



HAL
open science

Reconstitution sédimentologique des extrêmes hydrologiques au cours du dernier millénaire dans les Alpes françaises : Relations avec les changements climatiques

Bruno Wilhelm

► **To cite this version:**

Bruno Wilhelm. Reconstitution sédimentologique des extrêmes hydrologiques au cours du dernier millénaire dans les Alpes françaises : Relations avec les changements climatiques. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2012. Français. NNT : 2012GRENA013 . tel-00734248

HAL Id: tel-00734248

<https://theses.hal.science/tel-00734248>

Submitted on 21 Sep 2012

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 de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Bruno WILHELM

Thèse dirigée par

Fabien ARNAUD et **Jean-Jacques DELANNOY**

préparée au sein du **Laboratoire EDYTEM**

(Environnements, Dynamique et Territoire de la Montagne)

dans **l'École Doctorale SISEO**

(Sciences et Ingénierie des Systèmes de l'Environnement et des Organisations)

Reconstitution sédimentologique des extrêmes hydrologiques au cours du dernier millénaire dans les Alpes françaises Relations avec les changements climatiques

Thèse soutenue publiquement le **19 juin 2012**,
devant le jury composé de :

M. Michel MAGNY

Directeur de recherche CNRS, Chrono-environnement, Univ. de Franche-Comté – CNRS,
Besançon, Rapporteur

M. Thierry MULDER

Professeur, EPOC, Université Bordeaux – CNRS, Bordeaux, Rapporteur

M. Flavio ANSELMETTI

Professeur, EAWAG, ETH Zürich (Suisse), Membre

M. Julien BOE

Chargée de Recherche CNRS, CERFACS, Univ. Pierre et Marie Curie – CNRS,
Toulouse, Membre

Mme Valérie MASSON-DELMOTTE

Chercheur Sénior CEA, LSCE, Univ. Versailles Saint-Quentin – CEA – CNRS, Gif-sur-
Yvette, Membre

M. Hervé PIEGAY

Directeur de recherche CNRS, EVS, Univ. de Lyon – CNRS, Lyon, Membre



Remerciements

Ca y est, ma thèse est terminée ; une page s'est tournée. Et elle s'est tournée d'autant plus agréablement que j'ai été très heureux que Michel Magny et Thierry Mulder aient accepté d'en être rapporteurs. Je tiens tout particulièrement à les remercier d'avoir pris le temps de le faire. Je tiens également à remercier Flavio Anselmetti, Julien Boé, Valérie Masson-Delmotte et Hervé Piégay pour l'intérêt qu'ils ont montré pour ce travail, en ayant accepté de l'examiner.

Cette page tournée, c'est le moment de souffler un peu, de jeter un coup d'œil dans le rétro et de faire un point sur ces années qui viennent de filer à toute vitesse. C'est à ce moment là qu'on se rend compte à quel point une thèse est une véritable aventure, notamment une sacrée aventure humaine ! Je me rends compte que ma thèse m'a conduit à rencontrer une foule de personnes ; depuis ceux avec qui j'ai juste échangé quelques mots (mais qui m'ont parfois suivi tout au long de la thèse !), jusqu'à ceux qui sont devenus de véritables amis au fil des rencontres.

Si je repars depuis le début, je me souviens combien obtenir un financement de thèse était déjà une aventure en soi, et que l'aspect humain en était déjà très imprégné ! Françoise, Jean-Jacques, Fabien et Claude. Pas moins de 4 personnes pour écrire des projets, les ficeler, les proposer, se les voir refuser ou devoir les transformer pour les repropuler. Une agitation folle pour arriver en quelques petits mois à m'obtenir le graal de l'étudiant de master... Je commençais à peine ma thèse que je leur devais déjà une fière chandelle ! Un merci infini à vous 4 pour m'avoir soutenu sur ce projet alors que nous nous connaissions à peine.

Françoise... une incroyable rencontre du hasard pour un stage de master. 5 ans plus tard, elle est devenue une amie proche. Elle n'aura pas loupé une miette de cette saga ! Françoise, je te remercie de ton éternel soutien, de ta gentillesse, de ta générosité à tous les égards et de ta franchise de tous les instants.

Jean-Jacques m'a vu construire mon chemin, petit à petit, au fil des années. Parfois avec satisfaction, d'autres fois moins... La présence discrète et assidue, le mot juste et admirablement bien placé, tu a su être un directeur de thèse bien veillant et de bon conseil à chacun des moments clés. Merci Jean-Jacques !

Dans ma direction de thèse, il y aura aussi eu Fabien, qui à l'entendre semble s'être fier aux adages en acceptant de me prendre sous son aile, se disant sûrement que l'habit ne fait pas le moine ! Ou en se disant peut-être que d'avoir une blouse blanche tachetée de sédiments, ça ne me changerait pas tant que ça finalement. Ou encore, en se disant peut-être que je pourrai faire un bon bourricot ! Quelle que soit la raison qui l'a poussé à me soutenir au début, puis durant toutes ces années, je ne peux que lui en être extrêmement reconnaissant. Surtout qu'il ne s'est pas contenté de me soutenir ! Mais bon je ne vais lister ici tout ce que je lui ai fait supporter... En tout cas, Fabien, mille merci pour ces 4 années et quelques mois. Je

suis très fier d'avoir pu travailler avec toi et, aujourd'hui, j'ai clairement l'impression d'avoir grandi grâce à nos échanges. J'espère sincèrement que cette fin de thèse n'est qu'un tremplin pour de nouveaux échanges toujours plus fructueux.

Et dans les 4 à qui je dois mes débuts d'apprenti chercheur, il y a également Claude. Le dernier mais pas des moindres ! Mon premier terrain de thèse, c'est lui qui me l'a fait découvrir (c'est à ce moment là aussi que j'ai appris à faire du génépi...). C'est toujours fantastique de rencontrer des personnalités aussi passionnées de « leurs » montagnes ! Merci Claude pour tous ces moments partagés. Et il aura aussi été la pierre de voûte de mon demi-financement auprès de la communauté de communes des Balcons de Belledonne, devenue la communauté de communes du Grésivaudan. Un co-financeur qui s'est montré toujours très intéressé tout au long de la thèse. Très confiant également, nous laissant pleine liberté pour avancer. Merci beaucoup à Claude et à la com' com' pour cette confiance et ce soutien indispensable pour mener à bien ces travaux. J'espère à travers ma thèse avoir répondu autant que possible à vos attentes. Le second demi-financement a été assuré par l'Assemblée des Pays de Savoie que je remercie également pour la confiance accordée au cours de ces 3 années et quelques mois. Enfin, je remercie également l'ANR qui a apporté un soutien financier sur toutes les manips de terrain (ou presque...) et les frais d'analyses, *via* le projet Pygmalion porté par Fabien.

A chaque fois qu'on parle de frais, il y a les papiers administratifs à remplir, les bons de commandes à faire, etc. A ce titre, j'ai été très heureux d'avoir eu Carole et Charlotte pour m'aider ! Merci à toutes les deux pour votre aide précieuse. Vous avez toujours été présentes, très réactives et dans tout cela avec beaucoup d'amabilité !

Un très grand merci également à toi, Vincent. J'étais toujours un peu gêné de devoir te demander de régler tels problèmes informatiques, de rajouter tels logiciels, etc. Mais tu l'as toujours fait avec le sourire, avec gentillesse et en plus très rapidement ; un vrai pro !

Pour me mettre au travail une fois que j'ai eu le financement, il me fallait mes échantillons ! 11 lacs de carottés, certains en hiver, plusieurs suivis en monitoring régulier et tous au-dessus de 2000 m avec accès compliqué et de bonnes randonnées au programme. Il fallait forcément un compère hors pair pour m'aider tout au long des manips... Là encore, j'ai eu une chance inouïe ! Non seulement Manu a toujours été partant pour jouer dans la cours de la FFCC mais en plus il a fait ça dans une bonne humeur exceptionnelle. Forcément un mec comme ça, ça devient un ami. Et ben mon gars, j'espère qu'on aura l'occasion de se revoir très souvent sur de futures missions (ou autour de bières) ! Un immense merci !

