedure similar as the one developed by Simpson (2006) was used to assess the relative contribution of the covariates. This procedure consisted in the extraction of the specific contribution of each covariate to GAM estimates. All statistical analyses were performed using R 2.15.1 (R Development Core Team, 2009) using the package, “vegan” (Oksanen 2011).

ACKNOWLEDGEMENTS

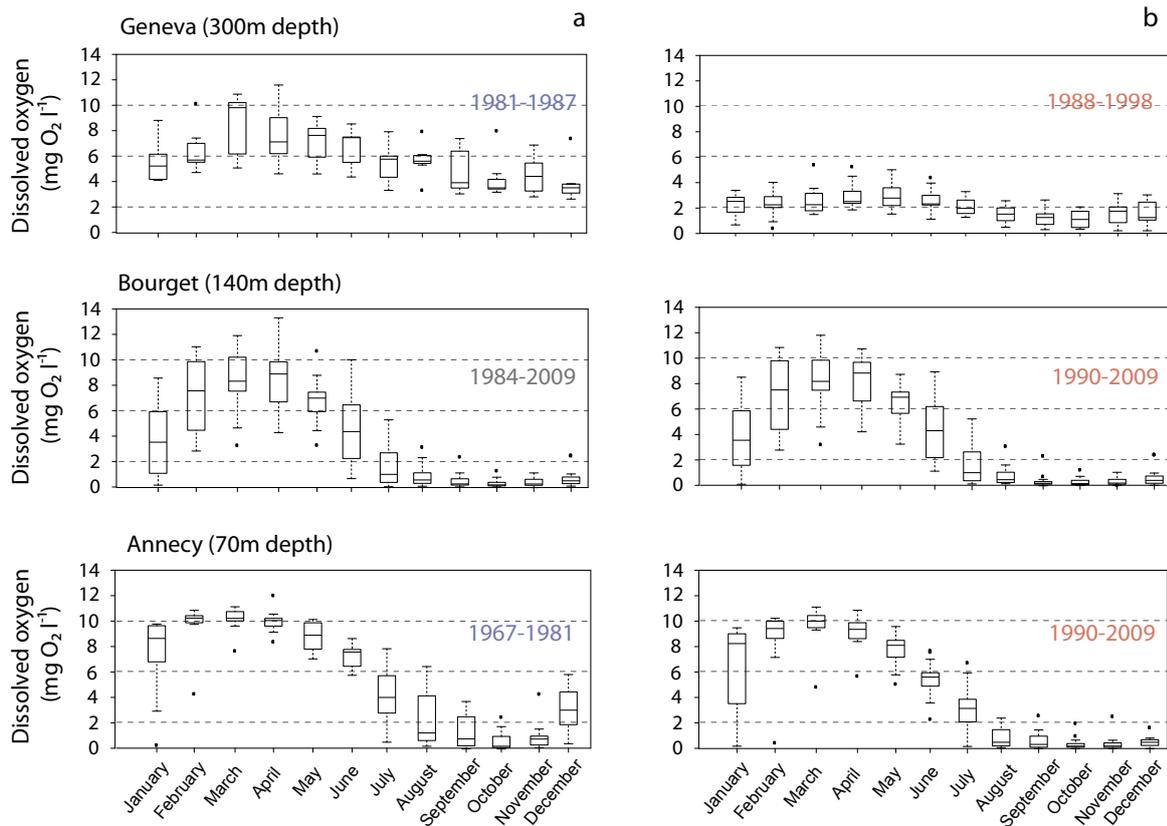
This study has been supported by the French National Research Agency (ANR-VUL 005), through the project Perturbations Impacts on Lake Food Webs: a Paleo-Ecological Approach (IPERRETRO). J.-P. Jenny, particularly thanks the Assemblée des Pays de Savoie (APS) for funding its PhD grant together with the ANR. Scanning Microscope Electron (SEM) and Energy Dispersive X-ray spectroscopy (EDX) were performed thanks to Structural Analytical Platform (ASTRE, Savoie University) facilities. Olivier Romeyer is warmly thanked for help in SEM analysis. Bernard Fanget, Emmanuel Malet and Cécile Pignol are thanked for their on the field and in the lab. Authors particularly thank the Iper-Retro scientific staff and particularly Laurent Millet, Valérie Verneaux and Victor Frossard who enriched the study through fruitful discussions.

2. Supplementary data

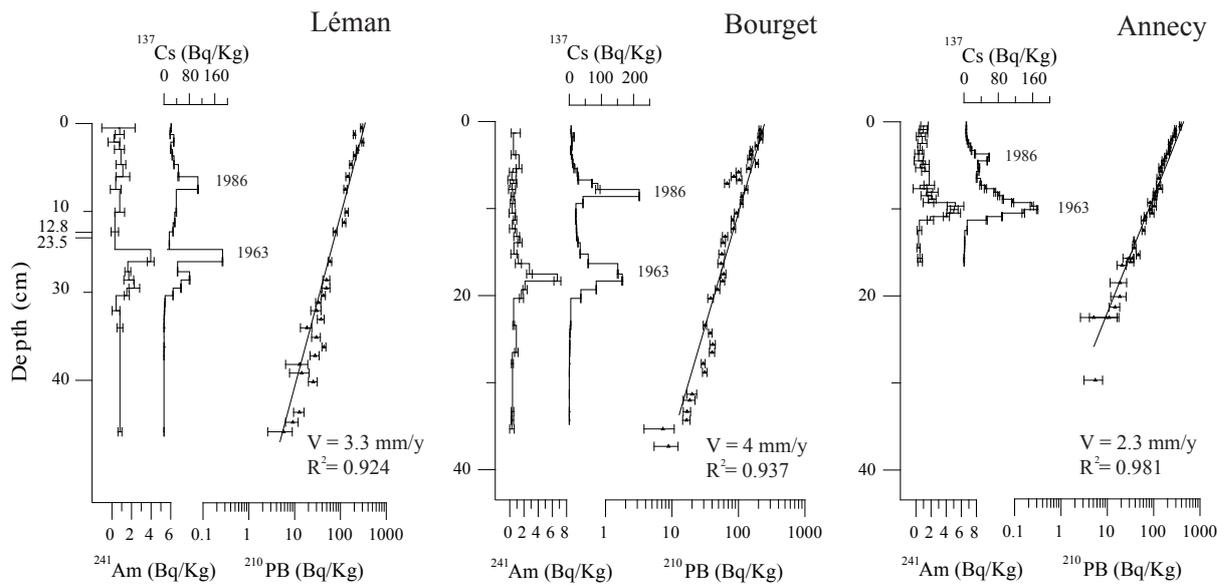
Lake	Factors	Model	Deviance explained	Estimate	Standard Error	F	P	Signif.
Geneva	P	Model 1	78%	6.943	8.004	5.367	2.66e-05	***
	TS			6.473	7.602	2.660	0.0143	*
	TS	Model 2	76,60%	1.000	1.000	19.485	7.43e-05	***
Wind	3.317			4.096	4.370	0.00492	**	
T° (W)	1.000			1.000	9.723	0.00343	**	
Bourget	TS	Model 3	43.1%	2.646	3.338	11.834	7.15e-07	***
	T° (S)			1.171	1.325	4.556	0.0259	*
	P			1.001	1.002	4.750	0.0322	*
Annecy	T° (Y)	Model 4	68,20%				1.13e-06	***
	P						0.0109	*

Signif. codes: 0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1

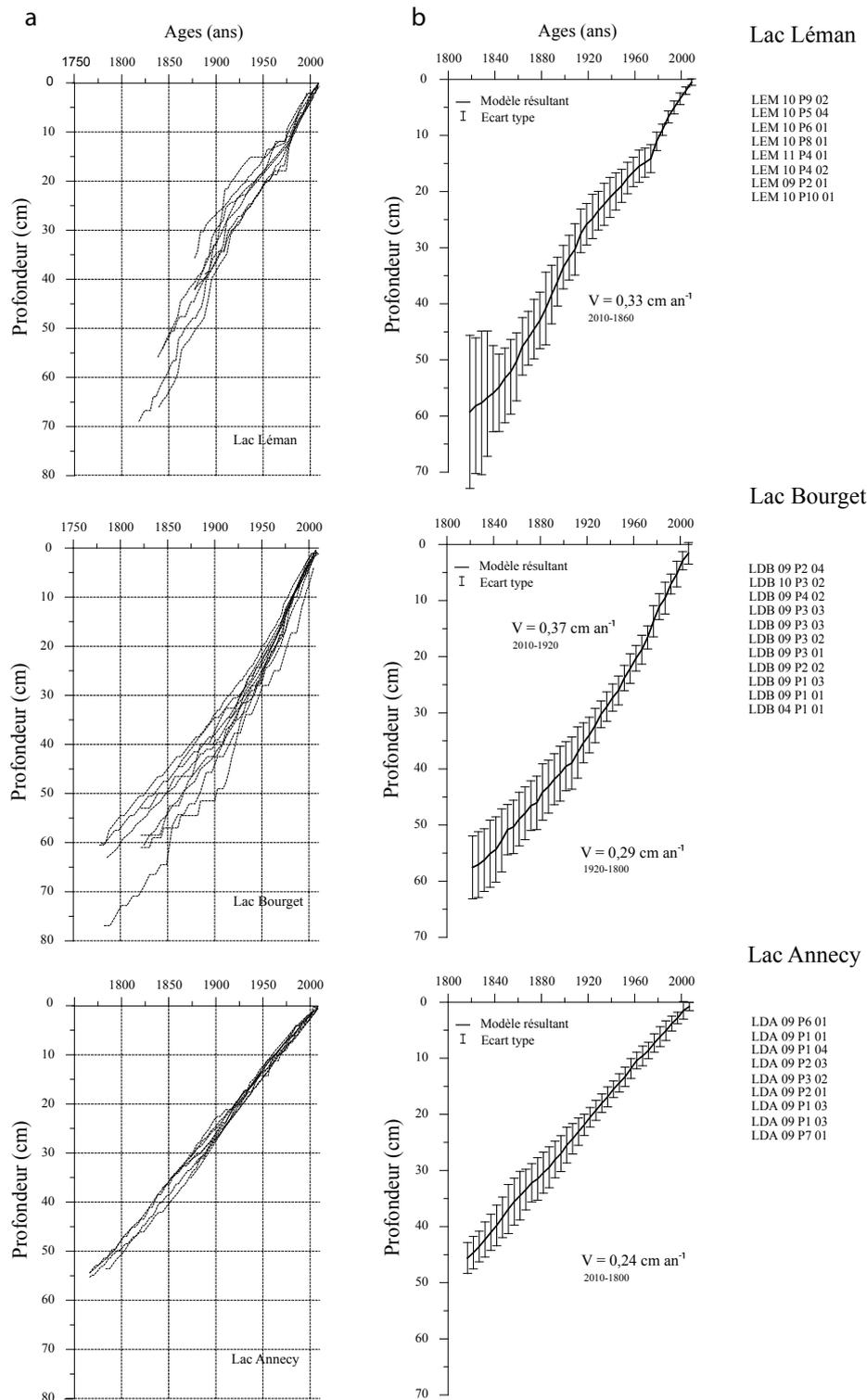
Supplementary Table 6 | Factors and coefficients of the model obtain with generalised additive model. Factors run in models 1-3-4 for the period 1980-2010: P, phosphorus; TS, terrigenous supplies (proxy of flood regime); T°(S), mean summer temperatures; T°(W), mean winter temperatures; and T°(Y), mean annual temperatures. Model 2 is based on available monitored data for the period 1956-2010 including P, TS, T°(S,W,Y) and winds (mean annual frequencies of O-E winds and E-O winds). F, F-statistic; P, associated probabilities.



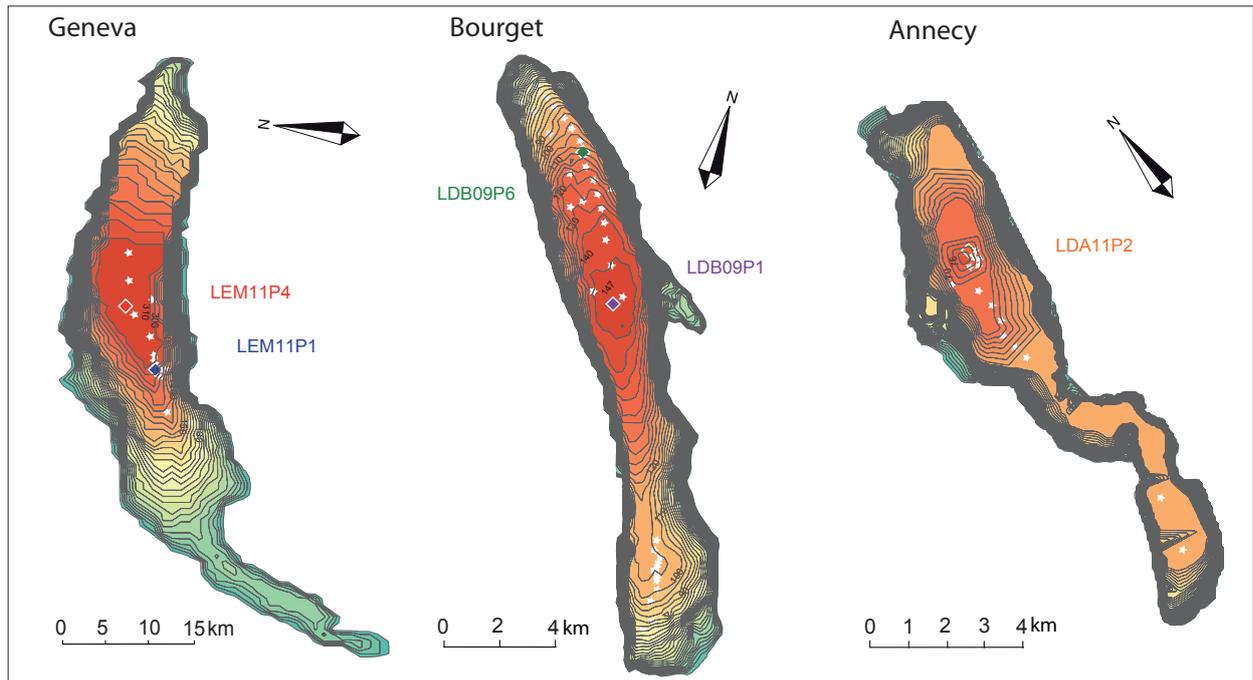
Supplementary Figure 67 | Marker of the mixing intensity. The seasonality of O₂ concentrations is presented for the depth situated one meter above the sediment water interface for Lakes Geneva, Bourget and Annecy. **a**, The O₂ seasonality is presented for the colder period and **b**, for the warmer period in the three lakes. Note that in Lake Geneva, poorly oxygenated period corresponds mostly to low winter oxygen recharge whereas in Lake Annecy it corresponds mostly to the lengthen of the summer stratification: 4 months per year with oxygen concentration below 2 μg l⁻¹ (1967-1981) instead of 5 (1990-2009).



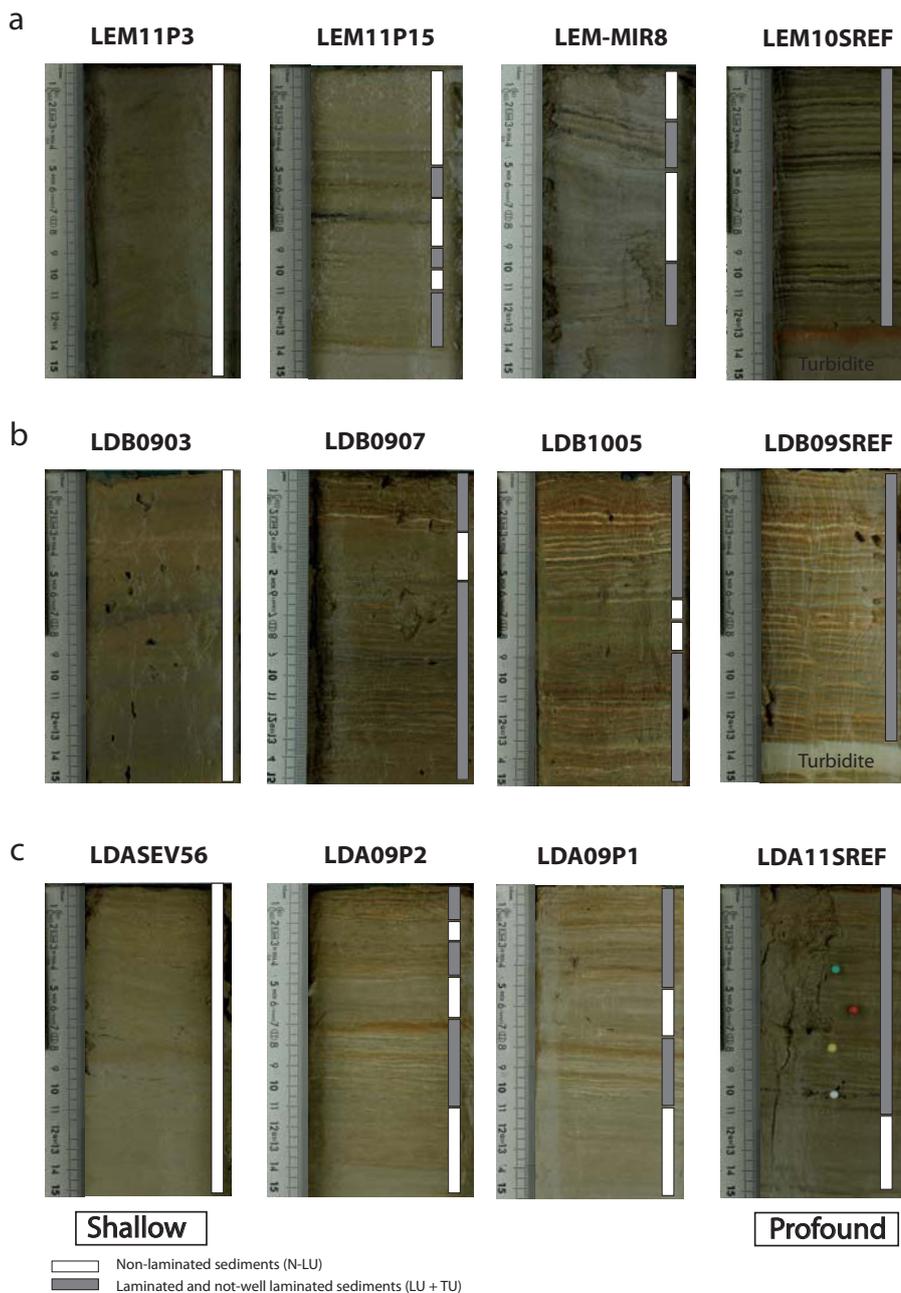
Supplementary Figure 68 | Age-depth models of short sediment cores taken from the deepest part of Lakes Geneva (310 m), Bourget (150 m) and Annecy (65 m). Independent age-depth model were built from radionuclides (^{210}Pb , ^{137}Cs and ^{241}Am), varves counting and stratigraphic markers (historical floods) on reference core. The reference core was correlated to other cores according to lithostratigraphic markers.



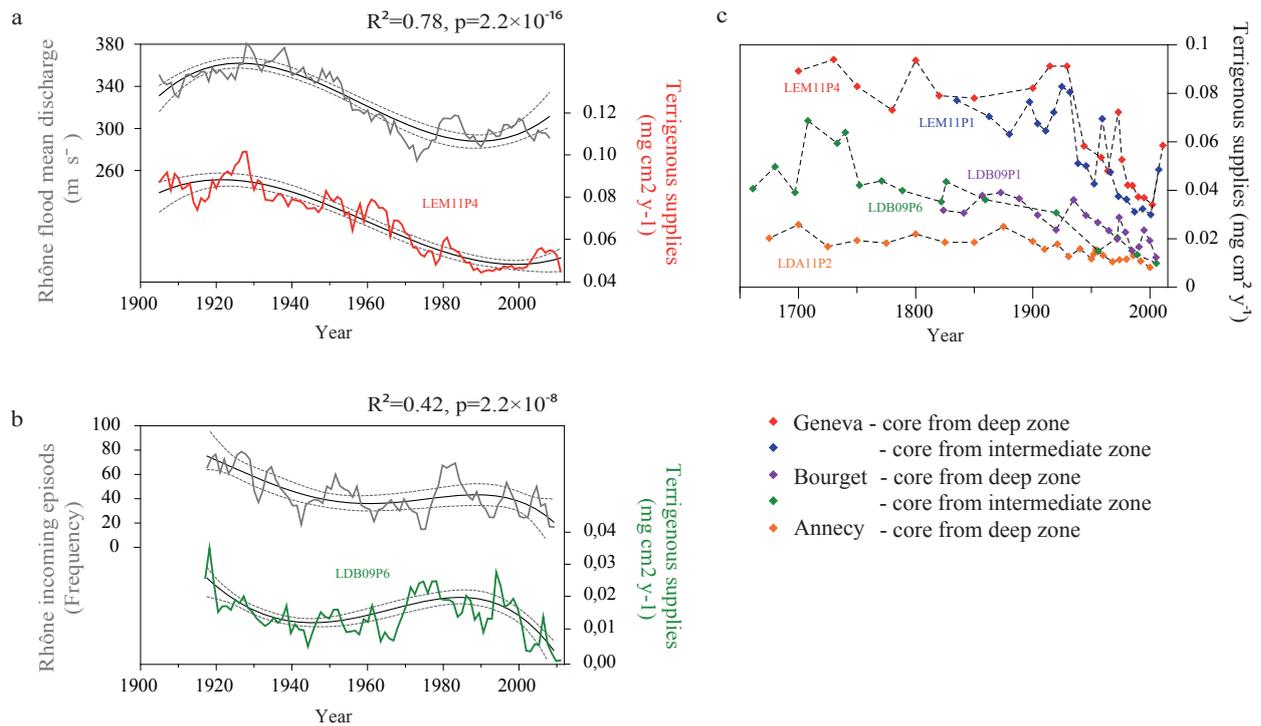
Supplementary Figure 69 | Age-depth models of 28 short sediment cores taken from the deep zones in Lakes Geneva (300-310 m), Bourget (130-150 m) and Annecy (55-65 m). Age-depth models are based on the counting of annually deposited sediments. a, The models from counting for every single cores. b, The synthesised model which provided the mean sedimentation rates, 0.33 cm y⁻¹ in Lake Geneva, 0.37 cm y⁻¹ in Lake Bourget and 0.24 cm y⁻¹ in Lake Annecy.



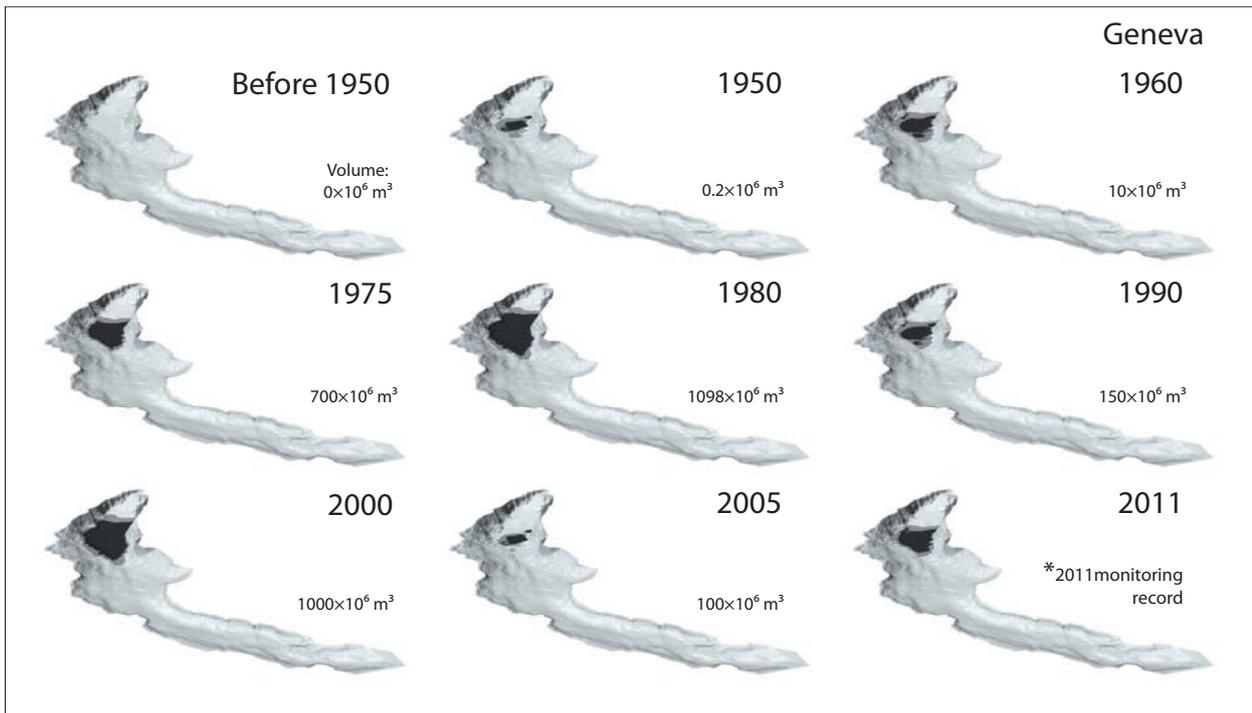
Supplementary Figure 70 | Bathymetry and core location in Lakes Geneva, Bourget and Annecy. Contour lines represent isobaths with an interval of 20, 10 and 5 meters in Lakes Geneva, Bourget and Annecy respectively. Short cores were extracted from the lake along transects. Map points out the five cores (LEM11P4, LEM11P1, LDB09P6, LDB09P1, and LDA11P2) collected for elemental detrital fluxes analyses.