Si Manu a été mon « régulier » sur le terrain, il n'aura pas eu l'exclusivité ! Pour la bonne humeur non plus d'ailleurs. Merci à Bernard, Jérôme, Stéphane, Yves, Marie R., Romain, Cécile M., Elodie, Alex, Camille, Emilie,...

Merci également à Cécile P. qui a participé au terrain (et pas dans les meilleures conditions...) mais qui a aussi été très présente autour de nos carottes au labo, comme ailleurs. J'espère de tout cœur te revoir régulièrement (pour ça, je ne me fais pas de souci...) et que l'avenir se stabilise rapidement pour nous deux. Dans le labo de sédimento, j'ai aussi

régulièrement croisé notre algérien préféré ! Quelle ambiance ! Merci Fayçal, j'ai adoré ces moments de partage. Ne perds pas ton humour et ta bonne humeur, ce serait une perte terrible pour le rez-de-chaussée du labo !

C'est également dans ce labo de sédimento que j'ai eu la chance d'apprendre ce que je savais à quelques étudiants qui se sont montrés très motivés et qui ont largement contribué à mon jeu de données. Merci beaucoup Quentin, Laurène et Laurent. Laurent, je te souhaite une belle thèse, couronnée de succès !

A mi-parcours, j'ai aussi fait une rencontre marquante, qui a très certainement beaucoup contribué à la réussite de ma thèse et à ce qu'elle est devenue. Ce petit nouveau n'avait pas sa sympathie dans sa poche. Et comme en plus il adore bosser sur les extrêmes et qu'il fume, forcément ça crée des liens ! Un merci tout particulier à toi, Pierre. J'ai énormément apprécié les échanges que nous avons pu avoir. J'espère que cela prendra une forme plus pérenne, et souhaite intimement que le bonheur inonde ta famille !

Et puis dans les autres membres de l'équipe « lac » que je ne pouvais oublier, c'est bien sûr Charline et Jean-Philippe ! Des tempéraments très différents qui font la richesse de cette équipe ! Des échanges très intéressants qui ne finissent jamais bien loin d'une bière. Je les remercie pour toutes ces discussions scientifiques très intéressantes. Bonne chance Jean-Philippe pour la fin de ta thèse et bon courage pour la suite Charline !

Mes pensées vont ensuite à tous les collaborateurs qui ont contribué à l'acquisition ou l'interprétation de mes résultats.

Merci à Dirk Enters, à la rigueur aussi impressionnante que la taille... J'ai beaucoup appris grâce à toi Dirk ! J'espère que nos collaborations se poursuivront encore longtemps !

Merci à Alain Mélo (encore une rencontre superbe...) pour toutes les discussions que nous avons pu avoir sur les archives et les crues. Je suis ravi de savoir que des projets communs se dessinent encore.

Merci à Olivier Magand et Jean-Louis Reyss pour votre sympathie, pour tous les échantillons qui ont été mesurés (!) et votre implication dans mon projet ! Je ne verrais jamais plus le tunnel du Fréjus de la même manière.

Merci à Edouard Bard pour son accueil et ses relectures judicieuses.

Merci à Kazuyo Tachikawa et Marta Garcia pour leur gentillesse, leur bonne humeur et les nombreux conseils techniques !

Merci à François Demory pour la formation accélérée sur le cryo !

Merci à Christian Crouzet pour le traitement de ces données paléomag (d'ailleurs c'est pas fini Christian !) !

Merci à Eric Chaumillon, Thierry Courp et Emmanuel Chapron pour les manip de sismique sur nos gouilles d'altitude.

Merci à Elodie Brisset et Frederic Guiter pour leur comptage apparemment aussi fastidieux qu'intéressant ! Bon courage Elodie pour l'année qui vient ! Tu as des objets d'étude superbes dans les mains, je suis sûr que tes résultats seront eux aussi superbes !

Merci aux Byzantins de Chrono-environnement, aussi nombreux soient-ils ! Merci à Agnès Stock pour son accueil et sa gentillesse. Merci au bureau DDM (au fait qu'est-ce que vous avez fait du chocolat ?). Une fine équipe... heureusement que je n'ai pas atterri dans leur bureau. Une superbe amitié qui débouche déjà sur de belles collaborations, et pourtant c'était pas gagné !

Un très grand merci à Claire Delhon pour son dévouement et sa patience ; ton aide m'aura été précieuse. Là encore un échange aussi sérieux que déconnant (et oui Claire, je les ai vus tes clips...).

Un grand merci également à Jean-Robert Disnar qui m'a permis de passer en un temps record une belle quantité d'échantillons avec un « service après-vente » efficace et toujours présent !

Merci à Jean-Pascal Dumoulin pour les échanges fructueux pour essayer de faire parler au mieux ces tous petits débris organiques.

Merci à Sidonie Revillon pour les discussions délirantes et le passage d'échantillons aussi express que possible !

Je remercie les services RTM 04, 05 et 06 (Restaurations des Terrains de Montagne) de l'ONF pour les données sur les crues historiques qu'ils m'ont fournies et qui m'ont permis de valider les séries reconstituées.

Les lacs Blanc Aiguilles Rouges, d'Eychauda et d'Allos faisant partie de la réserve naturelle des Aiguilles Rouges, du Parc des Ecrins et du Parc du Mercantour (respectivement), je ne pouvais oublier de remercier les gardes d'ASTER et des parcs nationaux pour leur aide précieuse sur le terrain. J'ai pu profiter de leur présence et de leur forme physique sur les manips de carottage. Merci également aux différentes administrations d'avoir autorisé les manips et les prélèvements, sans quoi ce travail de thèse n'aurait pas pu se faire !

La bonne ambiance au sein des doctorants a sans nul doute contribué à la réussite de mon travail de thèse. Je leur souhaite à tous bon courage pour la fin de leur thèse. Un merci tout particulier à mes logeuses préférées qui ont su transformer mes jours de transhumance en instants délectables ; Marie, Laine, Amandine (et Pascale !).

Plus largement la bonne ambiance au sein du laboratoire a sans nul doute contribué à la réussite de mon travail de thèse. Les échanges du quotidien, autour d'un café, au détour d'une porte, autour d'un repas, etc. Merci à vous tous pour ces instants qui ne paient pas de mine mais qui offre un espace de vie des plus agréables.

Un merci immense à ma famille. C'est toujours bête à dire mais c'est si vrai ; sans eux on ne serait pas là... Des choix parfois tortueux mais accepté avec tolérance, et une liberté accordée avec confiance. Un merci éternel à vous deux pour m'avoir laissé faire mon bout de chemin, et d'en avoir accepté les conséquences.

Et enfin merci à celle qui aura supportée un quotidien de fin de thèse avec calme et patience. Ta présence m'aura été indispensable ; merci, Justine ! Que nos vies trouvent leur rythme !

Sommaire

Introduction générale.....	11
-----------------------------------	-----------

Partie I. Enregistrements sédimentaires de la variabilité hydrologique 21

Chapitre 1 : Caractère continu ou discret de l'enregistrement des apports de crue	23
Chapitre 2 : Sélection des sites d'étude.....	55
Chapitre 3 : Approches méthodologiques et outils utilisés	73

Partie II. Vers des reconstitutions des évènements hydrologiques extrêmes.. 93

Introduction	95
Chapitre 1 : Le Lac Blanc (Massif de Belledonne).....	97
Chapitre 2 : Le Lac Blanc (Massif des Aiguilles Rouges).....	125
Chapitre 3 : Le Lac d'Allos (Vallée du Haut-Verdon, Massif du Mercantour).....	151
Conclusion.....	205

Partie III : Evolution des évènements hydrologiques extrêmes et relations au climat 209

Introduction	211
Chapitre 1 : Evolution des évènements hydrologiques extrêmes et relations au climat au cours des derniers siècles	213
Chapitre 2 : Evolution des évènements hydrologiques extrêmes et relations au climat au cours du dernier millénaire.....	235
Conclusion.....	251

Conclusion générale 255

Bibliographie générale	259
Annexes	281
Table des Matières	309

Résumé

Aujourd'hui une augmentation de l'intensité des extrêmes hydrologiques est attendue avec le réchauffement global. Cependant le manque d'observations des phénomènes torrentiels et de mesures directes des précipitations en altitude ne permet pas d'étayer cette théorie. Les archives naturelles lacustres, par leur capacité à enregistrer l'évolution passée de l'activité torrentielle, offrent l'opportunité de combler ce manque, et d'apporter des informations quant à l'évolution des crues torrentielles sur le temps long.