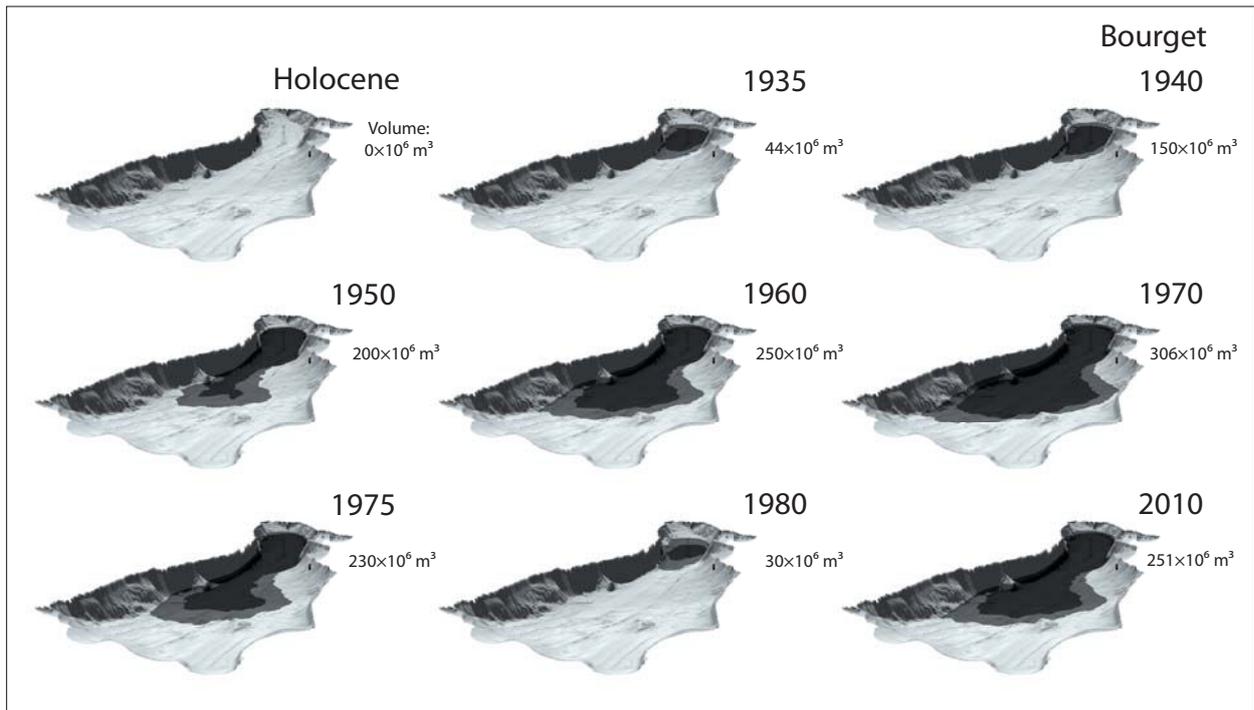
Supplementary Figure 71 | Identification of the varve status and the non-varved status in core sediments. Varves are well preserved in the preferentially less oxygenated profound zone (right side) than in the more oxygenated shallower zone (left side). **a**, varve records in cores of Lake Geneva, **b**, in cores of Lake Bourget and **c**, in cores of Lake Annecy.



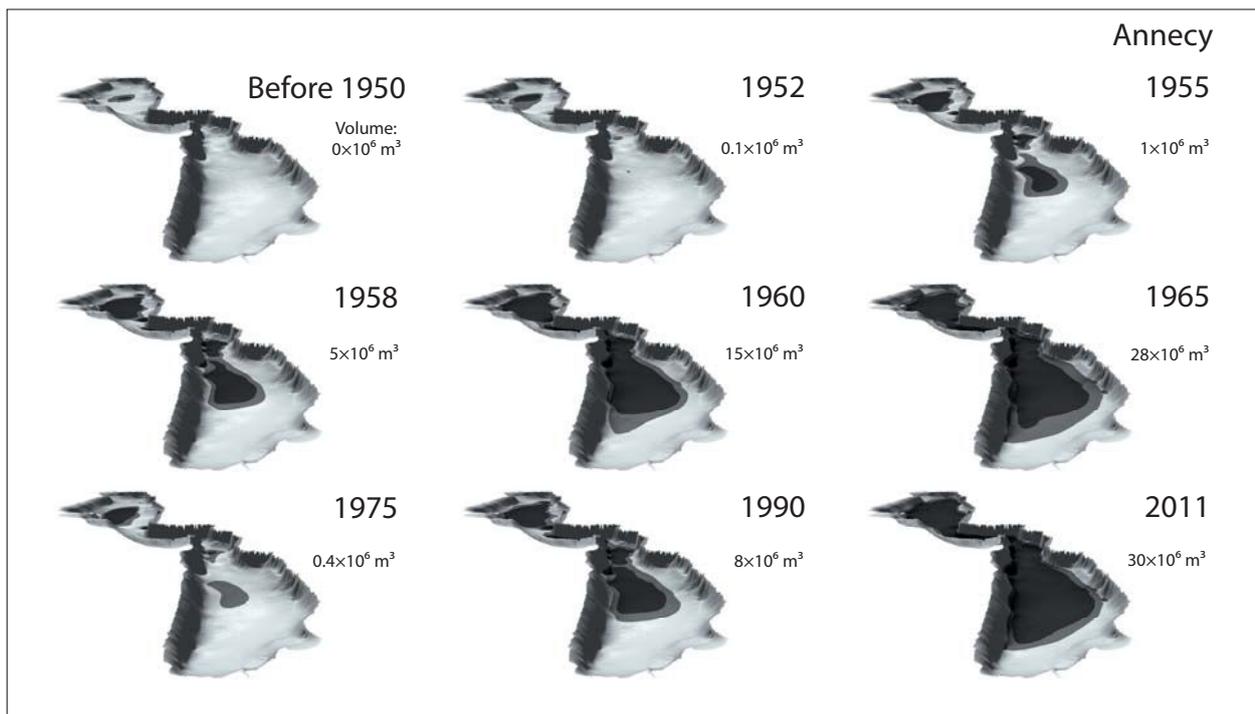
Supplementary Figure 72 | Temporal changes of flood regime as evidenced by terrigenous -allochthonous- fluxes measured from core sediments and monitored river discharges. **a**, Comparison between Rhône flood mean annual discharges (measured at Porte-du-Scex station) and terrigenous supplies in Lake Geneva over the last 100 years. **b**, Comparison between Rhône flood ($>600 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) frequencies (measured at Bognes station) and terrigenous supplies in Lake Bourget over the last 100 years. **c**, Evolution of the mean terrigenous supplies ($\text{mg cm}^2 \text{y}^{-1}$) in the tree lakes over the last 300 years (core locations are indicated in Supplementary Fig. S4). Note that Lake Geneva has the highest supplies, Lake Annecy has intermediate supplies and Lake Annecy has the lowest supplies.



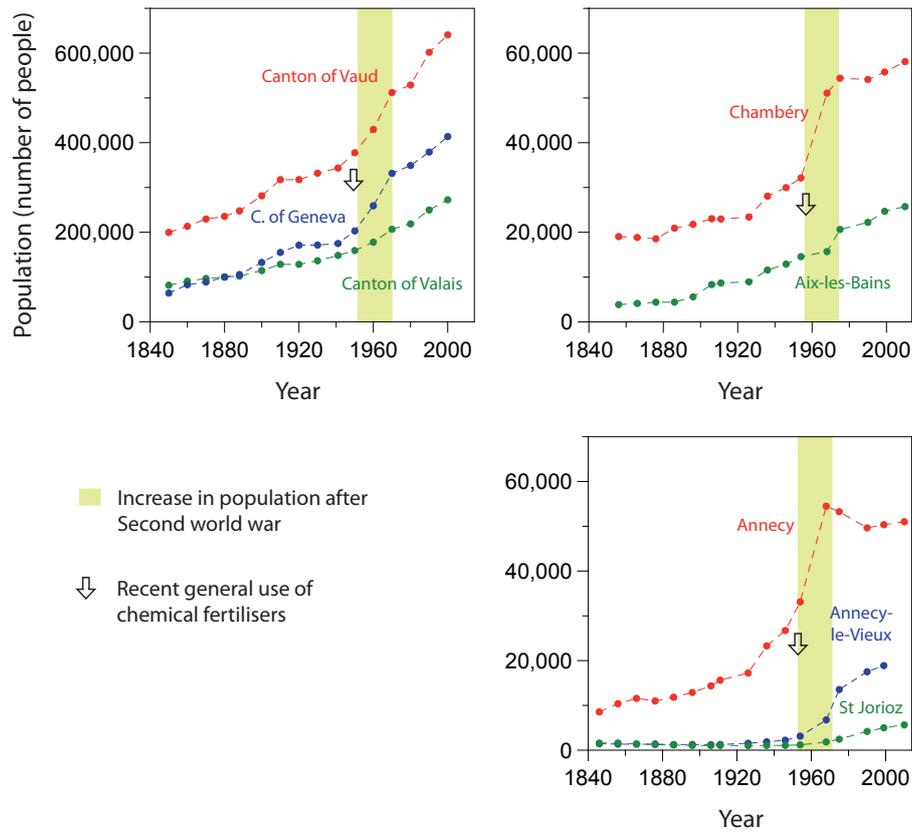
Supplementary Figure 73 | Spatio-temporal extension of lake oxygen depletion in Lake Geneva. According to literature and samplings, hypoxia (marked by the preservation of varves) was never recorded in Lake Geneva sediments excepted on the more recent sediments. The onset of OD is dated in sediments to 1950. The lake underwent two phases of OD extension in the 1980s and in the 2000s, punctuated by two decadal contractions of OD in 1990s and after 2000. The zone where OD extends and contracts was described as an “oscillating zone of hypoxia” (OSZ). Today monitoring point out a sign of OD re-extension whereas no sign are visible in sediments for the moment.



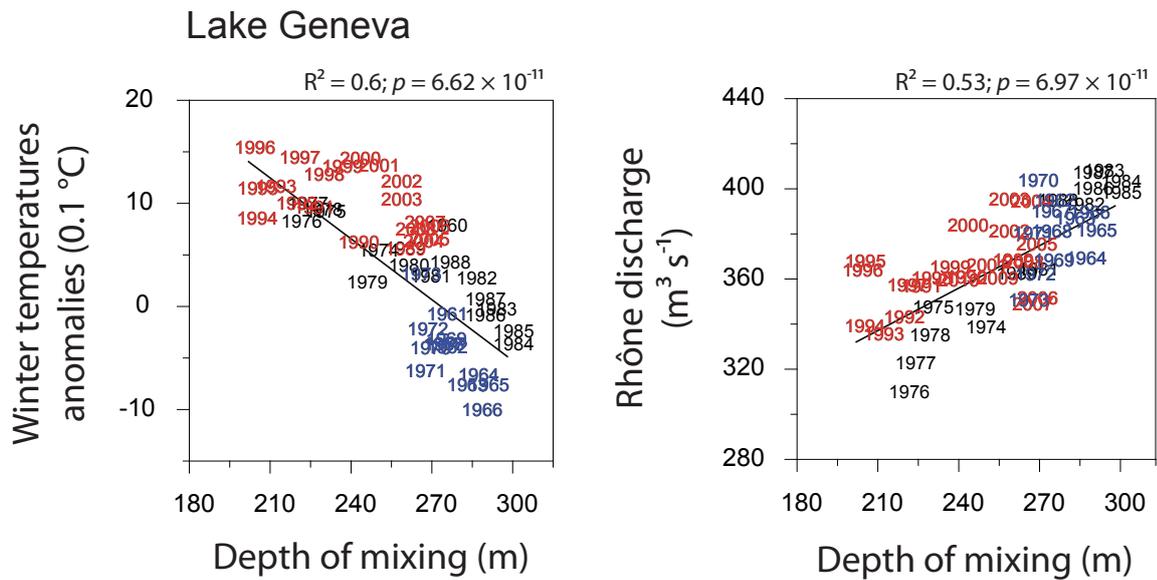
Supplementary Figure 74 | Spatio-temporal extension of lake oxygen depletion in Lake Bourget. Hypoxia has never been recorded in Lake Bourget sediment over the Holocene (~10000 last years). The onset of hypoxia is dated to 1933. Lake Bourget experienced two major phases of extension in the 1960-1970s and since the 1990s. One pronounced contraction of OD was recorded around the 1980s.



Supplementary Figure 75 | Spatio-temporal extension of lake oxygen depletion in Lake Annecy. Lake Annecy may have recorded OD before 1950 confined to the most profound zones. According to a spatial investigation of sediments our results show that OD extended for the first time in 1952 in Lake Annecy. Two major extensions were recorded in the 1960s and since the 1990s. A contraction occurred in the 1970-1980s.



Supplementary Figure 76 | Evolution of local population in the watershed of Lakes Geneva, Bourget and Annecy. A pronounced increase in population was recorded in the three lakes after the Second World War. Fertiliser were also introduced in the 1950s.



Supplementary Figure 77 | Relation between the depth of mixing –as defined in Supplementary S1-, winter temperatures and Rhône discharge in Lake Geneva. The correlations are presented for 5 years averaged time series. Pearson correlation coefficient (R^2) and p-values (p) highlight the significant relation between these two forcings and the depth of mixing.

Troisième Partie

DISCUSSION

1. DÉVELOPPEMENT D'UNE STRATÉGIE DE LA SPATIALISATION : UNE ALTERNATIVE POUR QUANTIFIER LES RECONSTITUTIONS PALÉO-ENVIRONNEMENTALES

1.1. Apports de l'approche par la spatialisation

Les sédiments lacustres jouent un rôle important dans la quantification des réponses des écosystèmes lacustres soumis aux pressions globales et locales. Ils fournissent de cette manière une aide pour la gestion et la restauration des lacs (Smol, 2009). D'une part, les sédiments lacustres enregistrent de manière qualitative les variations dans les apports de matériaux (nutriments, contaminations, particules) au travers des changements de composition des traceurs géochimiques et biologiques. D'autre part ils enregistrent les variations de manière quantitative, au travers des changements dans les flux, c'est-à-dire des taux d'accumulations (Engstrom et Rose, 2013). Néanmoins, les taux d'accumulation sont difficiles à reconstruire précisément à partir d'une seule carotte sédimentaire. Cette difficulté tient au fait de la fréquente variabilité spatiale dans la distribution des dépôts dans les lacs, grands ou petits (e.g. Bloemendal et al., 1979; Dearing 1983 ; Vernet et al., 1983). C'est pourquoi le recours à **l'approche multi-carotte que nous avons adoptée semble particulièrement appropriée, car elle permet d'appréhender l'hétérogénéité spatiale des dépôts** (Blais et Kalff, 1995; Evans et Rigler, 1980).

Dans ce travail nous avons développé une nouvelle approche de la quantification, via le calcul des volumes de sédiments et de masse d'eau. L'approche spatialisée s'est révélée particulièrement efficace dans le cas de l'étude des dépôts hétérogènes des crues et des varves biochimiques (Chapitre 2 et 3). **L'intégration spatiale d'une information hétérogène a permis de dégager un signal représentatif de la dynamique de l'hypoxie et du régime des crues. La reconstitution de ce signal n'aurait pas pu être envisageable au travers d'une étude classique à partir d'une carotte unique** (figure 78). Dans le cas des dépôts de la zone profonde, les apports de l'approche spatiale sont moins spectaculaires. L'étude des profils géochimiques dans plusieurs carottes ont néanmoins permis de confirmer l'homogénéité des flux de décantation à travers l'ensemble du bassin. Nous pouvons déduire de cette observation que les enregistrements sédimentaires dans la zone profonde sont représentatifs de certains flux exogènes (régime des crues continue) et endogènes (régime de production biologique) à l'échelle du lac. En revanche, toujours dans la zone profonde, il est à noter que certains flux d'éléments présentent une variabilité spatiale, ce qui les distingue des apports par décantation. Notre étude a montré que les éléments chimiques Mn, Fe, P se concentraient préférentiellement dans les zones les plus profondes. Ce comportement, bien connu par ailleurs, résulte de processus biologiques conditionnés par le degré d'oxygénation du milieu : fixation microbienne dans le cas du manganèse (Jaquet et al., 1982), préservation de la matière organique dans le cas du phosphore (Hartnett et al., 1998). L'implication de l'oxygène dans les cycles biogéochimiques (réponses internes) justifie par conséquent les efforts de ce travail pour améliorer les reconstructions actuelles du régime de l'hypoxie. Si les réponses de l'hypoxie

ont pu être reconstituées dans cette étude, pourtant la part des forçages globaux et locaux reste à définir. Ceci nécessite le recours à une approche spatialisée d'un autre niveau : l'approche multi-site (multi-lacs).

Les lacs enregistrent à la fois les réponses aux changements globaux et aux changements locaux (e.g. Alric et al., 2013). Comment alors identifier les contributions respectives des forçages au travers d'un signal complexe ? Il s'agit de résoudre une équation à deux inconnues sans avoir le moyen d'isoler une des variables. Pour remédier à ce problème **nous avons utilisé une approche multi-sites, au travers de l'étude de plusieurs lacs de la même région éco-climatique**. Cette approche a permis de cerner les similarités dans les réponses, d'un site à l'autre, et ainsi d'appréhender les effets des forçages globaux. La complexité des caractéristiques propres de chaque lac (géologie, morphologie, hydrologie) pose néanmoins la question de la pertinence de l'approche régionale. En effet, on ne peut pas s'affranchir de l'ensemble des « effets de site » car les lacs ne sont jamais parfaitement identiques. Ce point révèle donc une limite de type contextuel dans notre approche méthodologique. Une autre approche consisterait donc à étudier un nombre encore plus étendu de sites afin de dégager une récurrence dans les schémas de réponses entre sites à l'échelle macro-régionale, pouvant ainsi caractériser un changement de type global. Dans l'avenir, cette initiative à grande échelle (continentale et/ou intercontinentale) semble réalisable dans la mesure où le nombre de sites (lacs) investigués par les études paléolimnologiques s'accroît. Remarquons que cette accumulation est due au contexte tout à fait particulier de la recherche actuelle en paléolimnologie : 1) la communauté scientifique en paléolimnologie n'a jamais été aussi florissante (intervention de Battarbee à l'IPSII, 2012), 2) les méthodes d'acquisition n'ont jamais été aussi performantes (Ortiz et Rack, 1999) et 3) le nombre de lacs (les objets d'étude) à étudier/découvrir est encore gigantesque (il y a plus de 3 millions de lacs sur Terre ; Downing et al. 2006)). Ce contexte conduit donc *automatiquement* aujourd'hui à une entreprise scientifique de type « extensif » : l'effort de travail est concentré sur l'acquisition de nouvelles données aux quatre coins du monde.

Pourtant, les synthèses globales effectuées à partir de données paléolimnologiques sont encore délicates dans la mesure où les lacs sont généralement considérés comme des indicateurs des réponses locales, que les forçages soient globaux ou locaux (e.g. Williamson et al., 2009). Par exemple, les réponses spécifiques du compartiment biologique (assemblages d'espèces, abondances) sont relativement complexes et variables d'un site à l'autre. Néanmoins, le cas du développement des varves est tout à fait intéressant car sa réponse initiale (la mise en place des varves) est toujours la même lorsque les lacs sont affectés par l'eutrophisation. Il s'agit d'un schéma très simple à identifier avec précision. Il pourrait donc être intéressant à l'avenir d'utiliser les varves sédimentaires afin de documenter à grande échelle la réponse particulière de l'hypoxie dans les écosystèmes soumis aux forçages globaux. A titre de remarque générale, au vu d'une orientation de la recherche actuelle vers l'analyse des effets du réchauffement climatique (pression globale), **on peut concevoir dans une certaine mesure qu'une partie de la paléolimnologie s'articulera autour d'une approche de type multi-échelle**, cherchant à recouper de plus en plus

largement les observations des réponses locales face aux pressions globales croissantes. L'étude des varves sédimentaires pour l'analyse des trajectoires de l'hypoxie à très grande échelle semble donc particulièrement adaptée pour ce genre d'initiatives, notamment car ce faciès se développe dans des lacs répartis sur l'ensemble du globe (Zolitschka et Enters, 2009). D'autre part, l'étude du développement de l'hypoxie à l'échelle intercontinentale permettrait d'effectuer une confrontation avec les bilans déjà réalisés aujourd'hui en domaine marin (Diaz, 2001).

1.2. Cahier des charges de l'approche par la spatialisation.

Dans le cas de la quantification du régime de l'hypoxie à partir des varves, il a été démontré dans notre étude que la zone d'intérêt pour l'étude des sédiments se concentrait dans une portion relativement étroite du lac (c.f. zone d'oscillation (OSZ)). Mais, même en ciblant précisément la zone d'intérêt, l'approche spatiale requiert toujours un grand nombre de carottes (>20 pour des lacs de la dimension des 3 lacs étudiés ici). **L'approche spatiale reste malgré tout modérément coûteuse en temps et en budget, au moins dans le cas de la reconstitution du régime de l'hypoxie et du régime des crues.** En effet les reconstitutions s'effectuent à partir de l'étude de dépôts facilement analysables en laboratoire. De plus, les analyses de haute résolution au scanner géochimique (pas de 100 μm) peuvent être acquises rapidement et pourraient par conséquent encourager l'étude spatialisée qui requiert beaucoup de matériel à analyser. Avec un support technique et méthodologique adapté, l'approche spatialisée est donc ouverte à toute la communauté en paléolimnologie. Nous pouvons néanmoins signaler une limite d'application : les reconstitutions du régime de l'hypoxie à partir des varves risquent d'être plus délicate à entreprendre sur les lacs de petites dimensions car la zone d'oscillation des varves (OSZ ; Partie 2 Chap. 3) risque d'être moins étendue, et par conséquent risque de fournir moins de signal sur les oscillations.

La période actuelle a été définie en introduction comme une période d'accélération des forçages environnementaux à l'échelle géologique. D'autre part, nous avons montré que des variations dans les régimes biogéochimiques pouvaient s'exprimer à l'échelle de la centaine d'année (régime des crues), de l'échelle pluri-décennale (flux de matière organique), décennale (croissance des cristaux de calcite) et annuel à pluriannuel (développement des varves). De ce fait, l'étude des trajectoires est plus délicate à entreprendre car se rapportant à des variations très resserrées sur l'axe du temps. Pour remédier à cette contrainte, l'analyse haute résolution des archives sédimentaires permet d'augmenter le nombre de points de mesures successifs sur l'axe du temps, et permet ainsi d'affiner la description des trajectoires. Le recours à la haute résolution semble par conséquent une condition nécessaire pour l'étude des trajectoires dès lors que la variable est quantifiée. **La quantification des variables sur des périodes de temps court, grâce à l'approche spatialisée, nécessite donc de préférence l'utilisation des archives sédimentaires varvées.** Le développement récent des scanners géochimiques haute résolution rend d'autant plus pertinentes les reconstitutions annuelles, voir saisonnières (e.g. Francus et al., 2013).

Enfin, l'approche spatialisée permet de toujours considérer le lac dans l'espace (figure 78). Elle permet donc de considérer le lac de manière beaucoup plus dynamique qu'au travers d'une approche à partir d'une seule carotte sédimentaire. Elle permet de considérer les rythmes de dépôts sédimentaires et de garder toujours en tête l'action des processus. Cette démarche est davantage développée pour l'instant en domaine marin. Cette raison s'explique principalement car la taille des systèmes étudiés, et donc la taille des structures de dépôts, est plus importante en domaine marin. L'essor des études des séquences de dépôts (stratigraphie séquentielle), encouragé par la prospection pétrolière, a permis d'acquérir de manière plus systématique une réflexion dans l'espace. Cette vision/approche devrait être encouragée également en domaine continental afin d'aller plus loin dans la représentation et dans la connaissance du fonctionnement lacustre.

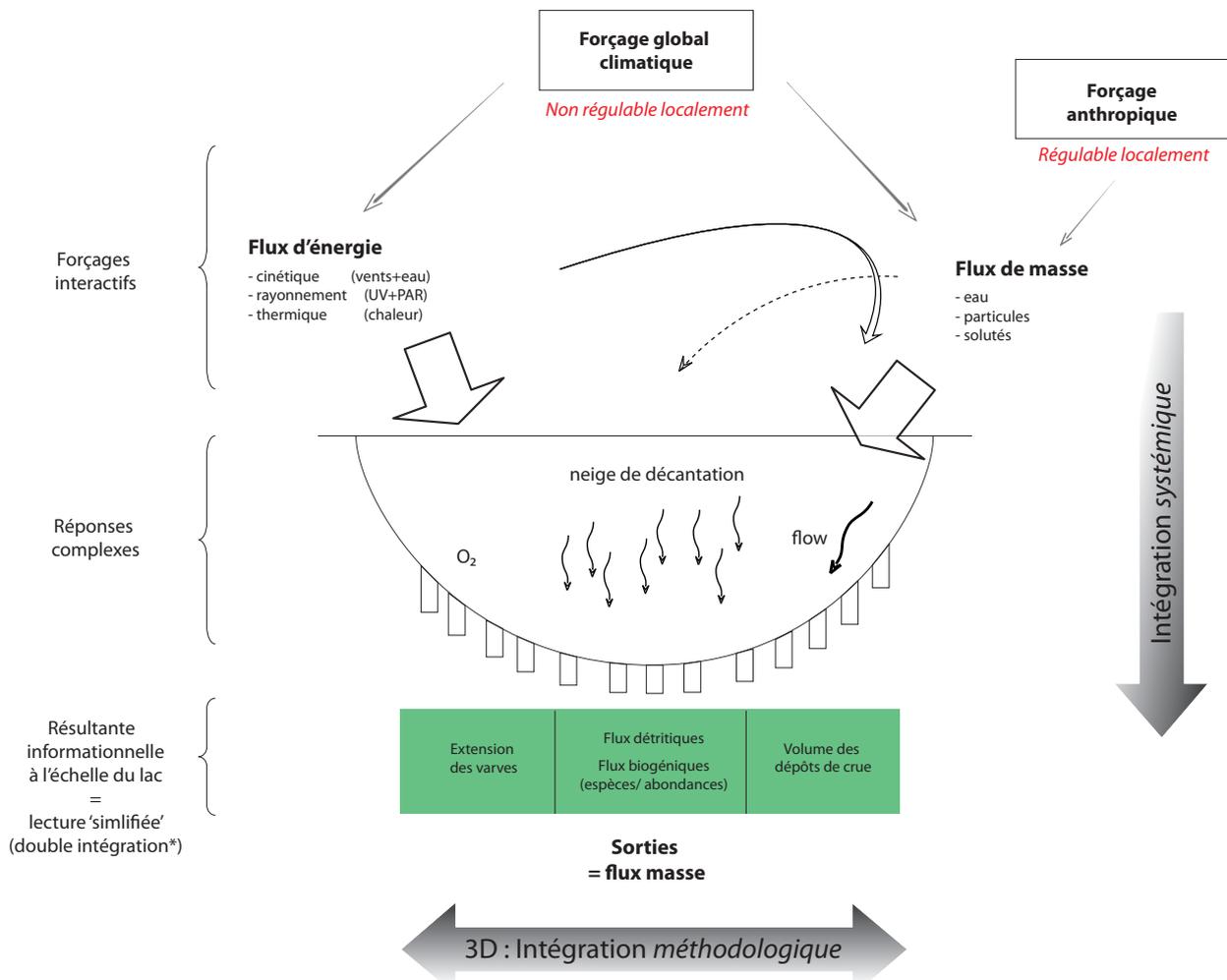


Figure 78 Les intégrations de l'information : 1) « systémique », ayant trait à l'enregistrement naturel par le lac des variations environnementales et 2) « méthodologique » car relevant d'une action intentionnelle du chercheur pour regrouper l'information contenue spatialement par les sédiments issus d'environnements de dépôts contrastés.

2. CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DU FONCTIONNEMENT LACUSTRE

Que nous ont appris les reconstitutions de 3 variables environnementales dans le fonctionnement de lacs soumis au régime croissant des pressions environnementales ? Pour répondre à cette question, nous résumerons dans un premier temps les connaissances acquises sur 1) la réponse particulière de l'hypoxie et 2) le rôle des crues dans le fonctionnement de l'hypoxie. Dans un deuxième temps, nous utiliserons les réponses acquises par nos collègues sur le compartiment biologique (benthique et pélagique). Cette étape aura pour objectif d'identifier les différents types de trajectoires de réponses qu'il est possible de rencontrer dans les conditions de forçages actuelles.

2.1. Une réponse du système lacustre aux pressions locales et globales : le régime de l'hypoxie

Les effets cumulés des changements globaux, incluant le réchauffement climatique, l'augmentation de la population, l'augmentation de l'industrialisation et de l'agriculture vont prolonger et intensifier le phénomène d'eutrophisation (Rabalais et al., 2009). En conséquence, selon Rabalais et al., (2009), les symptômes de l'eutrophisation, comme les blooms d'algues toxiques, la diminution de qualité de l'eau, la perte d'habitat, la perte de ressources naturelles et le développement de l'hypoxie, vont s'accroître dans les lacs mais également dans les zones côtières et les estuaires. Le réchauffement climatique va provoquer une augmentation de la stratification, une diminution du brassage hivernal et une augmentation de la fréquence des crues de forte intensité. Ces crues vont ainsi apporter plus de nutriments dans la plupart des zones côtières du monde. Pour prévenir les effets négatifs à venir du réchauffement climatique les apports de phosphore doivent être réduits d'autant plus. Cela a été le cas des lacs en Europe (e.g. Vonlanthen et al., 2012). Dans ce cadre, les écosystèmes lacustres européens représentent des laboratoires d'expérience de la gestion passée/actuelle des bassins versants et permettent d'étudier les conséquences des changements globaux et de la gestion locale sur les réponses des écosystèmes aquatiques. Ils permettent d'étudier dans quelle mesure la diminution du phosphore dans les milieux aquatiques conduit à leur restauration écologique. Qu'en est-il alors de la réponse de l'hypoxie ?

Nos résultats renforcent l'idée que le rôle du phosphore dissous est décisif dans la vulnérabilité des écosystèmes benthiques soumis aux variations climatiques. **Nous avons montré qu'au-delà d'un seuil de phosphore dissous, situé aux alentours de 10-15 $\mu\text{g L}^{-1}$, l'intensité des apports de P ne conditionne plus l'étendue de l'hypoxie.** Avant de dépasser ce seuil le système se trouve dans un état A : les conditions d'oxygénation sont bonnes et fluctuent sans nuire au développement des macro-organismes benthiques (e.g. Frossard et al., 2013; Millet et al., 2010). Après avoir dépassé la concentration critique en P le système trouve un nouvel état d'équilibre B (figure 79): les conditions d'oxygénation sont mauvaises et affectent des proportions variables de la colonne d'eau au cours du temps. Le caractère abrupt de la transition dans le régime d'oxygénation indique

un fonctionnement de type « catastrophique » caractéristique d'un système soumis à des pressions croissantes (Scheffer et al., 2001; Thom, 1990). Des études ont cherché à déterminer les causes du développement de l'hypoxie.

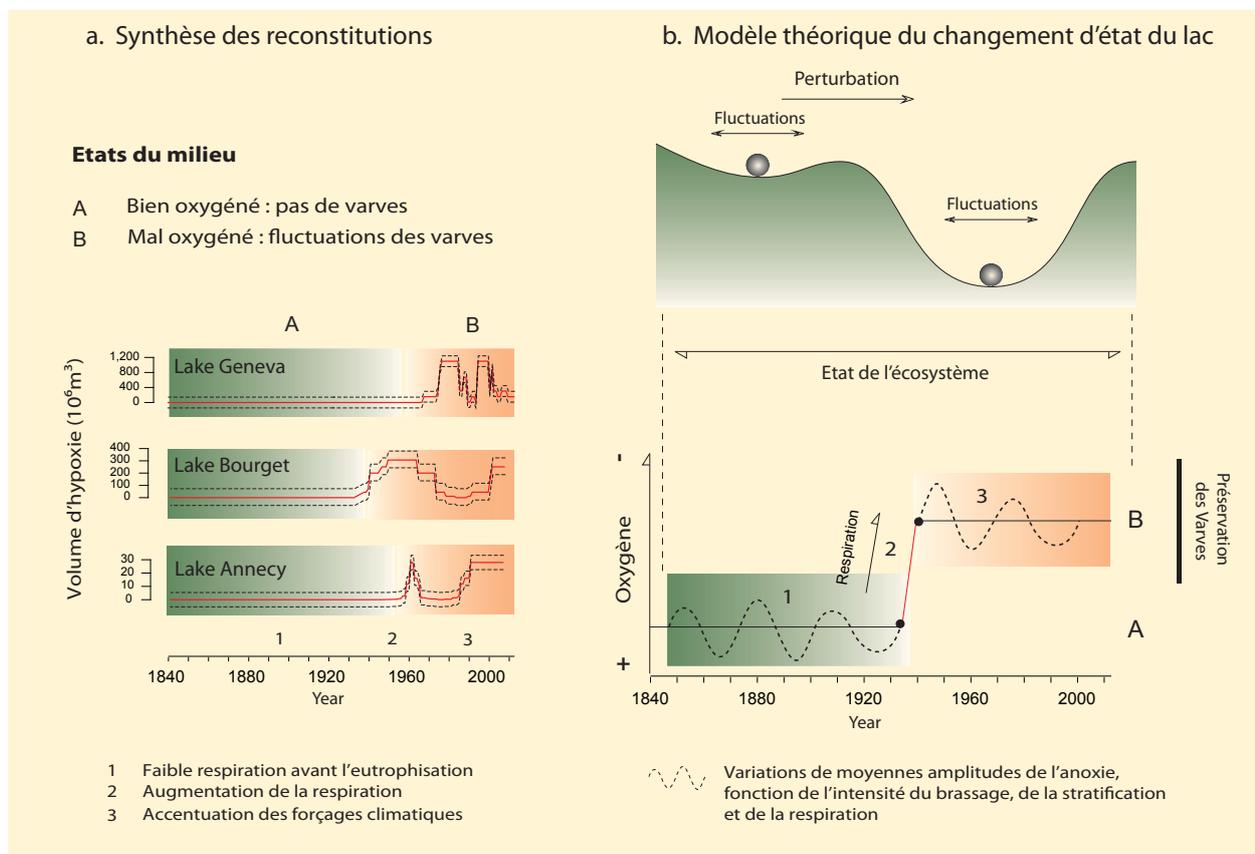


Figure 79 Les états de stabilité de l'hypolimnion. (a) Les reconstitutions du régime de l'hypoxie pour les 3 lacs indiquent que les fluctuations (de l'hypoxie) couvrent uniquement la période la plus récente (seconde moitié du XXe siècle). (b) Schématisation des transitions entre les états de l'hypolimnion. Les 3 lacs respectent ce schéma.

Une collection de données sur plus de 65 lacs de régions tempérées a permis d'établir une relation entre la consommation de l'oxygène (respiration) dans l'hypolimnion ($\text{mg O}_2 \text{ m}^2 \text{ j}^{-1}$) et les concentrations en phosphore du milieu (Cornett et Rigler, 1980). Pour les faibles concentrations en phosphore (entre 0 et $15 \mu\text{g P L}^{-1}$) la relation entre respiration et concentration de P est linéaire. Pour ces faibles concentrations de P, l'intensité de la respiration fluctue entre 50 et $400 \text{ mg O}_2 \text{ m}^2 \text{ j}^{-1}$. Pour des concentrations plus élevées de P (entre 15 et $250 \mu\text{g P L}^{-1}$) la relation n'est plus linéaire. Dans ces conditions, une diminution des concentrations de P n'entraîne pas de diminution de la respiration. Dès lors, peu importe la valeur des concentrations en P, la respiration sera toujours élevée ($> 400 \text{ mg O}_2 \text{ m}^2 \text{ j}^{-1}$) ce qui favorise le développement de conditions hypoxiques. Il n'est pas étonnant que la majorité des grands lacs, bien qu'ayant été soumis à des programmes de restauration, présentent toujours une hypoxie (Müller et al., 2012; Rabalais et al., 2009). L'eutrophisation a conduit à dépasser dans un laps de temps relativement bref la limite des $15 \pm 5 \mu\text{g P L}^{-1}$ provoquant dans beaucoup de lacs la première apparition de l'hypoxie dans l'hypolimnion

(Carpenter, 2005). **La respiration (figure 79) est donc le processus à l'origine de la diminution sensible de l'oxygène dans l'hypolimnion. Cette diminution s'effectue dans le temps bien avant les premiers forçages liés au réchauffement climatique.** On peut représenter ce phénomène de la façon suivante : figure 80. Pour mesurer toute l'implication actuelle des forçages climatiques nous pouvons nous appuyer sur des études qui intègrent d'autres échelles de temps.

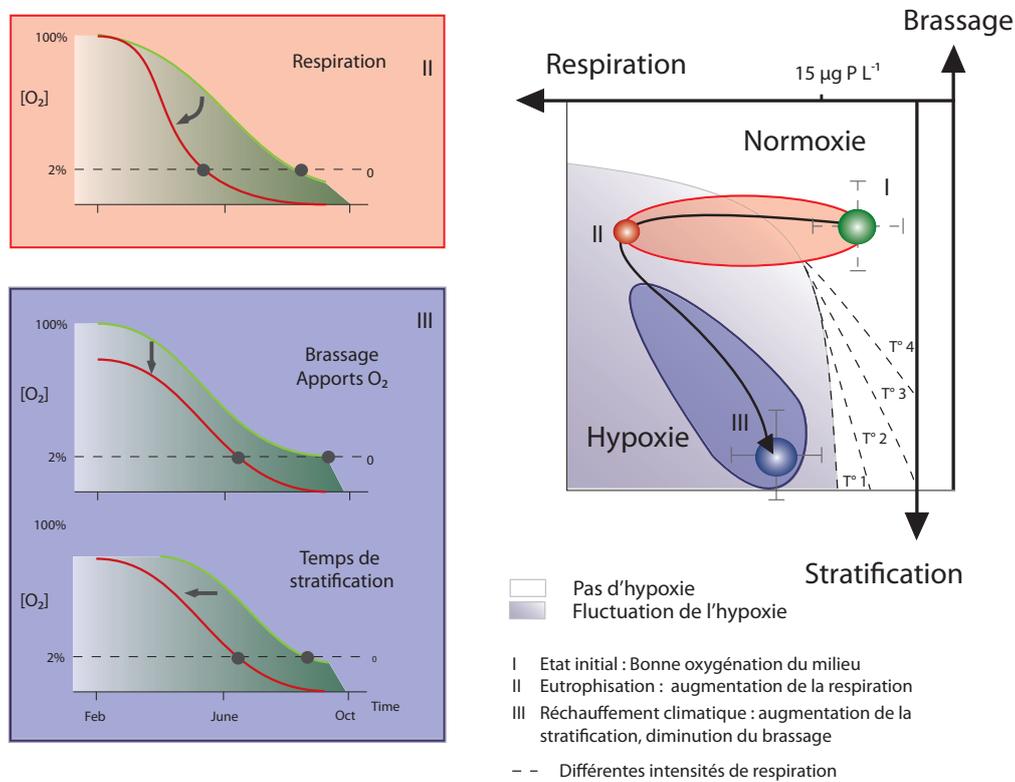


Figure 80 : Evolution temporelle de la part des processus impliquée dans le développement de l'hypoxie de l'hypolimnion. Les schémas de gauche présentent les processus directs impliqués dans le régime de l'hypoxie. Le schéma de droite présente l'évolution de l'implication de chaque processus au cours du temps (la flèche noire indique le temps). Les deux états de stabilité du système sont indiqués par une aire blanche dans le cas des conditions bien oxygénée (« normoxie ») et grise dans le cas des conditions hypoxiques. Dès lors qu'on se trouve dans l'aire hypoxique les processus climatiques peuvent influencer sur l'extension de l'hypoxie. Ce n'est pas le cas lorsqu'on se trouve dans l'aire normoxique.

Des études sur des carottes longues (e.g. Arnaud et al., 2005 ; Kremer et al., 2012) ont montré l'absence d'enregistrement de varves dans les sédiments au cours des derniers 10 000 ans. Cette observation montre que les lacs étudiés n'étaient pas hypoxiques comme aujourd'hui -et cela peu importe les changements climatiques : les fluctuations du régime des crues et les fluctuations des températures n'ont eu aucun effet sur l'extension de l'hypoxie sur 10 000 ans. Par conséquent, le développement récent de l'hypoxie dans les lacs Léman (1950), Bourget (1930) et Annecy (1950) est confirmé comme résultant de l'action anthropique (l'eutrophisation ; Carpenter 2005). Nos résultats ont apporté une nouveauté : ils montrent qu'au dessus d'un seuil de phosphore critique les forçages climatiques ont un effet sur les variations de l'hypoxie (Jenny

et al., 2013 ; Jenny et al., in prep), alors que ce n'était pas le cas sur les derniers 10 000 ans. Les augmentations de température (les années 1940 pour le Bourget et depuis 1980 pour les trois lacs) stimulent l'extension de l'hypoxie. **Les processus climatiques impliqués peuvent donc agir sur l'hypoxie dès lors qu'un excès de concentration de P est dépassé. De plus, ces processus peuvent agir par de nombreuses voies, biologiques, physiques ou chimiques** (Tableau 5). Dans un contexte d'augmentation des températures, l'hypoxie peut être accentuée également par l'augmentation de la respiration (e.g. Müller et al., 2012). On peut donc suspecter que cet effet aura un retentissement sur la valeur du seuil critique de P qui provoque le changement d'état dans l'hypolimnion (changement entre un état dans lequel le climat ne conditionne pas les fluctuations de l'hypoxie, à un état où le climat conditionne les fluctuations). En effet, les températures et le phosphore joueront de manière conjuguée (cumulée) sur la respiration alors que seul le phosphore régulait les flux de matière organique avant. On peut pronostiquer un enjeu pour demain : être capable d'anticiper la variabilité dans les valeurs de ce seuil critique (de rupture).

Dans un contexte d'augmentation des températures, l'hypoxie peut être accentuée également par la diminution de la solubilité de l'oxygène (e.g. Deutsch et al., 2011), la diminution du brassage hivernal (e.g. Straile et al., 2003) et la précocité du printemps (e.g. Coma et al., 2009). Ainsi le nombre de voies d'action du climat sur l'oxygénation est bien plus important que celui de l'eutrophisation. Pourtant, si le phosphore ne joue que sur la respiration, il reste la condition *sine qua non* pour amener à un changement (jusqu'à aujourd'hui) d'état dans lequel les processus climatiques peuvent entrer en action. **Nos résultats montrent donc qu'une teneur résiduelle en P -suffisante pour soutenir la productivité en zone pélagique- serait à l'origine d'une vulnérabilité de l'hypolimnion face au réchauffement climatique. Tous les excès deviennent alors des menaces potentielles : excès des rejets de P, traitement incomplet des eaux, et pourquoi pas aussi les apports d'azote...** D'autre part, si certains effets du réchauffement climatique sont prévisibles (cas de l'augmentation de l'hypoxie sous contrôle de l'augmentation des températures), il reste encore à définir le rôle des crues, dont les trajectoires et les effets à venir sont plus complexes à déterminer.

Forçages	Voies	Processus	Conséquences	Références
Climat (T° / Hydrologie)	Augmentation T°	Diminution de la solubilité O ₂	Diminution stock permanent O ₂	<i>Deutsch (2012)</i>
	Augmentation T°	Diminution du brassage hivernal	Diminution stock hivernal O ₂	<i>Stralle et al. (2003)</i> <i>Ambrosetti et al. (2003)</i>
	Précocité printemps	Augmentation de la durée de stratification	Augmentation de la durée sans O ₂	<i>Coma et al. (2009)</i> <i>Livingstone (2003)</i>
	Augmentation T°	Augmentation de la respiration	Augmentation de la vitesse de consommation O ₂	<i>Blumberg & Toro (1990)</i> <i>Müller et al. (2012)</i>
	Augmentation crues	Augmentation du brassage mécanique	Augmentation stock O ₂	<i>O'Reilly et al. (2003)</i>
Homme (Eutrophisation)	Augmentation [P] dissous	Augmentation de la respiration	Augmentation de la vitesse de consommation O ₂	<i>Carpenter (2005)</i> <i>Diaz (2001)</i>

Tableau 7 Les processus climatiques et anthropiques impliqués dans le régime de l'anoxie.

2.2. Implication du régime des crues dans la réponse de l'hypoxie

Si la majorité des processus liés à l'évolution du climat actuel ne semble pas propice à l'oxygénation, il reste néanmoins encore à définir le rôle « contradictoire » joué par les crues. Les crues assurent le rôle de vecteur entre le bassin versant et le lac, permettant le transfert des nutriments, indispensable aux fonctionnements écologiques (Karl, 2000). Alors que le P est stocké de manière temporaire en période d'étiage dans le réseau hydrographique, la majeure partie du transfert s'effectue au cours des crues les plus importantes de l'année (Doriot et al., 2004). Par conséquent, si le contexte climatique favorise des crues intenses, l'eau risque de remobiliser d'avantage les stocks du bassin versant. Ainsi **les crues pourraient favoriser un maintien de l'excès de phosphore dans les lacs et nuire à l'oxygénation**. On observe, notamment en domaine côtier, que les événements de crue sont la cause de vagues d'eutrophisation récurrente provoquant le développement de l'hypoxie. Des études au nord du Golfe du Mexique ont montré que la surface d'eau hypoxique, comprise dans une tranche d'eau entre 400 et 700 m, s'étend pendant l'été sur une surface de 18000 km². En 1993 une crue exceptionnelle du Mississippi a augmenté fortement la remobilisation des stocks et le transfert de nutriment conduisant à l'augmentation de la production primaire de surface. Suite à l'augmentation de la production de matière organique, la quantité d'eau hypoxique a doublé (Rabalais et al., 1998). En comparaison avec le domaine marin, le confinement et la dimension des lacs pourraient être un facteur amplificateur de l'eutrophisation causée par les crues extrêmes (limite la dilution du P sur de gros volumes d'eau). Pourtant ces mêmes facteurs (dimension et confinement), pourraient activer une deuxième fonction des crues, celle-ci jouant un rôle positif sur l'oxygénation (c'est la raison pour laquelle nous pouvons qualifier le rôle des crues de contradictoire)

Il a été démontré que la fraction de P mobile peut être piégée dans les sédiments par les dépôts de crue, même lorsque les épaisseurs de dépôt sont relativement faibles (Span et al., 1992). Ce piégeage permet de contenir la charge interne et provoque un effet positif sur la qualité des eaux de l'hypolimnion (Span et al., 1992). **Les crues de type événementielles peuvent ainsi jouer le rôle « d'agent assainissant » du lac.** Remarquons que dans le Léman, suite à une instabilité en 1968 (22 septembre), une turbidite a dévalé la pente jusque dans la zone profonde, provoquant un recouvrement pluri-centimétrique de sédiments (Hubert et al., 1970; Vernet et al., 1983). L'année suivante, en 1969, les suivis ont montré une diminution significative des concentrations de P dissous par rapport à 1965 (de 57 à 42 $\mu\text{g P L}^{-1}$, en hiver). *Le rapprochement entre la diminution du phosphore dans la colonne d'eau (figure 31, chap 1, partie résultats) et la turbidite n'a pas encore été établi car il existe une contradiction dans la littérature concernant la date de ce dépôt : Span et al., (1992) date cet événement en 1977 alors que Vernet et al., (1983) date cet événement en 1968. Nos résultats penchent pour la date de 1968. Si cette date de 1968 est confirmée, ce processus pourrait expliquer la diminution ponctuelle du P non seulement dans le profil sédimentaire (Span et al., 1992), mais aussi dans la colonne d'eau.* D'autre part, **dans notre étude nous mettons également en évidence le rôle positif du régime continu des crues sur l'oxygénation.** Nous montrons que les périodes (± 5 -10 ans) avec un régime plus fort des crues coïncident avec des phases de meilleure oxygénation. Ce rôle des crues dans l'oxygénation a déjà été mis en évidence (Ambrosetti et al., 2003; Livingstone, 1997; O'Reilly et al., 2003). **En augmentant les apports d'oxygène, en favorisant la déstratification, et en isolant la charge interne, le régime des crues semble donc être le seul processus climatique dans un contexte de réchauffement pouvant jouer en faveur de l'oxygénation.** Cette constatation incite à analyser l'évolution du régime hydrologique sur les derniers siècles et à tenir compte des prévisions (issues des modèles climatiques) pour les prochaines années.

En Europe de l'Ouest, les scénarii hydrologiques prévoient une augmentation de la fréquence des crues intense dans un contexte de réchauffement climatique (Milly et al., 2002). Pourtant, aucun signe visible d'augmentation des flux détritiques n'est pour l'instant observable dans les enregistrements sédimentaires lacustres. Les résultats de cette étude montrent au contraire que depuis le début du XXe siècle les lacs du Léman, du Bourget et d'Annecy ne reçoivent plus de gros apports de type *événementiel* pouvant provoquer des dépôts centimétriques (Chapitre 2). D'autre part on constate que l'intensité générale du *régime continu* des crues enregistrée dans les sédiments a diminué au cours du XXe siècle. Une étude approfondie des transferts sédimentaires dans le lac Léman permet d'en comprendre les causes. La diminution du régime hydrologique depuis 1900 a été attribuée à des causes anthropiques dans le lac Léman (Loizeau et Dominik, 2000). Les barrages sur le Rhône amont ont en effet une capacité de rétention de $1220 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, ce qui représente 20% des apports d'eau annuels. Les crues importantes ont été diminuées en intensité et en fréquence et les apports sédimentaires ont été divisés par deux (Loizeau et Dominik, 2000). **Le régime des crues, événementiel et continu, semble donc régulé en partie par l'Homme aujourd'hui. Le régime des crues était considéré dans le premier temps de ce travail comme un facteur climatique. On porte un autre regard sur ce régime en fin de travail, car aujourd'hui le signal**

contient également une part anthropique : avec les aménagements des fleuves 1) l'Homme tamponne le signal du régime continu des crues et 2) il interrompt le signal du régime des crues événementielles. En conséquence de ces aménagements, l'écrtage des crues par les barrages depuis le début du XXe siècle pourrait ralentir 1) le piégeage de la charge interne et 2) les recharges en oxygène. Néanmoins, ces conséquences seront ressenties différemment selon le contexte de gestion des stocks de phosphore sur les bassins versants et selon le contexte hydrique des lacs.

Si le rôle des crues dans l'oxygénation a déjà été mis en évidence (Ambrosetti et al., 2003; Livingstone, 1997; O'Reilly et al., 2003) nous montrons pourtant que l'intensité de la réponse n'est pas ressentie avec la même intensité selon les contextes hydriques des sites (Jenny et al. in prep). Cette démonstration a été effectuée à partir de l'étude des trajectoires de la réponse de l'hypoxie dans les 3 lacs de l'étude et des analyses statistiques (GAM). **A partir des réponses de l'oxygénation nous avons hiérarchisé les lacs : Le lac Léman est le plus sensible à l'effet des crues, le lac Annecy n'y est pas du tout sensible, et le lac Bourget se situe entre ces deux extrêmes.** Cette hiérarchisation correspond également à celle du régime hydrique sur la base des indices de Vollenweider et al., (1975), de Meybeck et al., (1995) et en considérant les valeurs des flux détritiques (Jenny et al. en préparation). Le lac Léman reçoit le plus d'apports terrigène par unité de surface car il est alimenté directement par le Rhône. A l'opposé le lac d'Annecy possède le moins d'apports terrigènes car il est alimenté par des cours d'eau très modestes. Le lac du Bourget possède des flux terrigènes entre ces deux extrêmes car il est soumis de manière récurrente (mais non permanente) aux apports du Rhône durant les crues. Les crues pourraient donc augmenter les recharges en oxygène dans les lacs dont le contexte hydrique est fort (typiquement le cas du Léman, mais aussi le Bourget). Ainsi nous remarquons que l'étude des trajectoires des forçages et des réponses de l'hypoxie renseigne sur l'évolution de l'état de l'écosystème. Néanmoins, les trajectoires doivent également être évaluées dans le cas d'autres réponses, de manière à considérer l'ensemble du système lac soumis aux pressions anthropiques et climatiques.

2.3. Les réponses écologiques face aux pressions locales et globales : une variabilité des trajectoires

L'eutrophisation est devenue la première cause de dégradation de la qualité des écosystèmes d'eau douce et côtiers (Smith et Schindler, 2009). En conséquence, de nombreuses études ont cherché à comprendre les réponses des organismes soumis à la pression croissante (graduelle) de l'eutrophisation. Les changements graduels de l'environnement peuvent entraîner une réponse tout aussi progressive des composantes biologiques d'un écosystème (Carpenter, 2001). Dans les grands lacs, l'évolution progressive des flux entrants de nutriments a provoqué dans un premier temps une réponse graduelle des abondances d'espèces, comme observé dans le cas des diatomées en Europe depuis 1850 (Battarbee et al., 2010). Mais d'autres variables ont un fonctionnement plus complexe (comme dans le cas de l'hypoxie) car elles intègrent un ensemble de réponses. Dans le cas de variables d'état plus intégratrices, il a été démontré que les systèmes dynamiques

peuvent présenter également des dynamiques de transition plus abruptes, constituant des « points de basculement » qui amènent à un nouvel état de fonctionnement du système (Scheffer et al., 2009). Ces transitions ont été observées par exemple dans le cas des lacs présentant une alternance prononcée, selon les années, d'eaux claires ou bien d'eaux troubles (Schindler, 2006). On distingue par conséquent deux échelles de complexité entre, les espèces, et les systèmes dynamiques. **Aujourd'hui, dans un contexte d'augmentation générale des contraintes environnementales affectant les espèces et les systèmes dynamiques, il y a un besoin avéré d'anticiper ces points de basculement, notamment grâce à l'étude des trajectoires des écosystèmes ou grâce à la détection des signaux précoces indiquant la proximité d'un seuil de transition (Wang et al., 2012).** C'est ce que nous avons cherché à faire dans ce travail en profitant des contributions et des résultats sur les réponses issues des autres disciplines.