L'objectif de ce travail de recherche doctorale est de reconstituer l'évolution de la fréquence et de l'intensité des crues passées, à partir de l'étude de séquences sédimentaires de lacs d'altitude des Alpes Françaises. Afin d'être en mesure d'évaluer le rôle de la température sur l'activité torrentielle, notre étude se focalise sur le dernier millénaire qui a connu des périodes climatiques contrastées ; période chaude de l'Optimum Médiéval (OM), période froide du Petit Age Glaciaire (PAG) et réchauffement global actuel. Les sites d'étude ont été sélectionnés selon un transect nord-sud pour évaluer la variabilité régionale de l'activité torrentielle en réponse aux changements climatiques.

Ce travail repose sur des analyses sédimentologiques et géochimiques à haute résolution qui ont permis (i) de identifier les dépôts de crue, (ii) de les distinguer de dépôts similaires issus de remaniements gravitaires et (iii) de déterminer un marqueur fiable de l'intensité des événements. Plusieurs méthodes de datation ont été combinées dans l'objectif de diminuer les incertitudes des modèles d'âge.

La fréquence de crue à l'échelle pluri-séculaire apparaît en augmentation sur l'ensemble des Alpes Françaises au cours de la période froide du PAG. Cependant à l'échelle pluri-décennale la fréquence de crue évolue différemment entre le nord et le sud des Alpes. Les maxima de fréquence apparaissent au cours de périodes chaudes dans les Alpes du nord, alors que les maxima dans les Alpes du sud semblent correspondre à des phases négatives de l'Oscillation Nord-Atlantique. De plus les événements de crue extrême se produisent au cours des périodes les plus chaudes dans les Alpes du nord alors qu'ils apparaissent au cours du PAG dans les Alpes du Sud. Ces résultats suggèrent donc une régionalisation des effets de la température sur les crues extrêmes et les précipitations intenses. Les différences régionales sont attribuées à des processus hydro-météorologiques à l'origine des événements de précipitations intenses différents dans chacune des régions. Par comparaison avec la période chaude précédente de l'OM, une diminution généralisée de la fréquence des événements pourrait être attendue sur l'ensemble des Alpes françaises dans les décennies à venir. Cette diminution de la fréquence devrait s'accompagner d'une augmentation marquée de l'intensité des événements dans les Alpes du nord.

Abstract

An increase of the intensity of hydrological extremes is expected in the current context of the global warming. However, the lack of observations of torrential events and measurements of precipitation at high elevation areas does not allow supporting this theory. Past flood evolutions can be recorded in lake sediments and allow to explore the evolution of such events and the relationships to past climatic changes.

This work aims at reconstructing the past evolution of flood frequency and intensity based on the study of sediment sequences of high elevation lakes of the French Alps. To assess the role of the temperature on this evolution, our study focused over the last millennium which includes thermal-contrasted periods such as the warm Medieval Climate Anomaly (MCA) and the cold Little Ice Age (LIA). Studied sites were selected along a north-south transect to investigate the regional variability of flood evolution in response to the same context of past climatic changes.

High-resolution sedimentological and geochemical analyses allowed to (i) identify a large number of flood deposits, (ii) distinguish deposits resulting from floods from gravity processes and (iii) to assess a reliable flood intensity proxy. Some distinct dating methods were finally used to reduce age uncertainties on the age-depth relationships.

An increase of the flood frequency at a multi-secular time-scale appeared over the entire French Alps during the LIA. However at a multi-decennial time-scale flood frequencies evolved differently between the north and the south of the French Alps. Maxima of flood frequency appear during the warmer periods in the northern Alps while maxima of flood frequency appear during negative phases of the North Atlantic Oscillations in the southern Alps. Finally the most extreme events occurred during the warmer periods in the northern Alps, especially during the MCA, while they occur during the LIA in the southern ones. Those results suggest thus distinct regional effects of the global warming on extreme flood events and intense precipitations and, especially, an increase of flood hazard in the northern French Alps owing to an increase of flood intensity with the warming context. Those regional differences are attributed to different hydro-meteorological processes which trigger the intense precipitation events in each region.. By comparison with the medieval warm period, a general decrease in the frequency of events can be expected throughout the French Alps in the coming decades. This decrease in frequency, however, should be accompanied by a marked increase in the intensity of events in the northern Alps.

Introduction générale

Les crues torrentielles résultent d'événements exceptionnels qui se caractérisent par des précipitations intenses accentuées dans les bassins versants de montagne par la forte pente. La montée brutale des eaux, les forts débits et l'importante quantité de matériaux charriés rendent ces événements particulièrement dangereux et dommageables pour les populations de montagne. A titre d'exemple, le violent orage (93 mm en moins de 3 heures) du 14 juillet 1987 a été à l'origine de la crue catastrophique du Grand-Bornand (massif des Aravis), détruisant un camping et provoquant le décès de 23 personnes (Meunier, 1990 ; Figure 1). Plus récemment les 22 et 23 août 2005, près de 300 mm de pluie sont tombés en 48h provoquant la crue de nombreux torrents dans le massif de Belledonne et causant de nombreux dégâts ; routes emportées, inondations et engravement d'habitations, destructions d'infrastructures hydroélectriques, etc. (Allignol *et al.*, 2008). Les Alpes du Sud connaissent également de tels événements touchant généralement des régions plus vastes, comme l'illustrent les crues ayant affecté les départements du Var en juin 2010 ou des Alpes Maritimes en novembre 1994 (Buzzi *et al.*, 1998 ; Martin, 2010 ; Moreau et Roumagnac, 2010).