Les résultats du programme IPER RETRO ont permis de résumer dans ce travail les trajectoires des réponses écosystémiques, à la fois dans le cas de réponses biologiques (épi- et hypolimnétiques) et physico-chimiques (flux biogènes, flux détritiques, charge interne en P). **Il a été possible d'identifier trois trajectoires différentes de réponses (figure 81) :** *Les trajectoires monotones croissantes ou décroissantes*, comme dans le cas des diatomées (Berthon et al., 2013). Ces variations sont observables dans tous les sites. *Les trajectoires « unimodales »*, observable également dans tous les sites dans le cas des abondances de Daphnies (Alric et al., 2013). On observe pour ces abondances une augmentation dans les années 1950 puis un retour aux conditions initiales depuis les années 2000. *Les trajectoires « plurimodales »* comme observées dans le cas de l'extension de l'hypoxie, avec de multiples variations, décennales à pluri-décennales. Ces variations dans les trajectoires sont d'autant plus observables dès lors qu'on les présente en fonction des concentrations de phosphore (figure 82). On constate que les corrélations entre les concentrations en phosphore et les réponses écologiques peuvent être plus ou moins bonnes selon les variables écologiques (figure 82). Chaque variable considérée présente néanmoins une bonne corrélation au début de l'eutrophisation dans chacun des lacs. S'il existe un découplage, celui-ci se produit plus tard dans le temps, au moment du réchauffement climatique à partir des années 1970-80. Notons que ce découplage est le plus prononcé dans le cas de l'hypoxie et des flux endogènes. Les efforts de restauration n'entraînent donc pas un retour systématique à des conditions antérieures. **Les résultats confirment que la complexité des forçages actuels peut entraver la restauration des écosystèmes malgré la diminution des concentrations du P.** La comparaison des trajectoires permet donc de discerner des comportements similaires et/ou différents selon les compartiments considérés. Pour différencier les réponses des compartiments, la comparaison des trajectoires peut être envisagée également en portant un focus particulier sur la vitesse dans les transitions entre états.

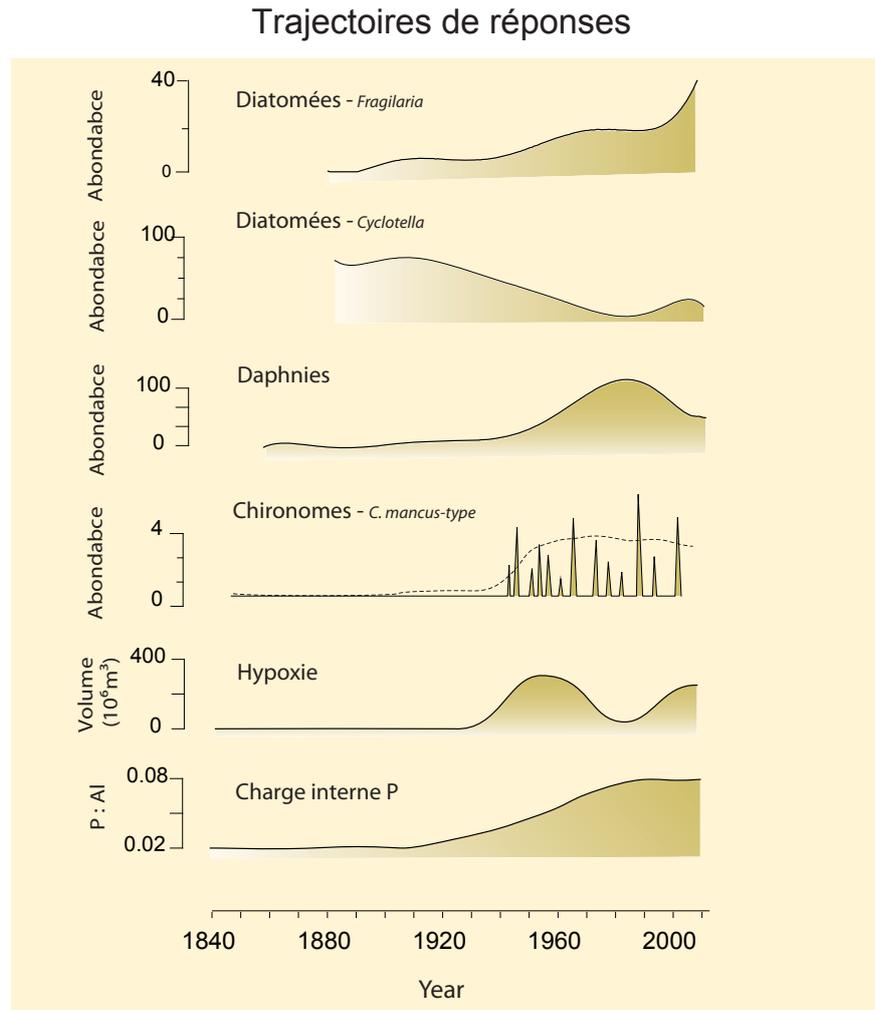


Figure 81 : Trajectoires générales des réponses écosystémiques depuis 150 ans. Les courbes correspondent à des séries lissées, détaillées dans la partie résultat.

La nature des transitions entre états a déjà été étudiée dans les écosystèmes pour les cas de transitions abruptes (deMenocal et al., 2000; Hodell et al., 2001) ou continues (Foley et al., 2012; Rinaldi et Scheffer, 2000). Les résultats du programme montrent que les deux types de transitions (continues ou abruptes) peuvent être observés dans le cas des réponses biologiques et géochimiques des trois lacs. Néanmoins, il apparaît une différence dans les comportements des écosystèmes épilimnétiques d'une part, et hypolimnétiques d'autre part. Pour les seules composantes étudiées, on observe que **dans l'épilimnion les réponses sont de nature continue et progressive** (figure. 81 ; Chap 1 Partie II ; daphnies ; Alric et al., (2013) et diatomées ; Berthon et al., (2013)). En revanche on remarque que **les transitions sont brusques dans l'hypolimnion**, comme le montre le cas de la préservation des varves (Jenny et al., 2013; in press) et les variations dans les abondances de chironomes (Frossard et al. 2013). Cette différence dans les réponses tient probablement au fait que 1) dans l'épilimnion les pressions environnementales sont relativement croissantes (e.g. cas de l'augmentation progressive des concentrations de phosphore), permettant des adaptations ou des transitions progressives entre abondances des espèces, alors que 2) dans

l'hypolimnion la réduction de l'oxygène est plus immédiate dès que les seuils de phosphore ($\pm 15 \mu\text{g L}^{-1}$) sont dépassés, ce qui limite les adaptations biologiques. Dans les grands lacs observés, les seuils de viabilité ayant été atteints pour de nombreuses espèces dans l'hypolimnion, mais pas dans l'épilimnion, il est donc compréhensible d'observer des réponses plus violentes dans un cas et moins dans l'autre.

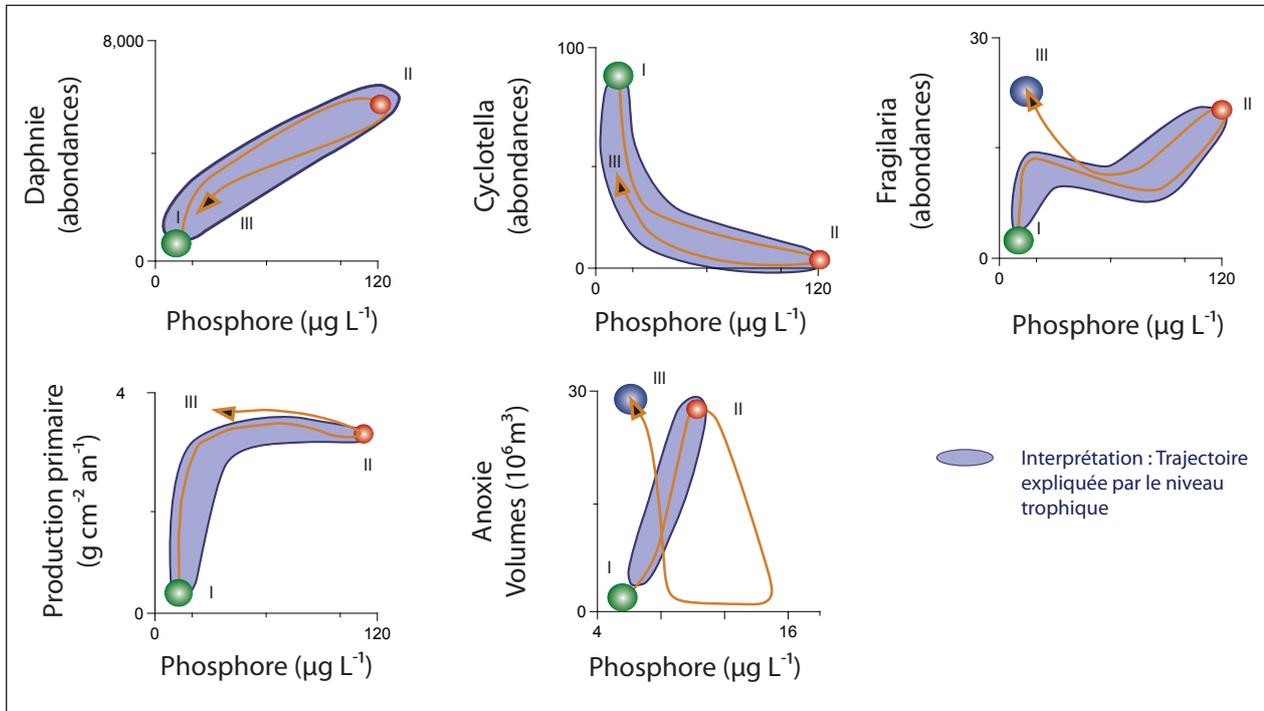


Figure 82 : Trajectoires des réponses écosystémiques en fonction des concentrations de phosphore. Les courbes les plus représentatives ont été choisies parmi les données présentés dans la partie résultat : ici il s'agit 1) des daphnies, des diatomées et des flux de silice biogène du Bourget et 2) de l'hypoxie d'Annecy.

Au vue du nombre de réponses étudiées pour les 3 lacs, il est envisageable d'esquisser un premier schéma de la dynamique de l'ensemble des réponses du lac à l'échelle centennale. Ce schéma propose 3 niveaux de perturbation au cours du temps, selon les compartiments étudiés. **Pour étudier la dynamique des écosystèmes il est impératif de considérer la question du calendrier et des échelles de temps** (Rinaldi et Scheffer, 2000). Dans ce travail à forte composante pluridisciplinaire nous avons pu étudier cette question à partir de variables biologiques et géochimiques. Un décalage temporel dans les réponses et dans la vitesse de transition entre états est observable entre 1) l'augmentation des flux biogéniques, dont les premiers signes visibles sont enregistrés vers 1900, 2) le changement dans les abondances d'espèces, qui est variable mais semble s'opérer un peu plus tardivement à partir de 1930 et 3) l'apparition brusque des varves qui s'observe vers 1935 dans le Bourget et vers 1950 dans le Léman et Annecy (figure 83). Notons qu'en 2010, les conditions correspondent toujours au niveau 3 de perturbation : 1) un retour dans les assemblages d'espèce est initié, 2) les varves sont toujours présentes et 3) les flux endogènes sont toujours élevés (figures 72 et 83).

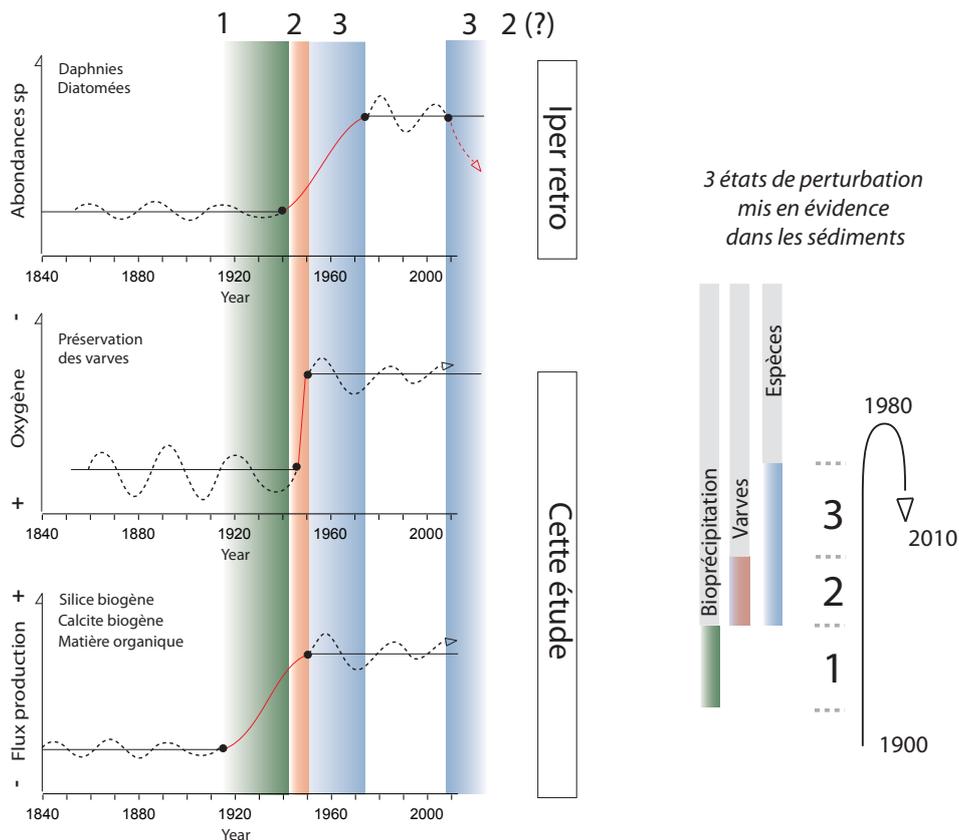


Figure 83 : Trajectoires théoriques des abondances d'espèces pélagiques, de l'hypoxie et des flux biogéniques (compilation des résultats). 3 niveaux de perturbation sont enregistrés dans les sédiments. En 2010, les conditions correspondent toujours au niveau 3 de perturbation : 1) un retour dans les assemblages d'espèce est initié, 2) les varves sont toujours présentes et 3) les flux endogènes sont toujours élevés.

Suite à l'effort de restauration, les lacs peuvent être classifiés selon la nature des réponses à la réduction des apports de phosphore (Carpenter et al., 1998) : les trajectoires sont réversibles (le rétablissement est immédiat et proportionnel à la réduction des apports de P), hystérétiques (le rétablissement nécessite une réduction extrême des apports de P sur une période de temps variable), ou irréversibles (le rétablissement ne peut pas être envisagé par la simple réduction du phosphore). **Les réponses observées dans notre étude suggèrent des comportements de type réversibles dans le cas des daphnies, hystérétiques dans le cas des diatomées et très hystérétiques, voire quasi irréversibles dans le cas des chironomes et de l'hypoxie.** Il semble une fois encore qu'il s'opère une différenciation dans les réponses écologiques de l'épilimnion et de l'hypolimnion. Notons néanmoins la particularité de la réponse épilimnétique dans le cas des flux biogéniques (silice biogène, cristaux de calcite et matière organique). Ces flux se maintiennent élevés sur la période récente malgré les réajustements progressifs dans les abondances relatives d'espèces. **Les signes de restauration ne sont absolument pas observables dans le cas des flux biogéniques.** Le maintien de ces flux élevés pourrait être expliqué par le maintien d'une production importante

du phytoplancton dû au réchauffement climatique (Tadonlélé, 2010). Ce maintien pourrait être également expliqué par le développement d'espèces, comme les picocyanobactéries, du type *Synechococcus* (Domaizon et al., 2013). *Synechococcus* a en effet la particularité de pouvoir se fixer sur des particules, comme les frustules poreuses de Diatomées, leur permettant de sédimenter plus rapidement et d'échapper ainsi au recyclage dans la chaîne trophique. **Cette cause relèverait donc d'une modification dans les modalités des interactions (transferts) entre épilimnion et hypolimnion.**

Les réponses internes de l'écosystème (processus abiotiques, biotiques et structurels ; deYoung et al. 2008) peuvent être régulées par des forçages multiples qu'il est difficile de différencier (Simpson et Anderson, 2009). Pour comprendre l'origine des forçages, les statistiques peuvent procurer des outils adaptés variés (e.g. régressions linéaires simples, multiples, PCA). Le cas des séries temporelles nécessite néanmoins des outils d'analyse plus sophistiqués, comme les modèles additifs (GAM) (Simpson et Anderson, 2009). L'application des GAM dans les trois lacs, pour l'ensemble des compartiments étudiés dans le programme, a permis d'identifier et de hiérarchiser les forçages au cours du temps sur la période 1850-2010. Non seulement les résultats indiquent que les forçages climatiques sont ressentis sur l'ensemble des compartiments biologiques, mais que la pression du réchauffement climatique n'est pas la même selon le niveau trophique des lacs. **Les lacs présentant un niveau trophique élevé sont plus sensibles aux effets du climat.** Dans le cas des être vivants, les lacs peuvent être hiérarchisés selon leur vulnérabilité en fonction de leur niveau trophique. **La hiérarchisation des lacs en terme de vulnérabilité ne semble donc pas la même lorsqu'il s'agit des espèces (dépendant du phosphore) que lorsqu'il s'agit des systèmes dynamiques (intégrateurs) (hypoxie, dépendant du contexte hydrologique) (figure 84).**

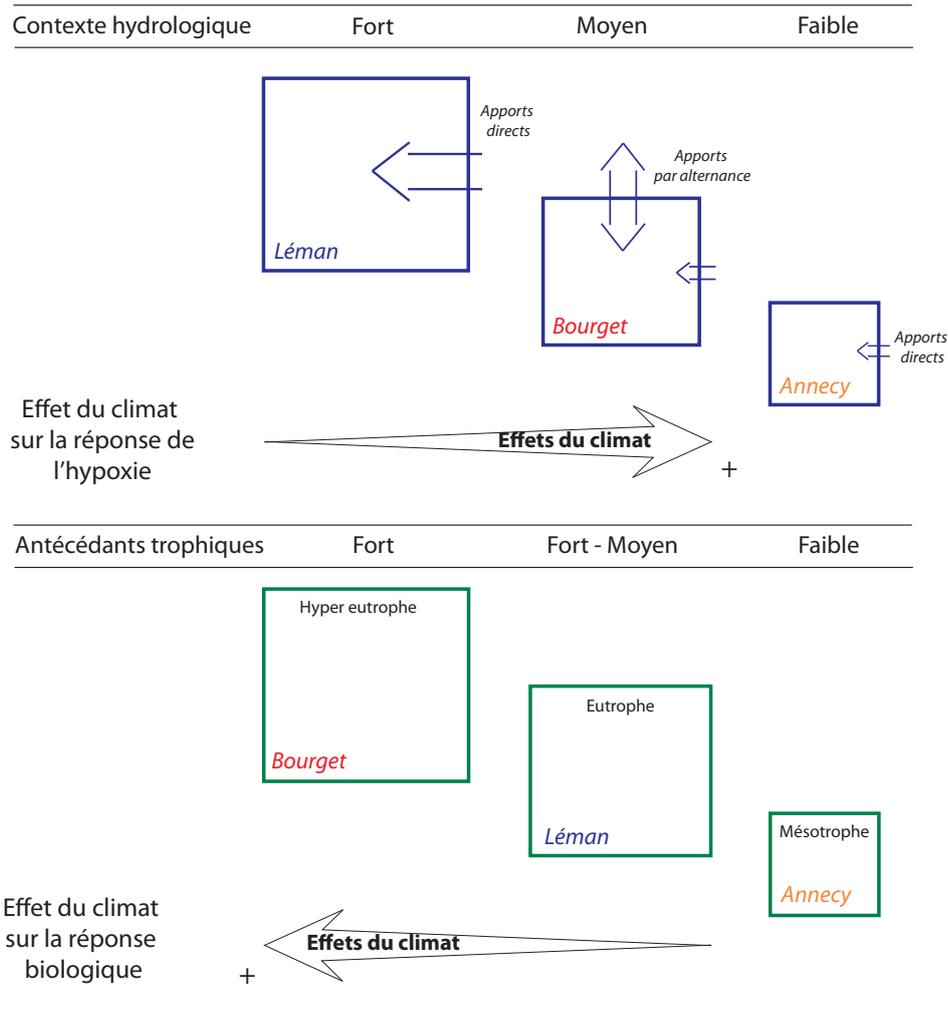


Figure 84 : Les effets du climat sur la réponse de certaines espèces et de l'hypoxie. Hiérarchisation des lacs à partir des GAM selon leur vulnérabilité face au réchauffement climatique. Le contexte hydrologique des lacs (c.f. figure 15, partie «Sites et Méthodologie») influe sur la vulnérabilité du lac à l'échelle de l'hypolimnion. L'intensité du niveau trophique des lacs (c.f. figure 15) influe sur la vulnérabilité du lac à l'échelle de l'épilimnion (e.g. Alric et al., 2013).

3. ÉVOLUTION DE LA VULNÉRABILITÉ DES ÉCOSYSTÈMES LACUSTRES AU COURS DE L'ANTHROPOCÈNE

Cette dernière partie est destinée à mettre en perspective l'ensemble des résultats, 1) en prenant compte les trajectoires actuelles des réponses, mais également 2) au vu des trajectoires des pressions environnementales. Nous cherchons une portée générale de nos résultats. Enfin nous essayons de dégager une conclusion générale sur la place actuelle jouée par le cycle du phosphore dans les enjeux de gestion. Nous nous risquons à formuler quelques recommandations pour l'avenir.

3.1. Relation Homme / milieu / climat

Le cas des lacs en Europe est adapté à l'étude des relations Homme/milieu/climat car ils ont subi des phases bien marquées de perturbation et de restauration. De plus, actuellement ils font face au réchauffement climatique, ce qui suggère une phase à venir d'ajustement de la restauration.

L'enrichissement en nutriment est l'un des exemples les plus spectaculaires des changements dans la biosphère causés par l'Homme (Howarth, 2002; Smith, 2003; Smith et Schindler, 2009). L'eutrophisation cause de nombreux effets dérivés, nuisibles pour l'environnement, et cause des conséquences majeures en termes d'économie (e.g. Pretty et al., 2003). Il est important de noter que l'enrichissement en nutriments interagit avec un nombre croissant de pressions. Par exemple, de plus en plus de cas d'études démontrent que l'introduction successive de contaminants anthropiques et leur devenir, comme les PCBs (Jeremiason et al., 1999) ou les herbicides (Graham et al., 2000), est fortement influencé par les résidus/excès de nutriments. Or les études montrent que la diversité des résidus de contaminations (P et autres) augmente dans les milieux aquatiques. Les milieux aquatiques jouent ainsi de plus en plus le rôle de réservoir d'accumulations de contaminants, comme les métaux lourds, pesticides, composés pharmaceutiques, hormones. La multiplicité des perturbations actuelles nécessite une description d'ensemble des trajectoires de forçages (toujours dans le but de faciliter une lecture générale d'un système complexe et dynamique).

La figure 85 présente les types de trajectoire des forçages. Il est possible d'identifier des *trajectoires monotones croissantes ou décroissantes*. C'est le cas de l'évolution de la population, du régime des crues et des températures. Ces trajectoires résultent principalement de pressions d'ordre global, qui ne sont pas réglables localement. On distingue également *les trajectoires unimodales*, comme dans le cas des contaminations. Ces trajectoires sont caractéristiques des forçages anthropiques locaux. La trajectoire commence par une augmentation des pressions (comme les pollutions). Les actions de restauration, suite à une réponse anthropique, permettent de diminuer les pressions. Cette trajectoire unimodale caractérise le jeu d'actions et de rétroactions entre l'environnement et la société. La trajectoire sera donc différente selon 1) la vulnérabilité locale

des écosystèmes et 2) la capacité d'intervention des sociétés, dépendante du contexte local, culturel et/ou économique. Pourtant, si la réactivité des réponses permet une nette diminution des pollutions après chaque perturbation, le retour complet à des conditions initiales est rarement observé. Il subsiste alors un résidu de perturbation (comme par exemple un résidu d'apport de contamination au phosphore, aux métaux, aux PCBs...). **Le cumul de ces « résidus » de contamination constitue également par conséquent une forme de pression monotone croissante.**

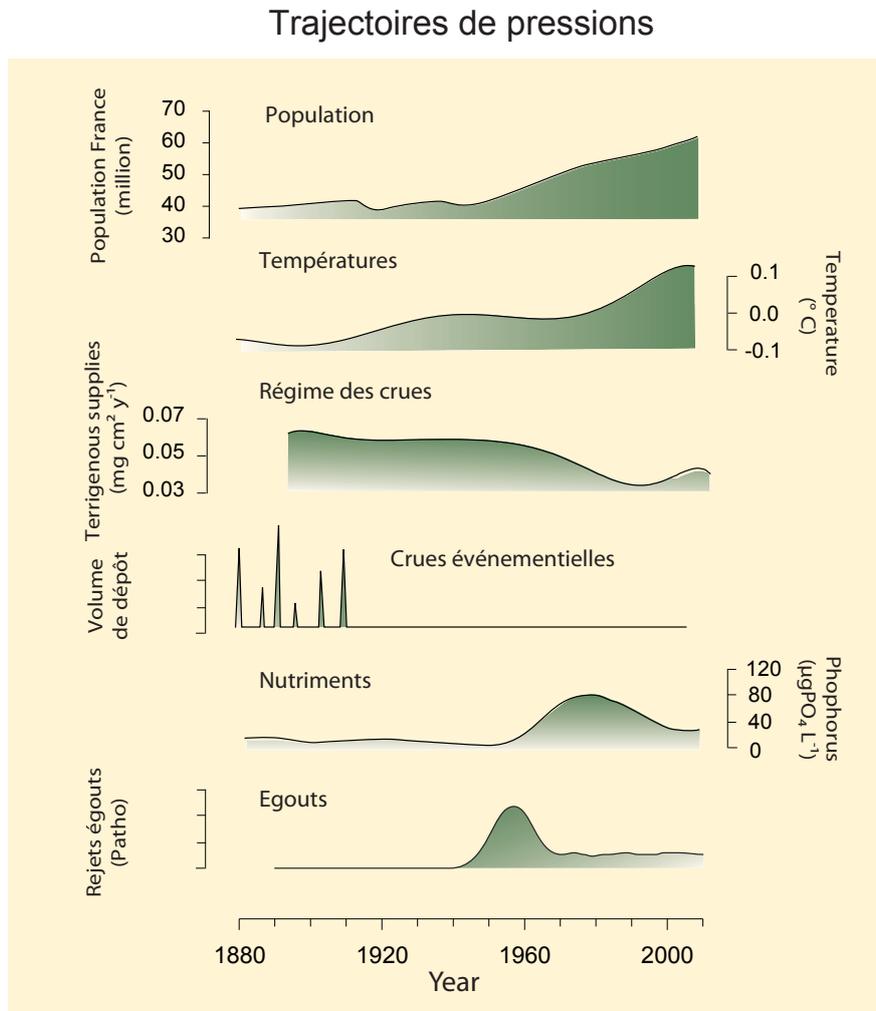


Figure 85 : Trajectoires générales des forçages climatiques et anthropiques depuis 150 ans. Les courbes correspondent à des séries lissées, détaillées dans la partie résultat ou introductive.

Les résultats du programme IPERRETRO fournissent un exemple d'interactions Homme/milieu/climat dans le cas de lacs ayant développé une vulnérabilité contrastée face aux forçages globaux et locaux. La première surprise est de constater que les réponses suite aux restaurations sont lentes et incomplètes, alors que le contexte d'intervention anthropique pour la restauration est globalement très bon. Malgré des niveaux d'intervention légèrement différents selon les lacs (intervention plus précoce dans le cas du Léman et d'Annecy) on constate que la restauration est

plus efficace dans le cas du lac qui a subi la contamination avec le moins d'intensité (figure 84). **La vulnérabilité des lacs dépend beaucoup de l'intensité maximale de la perturbation dans le cas des réponses de l'épilimnion.** A ceci se rajoute le contraste lié au contexte hydrologique, qui accentuera, avec plus ou moins d'intensité, la vulnérabilité de l'hypolimnion (figure 84). On peut considérer que le contexte des forçages des lacs de notre étude est globalement représentatif des grands lacs en Europe : ces lacs possèdent les mêmes trajectoires (pas les mêmes intensités) d'évolution du phosphore (Vonlanthen et al., 2012) et de températures (Auer et al., 2007). Le contexte économique a été propice aux initiatives locales de restauration, débutées depuis les années 1970, 1980 ou 90 selon les lacs. Quarante ans après le début des restaurations, les lacs en Europe n'ont pas recouvré un état antécédent ce qui augmente leur vulnérabilité aux pressions récentes du climat. **Le lac possède une mémoire des perturbations anthropiques. La vulnérabilité des lacs dépend donc aussi de l'efficacité des efforts de restauration qui permet de limiter le nombre des perturbations impliquées à un même moment (e.g. excès de contaminants).** Au cumul des pressions s'ajoute la croissance dans l'intensité de certaines pressions continues. **Dans un contexte d'augmentation progressive des températures, la vulnérabilité des lacs dépend donc de la rapidité de mise en place des efforts de restauration.**

Le bilan de la situation actuelle en Europe consiste donc en un contexte de pression combinant 1) l'augmentation des pressions globales (e.g. Températures) et locales (e.g. diminution des flux détritiques), 2) l'accumulation des résidus de contaminations locales et 3) l'addition d'effets de rétroactions (e.g. réémission de phosphore en condition hypoxiques). L'augmentation de ces pressions et des possibles interactions, entre pressions et entre réponses, rendent d'autant plus sensibles les lacs dont l'état écologique reste fragilisé (non retour complet aux conditions antécédentes). Ce contexte rend donc indispensable le maintien d'une vigilance accrue de la part des gestionnaires et des chercheurs. En Europe, l'heure est donc à l'auscultation attentive de malades en voie de convalescence (~mais dans un contexte d'épidémie générale –réchauffement climatique–).

Le cas généralisé de l'eutrophisation amène à se poser la question de la restauration de lacs situés dans un contexte géographique différent. En Asie par exemple, le cas des lacs en Chine mérite une attention particulière car représentant 60 à 70% de la ressource en eau douce du pays (2300 lacs > 1 km²). Il est difficile de comparer directement les réponses des écosystèmes des lacs en Europe et en Asie car les contextes géomorphologiques sont très différents (e.g. en Chine les lacs sont peu profonds : 5 m en moyenne). Néanmoins les trajectoires globales des pressions restent comparables et permettent de se situer indirectement sur les courbes (théoriques) de restauration. Dans le cas de la Chine, l'eutrophisation a débuté en 1980, au moment de l'industrialisation (Le et al., 2010). Elle progresse depuis les dernières décennies (Qiu, 2010), avec un doublement du nombre de lacs eutrophisés, dont la moyenne des concentrations en P est de l'ordre de 140 µg L⁻¹ (Liu et al., 2010). En comparaison, en 1980, la restauration des lacs avait déjà commencé en Europe. Ce décalage dans le calendrier des pressions aura certainement d'importantes conséquences sur les efforts de restauration : le maximum des perturbations locales risque de coïncider avec un niveau

déjà avancé du réchauffement climatique, alors que c'était moins le cas en Europe. On remarque ainsi que les pays les moins armés en termes de gestion sont également ceux qui connaîtront le plus d'accumulation de pressions. Les conséquences de ces perturbations se font déjà ressentir fortement, à la fois sur les écosystèmes, mais également sur les populations humaines qui dépendent des ressources aquatiques. Les effets de l'eutrophisation sont récurrents, provoquant chaque année des blooms algaires très destructifs (toxicité, mort de nombreux organismes). Ces blooms représentent un coût évalué en millions de dollar, localement, comme par exemple le bloom de 1990 sur le lac Tai (30 \$ millions) (Le et al., 2010). Ces blooms entraînent la destruction importante de stocks de poissons : en 1998 on recense neuf cas de destruction en masse de la ressource piscicole dans le pays. **Un défi socio-économique : l'eutrophisation engendre des problèmes sanitaires et socio-économiques importants (Le et al., 2010) susceptibles d'affecter particulièrement les pays émergents subissant l'augmentation et le cumul des pressions anthropiques et climatiques.**

Un autre effet du développement généralisé de l'eutrophisation se fait ressentir de manière de plus en plus pressante sur les environnements côtiers. Les zones côtières sont fréquemment soumises aux apports de phosphore anthropiques par les fleuves (Carpenter, 2005). Un premier effet est observable lors des blooms de phytoplancton toxique, comme certaines dinoflagellés, reconnues comme étant la cause de maladies et de la mort de stocks importants de poissons depuis deux décennies, notamment sur la côte Ouest de l'Atlantique (Burkholder et al., 1992). D'autre part, suite à l'augmentation des apports de phosphore, la production primaire de surface conduit à l'extension du volume d'eaux hypoxiques et à la réduction des habitats ou à la mort des organismes. Les exemples d'extinction de poisson par cause d'hypoxie sont alarmants (Annexe). **Un défi écologique : l'eutrophisation engendre des extinctions en masse des espèces et une réduction des habitats suite à la diminution d'oxygène.** Le processus direct impliqué dans l'hypoxie côtière est attribué principalement à la respiration par cause d'augmentation de nutriments (e.g. Leming et Stuntz, 1984). Dans un contexte de réchauffement climatique il a été démontré en domaine marin que d'autres processus pouvaient être impliqués, notamment la diminution de solubilité d'O₂ (Deutsch et al., 2011). Nos résultats ont montré plus particulièrement que le réchauffement climatique avait de fortes conséquences sur le développement de l'hypoxie dès lors qu'un excès de phosphore était maintenu. Par conséquent, le doublement de la demande humaine globale en nourriture prévu d'ici les prochains 50 ans (Tilman et al., 2002) pose de grands défis concernant la gestion des rejets croissant de nutriments, à la fois dans les lacs et dans les mers. **Le cycle des nutriments, notamment du phosphore, se retrouve in ne encore une fois au cœur des défis écologiques actuels.**

3.2. Apports opérationnels : la gestion du cycle du phosphore pour faire face au réchauffement climatique

L'état d'un plan d'eau dépend de son bassin versant (Vollenweider et al., 1970). Sous l'effet d'une charge externe excessive en P les lacs se sont eutrophisés dès les années 50-60 en Europe (e.g. Jacquet et al., 2005). La prise de mesures pour contrôler les rejets de P consiste à améliorer le réseau d'assainissement, le traitement des eaux usées et consiste à interdire les composés phosphatés dans certains produits, comme les lessives (Baroin, 1992). Ces actions ont conduit généralement à une nette diminution des concentrations de P dans les lacs (comme en Europe), bien que beaucoup d'entre ces lacs n'aient pas connu de retour à des concentrations $<10 \mu\text{g L}^{-1}$. Ce non retour à des concentrations très basses tient à des causes externes et internes. Dans le cas des causes externes (e.g. Conley, 2012) il s'agit 1) de la difficulté de répertorier les sources de P du bassin versant et 2) de la difficulté du traitement de l'ensemble des apports du fait de leur dispersion ou de leur intermittence. Dans le cas des causes internes de maintien des concentrations en P, il s'agit d'un effet de réémission du P des sédiments vers la colonne d'eau. Les conditions hypoxiques des eaux sont la cause de ce processus de réémission des nutriments car elles permettent la mobilité des espèces dissoutes de phosphore (Carpenter et al., 1998). Le régime d'oxygénation est donc déterminant dans le contrôle interne des concentrations en P. L'ampleur de ce processus de réémission a été mis en évidence notamment en mer Baltique, indiquant qu'en conditions hypoxiques, le piégeage du phosphore dissous par les sédiments ne représentait que 4%, le reste étant réémis dans la colonne d'eau (Viktorsson et al., 2012). En conséquence de cet effet, combiné à une trop lente gestion des rejets des bassins versants, les modèles estiment qu'il faudra entre 50 et 100 ans pour recouvrer un état antécédent (Elmgren, 2012). La maîtrise des rejets n'est donc pas spécifique aux lacs mais concerne également l'ensemble des réseaux hydrologiques, incluant les vastes écosystèmes en domaine côtier (Diaz, 2001). Dans ce contexte, la maîtrise des formes du P disponibles est essentielle (Williams et al., 1980). De plus nous avons suggéré que le réchauffement climatique pourrait diminuer les seuils de concentration critiques qui permettent d'initier un changement d'état et permettent le développement de l'hypoxie. Ces deux dernières constatations contraignent théoriquement les gestionnaires à maîtriser presque totalement les rejets de nutriments (figure 86). Cette maîtrise ne doit pas non plus être exagérée car au dessous de certaines concentrations les milieux risquent d'être trop pauvres en nutriment pour satisfaire aux besoins de la chaîne trophique (poisson compris). Dans ce contexte, il est possible d'envisager des alternatives de gestion pour garantir une meilleure oxygénation de l'hypolimnion tout en préservant les ressources de l'épilimnion. On peut mentionner la fonction des crues (figure 86).

Bien que la régulation de l'oxygène de l'hypolimnion soit désormais également dépendante des forçages globaux, des initiatives locales semblent encore envisageables. Nous avons montré l'efficacité des dépôts de crues dans le piégeage de la charge interne en P (Span et al., 1992) et dans l'augmentation de la ventilation des eaux (Straile et al., 2003). **Les crues pourraient donc**

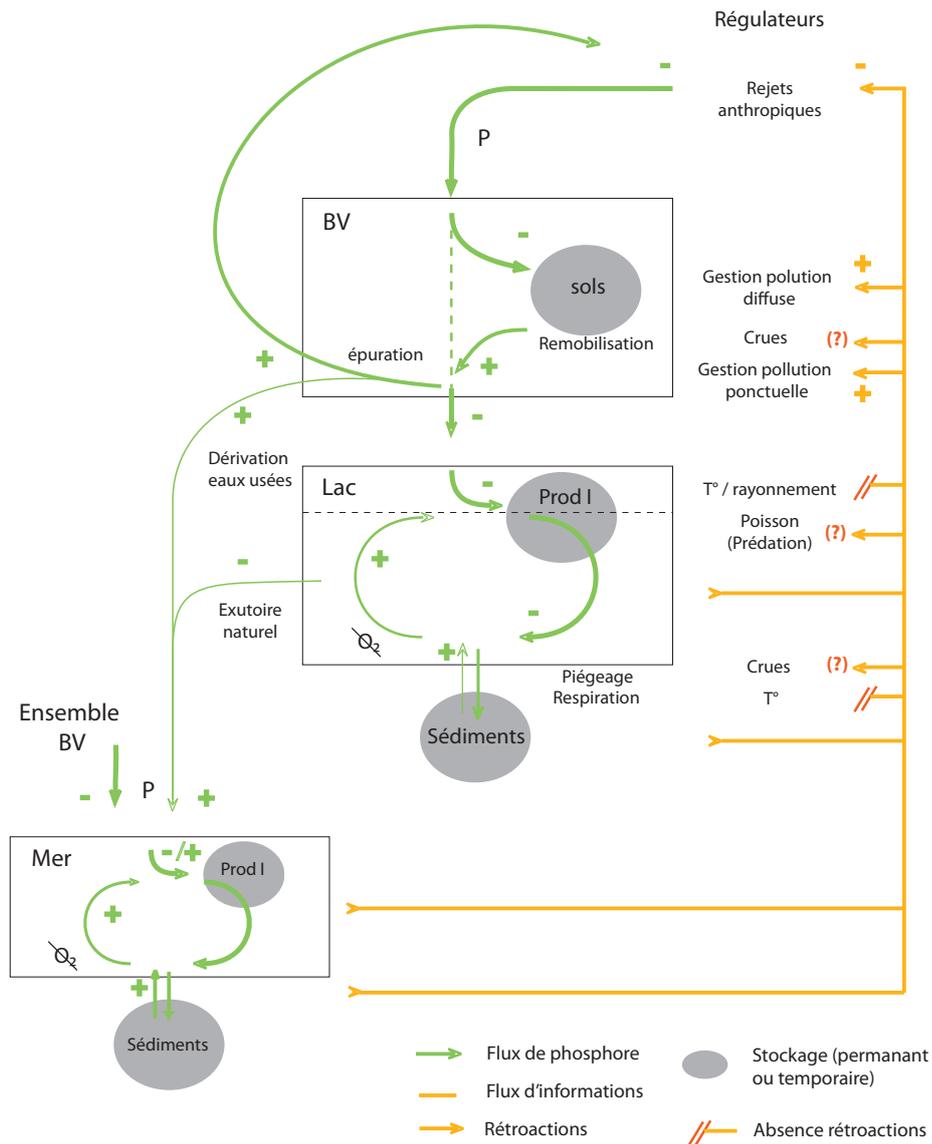


Figure 86 : Schéma simplifié du cycle et de la gestion du phosphore au travers l'ensemble du réseau hydrographique.

faire l'objet de tests dans le cadre de la gestion de l'hypolimnion. Il faut pourtant remarquer que les effets positifs des crues événementielles dans le piégeage de la charge interne se font ressentir ponctuellement et ne constituent pas une solution à long terme (Span et al., 1992). La brièveté de la diminution du P est certainement causée par le rééquilibrage des concentrations suite aux apports depuis le bassin versant. Dans le cas d'un régime d'apports externes plus faible on pourrait émettre l'hypothèse que l'effet positif des crues se ressentira sur une période plus longue. En déclenchant artificiellement des crues à partir des barrages et des retenues, l'Homme aurait un contrôle ponctuel (e.g. annuel) sur le piégeage interne du P et sur la recharge en oxygène. Les chasses permettraient également d'assurer d'avantage les transferts de la charge de fond et de curer

partiellement les barrages (à condition que la quantité de pollution ne soit pas trop élevée dans les sédiments des retenues).

A cette gestion ponctuelle, n'oublions pas d'ajouter la gestion à long terme des flux externes de P. Des efforts considérables ont été réalisés pour contrer les rejets de type ponctuels (eaux usées des villes et des industries). La mise en place des stations d'épuration a permis de diminuer considérablement les apports aux lacs en Europe. Néanmoins, si les effets ont été spectaculaires pour limiter le gros des apports, il n'en reste pas moins que les efforts sont plus difficiles à mettre en œuvre dans le cas du contrôle de la totalité des apports. Des faiblesses persistent dans la gestion des apports de P dans les régions développées, à forte densité de population ou fortement agricoles : 1) **certaines faiblesses techniques de la gestion** ; il reste beaucoup à faire dans le cas de la maîtrise des pollutions diffuses (Dorioz et al. 2004; Schoumans et al., 2011). Dans le cas des pollutions ponctuelles, la capacité des STEP est fréquemment dépassée lors des événements de grosses crues. Les volumes d'eau non traités peuvent s'écouler vers les réservoirs naturels, conduisant à des excès récurrents de P (ce phénomène arrive chaque année). 2) **Certaines faiblesses stratégiques de la gestion** ; pour régler le problème de la qualité des lacs les eaux peuvent être dérivées directement en aval, comme dans le cas du tunnel du Chat dans le Bourget (Jacquet et al., 2005). Les eaux, traitées préalablement, conservent néanmoins de faibles excès en P, qui transiteront en aval, surtout lors des grosses crues. **La gestion d'un problème en amont du lac se fait parfois au détriment de la gestion en aval. Ce cas est d'autant plus préoccupant que les zones côtières sont particulièrement touchées par les problèmes d'eutrophisation et sont sensibles aux très faibles excès de nutriment dans un contexte de réchauffement du climat.** Ces observations vont dans le sens des efforts actuels pour une gestion de type « intégrée » des écosystèmes (Blicharska et Mikusinski, 2011; Hightower et Pierce, 2008).

CONCLUSION GÉNÉRALE

Le rapport d'évaluation des écosystèmes pour le millénaire (MEA, 2005) et le groupement d'expert sur le réchauffement du climat (IPCC, 2007) précisent que les eaux continentales et leurs écosystèmes en interaction constituent un des milieux les plus menacés par le changement climatique et par l'augmentation spectaculaire de la population. Alors que faire ?

L'observation, l'observation, l'observation. Les conditions actuelles (forçages croissants, forçages cumulés, rétroactions positives des systèmes) sont inédites à l'échelle de l'Holocène. De plus, les forçages globaux continuent de s'accroître avec le réchauffement climatique conduisant vers des conditions jamais vécues encore dans l'histoire de l'Homme. L'avenir est donc incertain. Mais il est en revanche certain que l'avenir sera accompagné de changements et de défis (que nous ne pouvons pas tous anticiper). C'est pourquoi le rôle des sciences naturalistes n'a jamais été autant au cœur des enjeux actuels. Son rôle est de comprendre les fonctionnements de l'environnement et ses interactions avec l'Homme. La science naturaliste puise sa connaissance dans ce qu'elle voit, sur ce qui se produit actuellement et sur ce qui s'est produit dans le passé. Son rôle aujourd'hui est de garder les yeux le plus grand ouverts possible sur ce qui nous entoure, afin de détecter tous les signes émis par l'environnement soumis à des contraintes croissantes. L'objectif est de pouvoir déceler les changements d'état, les nouvelles conditions du milieu, les nouveaux équilibres et d'identifier les seuils de changements d'états. Au cours de la transition actuelle, marquée par l'accélération et le cumul des forçages globaux et locaux, l'effort d'acquisition de données doit être renforcé. Pour soutenir les efforts d'acquisition de données les études paléolimnologiques peuvent apporter leur contribution, et ceci d'autant plus que désormais la haute résolution permet d'analyser plus précisément les trajectoires.

La rétro-observation. Les archives sédimentaires constituent une meta-base de données à l'échelle mondiale. Cette base de données est accessible à tout moment. C'est une base de données complète, qui pourra venir en aide aux approches spatialisées dans les sites pour lesquels il n'existe pas d'instrumentation. La sédimentologie permet d'optimiser l'exploitation de cette source de données. Outre sa contribution méthodologique à l'extraction de l'information, l'approche sédimentologique peut fournir des reconstitutions de variables fondamentales et peut s'inscrire au cœur de la réflexion quant aux problèmes écologiques. De plus, la rétro-observation permet de connaître les trajectoires passées. Elle permet de resituer les résultats des observations actuelles par rapport à un état de référence et par rapport aux « morphologies » des trajectoires passées. Il y a une complémentarité dans les démarches d'observation actuelle et de rétro-observation. Cette complémentarité encourage à prolonger les efforts qui rassemblent ces deux disciplines. Il ne s'agit pas seulement de rassembler les compétences variées autour d'un même objet. Il s'agit de favoriser de manière soutenue des études dans lesquelles les deux disciplines se fondent au travers d'un cadre systémique compatible, un modèle où les 2 disciplines se retrouvent et s'accordent.

Bibliographie

BIBLIOGRAPHIE

A

- ADRIAN R, DENEKE R, MISCHKE U, ET AL. (2005) A long-term study of the Heiligensee (1975-1992). Evidence for effects of climatic change on the dynamics of eutrophied lake ecosystems. *Archiv für Hydrobiologie* 133:315–337.
- ALLAN RP, SODEN BJ (2008) Atmospheric Warming and the Amplification of Precipitation Extremes. *Science* 321:1481–1484. doi: 10.1126/science.1160787.
- ALRIC B, MOST M, SPAAK P, JENNY JP, PIGNOL C, DOMAIZON I, PERGA ME. Long-term changes in *Daphnia* reproductive behaviour in three large deep lakes. In prep.
- ALRIC B, JENNY JP, BERTHON V, ARNAUD F, PIGNOL C, REYSS JL, PERGA ME (2013) Local forcings affect food web vulnerability and responses to climate warming in deep temperate lakes. *Ecology*. Soumis.
- ALRIC B. (2012) L'influence des perturbations locales sur la vulnérabilité et la réponse des réseaux trophiques pélagiques lacustres face au changement climatique : une approche paléocologique basée sur les cladocères. Thèse de doctorat. Université de Savoie.
- ALRIC B, PERGA M-E (2011) Effects of production, sedimentation and taphonomic processes on the composition and size structure of sedimenting cladoceran remains in a large deep subalpine lake: paleo-ecological implications. *Hydrobiologia* 676:101–116. doi: 10.1007/s10750-011-0868-0
- AMBROSETTI W, BARBANTI L, SALA N (2003) Residence time and physical processes in lakes. *J Limnol* 62:1–15. doi: 10.4081/jlimnol.2003.s1.1
- ANDERSON NJ (1995) Temporal scale, phytoplankton ecology and palaeolimnology. *Freshwater Biology* 34:367 – 378. doi: 10.1111/j.1365-2427.1995.tb00895.x
- ANNEVILLE O, GAMMETER S, STRAILE D (2005) Phosphorus decrease and climate variability : mediators of synchrony in phytoplankton changes among European peri-alpine lakes. *Freshwater biology* 50:1718–1730.
- ANNEVILLE O, GINOT V, ANGELI N (2002) Restoration of Lake Geneva: Expected versus observed responses of phytoplankton to decreases in phosphorus. *Lakes & Reservoirs: Research & Management* 7:67–80. doi: 10.1046/j.1440-169X.2002.00179.x
- APPLEBY PG, RICHARDSON N, NOLAN PJ (1991) ^{241}Am dating of lake sediments. *Hydrobiol* 214:35–42
- APPLEBY PG, OLDFIELDZ F (1983) The assessment of ^{210}Pb data from sites with varying sediment accumulation rates. *Hydrobiologia* 103:29–35. doi: 10.1007/BF00028424
- APPLEBY P.G, OLDFIELD F (1978) The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of unsupported ^{210}Pb to the sediment. *Catena* 5: 1-8.
- ARIZTEGUI, CHONDROGIANNI C, LAMI A, ET AL. (2001) Lacustrine organic matter and the Holocene paleoenvironmental record of Lake Albano (central Italy). *Journal of Paleolimnology* 26:283–292.
- 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. doi: 10.1016/j.quascirev.2012.07.025
- ARNAUD F., WESSELS M., CHAPRON E., REVEL-ROLLAND M., DESMET M (2008) Signaux terrigènes dans les grands lacs subalpins: un marqueur régional à haute résolution des conditions paléohydrologiques. *Cahier de Paléoenvironnement - collection EDYTEM 6* : 77-88.
- ARNAUD F., SERRALONGUE J., WINIARSKI T., DESMET M., PATERNE M (2006) Pollution au plomb dans la Savoie antique (II-IIIe s. ap. J.-C.) en relation avec une installation métallurgique de la cité de Vienne. *Comptes Rendus – Géosciences*, 338, 244-252.
- ARNAUD F, REVEL M, CHAPRON E, ET AL. (2005) 7200 years of Rhône river flooding activity in Lake Le Bourget, France: a high-resolution sediment record of NW Alps hydrology. *The Holocene* 15:420–428.
- ARNAUD F., REVEL-ROLLAND M., BOSCH D., WINIARSKI T., CHAPRON E., DESMET M., TRIBOVILLARD N., GIVELET N (2004) A reliable 300 years-long history of lead contamination in Northern French Alps from distant lake sediment records. *Journal of Environmental Monitoring*, 6-5 pp. 448 – 456.
- ARNAUD F (2003) Signature climatique et anthropique dans les sédiments Holocènes des Lacs du Bourget et d'Anterne (nord-ouest des Alpes) Paleohydrologie et contamination au plomb- Thèse de Doctorat, Université de Lille 1, 248 p http://www.epoc.u-bordeaux.fr/ASF/theses/2003/ARNAUD_2003.pdf
- ARNAUD F., LIGNIER V., REVEL M., DESMET M., BECK C., POURCHET M., CHARLET A., TRENTESAUX A., TRIBOVILLARD N (2002). Flood and earthquake disturbance of ^{210}Pb geochronology (Lake Anterne, North French Alps). *Terra Nova*, 14-4, pp. 225-232

- ARZET K, STEINBERG C, PSENNER R, SCHULZ N (1986) Diatom distribution and diatom inferred pH in the sediment of four alpine lakes. *Hydrobiologia* 143:247–254. doi: 10.1007/BF00026668
- AUER I, BOHM R, JURKOVIC A, ET AL. (2007) HISTALP - historical instrumental climatological surface time series for the Greater Alpine Region. <https://ueaeprints.uea.ac.uk/25222/>. Accessed 9 Sep 2011
- ## B
-
- BALVAY G (1978) Le régime thermique du lac d'Annecy (1966-1977). *rga* 66:241–261. doi: 10.3406/rga.1978.2130
- BARNETT TP, PIERCE DW, ACHUTARAO KM, ET AL. (2005) Penetration of Human-Induced Warming into the World's Oceans. *Science* 309:284–287. doi: 10.1126/science.1112418
- BARROIN G (2003) Phosphore, azote et prolifération des végétaux aquatiques. *Courrier de l'environnement de l'INRA- Centre National de Ressources en Agriculture Biologique* 13–25.
- BARROIN, G (1989) Conflits d'usage ou plages de qualité ? Actes du Colloque «La gestion environnementale des plans d'eau». Aix-les-Bains, Juin 1989, IIGGE, 8 p.
- BARROIN G (1992) La pollution des eaux par les phosphates. *Controverses et décisions politiques. Environnement, sciences et politiques, Cahier 14.*
- BATTARBEE R. (2012) Palaeolimnology in the UK: Pioneering days. Plenary session at the International Paleolimnology symposium (IPSII). 21-24 August 2012, in Glasgow, Scotland.
- BATTARBEE RW, BENNION H (2010a) Palaeolimnology and its developing role in assessing the history and extent of human impact on lake ecosystems. *J Paleolimnol* 45:399–404. doi: 10.1007/s10933-010-9423-7.
- BATTARBEE RW, MORLEY D, BENNION H, ET AL. (2010b) A palaeolimnological meta-database for assessing the ecological status of lakes. *J Paleolimnol* 45:405–414. doi: 10.1007/s10933-010-9417-5.
- BERTHON V, MARCHETTO A, RIMET F, DORMIA E, JENNY JP, PIGNOL C, PERGA ME (2013). Trophic history of French sub-alpine lakes over the last 150 years: phosphorus reconstruction and assessment of taphonomic biases. *Journal of Limnology*. Accepted
- BERTHON V. (2013). Reconstruction paléolimnologique de l'impact des perturbations anthropiques sur les communautés de diatomées et de rotifères des lacs sub-alpins au cours des 150 dernières années. Thèse de doctorat. Université de Savoie.
- LE BAYON B, BALLÈVRE M (2006) Deformation history of a subducted continental crust (Gran Paradiso, Western Alps): continuing crustal shortening during exhumation. *Journal of Structural Geology* 28:793–815. doi: 10.1016/j.jsg.2006.02.009
- BENEDETTI-CROUZET E (1972) Etude géodynamique du lac d'Annecy et de son bassin versant. Thèse de Doctota, Université Pierre et Marie Curie, 227 p.
- BENGTSSON L, HODGES KI, (2006) Storm Tracks and Climate Change. *Journal of Climate* 19:3518–3543.
- BENNION H, SIMPSON GL, JOHN ANDERSON N, ET AL. (2010) Defining ecological and chemical reference conditions and restoration targets for nine European lakes. *J Paleolimnol* 45:415–431. doi: 10.1007/s10933-010-9418-4
- BIRKS HJB (2012) Overview of Numerical Methods in Palaeolimnology. In: Birks HJB, Lotter AF, Juggins S, Smol JP (eds) *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*. Springer Netherlands, pp 19–92
- BIRKS HH, BIRKS HJB (2006) Multi-proxy studies in palaeolimnology. *Veget Hist Archaeobot* 15:235–251. doi: 10.1007/s00334-006-0066-6
- BLAIS JM, KALFF J (1995) The influence of lake morphometry on sediment focusing. *Limnology and oceanography* 40:582–588.
- BLICHARSKA M, MIKUSINSKI G (2011) Think bigger for conservation. *Nature* 470:39–39. doi: 10.1038/470039b
- BLOEMENDAL J, OLDFIELD F, THOMPSON R (1979) Magnetic measurements used to assess sediment influx at Llyn Goddionduon. *Nature* 280:50–53. doi: 10.1038/280050a0
- BLUMBERG AF, DI TORO DM (1990) Effects of Climate Warming on Dissolved Oxygen Concentrations in Lake Erie. *Transactions of the American Fisheries Society* 119:210–223. doi: 10.1577/1548-8659(1990)119<0210:EOCWOD>2.3.CO;2
- BORREL G, JÉZÉQUEL D, BIDERRE-PETIT C, ET AL. (2011) Production and consumption of methane in freshwater lake ecosystems. *Research in Microbiology*. doi: 16/j.resmic.2011.06.004
- BRAUER A, CASANOVA J (2001) Chronology and depositional processes of the laminated sediment record from Lac d'Annecy, French Alps. *Journal of Paleolimnology* 25:163–177. doi: 10.1023/A:1008136029735
- BRAVARD JP (1987) Le Rhône du Léman à Lyon. *rga* 75:89–91.
- BÜHRER H, AMBÜHL H (2001) Lake Lucerne, Switzerland, a long term study of 1961-1992. *Aquatic sciences* 63:432–456.
- BÜNTGEN U, TEGEL W, NICOLUSSI K, ET AL. (2011) 2500 Years of European Climate Variability and Human Susceptibility. *Science* 331:578–582. doi: 10.1126/science.1197175
- BURKARD P (1984) Le Léman: synthèse des travaux de la Commission internationale pour la protection des eaux du Léman contre la pollution, 1957-1982. Secrétariat Commission internationale.