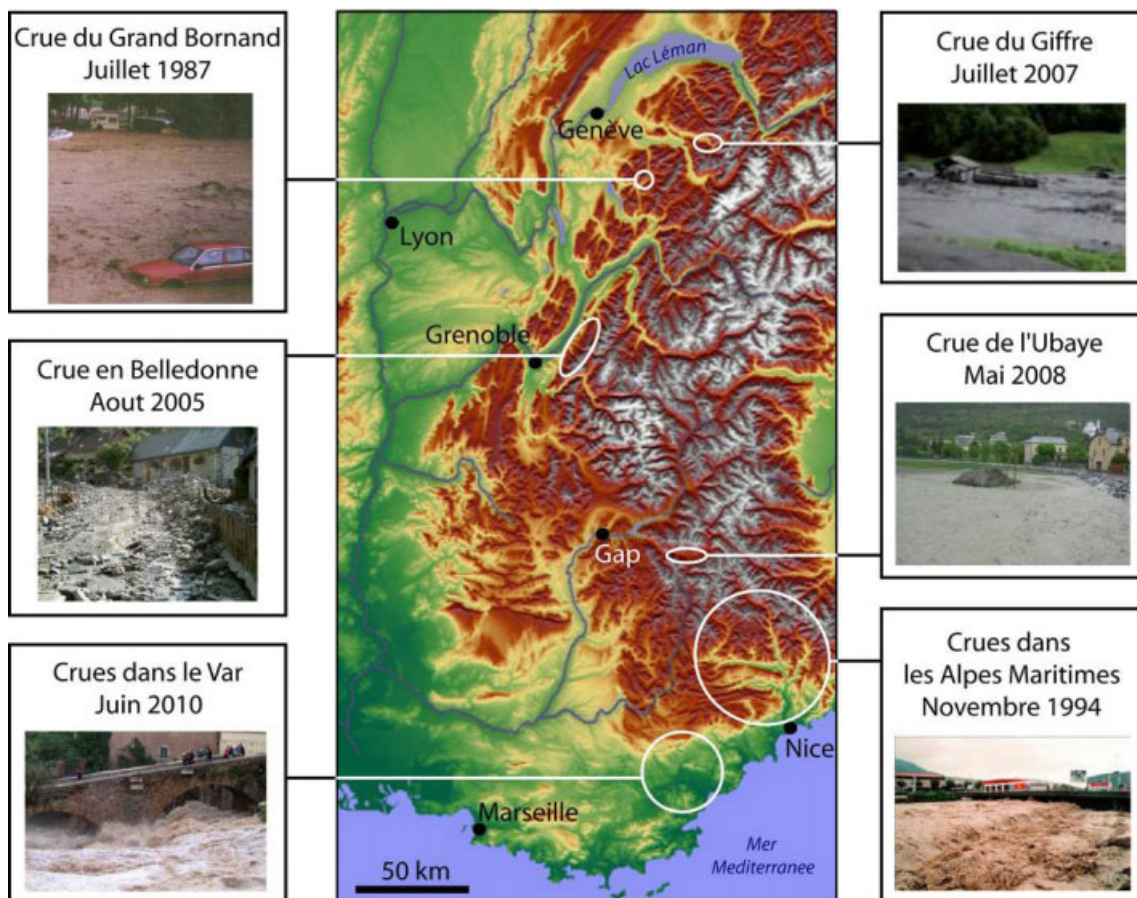


Figure 1. Illustration de 6 crues catastrophiques qui se sont produites au cours des 25 dernières années dans les Alpes françaises

L'évolution des risques hydrologiques et plus particulièrement de l'aléa torrentiel est au cœur des préoccupations des acteurs et gestionnaires (ONERC, 2008), et ce d'autant plus dans un contexte de densification du bâti dans les zones à risque (Beniston et Stephenson, 2004 ; OcCC, 2007). L'augmentation attendue des événements hydrologiques extrêmes avec le réchauffement global (Milly *et al.*, 2002 ; Karl et Trenberth, 2003 ; Trenberth, 2010) renforce l'attention actuelle envers l'évolution des crues en montagne. Cependant les rapports traitant de l'évolution des risques naturels dans les Alpes et dans le contexte du changement climatique n'évoquent pas dans l'état actuel des études de tendance future significative à propos des crues torrentielles (OcCC, 2007). Le manque de données disponibles et la difficulté d'en acquérir (ONERC, 2008) interroge les chercheurs qui travaillent sur la montagne. En effet à l'exception de quelques bassins expérimentaux, il y a peu de suivi continu des systèmes torrentiels de montagne (ONERC, 2008). Les précipitations à l'origine des crues torrentielles sont le plus souvent localisées et plus importantes en altitude, où peu de stations météorologiques sont implantées (Kieffer-Weisse et Bois, 2001 ; Figure 2A). Par exemple, lors des crues d'août 2005 dans le massif de Belledonne, 278 mm de pluie ont été enregistrés en 48 heures à 2100 m d'altitude (refuge de La Pra) pour seulement 32 mm à 220 m d'altitude (Versoud) (Allignol *et al.*, 2008). Pour palier ce manque de données hydrologiques en haute montagne, des travaux ont été menés pour reconstituer les précipitations en altitude à partir de méthodes d'interpolation (Kieffer-Weisse, 1998 ; Djerboua, 2001). Si ces études permettent d'estimer la saisonnalité des précipitations intenses et les temps de retour dans les Alpes françaises, leur évolution n'a été traitée. Par ailleurs, la modélisation de l'évolution des précipitations extrêmes estivales ne permet pas à l'heure actuelle d'obtenir de résultats fiables à l'échelle régionale. En effet, les résultats issus de différents modèles présentent encore de fortes disparités, en raison notamment des phénomènes météorologiques de micro-échelle associés à la complexité topographique et orographique (Jasper *et al.*, 2002 ; Beniston, 2006 ; Frei *et al.*, 2006 ; Figure 2B).

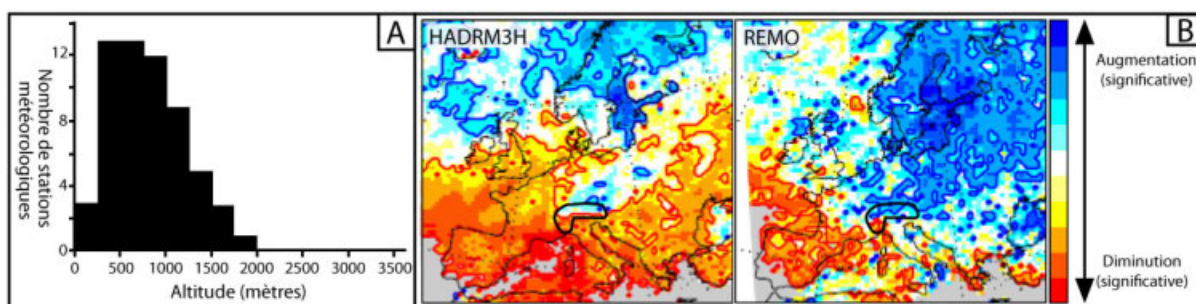


Figure 2. (A) Nombre de stations en fonction de l'altitude dans les Alpes françaises (à partir de Kieffer et Bois, 2001). (B) Simulation sous un scénario A2 de l'évolution de la fréquence d'événements de précipitations intenses en été pour la fin du 21^{ème} siècle, à partir de deux modèles différents (à partir de Frei *et al.*, 2006). Le trait noir en gras représente l'arc alpin.

Il est à noter qu'à l'échelle européenne, une tendance nord-sud significative apparaît, suggérant une occurrence d'événements de précipitations intenses en été en augmentation dans le nord et en diminution dans le sud. Selon les modèles utilisés la limite entre ces deux situations pourrait partager l'arc alpin (Frei et Schär, 2006 ; Figure 2B).

Au regard du manque de données instrumentales et de la faible fiabilité des modèles à l'échelle des bassins versants de montagne (Jasper *et al.*, 2002 ; Beniston, 2006 ; Frei *et al.*, 2006), le recours aux archives historiques et/ou naturelles est apparu le bon vecteur pour étudier l'évolution passée de l'aléa torrentiel, et mieux comprendre les relations entre ces événements et les changements climatiques. Le dépouillement de documents historiques a permis d'obtenir pour les derniers siècles des dates précises d'événements ainsi qu'une description souvent détaillée des dommages et parfois le contexte météorologique (Blanchemanche, 2009). Dans certains cas, les événements ont pu être classés en fonction de l'importance des dommages, permettant ainsi d'obtenir une information sur l'évolution de l'intensité relative des crues sur un même site (Cœur, 2003 ; Blanchemanche 2009). Cependant on sait que la perception du risque par l'homme a évolué au cours du temps, rendant délicate une approche comparative des événements décrits. A titre d'exemple, l'occupation des berges du Vorz à Sainte-Agnès (Belledonne) a largement évolué entre les années 1850, où quasiment aucune infrastructure n'était présente, et aujourd'hui où de nombreuses habitations ont été construites (Allignol *et al.*, 2008). Cette modification du bâti a pu entraîner une modification de la vulnérabilité et ainsi augmenter virtuellement les intensités de crues reportées dans les archives. Enfin ces dernières peuvent également être incomplètes ou discontinues, suite à des incendies ou pertes par exemple. Les archives apportent ainsi un enseignement très riche mais nécessite une interprétation prudente (Barrera *et al.*, 2006). Certains auteurs comme Brazdil *et al.* (2005) suggèrent de coupler les informations issues des archives historiques à celles provenant des archives naturelles.