- BURKHOLDER JM, NOGA EJ, HOBBS CH, ET AL. (1992) New "phantom" dinoflagellate is the causative agent of major estuarine fish kills. *Nature* 358:407–410. doi: 10.1038/358407a0
- BURRUS D, THOMAS RL, DOMINIK J, VERNET J-P (1989) Recovery and concentration of suspended solids in the upper rhone river by continuous flow centrifugation. *Hydrological Processes* 3:65–74. doi: 10.1002/hyp.3360030107
- ## C
-
- CAMPBELL C (1998) Late Holocene Lake Sedimentology and Climate Change in Southern Alberta, Canada. *Quaternary Research* 49:96–101.
- CARPENTER SR (2005) Eutrophication of aquatic ecosystems: Bistability and soil phosphorus. *Proc Natl Acad Sci U S A* 102:10002–10005. doi: 10.1073/pnas.0503959102.
- CARPENTER SR (2001) Alternate states of ecosystems: evidence and some implications. Blackwell Science, Oxford, 357-83.
- CARPENTER SR, LUDWIG D, BROCK WA (1998) Management of eutrophication for lakes subject to potentially irreversible change. *Wisconsin Madison - Social Systems*, 3-751-771.
- CARPENTER HJ (1966) New measurements of oxygen solubility in pur and natural water. *Limnology and Oceanography* 264–277.
- CARSTENSEN J, CONLEY DJ, ANDERSEN JH, AERTEBJERG G (2006) Coastal eutrophication and trend reversal : A Danish case study. *Limnology and oceanography* 51:398–408.
- CASTY C, WANNER H, LUTERBACHER J, ESPER J, BÖHM R (2005) Temperature and precipitation variability in the European Alps since 1500. *International Journal of Climatology* 25:1855–1880.
- CEMAGREF (2000) Revisiter la notion de scénario hydrologique de référence pour la caractérisation du risque d'inondation, 92 p.
- CHAMPION M (1839) Les inondations en France depuis le VIe siècle jusqu'a nos jours. V. Dalmont.
- CHANGE IP ON C (2007) Climate Change 2007 - The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press.
- CHAPRON E, ARNAUD F, NOËL H, ET AL. (2005) Rhone River flood deposits in Lake Le Bourget: a proxy for Holocene environmental changes in the NW Alps, France. *Boreas* 34:404–416. doi: 10.1080/03009480500231260.
- CHAPRON E, DESMET M, DE PUTTER T, ET AL. (2002) Climatic variability in the northwestern Alps, France, as evidenced by 600 years of terrigenous sedimentation in Lake Le Bourget. *The Holocene* 12:177–185. doi: 10.1191/0959683602hl520rp
- CHAPRON E (1999) Contrôles climatique et sismo-tectonique de la sédimentation lacustre dans l'avant-pays alpin lac du Bourget, Léman durant le quaternaire récent. *Laboratoire de géologie, Université Joseph Fourier*, 258 p.
- CHAPRON E, BECK C, POURCHET M, DECONINCK J (1999) 1822 earthquake triggered homogenite in Lake Le Bourget (NW Alps). *Terra Nova* 11:86–92. doi: 10.1046/j.1365-3121.1999.00230.x
- CHOLLEY A (1925) Le régime et les crues du Rhône. *geo* 34:454–461. doi: 10.3406/geo.1925.8365
- CHRISTENSEN JH AND CHRISTENSEN OB (2003) Severe summertime flooding in Europe. *Nature* 421: 805-806.
- CHRISTENSEN CJ, GORSLINE DS, HAMMOND DE, LUND SP (1994) Non-annual laminations and expansion of anoxic basin-floor conditions in Santa Monica Basin, California Borderland, over the past four centuries. *Marine Geology* 116:399–418. doi: 10.1016/0025-3227(94)90054-X
- CICCHETTI G, LATIMER JS, REGO SA, ET AL. (2006) Relationships between near-bottom dissolved oxygen and sediment profile camera measures. *Journal of Marine Systems* 62:124–141. doi: 10.1016/j.jmarsys.2006.03.005
- CIPEL (1984) Commission Internationale pour la Protection des Eaux du Léman. Rapport 1981-1985. Evolution du phosphore dans l'eau interstitielle et dans les sédiments. 16p.
- CISALB (2010) Comité intersyndical pour assainissement du lac du Bourget. Rapport de suivi de la qualité des eaux des tributaires du lac du Bourget. P1-48.
- COMA R, RIBES M, SERRANO E, ET AL. (2009) Global warming-enhanced stratification and mass mortality events in the Mediterranean. *PNAS* 106:6176–6181. doi: 10.1073/pnas.0805801106
- CONLEY DJ (2012) Ecology: Save the Baltic Sea. *Nature* 486:463–464. doi: 10.1038/486463a
- CONLEY DJ, CARSTENSEN J, AERTEBJERG G, ET AL. (2007) Longterm changes and impacts of hypoxia in Danish coastal waters. *Ecological Applications* 17:S165–S184. doi: 10.1890/05-0766.1
- CORINE LAND COVER (2006) Base de données européenne d'occupation biophysique des sols. Agence européenne pour l'environnement (AEE). <http://sd1878-2.siviv.org>
- CORNETT RJ, RIGLER FH (1980) The areal hypolimnetic oxygen deficit: An empirical test of the model. *Limnology and Oceanography* 25:672–679. doi: 10.4319/lo.1980.25.4.0672
- CROSSMAN J, FUTTER MN, ONI SK, ET AL. (2013) Impacts of climate change on hydrology and water quality: Future proofing management strategies in the Lake Simcoe watershed, Canada. *Journal of Great Lakes Research* 39:19–32. doi: 10.1016/j.jglr.2012.11.003

CTGREFF (1975) Charge en fertilisants des principaux tributaires du lac du bourget. Station d'études hydrobiologique d'Aix-les-Bains.

CZYMZIK M, DULSKI P, PLESSEN B, ET AL. (2010) A 450 year record of spring-summer flood layers in annually laminated sediments from Lake Ammersee (southern Germany). *Water Resour Res* 46:16 PP. doi: 201010.1029/2009WR008360

D

DANIS P-A, VON GRAFENSTEIN U, MASSON-DELMOTTE V, ET AL. (2004) Vulnerability of two European lakes in response to future climatic changes. *Geophysical research letters* 31:L21507.1–L21507.4.

DEARING JA (1983) Changing patterns of sediment accumulation in a small lake in Scania, southern Sweden. In: Meriläinen J, Huttunen P, Battarbee RW (eds) *Paleolimnology*. Springer Netherlands, pp 59–64

DEBRET M, CHAPRON E, DESMET M, ET AL. (2010) North western Alps Holocene paleohydrology recorded by flooding activity in Lake Le Bourget, France. *Quaternary Science Reviews* 29:2185–2200.

DEBRET M, DESMET M, BALSAM W, ET AL. (2006) Spectrophotometer analysis of Holocene sediments from an anoxic fjord: Saanich Inlet, British Columbia, Canada. *Marine Geology* 229:15–28. doi: 10.1016/j.margeo.2006.01.005

DELAYGUE G, BARD E, (2011) An Antarctic view of Beryllium-10 and solar activity for the past millennium. *Climate Dynamics* 36:2201–2218.

DEMENOCAL P, ORTIZ J, GUILDERSON T, ET AL. (2000) Abrupt onset and termination of the African Humid Period : rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Reviews* 19:347–361.

DEUTSCH C, BRIX H, ITO T, ET AL. (2011) Climate-Forced Variability of Ocean Hypoxia. *Science* 333:336–339. doi: 10.1126/science.1202422

DIAZ RJ, ROSENBERG R (2008) Spreading Dead Zones and Consequences for Marine Ecosystems. *Science* 321:926–929. doi: 10.1126/science.1156401

DIAZ RJ (2001) Overview of Hypoxia around the World. *Journal of Environment Quality* 30:275. doi: 10.2134/jeq2001.302275x

DIAZ RJ, ROSENBERG R (1995) Marine benthic hypoxia: A review of its ecological effects and the behavioural responses of benthic macrofauna. *Oceanography and marine biology annual review* 33:245–303.

DOKULIL MT, JAGSCH A, GEORGE GD, ET AL. (2006) Twenty years of spatially coherent deepwater warming in lakes across Europe related to the North Atlantic Oscillation. *Limnology and oceanography* 51:2787–2793.

DOMAIZON I, SAVICHTCHEVA O, DEBROAS D, ET AL. (2013) DNA from lake sediments reveals the long-term dynamics and diversity of *Synechococcus* assemblages. *Biogeosciences Discuss* 10:2515–2564. doi: 10.5194/bgd-10-2515-2013

DORIOZ JM., MEROT P., MASSA F., GRIMALDI C., POULENARD J (2008) Rôle des prairies dans les pollutions diffuses. Effet de la localisation et des bordures (haies, dispositifs enherbés, berges) Fourrages n°192 (409, 422)

DORIOZ JM., WANG D., POULENARD J., TREVISAND D (2006) The effect of grass buffer strips on phosphorus dynamics - A critical review and synthesis as a basis for application in agricultural landscapes, in France. *Agric. Ecosyst. Environ.*, 117, p. 4-21

DORIOZ JM, QUETIN P, LAZZAROTTO JA, ET AL. (2004) Bilan du phosphore dans un bassin versant du lac Léman : Conséquences pour la détermination de l'origine des flux exportés. *Revue des sciences de l'eau* 17:329. doi: 10.7202/705537ar

DOUGLAS S, BEVERIDGE TJ (1998) Mineral formation by bacteria in natural microbial communities. *FEMS Microbiology Ecology* 26:79–88. doi: 10.1111/j.1574-6941.1998.tb00494.x

DOUTRIAUX E (2008) Est-il possible d'utiliser les ouvrages de la CNR pour abaisser les niveaux d'eau, in : *Le Rhône en 100 questions*, BRAVARD J.-P., CLEMENS, A., Editors, GRAIE, Villeurbanne, France, p 52-55.

DOUTRIAUX E AND COUVERT B (2008) Les sédiments s'accumulent-ils dans les aménagements hydroélectriques du Rhône, in : *Le Rhône en 100 questions*, BRAVARD J.-P., CLEMENS, A., Editors, GRAIE, Villeurbanne, France, p 52-55.

DOWNING JA, PRAIRIE YT, COLE JJ, ET AL. (2006) The global abundance and size distribution of lakes, ponds, and impoundments. *Limnology and oceanography* 51:2388–2397.

DREAL D (2012) Régionale de l'Environnement, de l'aménagement, et du logement. *Climat actuel en Rhône-alpes et projections climatiques XXIème siècle*.

DRESSLER M, HÜBENER T, GÖRS S, ET AL. (2006) Multi-proxy Reconstruction of Trophic State, Hypolimnetic Anoxia and Phototrophic Sulphur Bacteria Abundance in a Dimictic Lake in Northern Germany over the past 80 Years. *Journal of Paleolimnology* 37:205–219. doi: 10.1007/s10933-006-9013-x

DUPÂQUIER J (1996) Histoire de la population française. PUF 51:1251–1254.

DURAND Y, LATERNER M, GIRAUD G, ET AL. (2009) Reanalysis of 44 Yr of Climate in the French Alps (1958–2002): Methodology, Model Validation, Climatology, and Trends for Air Temperature and Precipitation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 48:429–449. doi: 10.1175/2008JAMC1808.1

E

- EILERS JM, GLASS GE, WEBSTER KE, ROGALLA JA (1983) Hydrologic Control of Lake Susceptibility to Acidification. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 40:1896–1904. doi: 10.1139/f83-220
- ELLIOTT JM (1990) The need for long-term investigations in ecology and the contribution of the Freshwater Biological Association. *Freshwater Biology* 23:1–5. doi: 10.1111/j.1365-2427.1990.tb00250.x
- ELMGREN R (2012) Eutrophication: Political backing to save the Baltic Sea. *Nature* 487:432–432. doi: 10.1038/487432d
- ENGSTROM DR, ROSE NL (2013) A whole-basin, mass-balance approach to paleolimnology. *J Paleolimnol* 49:333–347. doi: 10.1007/s10933-012-9675-5
- ENGSTROM D.R., SWAIN E.B., 1986. The chemistry of lake sediments in time and space. *Hydrobiologia* 143: 37-44.
- EVANS RD, RIGLER FH (1980) Measurement of Whole Lake Sediment Accumulation and Phosphorus Retention Using Lead-210 Dating. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 37:817–822. doi: 10.1139/f80-110

F

- FAHRIN HP, RAPIN F (1984) modélisation du cycle du phosphore dans le léman. Rapport CISALB, 18 p.
- FERRATON M, (2011) Systèmes territoriaux, développement durable, aide à la décision. Mémoire de Master. Université Jean Monnet. 85p.
- FIADAIRO M., STRICKLAND J. D. H., (1968) Nitrate reduction and the occurrence of a deep nitrite maximum in the ocean of the west coast of south America. *J. Mur. Res.*, 26, 187-201.
- FOLEY B, JONES ID, MABERLY SC, RIPPEY B (2012) Long-term changes in oxygen depletion in a small temperate lake: effects of climate change and eutrophication. *Freshwater Biology* 57:278–289. doi: 10.1111/j.1365-2427.2011.02662.x
- FOSTER G, RAHMSTORF S (2011) Global temperature evolution 1979–2010. *Environ Res Lett* 6:044022. doi: 10.1088/1748-9326/6/4/044022
- FRANCUS P, VON SUCHODOLETZ H, DIETZE M, ET AL. (2013) Varved sediments of Lake Yoa (Ounianga Kebir, Chad) reveal progressive drying of the Sahara during the last 6100 years. *Sedimentology* n/a–n/a. doi: 10.1111/j.1365-3091.2012.01370.x
- FRANCUS (2004) Image analysis Sediments and Paleoenvironments. *Developments in Paleoenvironmental Research*, vol 7, 330 p.

- FREI C, SCHÄR C (2001) Detection Probability of Trends in Rare Events: Theory and Application to Heavy Precipitation in the Alpine Region. *Journal of Climate* 14:1568–1584. doi: 10.1175/1520-0442(2001)014<1568:DPOTIR>2.0.CO;2
- FREI C AND SCHÄR C (2001) Detection probability of trends in rare events: theory and application to heavy precipitation in the alpine region. *J Clim* 14:1568–1584
- FRONVAL T, JANSEN E (1997) Eemian and Early Weichselian (140–60 ka) Paleooceanography and paleoclimate in the Nordic Seas with comparisons to Holocene conditions. *Paleoceanography* 12:443–462. doi: 10.1029/97PA00322
- FROSSARD V, VERNEAUX V, MILLET L, JENNY JP, ARNAUD F, MAGNY M, PERGA ME. (2013) Reconstructing long-term changes (150 years) in the metabolism of a clearwater lake using carbon isotope ($\delta^{13}\text{C}$) of chironomid and cladoceran remains. *Limnology and Oceanography*. Soumis
- FROSSARD V, VERNEAUX V, MILLET L, JENNY JP, ARNAUD F, MAGNY M, PERGA ME. (2013) Long-term depth-specific responses of the chironomid community to contrasting anthropogenic pressures. *Freshwater Biology*. Soumis
- FROSSARD V, MILLET L, VERNEAUX V, JENNY JP, ARNAUD F, MAGNY M, POULENARD J, PERGA ME (2013) Multiple-depth Chironomid assemblages in cores from multiple water depths reflect oxygen-driven changes in a deep French lake over the last 150 years. *Journal of Paleolimnology*. In press
- FROSSARD V. (2013). Trajectoires écologiques des lacs d'Annecy et du Bourget au cours des 150 dernières années : Approche paléolimnologique par analyse des assemblages de Chironomidae (Diptera) et de leurs signatures isotopiques en carbone. Thèse de doctorat, Université de Besançon.

G

- GASIOROWSKI M, HERCMAN H (2005) Recent changes of sedimentation rate in three vistula oxbow lakes determined by 210Pb dating. *Geochronometria* 24:33–39
- GEEN A VAN, ZHENG Y, BERNHARD JM, ET AL. (2003) On the preservation of laminated sediments along the western margin of North America. *Paleoceanography* 18:17 PP. doi: 10.1029/2003PA000911
- GEER G DE (2002) Geochronology of the last 12,000 years. *Int Journ Earth Sciences* 91:s100–s110. doi: 10.1007/s00531-002-0287-6

- GIGUET-COVEX C, ARNAUD F, ENTERS D, ET AL. (2012) Frequency and intensity of high-altitude floods over the last 3.5 ka in northwestern French Alps (Lake Anterne). *Quaternary Research* 77:12–22. doi: 10.1016/j.yqres.2011.11.003
- 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* 21:651–665. doi: 10.1177/0959683610391320
- GIGUET-COVEX C, ARNAUD F, POULENARD J, ET AL. (2010a) Sedimentological and geochemical records of past trophic state and hypolimnetic anoxia in large, hard-water Lake Bourget, French Alps. *Journal of Paleolimnology* 43:171–190.
- GIGUET-COVEX C (2010b) Contribution des sédiments laminés lacustres à l'étude des changements environnementaux Holocène : approche couplée sédimentologique/géochimique à haute résolution : application à deux lacs nord-alpins. Thèse de doctorat, Université de Savoie, 313 p.
- GILLI A, ANSELMETTI FS, GLUR L, WIRTH SB (2013) Lake Sediments as Archives of Recurrence Rates and Intensities of Past Flood Events. In: Schneuwly-Bollschweiler M, Stoffel M, Rudolf-Miklauer F (eds) *Dating Torrential Processes on Fans and Cones*. Springer Netherlands, pp 225–242
- GILLI A, ANSELMETTI F, ARIZTEGUI D, MCKENZIE JA (2003) A 600-year sedimentary record of flood events from two sub-alpine lakes (Schwendiseen, Northeastern Switzerland). *Eclogae geol Helv* 96 49–58.
- GIOVANOLI F (1990) Horizontal Transport and Sedimentation by Interflows and Turbidity Currents in Lake Geneva. In: Tilzer MM, Serruya C (eds) *Large Lakes*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp 175–195
- GIRARD-CLOS S, BASTER I, WILDI W, ET AL. (2003) Bottom-current and wind-pattern changes as indicated by Late Glacial and Holocene sediments from western Lake Geneva (Switzerland). *Eclogae Geologicae Helvetiae* 96, (suppl. 1):39–48.
- GIRARD-CLOS S (2001) Sismostratigraphie et structure sédimentaire en 3D d'un bassin lacustre, du retrait glaciaire à nos jours (Lac Léman, Suisse). Thèse doctorat. Terre et Environnement, Section des Sciences de la Terre, Université de Genève, Suisse, 102 p.
- GIULIANI Y, BRAVARD J-P, KLINGEMAN PC (1994) Morphodynamic impacts on a river affected by a hydro-electric diversion scheme : the Rhône in the Chautagne region of France. *geoca* 69:73–87. doi: 10.3406/geoca.1994.4240
- GOLDBERG, E. (1963) Geochronology with lead-210. International Atomic Energy Agency Vienna, Austria chapter radioactive dating:121–131.
- GRAHAM DW, MILEY MK, DENOYELLES F, ET AL. (2000) Alachlor transformation patterns in aquatic field mesocosms under variable oxygen and nutrient conditions. *Water Research* 34:4054–4062.
- GRANDJEAN P (1990) La régulation du Lac Léman. Hydrology in Mountainous Region. Proceedings of two Lausanne Symposia, August 1990. IAH S Publ. no. 193, 1990.
- GREGORY-EAVES I, BEISNER BE (2011) Palaeolimnological insights for biodiversity science: an emerging field. *Freshwater Biology* 56:2653–2661. doi: 10.1111/j.1365-2427.2011.02677.x
- GROLEAU A, SARAZIN G, VINÇON-LEITE B, ET AL. (2000) Tracing calcite precipitation with specific conductance in a hard water alpine lake (Lake Bourget). *Water Research* 34:4151–4160.

H

- HAMMES F, VERSTRAETE W (2002) Key roles of pH and calcium metabolism in microbial carbonate precipitation. *Re/Views in Environmental Science and Bio/Technology* 1:3–7. doi: 10.1023/A:1015135629155
- HARRIS LA, DUARTE CM, NIXON SW (2006) Allometric laws and prediction in estuarine and coastal ecology. *Estuaries and Coasts: J ERF* 29:340–344. doi: 10.1007/BF02782002
- HARTNETT HE, KEIL RG, HEDGES JI, DEVOL AH (1998) Influence of oxygen exposure time on organic carbon preservation in continental margin sediments. *Nature* 391:572–575. doi: 10.1038/35351
- HEIRI O, LOTTER AF, HAUSMANN S, KIENAST F (2003) A chironomid-based Holocene summer air temperature reconstruction from the Swiss Alps. *The Holocene* 13:477–484. doi: 10.1191/0959683603hl640ft
- HIGHTOWER M, PIERCE SA (2008) The energy challenge. *Nature* 452:285–286. doi: 10.1038/452285a
- HODELL DA, KANFOUSH SL, SHEMESH A, ET AL. (2001) Abrupt cooling of Antarctic surface waters and sea ice expansion in the South Atlantic sector of the Southern Ocean at 5000 cal yr BP. *Quaternary Research* 56:191–198.
- HOHMANN R, KIPFER R, PEETERS F, ET AL. (1997) Processes of Deep-Water Renewal in Lake Baikal. *Limnology and Oceanography* 42:841–855.
- HOWARTH RW (2002) Nutrient over-enrichment of coastal waters in the United States: Steps toward a solution. *Pew Oceans Commission* 2002.
- HSÜ KJ, KELTS KR (1978) Freshwater carbonate sedimentation in lakes. *Chemistry, Geology, Physics*. A. Lerman ed., New-York. 295–323
- HUBERT P, MARIN E, MEYBECK M, ET AL. (1970) Aspects hydrologique, géochimique et sédimentologique de la crue exceptionnelle de la Dranse du Chablais du 22 Septembre 1968. *Arch Sci Genève*, V 22 581–603.

- HUNTINGTON TG (2006) Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis. *Journal of Hydrology* 319:83–95. doi: 10.1016/j.jhydrol.2005.07.003
- HURREL JW (1995) Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperature and precipitations. *Science* 269:676–679.

I

- IPCC (2007) *Climate Change 2007 - The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC*. Cambridge University Press
- ITO T, IWAMOTO H, KAMIYA K, FUKUSHIMA T, KUMON F (2010) Use of flood chronology for detailed environmental analysis: a case study of Lake Kizaki in the northern Japanese Alps, central Japan. *Environmental Earth Sciences* 60:1607–1618.

J

- JENNY JP, ARNAUD F, DORIOZ JM, ALRIC B, SABATIER P, PERGA ME. Contrasted effects of climate change on temperate large lakes oxygen depletion. *Nature Climate Change*. In prep.
- JENNY JP, ARNAUD F, WILHELM B, SABATIER P, GIGUET COVEX C, PERGA ME (2013) Reconstruction of flood intensities and frequencies in Lake Bourget (NW French Alps) over 300 years: 4D sediment investigation. *Journal of Paleolimnology*. Soumis
- JENNY JP, ARNAUD F, DORIOZ JM, GIGUET COVEX C, FROSSARD C, SABATIER P, MILLET L, REYSS JL, TACHIKAWA K, BARD E, PIGNOL C, PERGA ME (2013) A spatiotemporal sediment investigation highlights the dynamics of hypolimnetic hypoxia in large perialpine Lake Bourget over the last 150 years. *Limnology and Oceanography*. In press
- JACQUET S, BRIAND J-F, LÉBOULANGER C, ET AL. (2005) The proliferation of the toxic cyanobacterium *Planktothrix rubescens* following restoration of the largest natural French lake (Lac du Bourget). *Harmful Algae* 4:651–672.
- JAQUET J-M, NEMBRINI G, GARCIA J, VERNET J-P (1982) The manganese cycle in Lac Léman, Switzerland: the role of Metallogenium. *Hydrobiologia* 91-92:323–340. doi: 10.1007/BF02391949
- JEPPESEN E, SØNDERGAARD M, JENSEN JP, ET AL. (2005) Lake responses to reduced nutrient loading – an analysis of contemporary long-term data from 35 case studies. *Freshwater Biology* 50:1747–1771. doi: 10.1111/j.1365-2427.2005.01415.x
- JEREMIASON JD, EISENREICH SJ, PATERSON MJ, ET AL. (1999) Biogeochemical cycling of PCBs in lakes of variable trophic status: A paired-lake experiment. *Limnology and Oceanography* 44:889–902. doi: 10.4319/lo.1999.44.3_part_2.0889

- JONES N (2011) Human influence comes of age. *Nature News* 473:133–133. doi: 10.1038/473133a
- JOUZEL J, MASSON-DELMOTTE V, CATTANI O, ET AL. (2007) Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 Years. *Science* 317:793–796. doi: 10.1126/science.1141038
- JUGGINS S (2013) Quantitative reconstructions in palaeolimnology: new paradigm or sick science? *Quaternary Science Reviews* 64:20–32. doi: 10.1016/j.quascirev.2012.12.014

K

- KARL TR, TRENBERTH KE (2003) Modern Global Climate Change. *Science* 302:1719–1723. doi: 10.1126/science.1090228
- KARL DM (2000) Aquatic ecology: Phosphorus, the staff of life. *Nature* 406:31–33. doi: 10.1038/35017683
- KREMER K, SIMPSON G, GIRARD-CLOS S (2012) Giant Lake Geneva tsunami in AD 563. *Nature Geoscience*. doi: 10.1038/ngeo1618
- KRISHNASWAMY S, LAL D, MARTIN JM, MEYBECK M (1971) Geochronology of lake sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 11:407–414. doi: 10.1016/0012-821X(71)90202-0

L

- LACROIX G, DANGER M (2008) Des réseaux trophiques au fonctionnement des écosystèmes lacustres : vers une intégration de l'hétérogénéité et de la complexité. *Rev Sci Eau* 21:155. doi: 10.7202/018464ar
- LAPOINTE F, FRANCOIS P, LAMOUREAUX SF, SAÏD M, CUVEN S (2012) 750 years of large rainfall events inferred from particle size at East Lake, Cape Bounty, Melville Island, Canada. *Journal of Paleolimnology*, 48 (1), 159-173.
- LAZZAROTTO J, RAPIN F (2009) Physical-chemical changes in the waters of lake Geneva. *Campagne 2008*. 33–58.
- LE C, ZHA Y, LI Y, ET AL. (2010) Eutrophication of Lake Waters in China: Cost, Causes, and Control. *Environmental Management* 45:662–668. doi: 10.1007/s00267-010-9440-3
- LEAVITT PR, FRITZ SC, ANDERSON NJ, ET AL. (2009) Paleolimnological evidence of the effects on lakes of energy and mass transfer from climate and humans. *Limnology and Oceanography* 54:2330–2348. doi: 10.4319/lo.2009.54.6_part_2.2330
- LEMING TD, STUNTZ WE (1984) Zones of coastal hypoxia revealed by satellite scanning have implications for strategic fishing. *Nature* 310:136–138. doi: 10.1038/310136a0

- LIKENS G, PETERSON BJ, COLE JJ (1985) G. E. Likens (ed.). An Ecosystem Approach to Aquatic Ecology: Mirror Lake and Its Environment. Springer-Verlag New York, Inc. 175 p.
- LIU W, ZHANG Q, LIU G (2010) Lake eutrophication associated with geographic location, lake morphology and climate in China. *Hydrobiologia* 644:289–299.
- LIVINGSTONE DM (2003) Impact of Secular Climate Change on the Thermal Structure of a Large Temperate Central European Lake. *Climatic Change* 57:205–225. doi: 10.1023/A:1022119503144
- LIVINGSTONE DM (1997) An example of the simultaneous occurrence of climate-driven sawtooth deep-water warming/cooling episodes in several Swiss lakes. *Verhandlungen - Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie* 26:822–828.
- LOIZEAU J-L, DOMINIK J (2000) Evolution of the Upper Rhone River discharge and suspended sediment load during the last 80 years and some implications for Lake Geneva. *Aquatic Sciences* 62:54. doi: 10.1007/s000270050075
- LOIZEAU J-L, DOMINIK J, LUZZI T, VERNET J-P (1997) Sediment Core Correlation and Mapping of Sediment Accumulation Rates in Lake Geneva (Switzerland, France) Using Volume Magnetic Susceptibility. *Journal of Great Lakes Research* 23:391–402. doi: 10.1016/S0380-1330(97)70921-3
- LOTTER AF (2001) The palaeolimnology of Soppensee (Central Switzerland), as evidenced by diatom, pollen, and fossil-pigment analyses. *Journal of Paleolimnology* 25:65–79.
- LOTTER AF (1998) The recent eutrophication of Baldeggersee (Switzerland) as assessed by fossil diatom assemblages. *The Holocene* 8:395–405.
- LOTTER AF, BIRKS HJB, HOFMANN W, MARCHETTO A (1998) Modern diatom, cladocera, chironomid, and chrysophyte cyst assemblages as quantitative indicators for the reconstruction of past environmental conditions in the Alps. II. Nutrients. *Journal of Paleolimnology* 19:443–463.
- LOTTER AF, BIRKS HJB (1997) The separation of the influence of nutrients and climate on the varve time-series of baldeggersee, Switzerland. *Aquatic Science* 59:362–375. doi: 10.1007/BF02522364
- LUCIA LIMA A., BRADFORD HUBENY J., REDDY C.M., KING J.W., HUGHEN K.A., EGLINTON T.I., (2005) High resolution historical records from Pettaquamscutt River basin sediment: 210 Pb and varve chronologies validate record of 137Cs released by the Chernobyl accident. *Geochim et Cosmochim Acta* 69: 1803- 1812
- LUTERBACHER J, XOPLAKI E, DIETRICH D, JONES PD, DAVIES TD, PORTIS D, GONZALEZ-ROUCO JF, VON STORCH H, GYALISTRAS D, CASTY C, WANNER H (2002) Extending North Atlantic Oscillation Reconstructions Back to 1500. *Atmospheric Science Letters*, 2:114–124.
- MAGNY M, BÉGEOT C, GUIOT J, PEYRON O (2003) Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases. *Quaternary Science Reviews* 22:1589–1596.
- MANALT F (1998) Enregistrement lacustre de la dernière déglaciation dans les Alpes Nord-Occidentales. Le remplissage sédimentaire du lac d'Annecy (Haute Savoie). Thèse de doctorat, Université de Chambéry
- MARCOTT SA, SHAKUN JD, CLARK PU, MIX AC (2013) A Reconstruction of Regional and Global Temperature for the Past 11,300 Years. *Science* 339:1198–1201. doi: 10.1126/science.1228026
- MCCARTY JP (2001) Consecuencias Biológicas de Cambios Climáticos Recientes. *Conservation Biology* 15:320–331. doi: 10.1046/j.1523-1739.2001.015002320.x
- MICHON T., G.M. SAULNIER, AND W. CASTAINGS (2013), Is a rainfall input estimation indispensable ? Two methods for an advanced discharge information content exploiting, *Water Resources Research*. Soumis
- MEA (2005) Millennium Ecosystem Assessment Global assessment Report. Island Press, Island Press
- MECKLER AN, SCHUBERT CJ, COWIE GL, ET AL. (2004) New organic matter degradation proxies: Valid in lake systems? *Limnology and oceanography* 49:2023–2033.
- MEIRE L, SOETAERT KER, MEYSMAN FJR (2012) Impact of global change on coastal hypoxia. *Biogeosciences Discuss* 9:14889–14943. doi: 10.5194/bgd-9-14889-2012
- MEYBECK M (1995) Les lacs et leur bassin. *Limnologie générale* 6–59.
- MEYBECK M, BLANC P, MOULHERAC AE, CORVI C (1991) Chemical evidence of water movements in the deepest part of Lake Lemane (Lake Geneva). *Aquatic Sciences* 53:273–289. doi: 10.1007/BF00877137
- MICHEL H, BARCI-FUNEL G, DALMASSO J, ET AL. (2001) Plutonium, americium and cesium records in sediment cores from Blelham Tarn, Cumbria (UK). *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 247:107–110.
- MILLET L, GIGUET-COVEX C, VERNEAUX V, ET AL. (2010) Reconstruction of the recent history of a large deep prealpine lake (Lake Bourget, France) using subfossil chironomids, diatoms, and organic matter analysis: towards the definition of a lake-specific reference state. *J Paleolimnol* 44:963–978. doi: 10.1007/s10933-010-9467-8
- MILLY PCD, WETHERALD RT, DUNNE KA, DELWORTH TL (2002) Increasing risk of great floods in a changing climate. *Nature* 415:514–517. doi: 10.1038/415514a

MIQUET A (1997) Regulation of the lac du Bourget (French Alps) : environmental impact of new management rules. *rga* 85:11–21. doi: 10.3406/rga.1997.3907

MOSCARIELLO A (1996) Quaternary geology of the Geneva Bay (Lake Geneva, Switzerland): Sedimentary record, palaeoenvironmental and palaeoclimatic reconstruction since the last glacial cycle. Section des sciences de la terre, Université de Genève

MULDER, T, AND E. CHAPRON (2011) Flood deposits in continental and marine environments: Character and significance, in R. M. Slatt and C. Zavala, eds., *Sediment transfer from shelf to deep water - Revisiting the delivery system: AAPG Studies in Geology* 61, pp 1–30.

MULDER T, MIGEON S, SAVOYE B, FAUGÈRES JC (2001) Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents? *Geo-Marine Letters* 21, 86–93.

MÜLLER B, BRYANT LD, MATZINGER A, WÜEST A (2012) Hypolimnetic Oxygen Depletion in Eutrophic Lakes. *Environ Sci Technol* 46:9964–9971. doi: 10.1021/es301422r

MÜNICH RE GROUP (2003a). Annual review: natural catastrophes 2002. Munich Re Group, Munich, Germany. p 62

N

NIXON SW (1995) Coastal marine eutrophication: a definition, social causes, and future concerns. *Ophelia* 41:199–219.

NIXON SW, OVIATT CA, FRITHSEN J, SULLIVAN B (1986) Nutrients and the productivity of estuarine and coastal marine ecosystems. *Journal Of The Limnological Society Of Southern Africa* 12:43–71.

NAFFRECHOUX E, COTTIN N, JENNY JP, PIGNOL C, ARNAUD F, PERGA ME. Historical profiles of PCB in dated sediment cores from the two greater french alpine lakes (Bourget and Annecy). In prep.

NOMADE J (2005) Chronologie et sédimentologie du remplissage du lac d'Annecy depuis le Tardiglaciaire: Implications paléoclimatologiques et paléohydrologiques. Mémoires, Thèses et HDR, Centre pour la communication scientifique directe

O

O'REILLY CM, ALIN SR, PLISNIER P-D, ET AL. (2003) Climate change decreases aquatic ecosystem productivity of Lake Tanganyika, Africa. *Nature* 424:766–768. doi: 10.1038/nature01833

OCDE (1982) Organisation de coopération et de développement. Eutrophisation Des Eaux: Méthodes de Surveillance, D'évaluation Et de Lutte. Organisation de Coopération et de Développement Economiques, 164 p.

OKSANEN, J.; F.G. BLANCHET, R. KINDT, P. LEGENDRE, P.R. MINCHIN, R.B. O'HARA, G.L. SIMPSON, P. SOLYMOS, M.H.H. STEVENS, H.WAGNER (2011) Package 'vegan' version 2.0-2

ORTIZ JD, RACK FR (1999) Non-Invasive Sediment Monitoring Methods. In: Abrantes F, Mix AC (eds) *Reconstructing Ocean History*. Springer US, pp 343–380

P

PAERL HW, III RSF (2006) Ecology of Harmful Cyanobacteria. In: Granéli PDE, Turner PDJT (eds) *Ecology of Harmful Algae*. Springer Berlin Heidelberg, pp 95–109

PALL P, AINA T, STONE DA, ET AL. (2011) Anthropogenic greenhouse gas contribution to flood risk in England and Wales in autumn 2000. *Nature* 470:382–385. doi: 10.1038/nature09762

PARDÉ M (1928) Périodicité des grandes inondations et crues exceptionnelles. *rga* 16:499–519. doi: 10.3406/rga.1928.4457

PARÉJAS E (1929) L'épaisseur des varves dans le haut lac de Genève. *Étude hydrologique Rhôdannienne*. Naville & Cie, 97-99.

PEINERUD EK (2000) Interpretation of Si concentrations in lake sediments: three case studies. *Environmental Geology* 40:64–72. doi: 10.1007/PL00013330

PERGA M.-E. (2011) Taphonomic and early diagenetic effects on the C and N stable isotope composition of cladoceran remains: implications for paleoecological studies. *Journal of Paleolimnology* 46:203-213.

PERGA M-E (2010) A century of bottom-up- and top-down-driven changes on a lake planktonic food web: A paleoecological and paleoisotopic study of Lake Annecy, France. *Limnology and Oceanography* 55:803.

PERGA M.-E. AND GREY J (2010). Laboratory measures of isotope discrimination factors: Comments on Caut et al. (2008, 2009). *Journal of Applied Ecology*. 47, 942-947 [4]

PINGLOT JF, POURCHET M (1995) Radioactivity measurements applied to glaciers and lake sediments. *Science of The Total Environment* 173-174:211–223. doi: 10.1016/0048-9697(95)04779-4

POULENARD J, DORIOZ JM, ET ELSASS F (2008) Analytical electron-microscopy fractionation of fine and colloidal particulate-phosphorus in riverbed and suspended sediment. *Aquatic Geochemistry* (2008) 14:193–210.

POLUNIN NVC (2008) Aquatic ecosystems: trends and global prospects. 482 pp.

POSCH T, KÖSTER O, SALCHER MM, PERNTHALER J (2012) Harmful filamentous cyanobacteria favoured by reduced water turnover with lake warming. *Nature Climate Change* 2:809–813. doi: 10.1038/nclimate1581

PRETTY JN, MASON CF, NEDWELL DB, ET AL. (2003) Environmental Costs of Freshwater Eutrophication in England and Wales. *Environ Sci Technol* 37:201–208. doi: 10.1021/es020793k

Q

QIU J (2010) Phosphate fertilizer warning for China. *Nature News*. doi: 10.1038/news.2010.498

R

RABALAIS NN, TURNER RE, DIAZ RJ, JUSTIC D (2009) Global change and eutrophication of coastal waters. *ICES Journal of Marine Science* 66:1528–1537. doi: 10.1093/icesjms/fsp047

RABALAIS NN (2003) Eutrophication of Freshwater and Coastal Marine Ecosystems. *Environ Sci* 10:115–135.

RABALAIS NN, TURNER RE, WISEMAN, JR WJ (2002) Gulf of Mexico hypoxia, A.K.A. “The Dead Zone.” *Annual Review of Ecology and Systematics* 235–263.

RABALAIS NN, TURNER RE, UNION AG (2001) Coastal hypoxia: consequences for living resources and ecosystems. *Coastal and estuarine studies*. American Geophysical Union, vol. 58, 464 p.

RABALAIS NN, TURNER RE, WISEMAN, JR WJ, DORTCH Q (1998) Consequences of the 1993 Mississippi River flood in the Gulf of Mexico. *Regulated Rivers: Research & Management* 14:161–177. doi: 10.1002/(SICI)1099-1646(199803/04)14:2<161::AID-RRR495>3.0.CO;2-J

RAIBLE CC, YOSHIMORI M, STOCKER TF, CASTY C (2007) Extreme midlatitude cyclones and their implications for precipitation and wind speed extremes in simulations of the Maunder Minimum versus present day conditions. *Climate Dynamics* 28:409–423.

RAJENDRA K, PACHAURI K, REISINGER A (2007) GIEC; Groupe d’experts intergouvernemental sur l’évolution du climat. Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d’évaluation du Groupe d’experts intergouvernemental sur l’évolution du climat. 103.

RENBERG I, BINDLER R, BRÄNVALL ML (2001) Using the historical atmospheric lead-deposition record as a chronological marker in sediment deposits in Europe. *The Holocene* 11(5):511–516

REVEL-ROLLAND M, ARNAUD F, CHAPRON E, ET AL. (2005) Sr and Nd isotopes as tracers of clastic sources in Lake Le Bourget sediment (NW Alps, France) during the Little Ice Age: Palaeohydrology implications. *Chemical Geology* 224:183–200.

RICHTER TO, GAAST S VAN DER, KOSTER B, ET AL. (2006) The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments. Geological Society, London, Special Publications 267:39–50. doi: 10.1144/GSL.SP.2006.267.01.03

RINALDI S, SCHEFFER M (2000) Geometric Analysis of Ecological Models with Slow and Fast Processes. *Ecosystems* 3:507–521. doi: 10.1007/s100210000045

ROBERTS KL, EATE VM, EYRE BD, ET AL. (2012) Hypoxic events stimulate nitrogen recycling in a shallow salt-wedge estuary: The Yarra River Estuary, Australia. *Limnology and Oceanography* 57:1427–1442. doi: 10.4319/lo.2012.57.5.1427

ROBERTS JJ, HÖÖK TO, LUDSIN SA, ET AL. (2009) Effects of hypolimnetic hypoxia on foraging and distributions of Lake Erie yellow perch. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 381:S132–S142. doi: 10.1016/j.jembe.2009.07.017

ROYCHOUDHURY AN, KOSTKA JE, VAN CAPPELLEN P (2003) Pyritization: a palaeoenvironmental and redox proxy reevaluated. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 57:1183–1193. doi: 10.1016/S0272-7714(03)00058-1

S

SCHEFFER M, BASCOMPTE J, BROCK WA, ET AL. (2009) Early-warning signals for critical transitions. *Nature* 461:53–59. doi: 10.1038/nature08227

SCHEFFER M, CARPENTER SR (2003) Catastrophic regime shifts in ecosystems: linking theory to observation. *Trends in Ecology & Evolution* 18:648–656. doi: 10.1016/j.tree.2003.09.002

SCHEFFER M, CARPENTER S, FOLEY JA, ET AL. (2001) Catastrophic shifts in ecosystems. *Nature* 413:591–596. doi: 10.1038/35098000

SCHELSKE CL, LOWE EF, BAITOE LE, ET AL. (2005) Abrupt biological response to hydrologic and land-use changes in Lake Apopka, Florida, USA. *Ambio* 34:192–198.

SCHIEFER E, GILBERT R, HASSAN MA (2011) A lake sediment-based proxy of floods in the Rocky Mountain Front Ranges, Canada. *Journal of Paleolimnology* 45:137–149

SCHINDLER DW (2006) Recent advances in the understanding and management of eutrophication. *Limnology and oceanography* 51:356–363.

SCHINDLER DW (1977) Evolution of Phosphorus Limitation in Lakes. *Science* 195:260–262. doi: 10.1126/science.195.4275.260

SCHMIDL J, SCHMUTZ C, FREI C, ET AL. (2002) Mesoscale precipitation variability in the region of the European Alps during the 20th century. *International Journal of Climatology* 22:1049–1074. doi: 10.1002/joc.769

T

- SCHOUMANS OF, CHARDON WJ, BECHMANN M, ET AL. (2011) Mitigation options for reducing nutrient emissions from agriculture. A study amongst European member states of cost action 869. 144.
- SHIMODA Y, AZIM ME, PERHAR G, ET AL. (2011) Our current understanding of lake ecosystem response to climate change: What have we really learned from the north temperate deep lakes? *Journal of Great Lakes Research* 37:173–193. doi: 10.1016/j.jglr.2010.10.004
- SILA, SYNDICAT MIXTE DU LAC D'ANNECY (2008) Rapport de suivi scientifique du lac d'Annecy. 68p.
- SIMPSON GL, ANDERSON NJ (2009) Deciphering the effect of climate change and separating the influence of confounding factors in sediment core records using additive models. *Limnology and oceanography*. American Society of Limnology and Oceanography, pp 2529–2541
- SMITH VH, SCHINDLER DW (2009) Eutrophication science: where do we go from here? *Trends Ecol Evol (Amst)* 24:201–207. doi: 10.1016/j.tree.2008.11.009
- SMITH VH (2003) Eutrophication of freshwater and coastal marine ecosystems a global problem. *Environmental Science and Pollution Research* 10:126–139. doi: 10.1065/espr2002.12.142
- SMITH J.T., APPLEBY P.G., HILTON J., RICHARDSON N (1997) Inventories and fluxes of ^{10}Pb , ^{137}Cs and ^{241}Am determined from the soils of three small catchments in Cumbria, UK. *Journal of Environmental Radioactivity* 37: 127–142.
- SMOL JP (2009) *Pollution of Lakes and Rivers: A Paleoenvironmental Perspective*. John Wiley & Sons
- SMOL J (2002) *Pollution of Lakes and Rivers*, 1st ed. A Hodder Arnold Publication
- SPAN D, ARBOUILLE D, HOWA H, VERNET J-P (1990) Variation of nutrient stocks in the superficial sediments of Lake Geneva from 1978 to 1988. *Hydrobiologia* 207:161–166. doi: 10.1007/BF00041453
- SPAN D, DOMINIK J, LOIZEAU JL, ET AL. (1992) Phosphorus trapping by turbidites in deep-lake sediments. *Chemical Geology* 102:73–82. doi: 10.1016/0009-2541(92)90147-W
- STOW CA, QIAN SS, CRAIG JK (2005) Declining Threshold for Hypoxia in the Gulf of Mexico. *Environ Sci Technol* 39:716–723. doi: 10.1021/es049412o
- STRAILE D, JÖHNK K, ROSSKNECHT H (2003) Complex Effects of Winter Warming on the Physicochemical Characteristics of a Deep Lake. *Limnology and Oceanography* 48:1432–1438.
- STURM M, MATTER A (1978) Turbidites and Varves in Lake Brienz (Switzerland): Deposition of Clastic Detritus by Density Currents. *Modern and Ancient Lake Sediments*. Blackwell Publishing Ltd., pp 147–168
- TADONLÉKÉ R (2010) Evidence of warming effects on phytoplankton productivity rates and their dependence on eutrophication status. *Limnology And Oceanography* 55:973–982. doi: 10.4319/lo.2010.55.3.0973
- THOM R (1990) *Apologie du logos, Histoire et Philosophie des Sciences*. Hachette
- TILMAN D, CASSMAN KG, MATSON PA, ET AL. (2002) Agricultural sustainability and intensive production practices. *Nature* 418:671–677. doi: 10.1038/nature01014
- TJALLINGII R, RÖHL U, KÖLLING M, BICKERT T (2007) Influence of the water content on X-ray fluorescence core-scanning measurements in soft marine sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8:n/a–n/a. doi: 10.1029/2006GC001393
- TRENBERTH KE AND DAI A (2007) Effects of Mount Pinatubo volcanic eruption on the hydrological cycle as an analog of geoengineering: *Geophys. Res. Lett.*, 34(15), Art. No. L15702
- TRIBOVILLARD N., BOUT-ROUMAZEILLES V., SINNEAU T., MONTERO-SERRANO JC, RIBOULLEAU A., BAUDIN F (2009) Does a strong pycnocline impact organic-matter preservation and accumulation in an anoxic setting? The case of the Orca Basin, Gulf of Mexico. *C. R. Geoscience*, 341, 1–9, doi: 10.1016/j.crte.2008.10.002.
- TRIBOVILLARD N, ALGEO TJ, LYONS T, RIBOULLEAU A (2006) Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update. *Chemical Geology* 232:12–32. doi: 10.1016/j.chemgeo.2006.02.012
- TYLMANN W (2005) Lithological and geochemical record of anthropogenic changes in recent sediments of a small and shallow lake (Lake Pusty Staw, northern Poland). *Journal of Paleolimnology* 33:313–325. doi: 10.1007/s10933-004-5506-7
- TYLMANN W (2004) Estimating recent sedimentation rates using ^{210}Pb on the example of morphologically complex lake (Upper Lake Raduńskie, N Poland). *Geochronometria* 23:21–26.