Parmi les archives naturelles, les arbres, les spéléothèmes et les sédiments (lacustres ou fluviaux) peuvent être utilisés. La dendrogéomorphologie qui consiste en l'étude couplée des cernes d'arbres et de la géomorphologie d'un cône de déjection est souvent utilisée pour dater l'occurrence d'événements hydrologiques extrêmes et les quantifier. Le principe consiste à prélever des arbres impactés par une crue ou une lave torrentielle (choc, ensevelissement, etc.) puis de dater la « réponse » écologique (cicatrice, cerne plus fin, etc.) (Stoffel *et al.*, 2008 ; Zielonka *et al.*, 2008 ; Figure 3B). La géomorphologie détaillée du cône de déjection permet de quantifier le matériel charrié au cours de l'événement daté, et ainsi d'accéder à l'intensité de cet événement (Helsen *et al.*, 2002 ; Bollschweiler et Stoffel, 2010). Cette méthode permet de reconstituer des chroniques événementielles pouvant couvrir les 500 dernières années, avec une résolution annuelle voire saisonnière (Strunk, 1992, Stoffel *et al.*,

2005). Cependant si cette approche est largement utilisée pour traiter de l'évolution de la fréquence des laves torrentielles (Strunk, 1992 ; Baumann et Kaiser, 1999 ; Pelfini et Santilli, 2008 ; Stoffel *et al.*, 2011 ; etc.), elle a été peu appliquée aux crues torrentielles (Zielonka *et al.*, 2008 ; Ballesteros *et al.*, 2011 ; Bollschweiler *et al.*, 2011).

Les spéléothèmes ont récemment été étudiés pour traiter cette problématique via l'enregistrement des crues est possible dans les réseaux karstiques se mettant en charge à l'occasion d'une crue. Au cours de l'événement les particules fines (argile/silt fin) en suspension vont se déposer sur les spéléothèmes et former une pellicule détritique (Figure 3A). Après la décrue le spéléothème reprend sa croissance et les nouvelles strates de calcite scellent le dépôt détritique, témoin de la crue. La datation par la méthode Uranium/Thorium permet ensuite de dater ces dépôts de façon robuste et précise. L'évolution de la fréquence des crues a ainsi été reconstitué au cours des 3000 et 8000 dernières années aux Etats-Unis (Dasgupta *et al.*, 2011 ; Lepley *et al.*, 2005) et des 2000 dernières années dans le nord-ouest de l'Espagne (Stoll *et al.*, 2009 ; 2011). Des travaux sont également en cours pour essayer de reconstituer les hauteurs d'eau atteintes au cours des paléo-mises en charge, en travaillant à partir de plusieurs stalagmites situées à différentes altitudes dans la cavité (Stoll *et al.*, 2009).

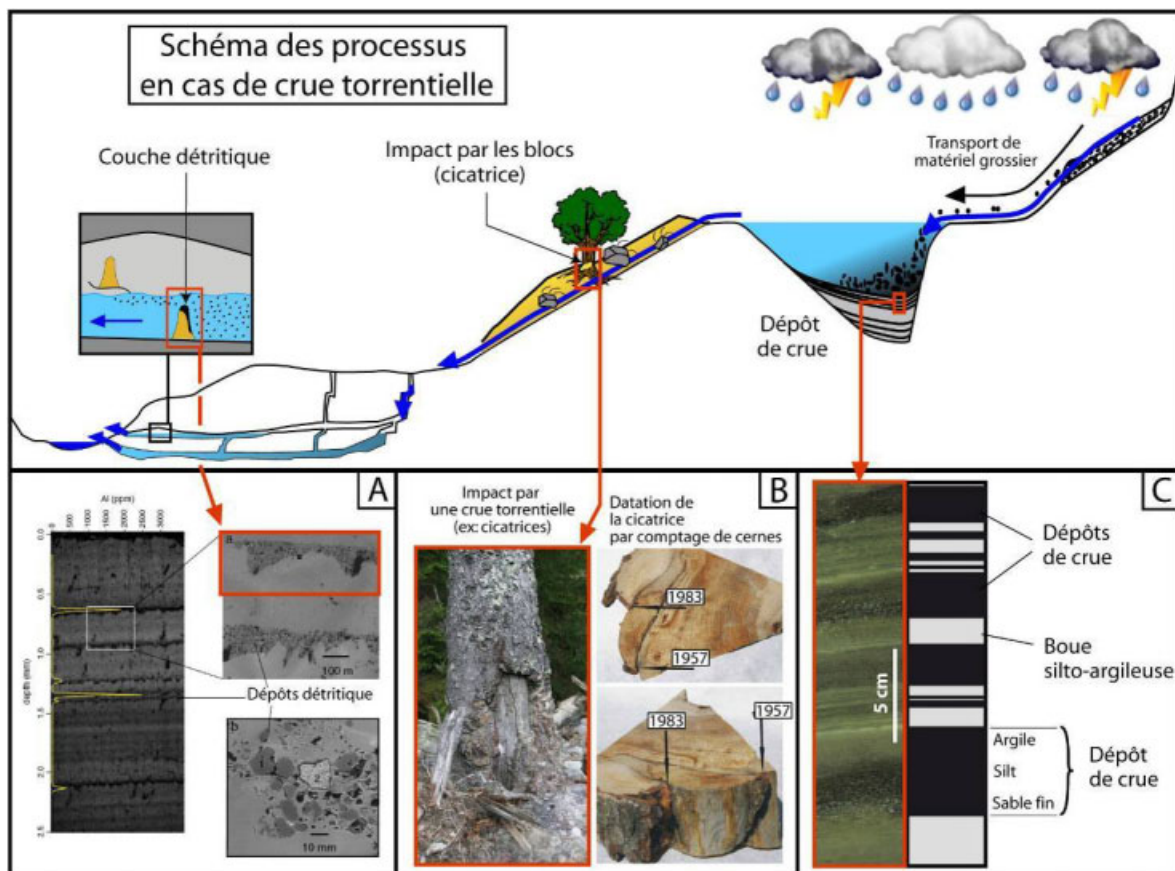


Figure 3. Schéma des processus en cas de crue torrentielle et illustrations de « l'enregistrement » des crues par (A) les spéléothèmes (Dasgupta *et al.*, 2011), (B) les arbres (Zielonka *et al.*, 2008) et (C) les sédiments lacustres. Pour les explications, se référer au texte.

Cette approche permettrait d'accéder à l'intensité des crues passées. L'étude des spéléothèmes permet ici de renseigner l'évolution de l'aléa torrentiel sur le temps long, incluant des périodes « chaudes » passées. Elle pourrait donc permettre d'évaluer le rôle de la température sur l'évolution de des crues torrentielles. L'Optimum Médiéval (800 à 1200 ap. J.C.) est par exemple la plus récente période où la température était semblable à l'actuel (Büntgen *et al.*, 2006). Cependant en milieu alpin, où les cavités sont plus généralement sub-verticales, peu de sites se prêtent à une telle approche et la méthode de reconstitution de l'intensité des crues n'est pas encore suffisamment robuste pour travailler à l'échelle que nous souhaitons atteindre ici.

Les archives les mieux représentées en milieu de montagne permettant à la fois « d'enregistrer » les crues et de couvrir plusieurs millénaires sont les sédiments lacustres. Au cours d'une crue torrentielle, l'augmentation de débit importante et brutale des cours d'eau entraîne des matériaux détritiques vers le lac où ils formeront des dépôts caractéristiques (Arnaud *et al.*, 2002 ; Gilli *et al.*, 2003 ; Gilbert *et al.*, 2006 ; Figure 3C). La datation de ces dépôts, à partir de la mesure des radioéléments (Plomb 210, Césium 137 et Américium 241) pour le dernier siècle, et de la méthode du Carbone 14 pour les derniers millénaires, permet de reconstituer avec une relative précision la fréquence de crues. Dans certains cas, il est également possible de reconstituer l'intensité des crues à partir d'analyses granulométriques (Campbell, 1998 ; Giguet-Covex *et al.*, 2012), ou de l'épaisseur des dépôts (Schiefer *et al.*, 2011). L'étude des sédiments lacustres semble ainsi être une approche particulièrement pertinente pour traiter de l'évolution des crues torrentielles en altitude où les précipitations sont les plus fortes.

L'objectif général de notre recherche doctorale est de traiter les séquences sédimentaires lacustres en tant que vecteur d'informations sur la fréquence et l'intensité des crues passées. Ce travail vise à apporter de nouveaux éléments de réflexion pour la compréhension et la gestion de l'aléa torrentiel dans les Alpes françaises, dans le contexte actuel du changement climatique.