V

- VAQUER-SUNYER R, DUARTE CM (2008) Thresholds of hypoxia for marine biodiversity. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. doi: 10.1073/pnas.0803833105
- VENABLES WN, RIPLEY BD (2002) *Modern Applied Statistics with S*. Springer ISBN 0-387-95457-0, 2002.
- VERNET J-P, DOMINIK J, FAVARGER PY (1983) Texture and sedimentation rates in Lake Geneva. *Geo* 5:143–149. doi: 10.1007/BF02381272

- VIKTORSSON L, EKEROTH N, NILSSON M, ET AL. (2012) Phosphorus recycling in sediments of the Central Baltic Sea. *Biogeosciences Discuss* 9:15459–15500. doi: 10.5194/bgd-9-15459-2012
- VIOLLET P-L (2005) Histoire de l'énergie hydraulique: Moulins, pompes, roues et turbines de l'Antiquité au XXe siècle. Presses des Ponts
- VITOUSEK PM, MOONEY HA, LUBCHENCO J, MELILLO JM (1997) Human Domination of Earth's Ecosystems. *Science* 277:494–499. doi: 10.1126/science.277.5325.494
- VOLLENWEIDER DRA (1975) Input-output models. *Schweiz Z Hydrologie* 37:53–84. doi: 10.1007/BF02505178
- VOLLENWEIDER RA, Development O for EC and, Directorate O for EC and DE (1970) Scientific fundamentals of the eutrophication of lakes and flowing waters, with particular reference to nitrogen and phosphorus as factors in eutrophication. Organisation for Economic Co-operation and Development
- VONLANTHEN P, BITTNER D, HUDSON AG, ET AL. (2012) Eutrophication causes speciation reversal in whitefish adaptive radiations. *Nature* 482:357–362. doi: 10.1038/nature10824
- VON GUNTEN L., GROSJEAN M., BEER J., GROB P., MORALES A., URRUTIA R (2009) Age modeling of young non-varved lake sediments: methods and limits. Examples from two lakes in Central Chile. *Journal of Paleolimnology* 42: 401-412.
- W**
-
- WALLISER B (1977) Systèmes et modèles: introduction critique à l'analyse de système. Éditions du Seuil, ISBN 2-02-004638-5. 245 p.
- WALTHER G-R, POST E, CONVEY P, ET AL. (2002) Ecological responses to recent climate change. *Nature* 416:389–395. doi: 10.1038/416389a
- WALTHER G-R, BURGA CA, EDWARDS PJ (2001) "Fingerprints" of Climate Change: Adapted Behaviour and Shifting Species Ranges. Springer. ISBN-10: 030646716X. 338 p.
- WANNER H, RICKLI R, SALVISBERG E, SCHMUTZ C, SCHIEPP M, (1997) Global Climate Change and Variability and its Influence on Alpine Climate - Concepts and Observations. *Theoretical Applied Climatology* 58:221-243.
- WANG R, DEARING JA, LANGDON PG, ET AL. (2012) Flickering gives early warning signals of a critical transition to a eutrophic lake state. *Nature*. doi: 10.1038/nature11655
- WATERS MN, SMOAK JM, SAUNDERS CJ (2012) Historic primary producer communities linked to water quality and hydrologic changes in the northern Everglades. *Journal of Paleolimnology* 49:67–81. doi: 10.1007/s10933-011-9569-y
- WIGLEY TML (1985) Climatology: Impact of extreme events. *Nature* 316:106–107. doi: 10.1038/316106a0
- WILHELM B., F. ARNAUD, P. SABATIER, O. MAGAND, E. CHAPRON, T. COURP, K. TACHIKAWA, B. FANGET, E. MALET, C. PIGNOL, E. BARD, J.J. DELANNOY (2013) Palaeoflood activity and climate change over the last 1400 years recorded by lake sediments in the NW European Alps, *Journal of Quaternary Science* 28(2) : 189–199
- WILHELM B, ARNAUD F, ENTERS D, ET AL. (2012a) Does global warming favour the occurrence of extreme floods in European Alps? First evidences from a NW Alps proglacial lake sediment record. *Climatic Change* 113:563–581. doi: 10.1007/s10584-011-0376-2
- WILHELM B, ARNAUD F, SABATIER P, ET AL. (2012b) 1400 years of extreme precipitation patterns over the Mediterranean French Alps and possible forcing mechanisms. *Quaternary Research* 78:1–12. doi: 10.1016/j.yqres.2012.03.003
- WILLIAMS JDH, SHEAR H, THOMAS RL (1980) Availability to *Scenedesmus quadricauda* of Different Forms of Phosphorus in Sedimentary Materials from the Great Lakes. *Limnology and Oceanography* 25:1–11.
- WILLIAMSON CE, SAROS JE, VINCENT WF, SMOL JP (2009) Lakes and reservoirs as sentinels, integrators, and regulators of climate change. *Limnology and Oceanography* 54:2273–2282. doi: 10.4319/lo.2009.54.6_part_2.2273
- WOLFE AP, HOBBS WO, BIRKS HH, ET AL. (2013) Stratigraphic expressions of the Holocene–Anthropocene transition revealed in sediments from remote lakes. *Earth-Science Reviews* 116:17–34. doi: 10.1016/j.earscirev.2012.11.001
- WOOD S (2006) Generalized additive models: an introduction with R. Chapman and Hall/CRC Press
- WRONA FJ, PROWSE TD, REIST JD, ET AL. (2006) Climate change effects on aquatic biota, ecosystem structure and function. *Ambio* 35:359–369.
- WUETHRICH B (2000) How Climate Change Alters Rhythms of the Wild. *Science* 287:793–795. doi: 10.1126/science.287.5454.793
- Z**
-
- ZEILEIS A, KLEIBER C, KRÄMER W, HORNİK K (2003) Testing and dating of structural changes in practice. *Computational Statistics & Data Analysis* 44:109–123. doi: 10.1016/S0167-9473(03)00030-6
- ZOLITSCHKA B, ENTERS D (2009) Lacustrine Sediments. In: Gornitz V (ed) *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp 486–488

Annexes

1. Enumération des communautés de cyanobactéries et de *Planktothrix* à partir de l'ADN fossile des sédiments.

❖ *Article : A Quantitative PCR Enumeration of Total/Toxic Planktothrix rubescens and Total Cyanobacteria in Preserved DNA Isolated from Lake Sediments*

(2011) Applied and Environmental Microbiology (AEM)

OLGA SAVICHTCHEVA¹, DIDIER DEBROAS², RAINER KURMAYER³, CLEMENT VILLAR², JEAN-PHILIPPE JENNY,⁴1 FABIEN ARNAUD,⁴ MARIE-ÉLODIE PERGA ¹ AND ISABELLE DOMAIZON^{1,*}

¹ Institut National de la Recherche Agronomique (INRA), Station d'Hydrobiologie Lacustre, Thonon les Bains, France

² Laboratoire Microorganismes: Génome & Environnement, Université Blaise Pascal Clermont, Aubière Cedex, France

³ Institute for Limnology, Austrian Academy of Sciences, Mondseestrasse 9, Mondsee, Austria

⁴ Laboratoire de l'Environnement de la Dynamique et des Territoires de Montagne, Université de Savoie, Le Bourget du Lac, France

2. Détermination des espèces de phosphore (organiques et minérales) à partir de la spectrométrie XANES appliquée aux archives sédimentaires : une reconstitution de la pédogenèse

❖ *Article : Phosphorus speciation by XANES spectrometry as a tool to reconstruct soil genesis from lake sediments*

Accepté dans *Geochimica et Cosmochimica Acta* (GCA)

CHARLINE GIGUET-COVEX^{5*}, JÉRÔME POULENARD⁵, EMILIE CHAMLIN⁶, FABIEN ARNAUD², JEAN-PHILIPPE JENNY,^{7,5} JEAN-MARCEL DORIOZ⁷

⁵ EDYTEM, Université de Savoie, CNRS Pôle Montagne, 73376 Le Bourget du Lac, France

⁶ LCME, Université de Savoie. Campus universitaire. 73376 Le Bourget du Lac, France

⁷ CARTEL, INRA - Université de Savoie. Campus universitaire. 73376 Le Bourget du Lac, France

3. Reconstitution du régime de l’oxygène dans le Lac d’Annecy à partir des assemblages de chironomes de 3 archives sédimentaires spatialisées depuis 150 ans

❖ *Article : Chironomid assemblages in cores from multiple water depths reflect oxygen-driven changes in a deep French lake over the last 150 years*

Accepté dans Journal of Paleolimnology (JOPL)

VICTOR FROSSARD,^{8*}, VALÉRIE VERNEAUX⁸, LAURENT MILLET⁸, JEAN-PHILIPPE JENNY,^{9,10} FABIEN ARNAUD¹⁰, JÉRÔME POULENARD¹⁰, JEAN-MARCEL DORIOZ⁹ AND MARIE PERGA⁹

⁸ *Laboratoire Chrono-Environnement - Université de Franche-Comté, 25030 Besançon, France*

⁹ *CARTELE, INRA - Université de Savoie. Campus universitaire, 73376 Le Bourget du Lac, France*

¹⁰ *EDYTEM, Université de Savoie, CNRS Pôle Montagne, 73376 Le Bourget du Lac, France*

4. Implication des forçages locaux dans la vulnérabilité du réseau trophique de 3 grand lacs périalpins soumis au réchauffement climatique : une rétro-observation sur 150 ans à partir d'archives sédimentaires

❖ *Article : Local forcings affect food web vulnerability and responses to climate warming in deep temperate lakes*

Accepté dans Ecology

BENJAMIN ALRIC^{11*}, JEAN-PHILIPPE JENNY,^{12,11} VINCENT BERTHON¹¹, FABIEN ARNAUD¹², CÉCILE PIGNOL¹², JEAN-LOUIS REYSS,¹³ AND MARIE PERGA¹¹

¹¹ CARTEL, INRA - Université de Savoie. Campus universitaire, 73376 Le Bourget du Lac, France

¹² EDYTEM, Université de Savoie, CNRS Pôle Montagne, 73376 Le Bourget du Lac, France

¹³ Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, F-91198 Gif-sur- Yvette, France

5. Réponses des communautés de chironomes à des pressions anthropiques contrastées : une rétro-observation sur 150 ans à partir d'archives sédimentaires

❖ *Article : Depth-specific responses of the chironomid community to contrasting anthropogenic pressures: A paleolimnological perspective from the last 150 years.*

Soumis dans *Freshwater Biology*

VICTOR FROSSARD,^{14*} VALÉRIE VERNEAUX¹⁴, LAURENT MILLET¹⁴, JEAN-PHILIPPE JENNY,^{15,16} FABIEN ARNAUD¹⁶, JÉRÔME POULENARD¹⁶, MICHEL MAGNY¹⁴ AND MARIE PERGA¹⁵

¹⁴ Laboratoire Chrono-Environnement - Université de Franche-Comté, 25030 Besançon, France

¹⁵ CARTEL, INRA - Université de Savoie. Campus universitaire, 73376 Le Bourget du Lac, France

¹⁶ EDYTEM, Université de Savoie, CNRS Pôle Montagne, 73376 Le Bourget du Lac, France

6. Evolution des sources du carbone dans le lac d'Annecy depuis 150 ans : reconstitution à partir des isotopes ($\delta^{13}\text{C}$) stables extraits des archives sédimentaires

- ❖ *Article : Reconstructing long-term changes (150 years) in the metabolism of a clear water lake using the stable carbon isotope composition ($\delta^{13}\text{C}$) of chironomid and cladoceran subfossil remains*

Soumis dans *Limnology and Oceanography*

VICTOR FROSSARD,^{17*} VALÉRIE VERNEAUX¹⁷, LAURENT MILLET¹⁷, JEAN-PHILIPPE JENNY,^{18,19} FABIEN ARNAUD¹⁹, JÉRÔME POULENARD¹⁹, MICHEL MAGNY¹⁷ AND MARIE PERGA¹⁸

¹⁷ Laboratoire Chrono-Environnement - Université de Franche-Comté, 25030 Besançon, France

¹⁸ CARTEL, INRA - Université de Savoie. Campus universitaire, 73376 Le Bourget du Lac, France

¹⁹ EDYTEM, Université de Savoie, CNRS Pôle Montagne, 73376 Le Bourget du Lac, France

7. Evolution du niveau trophique dans 3 lacs périalpins depuis 150 ans : reconstitutions à partir des assemblages de diatomées extrait des archives sédimentaires

- ❖ *Article : Trophic history of French sub-alpine lakes over the last 150 years: phosphorus reconstruction and assessment of taphonomic biases.*

Accepté dans *Limnology*

VINCENT BERTHON,^{20*} ALDO MARCHETTO²¹, FRÉDÉRIC RIMET²⁰, EMMANUELLE DORMIA²⁰, JEAN-PHILIPPE JENNY,²² CÉCILE PIGNOL²², AND MARIE PERGA²⁰

²⁰ CARTELE, INRA - Université de Savoie. Campus universitaire, 73376 Le Bourget du Lac, France

²¹ CNR-ISE, Verbania Pallanza, Italy

²² EDYTEM, Université de Savoie, CNRS Pôle Montagne, 73376 Le Bourget du Lac, France

Table des illustrations

TABLE DES ILLUSTRATIONS

TABLE DES FIGURES

PREMIÈRE PARTIE : PRÉSENTATION GÉNÉRALE

Figure 1 Synthèse de l'organisation des résultats.....	21
Figure 2 Le système lac, intégrateur et enregistreur des changements externes/externes.....	26
Figure 3 Les voix d'entrées et de sorties du système lac.....	27
Figure 4 Description des varves biochimiques.....	30
Figure 5 Les environnements de dépôt.....	32
Figure 6 Evolution de la pression anthropique et climatique dans les Alpes de l'Ouest.....	35
Figure 7 Évolution de la population, du couvert forestier, des précipitations totales et des anomalies de température dans les Alpes cours des derniers 2500 ans.....	35
Figure 8 Evolution de la population depuis 1840.....	36
Figure 9 Distribution des zones hypoxiques en domaine océanique.....	39
Figure 10 Modèle du fonctionnement de l'hypoxie.....	41
Figure 11 Processus directs impliqués dans la régulation de l'oxygène dans les lacs.....	41
Figure 12 Les bassins hydrographiques.....	45
Figure 13 Profils des cours d'eau et altitudes des sources.....	46
Figure 14 Contexte géologique des trois lacs.....	47
Figure 15 Caractéristiques spécifiques des sites et hiérarchisation des 3 lacs en fonction de leurs caractéristiques hydriques et trophiques.....	49
Figure 16 Profils des concentrations moyennes de phosphore total et de température dans la colonne d'eau des trois lacs.....	50
Figure 17 Bassin hydrographique et occupation du sol pour les 3 lacs.....	52
Figure 18 Stratégie d'échantillonnage adaptée à l'approche spatialisée.....	56
Figure 19 Position des sites dans les bassins hydrographiques et bathymétries.....	57
Figure 21 Synthèse des données instrumentales de l'environnement du système lacustre depuis 1850.....	64
Figure 20 Synthèse des données instrumentales disponibles dans les 3 lacs depuis 1958.....	64
Figure 22 Etat actuel des lacs, gestionnaires et dates des suivis limnologiques opérationnels.....	66

DEUXIÈME PARTIE : RÉSULTATS

Figure 23 Description lithologique des sédiments superficiels du lac du Bourget, du Léman et d'Annecy.....	73
Figure 24 Imagerie MEB présentant la matrice sédimentaire et les éléments figurés des sédiments.....	74
Figure 25 Diagrammes ternaires présentant les pôles géochimiques et granulométriques des sédiments des trois lacs.....	75
Figure 26 Caractéristiques des sédiments varvés du sommet, varvés profonds, et non varvés.....	76
Figure 27 Analyses de pyrolyse Rock Eval et éléments majeurs.....	77

Figure 28 Profils du plomb (^{210}Pb) du césium (^{137}Cs) et de l'Américium (^{241}Am)	79
Figure 29 Inventaire des dates historiques, des dates issues du comptage des varves et des dates des essais/accidents nucléaires.	80
Figure 30 Modèles âge-profondeur des sédiments de la zone profonde pour les trois lacs.....	81
Figure 31 Evolution des concentrations en phosphore de la colonne d'eau depuis 1850.....	83
Figure 32 Evolution sur 300 ans de cinq caractéristiques du niveau trophique dans les trois lacs.	85
Figure 33 Evolution des abondances de 3 communautés constituant des indicateurs du phytoplancton ; zooplancton ; macrofaune benthique.	86
Figure 34 Evolution des trajectoires des abondances d'espèces déterminées en fonction des concentrations de phosphore total.	88
Figure 35 (A) Location map and catchment area of Lake Bourget.	98
Figure 36 Historical human settlements and corresponding morphology of the upper Rhône River from 1734 to 2009.	99
Figure 37 Correlation of flood events between cores of longitudinal and transversal transects.....	101
Figure 38 Flood event dating according to five independent age depth models calculated from varve counting and from five well-documented historical events.....	102
Figure 39 Spatio-temporal distribution of flood deposits along the longitudinal and transversal transects.	103
Figure 40 Spatial distribution of flood sediments for seven selected events.	104
Figure 41 Reconstruction of the relative intensity from the total volume calculation.....	107
Figure 42 Environnements sélectionnés pour le calcul des volumes de dépôts des crues événementielles.....	111
Figure 43 Corrélation des dépôts de crues entre les carottes sédimentaires le long d'un transect dans la zone profonde du lac Léman	112
Figure 44 Evolution du régime des crues événementielles et continu depuis 300 ans dans le Léman.....	113
Figure 45 Evolution du régime des crues événementielles et continu depuis 300 ans dans le Bourget	114
Figure 46 Evolution du régime des crues événementielles et continu depuis 300 ans dans Annecy.....	115
Figure 47 Corrélation des dépôts de crues entre les carottes sédimentaires le long d'un transect dans la zone profonde du lac Annecy.	116
Figure 48 Evolution des flux détritiques des trois lacs sur 300 ans.....	117
Figure 49 Location map and bathymetry of Lake Bourget from Ledoux et al. (2010).	126
Figure 50 Age-depth models of short sediment cores taken from the shallow zone to the deepest zone	131
Figure 51 Thin sections and lithological description of laminated core from the deep zone (LDB09SREF) and a non-laminated core from a shallower zone (LDB0903).....	133
Figure 52 Major elements, plotted as a function of age, from core of the deep zone (LDB09SREF - black line) and from core of a shallower zone (LDB0906 - grey dashed line).....	134
Figure 53 The spatiotemporal extension of laminated sediment as function of bathymetry, slope gradient and geographic location across Lake Bourget.	135
Figure 54 The spatiotemporal extension of the varved sediment in Lake Bourget	136
Figure 55 The evolution of anthropogenic hypoxia and forcing factors over 90 years.....	138
Figure 56 Zones prises en compte pour le calcul de l'extension des varves sédimentaires	143
Figure 57 Les varves : indicateurs de l'hypoxie à l'interface eau/sédiments.	144

Figure 58 Préservation des varves sédimentaires dans la zone varvée, non varvée et dans la zone d'oscillation des varves (OSZ).....	145
Figure 59 Extensions de l'hypoxie dans le lac du Léman pour quelques dates clefs.....	146
Figure 60 Extensions de l'hypoxie dans le lac du Bourget pour quelques dates clefs.....	147
Figure 61 Extensions de l'hypoxie dans le lac d'Annecy pour quelques dates clefs.....	148
Figure 62 Comparaison des reconstitutions du régime de l'hypoxie dans le lac d'Annecy, à partir des assemblages de chironomes et à partir des varves sédimentaires.....	149
Figure 63 Les trajectoires de l'hypoxie depuis 150 ans.....	150
Figure 64 Location of Lakes Geneva, Bourget and Annecy, shearing the same eco-climatic region but presenting different hydraulic context.....	159
Figure 65 Long term dynamic of oxygen regime.....	160
Figure 66 Reconstruction of hypoxia in the three lakes and GAM results.....	161
Figure 67 Marker of the mixing intensity.....	166
Figure 68. Age-depth models of short sediment cores.....	167
Figure 69 Age-depth models of 28 short sediment cores Spatio-temporal extension of hypoxia in Lake Geneva.....	168
Figure 70 Bathymetry of Lakes Geneva, Bourget and Annecy Spatio-temporal extension of hypoxia in Lake Bourget.....	169
Figure 71 Identification of the varve status and the non-varved status in core sediments.....	170
Figure 72 Temporal changes of flood regime as evidenced by terrigenous -allochthonous- fluxes.....	171
Figure 73 Spatio-temporal extension of hypoxia in Lake Geneva.....	172
Figure 74 Spatio-temporal extension of hypoxia in Lake Bourget.....	173
Figure 75 Spatio-temporal extension of hypoxia in Lake Annecy.....	174
Figure 76 Evolution of local population in the watershed of Lakes Geneva, Bourget and Annecy.....	175
Figure 77 Relation between the depth of mixing, winter temperatures and Rhône discharge in Lake Geneva.....	176

TROISIÈME PARTIE : DISCUSSION

Figure 78 Les intégrations de l'information.....	178
Figure 79 Les états de stabilité de l'hypolimnion.....	184
Figure 80 Evolution temporelle de la part des processus impliquée dans le développement de l'hypoxie de l'hypolimnion.....	185
Figure 81 Trajectoires générales des réponses écosystémiques depuis 150 ans.....	191
Figure 82 Trajectoires des réponses écosystémiques en fonction des concentrations de phosphore.....	192
Figure 83 Trajectoires théoriques des abondances d'espèces pélagiques, de l'hypoxie et des flux biogéniques.....	193
Figure 84 : Les effets du climat sur la réponse de certaines espèces et de l'hypoxie.....	195
Figure 85 : Trajectoires générales des forçages climatiques et anthropiques depuis 150 ans....	197
Figure 86 : Schéma simplifié du cycle et de la gestion du phosphore au travers l'ensemble du réseau hydrographique.....	201

TABLE DES TABLEAUX

Tableau 1 Les facteurs et processus impliqués dans le développement de l'hypoxie.	40
Tableau 2 : Synthèse des principales analyses effectuées.....	55
Tableau 3. Assessment of the flood frequency reconstruction and the flood intensity reconstruction.	105
Tableau 4 Analysed cores and applied techniques.....	128
Tableau 5 Factors and coefficients of the model obtained with GLM.....	139
Tableau 6 Paleolimnological data. Statistical results of GAM analysis for the 3 lakes.....	165
Tableau 7 Les processus climatiques et anthropiques impliqués dans le régime de l'anoxie.....	187

TABLE DES MATIÈRES

PREMIÈRE PARTIE	9
Chapitre 1 : Contexte général et contribution de la thèse	11
Introduction.....	11
1. Choix de l'intégration et de la spatialisation	12
2. Les réponses des grands lacs face aux changements actuels	13
3. Les grands lacs alpins : des évolutions récentes bien documentées	15
4. Objectifs détaillés et hypothèses de travail.....	17
5. Stratégie scientifique.....	18
6. Plan du manuscrit	20
Chapitre 2 : Etat des connaissances	23
1. Cadre général de l'approche	25
1.1. système lac : un intégrateur des changements environnementaux	25
1.2. Les sédiments comme archives des conditions environnementales passées ..	28
2. Variabilité des pressions globales et locales à l'Holocène.....	33
2.1. Evolution des températures	33
2.2. Evolution du régime hydrique	33
2.3. Evolution de la population humaine.....	36
2.4. Evolution des rejets de nutriments	37
3. Une conséquence particulière des changements actuels : le développement de l'hypoxie...	38
Chapitre 3 : Sites et méthodologie	43
1. Trois lacs (N-O) périalpins : Bourget, Annecy et Léman	45
1.1. Caractéristiques communes	45
1.2. Caractéristiques spécifiques	48
2. Synthèse des analyses effectuées	55
3. Analyses sédimentaires	58
3.1. Analyses sédimentologiques.....	58
3.2. Analyses géochimiques haute résolution.....	60
4. Datation des sédiments récents	61
4.1. Comptage de varves	61
4.2. Analyses radiochimiques	62
4.3. Repères historiques et corrélations.....	63
5. Données de suivi environnemental	65
6. Modélisation statistique	65

DEUXIÈME PARTIE 67**Chapitre 1 : Evolution du niveau trophique dans 3 grands lacs périalpins depuis 150 ans...69**

Introduction.....	71
1. Caractéristiques sédimentaires des 3 lacs	72
2. Modèles âge – profondeur	78
3. Evolution du niveau trophique sur 150 ans	82
3.1. Evolution des concentrations de phosphore dans la colonne d'eau	82
3.2. Evolution des concentrations de phosphore, des flux biogéniques et des flux de matière organique dans les sédiments	83
4. Evolution du compartiment biologique sur 150 ans dans les 3 lacs : recours à la pluridisciplinarité	86
Conclusion	89

Chapitre 2 : Evolution du régime hydrologique dans 3 grands lacs périalpins depuis 300 ans...91

Introduction.....	93
1. Quantification du régime hydrologique à partir des archives sédimentaires : développement méthodologique	95
❖ <i>Article 1 : A 4D sedimentological approach to reconstruct the flood frequency and intensity of Rhone River (Lake Bourget, NW European Alps)</i>	95
1.1. Résumé de l'article	96
1.2. Abstract	96
1.3. Introduction	97
1.4. Study site and settings	98
1.5. Materials and methods.....	100
1.6. Results	101
1.7. Discussion	106
Conclusion	109
Acknowledgments	109
2. Evolution du régime des crues sur 300 ans dans les 3 lacs	110
2.1. Evolution du régime des crues dans le lac du Léman	111
2.2. Evolution du régime des crues dans le lac du Bourget.....	113
2.3. Evolution du régime des crues dans le lac d'Annecy.....	114
2.4. Comparaison des flux détritiques des 3 lacs : un outil complémentaire pour hiérarchiser les lacs selon leur contexte hydrique.....	115
2.5. Discussion	116
Conclusion	117

Chapitre 3 : Evolution du régime de l'hypoxie dans 3 grands lacs périalpins depuis 150 ans...	119
Introduction.....	121
1. Quantification du régime de l'hypoxie à partir des archives sédimentaires : développement méthodologique	122
❖ <i>Article 2 : A spatiotemporal sediment investigation highlights the dynamics of hypolimnetic hypoxia in a large hard water lake over 150 years</i>	122
1.1. Résumé de l'article.....	123
1.2. Abstract	123
1.3. Introduction	124
1.4. Methods.....	125
1.5. Results	131
1.6. Discussion	139
Acknowledgment.....	142
2. Evolution du régime de l'hypoxie sur 150 ans dans les 3 lacs	143
2.1. Evolution du régime de l'hypoxie dans le Léman.....	146
2.2. Evolution du régime de l'hypoxie dans le Bourget.....	147
2.3. Evolution du régime de l'hypoxie dans Annecy	148
3. Discussion.....	149
3.1. Deux approches spatiales complémentaires pour quantifier l'hypoxie. .	149
3.2. Les trajectoires de l'hypoxie depuis 150 ans.....	150
Conclusion	151
 Chapitre 4 : Les forçages globaux et locaux de l'hypoxie dans 3 lacs périalpins depuis 150 ans ..	155
Introduction.....	155
1. Les forçages globaux et locaux de l'hypoxie dans 3 grands lacs périalpins depuis 150 ans	156
❖ <i>Article 3 : Contrasted effects of climate change on temperate large lakes oxygen-depletion</i>	156
1.1. Résumé de l'article.....	157
1.2. Introductory paragraph.....	158
1.3. Methods.....	163
2. Supplementary data	165
 TROISIÈME PARTIE	178
1. Développement d'une stratégie de la spatialisation : une alternative pour quantifier les reconstitutions paléo-environnementales.....	179
1.1. Apports de l'approche par la spatialisation	179

1.2. Cahier des charges de l'approche par spatialisation.....	181
2. Contribution à la connaissance du fonctionnement lacustre.....	183
2.1. Une réponse du système lacustre aux pressions locales et globales	183
2.2. Implication du régime des crues dans la réponse de l'hypoxie.....	187
2.3. Les réponses écologiques face aux pressions locales et globales : une variabilité des trajectoires	189
3. Evolution de la vulnérabilité des écosystèmes lacustres au cours de l'Anthropocène	196
3.1. Relation Homme / milieu / climat	196
3.2. Apports opérationnels : la gestion du cycle du phosphore pour faire face au réchauffement climatique.....	200
Conclusion Générale.....	203
Bibliographie	207
Annexes	222
❖ 1. <i>Enumération des communautés de cyanobactéries et de Planktothrix à partir de l'ADN fossile des sédiments.</i>	222
❖ 2. <i>Détermination des espèces de phosphore (organiques et minérales) à partir de la spectrométrie XANES appliquée aux archives sédimentaires : une reconstitution de la pédogenèse</i>	223
❖ 3. <i>Reconstitution du régime de l'oxygène dans le Lac d'Annecy à partir des assemblages de chironomes de 3 archives sédimentaires spatialisées depuis 150 ans</i>	224
❖ 4. <i>Implication des forçages locaux dans la vulnérabilité du réseau trophique de 3 grand lacs périalpins soumis au réchauffement climatique : une rétro- observation sur 150 ans à partir d'archives sédimentaires</i>	225
❖ 5. <i>Réponses des communautés de chironomes à des pressions anthropiques contrastées : une rétro-observation sur 150 ans à partir d'archives sédimentaires</i>	226
❖ 6. <i>Evolution des sources du carbone dans le lac d'Annecy depuis 150 ans : reconstitution à partir des isotopes ($\delta^{13}C$) stables extraits des archives sédimentaires</i>	227
❖ 7. <i>Evolution du niveau trophique dans 3 lacs périalpins depuis 150 ans : reconstitutions à partir des assemblages de diatomées extrait des archives sédimentaires</i>	228
Table des illustrations	231
Table des matières	235