La synthèse bibliographique des travaux qui se sont attachés à reconstituer l'activité hydrologique passée a permis de poser les concepts inhérents et les approches méthodologiques propres aux différents types de systèmes lacustres (Partie I, Chapitre 1). Suite à l'exploration d'une quinzaine de lacs d'altitude de types différents, les sites qui se sont révélés les plus propices à l'étude de l'activité torrentielle passée sont ceux caractérisés par une sédimentation à dominante détritique (Partie I, Chapitre 2). A partir des concepts et approches méthodologiques précédents, nous avons alors adapté et développé une

méthodologie propre aux systèmes détritiques (Partie I, Chapitre 3) permettant de mener à bien l'étude des trois sites sélectionnés (Partie II).

Le lac Blanc (BLB, massif de Belledonne) est le premier sur lequel nous avons travaillé, dans le cadre du « programme Vorz » (Allignol *et al.*, 2008). Ce site a permis de tester l'approche méthodologique en nous appuyant sur les dates de crues historiques qui ont affecté le village de Sainte-Agnès situé directement à l'aval (Partie II, Chapitre 1). Le Lac Blanc (BAR, massif des Aiguilles Rouges ; Partie II, Chapitre 2), en plus de ses caractéristiques propices à l'enregistrement de crues torrentielles, a été retenu pour confirmer et contraindre les résultats issus du lac d'Anterne (Giguet-Covex *et al.*, 2012) qui est un des sites d'étude du programme *PYGMALION* (Paleohydrology and human-climate-environment interaction in the Alps). Les processus d'érosion dans le bassin versant du lac d'Anterne ont périodiquement été modifiés par les activités agro-pastorales (Giguet-Covex *et al.*, 2011), rendant du coup délicate l'interprétation climatique de la reconstitution de l'activité torrentielle (Giguet-Covex *et al.*, 2012). Le bassin versant proglaciaire du Lac Blanc des Aiguilles Rouges paraît quant à lui peu propice aux activités anthropiques ; l'interprétation climatique des reconstitutions semblait plus évidente. Enfin le Lac d'Allos (ALO, massif du Mercantour ; Partie II, Chapitre 3) a été sélectionné pour sa situation méridionale et la possibilité d'investiguer les influences méditerranéennes sur les précipitations extrêmes et leurs effets sur les crues torrentielles. Une vingtaine de carottes courtes a été prélevée dans ce lac qui est le plus grand lac naturel d'altitude des Alpes françaises. L'analyse de la mise en place des dépôts de crue en fonction des différents affluents et de leurs caractéristiques sédimentaires respectives a permis de sélectionner les sites clés pour la reconstitution de l'activité torrentielle en termes de fréquence et d'intensité.

Pour conclure ce travail, nous avons comparé les différentes chroniques de crue reconstituées afin de déterminer le(s) forçage(s) climatique(s) dominant(s) sur l'aléa torrentiel. Dans cet objectif, nous avons dans un premier temps profité des nombreuses informations disponibles sur les derniers siècles (historiques, instrumentales et reconstituées) pour identifier dans chacune des régions i) les mécanismes à l'origine des crues, ii) la variabilité des crues torrentielles dans un contexte hydrologique régional et iii) les facteurs qui ont pu favoriser leur occurrence et leur intensité (Partie III, Chapitre 1). Enfin les chroniques de crues ont été comparées sur le dernier millénaire, couvrant ainsi les périodes chaude de l'Optimum Médiéval et froide du Petit Age Glaciaire. Le rôle potentiel de la température comme forçage a ainsi pu être évalué sur le temps long (Partie III, Chapitre 2).

Références Bibliographiques (Introduction générale)

- Arnaud, F., Lignier, V., Revel, M., Desmet, M., Pourchet, M., Beck, C., Charlet, F., Trentesaux, A., Tribovillard, N., 2002. Flood and earthquake disturbance of 210Pb geochronology (Lake Anterne, North French Alps). *Terra Nova* 14, 225–232.
- Allignol F, Arnaud F, Champagnac J.D, Delannoy JJ, Deline P, Fudral S, Paillet A, Ployon E, Ravanel L, Saulnier GM, Wilhelm B, 2008. Etude intégrée du bassin versant du Vorz (Belledonne, Isère) consécutive à la crue des 22 et 23 août 2005. Rapport scientifique, Laboratoire EDYTEM, Le Bourget du Lac, 202 p.
- Barrerra A, Llast MC, Vallve MB, 2006. Estimation of extreme flash flood evolution in Barcelona County from 1351 to 2005. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 6: 505–518.
- Baumann F. et Kaiser K.F., 1999. The Muretta Debris Fan, Eastern Swiss Alps: A 500-Year Debris Flow Chronology. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 31(2) : 128-134
- Ballesteros Cánovas J.A., Eguibar M., Bodoque J. M., Díez-Herrero A., Stoffel M., Gutiérrez-Pérez I., 2011. Estimating flash flood discharge in an ungauged mountain catchment with 2D hydraulic models and dendrogeomorphic palaeostage indicators. *Hydrological Processes* 25(6) : 970-979.
- Beniston M. et Stephenson D.B., 2004. Extreme climatic events and their evolution under changing climatic conditions. *Global and Planetary Change* 44: 1–9.
- Blanchemanche, P., 2009. Crues historiques et vendanges en Languedoc méditerranéen oriental : la source, le signal et l'interprétation. In : *Changement global, effets locaux : Le Petit Age Glaciaire dans le Sud de la France : Impacts morphogéniques et sociétaux*. *Archéologie du Midi Médiéval* 27: 225-235.
- Bollschweiler M. et Stoffel M., 2010. Variations in debris-flow occurrence in an Alpine catchment — A reconstruction based on tree rings. *Global and Planetary Change* 73 : 186–192.
- Bollschweiler M., Stoffel M., Schläppi R., 2011. Debris flood reconstruction in a pre-alpine catchment in Switzerland based on tree-ring records of coniferous and broadleaved trees. *Geografiska Annaler Series A*, 93, 1–15
- Brazdil R, Pfister C, Wanner H, Von Storch H, Luterbacher JR (2005) Historical climatology in Europe – the state of the art. *Clim change* 70: 363–430.
- Büntgen U, Frank DC, Nievergelt D, Esper J (2006) Summer Temperature Variations in the European Alps, A.D. 755–2004. *J. Clim.*, 19: 5606-5623.
- Buzzi A., Tartaglione N., Malguzzi P., 1998. Numerical Simulations of the 1994 Piedmont Flood: Role of Orography and Moist Processes. *Monthly Weather Review* 126: 2369-2383.
- Campbell C., 1998. Late Holocene lake sedimentology and climate change in southern Alberta, Canada. *Quaternary Research* 49: 96-101.
- Cœur D., 2003. La maîtrise des inondations dans la plaine de Grenoble (XVIIe-XXe siècle) : Enjeux techniques, politiques et urbains. Thèse Université Pierre Mendès France Institut d'Urbanisme de Grenoble 342p.

- Dasgupta S., Saar M.O., Edwards R.L., Shen C.C., Cheng H., Alexander E.C., 2011. Three thousand years of extreme rainfall events recorded in stalagmites from Spring Valley Caverns, Minnesota. *Earth and Planetary Science Letters* 300 (2010) 46–54
- Djrboua A., 2001. Prédétermination des pluies et crues extrêmes dans les Alpes Franco-italiennes – Préviation quantitative des pluies journalières par la méthode des analogues Thèse Institut National Polytechnique de Grenoble. 214p.
- Frei C, Schöll R, Fukutome S, Schmidli J, Vidale PL, 2006. Future change of precipitation extremes in Europe: Intercomparison of scenarios from regional climate models, *J Geophys Res-Atm* 111, D06105, DOI: 10.1029/2005JD005965
- Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Poulénard, J., Disnar, J.R., Delhon, C., Francus, P., David, F., Enters, D., Rey, P.J., Delannoy, J.J., 2011. Changes in erosion patterns during the Holocene in a currently treeless subalpine catchment inferred from lake sediment geochemistry (Lake Anterne, 2063 m a.s.l., NW French Alps): The role of climate human activities. *The Holocene* 21(4), 651–665.
- Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Enters, D., Poulénard, J., Millet, L., Francus, P., David, F., Rey, P.J., Wilhelm, B., Delannoy, J.J., 2012. Frequency and intensity of high-altitude floods over the last 3.5 ka in NW European Alps, *Quaternary Research* 77(1), 12–22.
- Gilbert R., Crookshanks S., Hodder K.R., Spagnol J., Stull R.B., 2006. The record of an extreme flood in the sediments of montane Lillooet Lake, British Columbia: implications for paleoenvironmental assessment. *Journal of Paleolimnology* 35: 737–745
- Gilli A, Anselmetti FS, 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(1):49-58
- Helsen M.M., Koop P.J.M., van Steijn H., 2002. Magnitude – Frequency relationship for debris flows on the fan of the Chalance Torrent, Valgaudemar (French Alps). *Earth Surface Processes Landforms* 27: 1299–1307
- Karl T.R., Trenberth K.E., 2003. Modern Global Climate Change. *Sci* 302: 1719-1723.
- Kieffer-Weisse A., 1998. Etude des précipitations exceptionnelles de pas de temps court en relief accidenté (Alpes Françaises), Méthode de cartographie des précipitations extrêmes. Thèse de doctorat, Institut National de Polytechnique, Grenoble. 309pp.
- Kieffer-Weisse A and Bois P., 2001. Estimation de paramètres statistiques des précipitations extrêmes dans les Alpes françaises. *La Houille Blanche* 1:62-70
- Lepley S.W., Dorale J.A., Edwards R.L., 2005. A high resolution holocene El Niño record from flood deposited sediments preserved in speleothems. 39th Annual Meeting, Geological Society of America *Abstracts with Programs* 37(5): 36
- Martin C., 2010. Les inondations du 15 juin 2010 dans le Centre Var : réflexion sur un épisode exceptionnel. *Études de Géographie Physique*, n° XXXVII-2010, p. 41-76.
- Meunier M., 1990. La catastrophe du Grand Bornand : crue torrentielle du Borne le 14 juillet 1987. *Revue de géographie alpine* 78(1): 103 – 113.
- Milly P.C.D., Dunne K.A., Vecchia A.V., 2002. Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. *Nature* 438(17): 347-350.

Moreau K., Roumagnac A., 2010. Feedback on floods in Var, south of France, 15th June 2010 : different societal impacts and responses linked to levels of prevention, organization and information. 12th Plinius Conference on Mediterranean Storms, Corfu Island Greece, September 2010

OcCC (Organe consultatif sur les Changements Climatiques), 2007. Les changements climatiques et la Suisse en 2050 : Impacts attendus sur l'environnement, la société et l'économie. Bern, 168p.

ONERC (Observatoire National sur les Effets du Réchauffement Climatique), 2008. Changements climatiques dans les Alpes : Impacts et risques naturels. Rapport Technique N°1 de l'ONERC. Paris, 87p.

Pelfini M. et Santilli M., 2008. Frequency of debris flows and their relation with precipitation: A case study in the Central Alps, Italy. *Geomorphology* 101 : 721–730

Stoffel M., Lièvre I., Conus D., Grichting M.A., Raetzo H., Gärtner H.W., Monbaron M., 2005. 400 years of debris flow activity and triggering weather conditions: Ritigraben, Valais, Switzerland. *Arctic Antarctic Alpine Research* 37: 387–395

Stoffel M, Bollschweiler M., 2008. Tree-ring analysis in natural hazards research—an overview. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 8:187–202

Stoffel M., Bollschweiler M., Beniston M., 2011. Rainfall characteristics for periglacial debris flows in the Swiss Alps: past incidences—potential future evolutions. *Climatic Change* 105: 263–280.

Stoll H., Vadillo I., Fortes J.F., Moreno A., Jimenez-Sanchez M., 2009. Variability in flood frequency and mean hydrological balance in NW Iberia over the last 2 ky. *Geophysical Research Abstracts* 11, EGU2009-7994.

Stoll H., Gonzales-Lemos S., Moreno A., Edwards R.L., 2011. Reconstruction of floods and extreme events in speleothem deposits from the Holocene. Poster. The 6th Karst Record congress 2011, Birmingham.

Strunk H, 1992. Reconstructing debris flow frequency in the southern Alps back to AD 1500 using dendrogeomorphological analysis. *Erosion, Debris Mows and Environment in Mountain Regions* (Proceedings of the Chengdu, Symposium, July 1992). IAHS Publ. 209: 299-306.

Trenberth K.E. t Fasullo J., 2010. Tracking Earth's Energy. *Science* 328(5976): 316-317

Zielonka T., Holeksa J., Ciapała S., 2008. A reconstruction of flood events using scarred trees in the Tatra Mountains, Poland. *Dendrochronologia* 26 : 173–183.

Partie I

Enregistrements sédimentaires de la variabilité hydrologique

Chapitre 1

Caractère continu ou discret de l'enregistrement des apports de crue

Tout sédiment est composé de deux fractions : la fraction autochtone et la fraction allochtone. Les éléments autochtones sont les particules formées au sein du lac à partir de la matière dissoute (production autochtone et biologique) : débris résultant de la décomposition des organismes lacustres, tests siliceux et minéraux autochtones. La nature et la proportion du matériel autochtone dépendent des conditions internes au lac (température, chimie, niveau trophique). Les apports allochtones correspondent aux particules apportées au lac par les différents agents d'érosion et de transport, dont la nature et la proportion dépendent essentiellement des caractéristiques du bassin versant (lithologie, morphologie, végétation) et du climat. Il peut s'agir de pollens apportés par le vent, de graviers anguleux apportés par les avalanches ou de particules détritiques apportées par les rivières. L'identification et la quantification de ces particules détritiques apportées par les cours d'eau constituent des vecteurs pour reconstituer l'activité hydrologique passée. Le principe de cette reconstitution repose sur deux préalables ;

- l'énergie de la rivière est la variable dominante des processus érosifs dans le bassin versant. Cette hypothèse sous-tend notamment la constance de la relation climat-érosion-transport,
- plus le débit du cours d'eau est important, plus sa capacité d'érosion et de transport est importante et plus la charge détritique qui arrive au lac est importante et grossière.

Si le second préalable est communément accepté, le premier nécessite d'être vérifié par une étape de « calibration » à l'aide de données instrumentales sur la période récente et/ou nécessite des études complémentaires (palynologie, archéologie, minéralogie, isotopie, etc.) pour s'assurer qu'aucun changement majeur n'ait eu lieu dans le bassin versant sur le temps long. En effet, à la fois la localisation (source) et l'intensité de l'érosion peuvent être modifiées au sein d'un bassin versant en réponse à des modifications de végétation, d'occupations humaines, de processus géomorphologiques (notamment en relation avec la présence de glaciers).

Deux types d'enregistrements des apports détritiques peuvent être reconnus. Soit les apports détritiques lors des crues forment des dépôts individualisés, soit ils s'accumulent au cours des événements sans qu'il ne soit possible de les distinguer clairement. Dans le premier cas, nous parlerons d'enregistrements « discrets » et dans le second d'enregistrements

« continu » des apports détritiques. A partir de la littérature, nous nous attacherons dans ce chapitre à (i) caractériser les processus et dépôts à l'origine de ces deux types d'enregistrements, (ii) recenser les méthodologies permettant d'identifier les apports détritiques au cours des crues dans chacun de ces enregistrements et (iii) décrire les potentialités des reconstitutions issues des enregistrements continus et discrets. Une attention plus particulière sera portée aux enregistrements discrets qui apparaît plus pertinente dans le cadre pour notre problématique de recherche. Enfin nous discuterons de la distinction entre les dépôts de crue et ceux issus de remaniements gravitaires alors que leurs caractéristiques granulométriques peuvent prêter à confusion.

1. Enregistrements continus des apports détritiques

1.1. Dans les séquences sédimentaires dominées par le matériel autochtone

Les apports détritiques peuvent représenter tout ou partie des dépôts sédimentaires. Dans le cas où ils représentent une partie de la sédimentation, ils peuvent se trouver mélangés à la fraction autochtone. L'identification, la qualification et/ou la (semi-) quantification de chacune des fractions sont nécessaires pour reconstituer le plus précisément possible la variabilité hydrologique de l'affluent. Cette reconstitution constitue une « image » du régime hydrologique « moyen » sur un pas de temps qui dépendra à la fois du pas d'échantillonnage et de la dilatation de la séquence étudiée.

Le Lac du Bourget (Figure I.1.1.) dont le fonctionnement sédimentaire est étudié depuis de nombreuses années est un bon exemple pour illustrer ces aspects. En cas de crue, le Rhône franchit le canal de Savière, qui habituellement sert d'exutoire, et décharge des eaux riches en silicates dans le lac. Lors des crues majeures, des passées détritiques bien individualisées peuvent se mettre en place (voir § 2. Enregistrement discret des apports détritiques). Mais plus généralement les apports détritiques se mélangent à la fraction authigène lors du dépôt. L'identification et la quantification de la fraction silicatée peuvent donc permettre de reconstituer le régime de hautes eaux du Rhône (Chapron *et al.*, 2002 ; Arnaud *et al.*, 2005). Une première série continue a été produite pour estimer l'activité passée du Rhône. Elle a été acquise à partir des mesures de susceptibilité magnétique (Arnaud *et al.*, 2005 ; Figure I.1.1.). Le pas d'échantillonnage de cette analyse, limité par la taille du capteur, est de 5 mm, ce qui représente un point tous les 3 à 5 ans (Arnaud *et al.*, 2005). Une autre séquence sédimentaire a été étudiée et mesurée par spectrocoulométrie (Debret, 2005 ; Debret *et al.*, 2010) avec un pas d'échantillonnage de 3 mm, ce qui améliorerait de presque deux fois la résolution précédente (Figure I.1.1.). Les deux analyses (susceptibilité magnétique et spectrocoulométrie) correspondent à des mesures semi-quantitatives de la fraction détritique.

Pour pouvoir interpréter les variations obtenues du détritisme en tant que variations hydrologiques, il faut faire l'hypothèse forte que les flux de matériel autochtone étaient constants, ou acquérir une mesure quantitative de la fraction autochtone. Malgré cette limite les analyses semi-quantitatives sont toujours utilisées car peu onéreuses et faciles/rapides à mettre en œuvre (par exemple Kastner *et al.*, 2010 ; Moreno *et al.*, 2010 ; Lauterbach *et al.*, 2012).

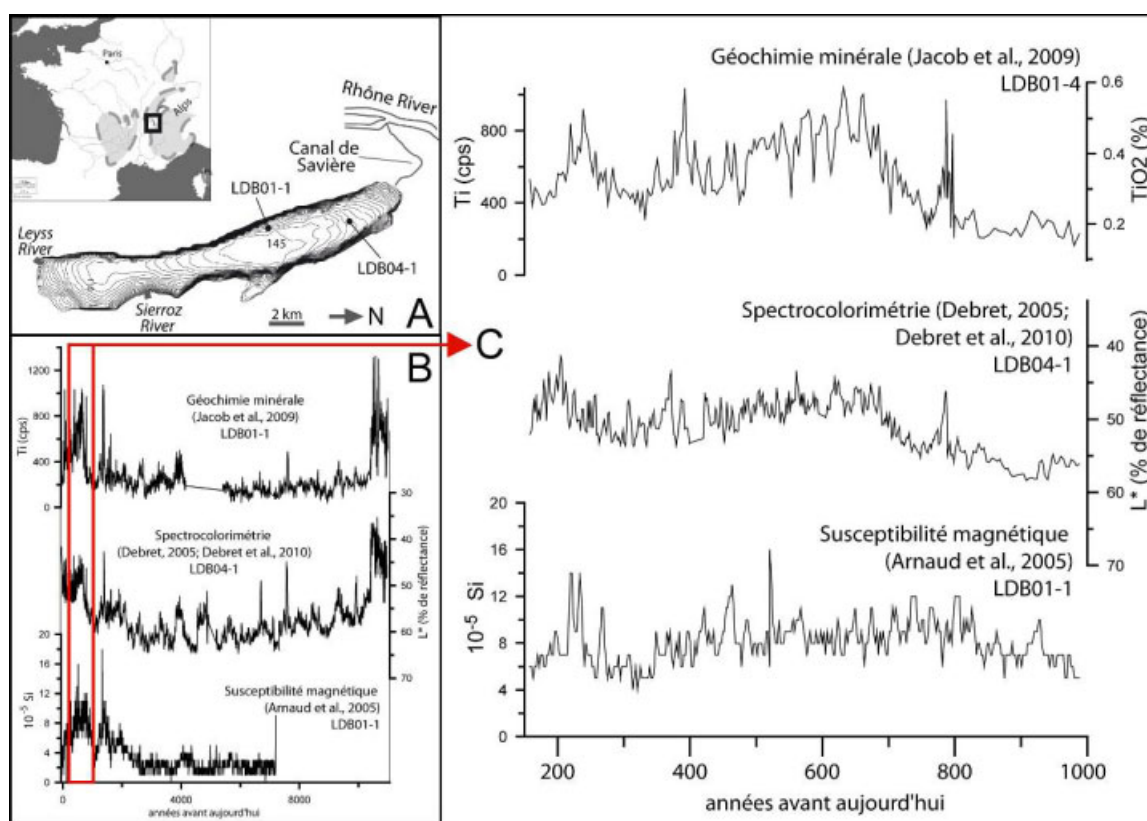


Figure I.1.1. Localisation des séquences étudiées du lac du Bourget (A), variabilité holocène des flux détritiques du Rhône reconstituées à partir de différentes méthodes (B) et zoom sur le dernier millénaire pour illustrer des différences de sensibilité analytique et de pas d'échantillonnage entre « proxies » (C).

Plus récemment des analyses géochimiques semi-quantitatives par scanner de carottes ont été réalisées sur ces séquences. L'intérêt de ce jeu de données est qu'il est convertible en mesure quantitative à partir de mesure de géochimie sur échantillons ponctuels par des méthodes standard (XRF classique, ICP-OES, ICP-MS). Il a ainsi été possible d'obtenir un signal quantitatif de la fraction détritique (exprimé % d'élément) en provenance du Rhône (Jacob *et al.*, 2009 ; Figure I.1.1.). De plus cette méthode peut être réalisée à très haute résolution (100 μ m) sans détruire la séquence. Cette méthode est devenue « classique » pour estimer l'évolution (semi-) quantitative de la fraction détritique dans les enregistrements sédimentaire (par exemple Kastner *et al.*, 2010 ; Corella *et al.*, 2011 ; Cuyen *et al.*, 2011 ; Lauterbach *et al.*, 2011 ; Martin-Puertas *et al.*, 2011). La calibration de ces données par des mesures ponctuelles est cependant rarement entreprise.

Malgré ces importants progrès en terme de résolution, les reconstitutions des flux détritiques restent délicates à interpréter. En effet, ces reconstitutions sont celles de régimes moyens annuels à pluri-annuels dont la résolution ne permet pas de remonter aux processus hydrologiques (variabilité saisonnière), voire météorologiques (variabilité événementielle). Une augmentation des flux détritiques, interprétée comme une augmentation générale du débit, peut tout aussi bien correspondre à une succession de crues d'intensité modérée qu'à un épisode important et durable de fonte de neige suite à un hiver particulièrement froid et humide.

Dans certains systèmes lacustres où la sédimentation est essentiellement de nature autochtone, il est possible d'obtenir une datation annuelle absolue permettant d'aller plus loin dans les reconstitutions hydro-climatiques. En effet les processus de sédimentation des fractions autochtone et allochtone peuvent connaître une rythmicité saisonnière à l'origine de varves organo-détritiques (biogéniques ou biochimiques, Hsü, 1989 ; Zolitschka, 2003). La quantification des flux détritiques avec une résolution annuelle stricte devient possible à partir de mesure de géochimie minérale à haute résolution (Giguet-Covex *et al.*, 2010a) ou de l'épaisseur de la lamine détritique (Ariztegui *et al.*, 2010). La calibration par des méthodes statistiques avec des données instrumentales permet ensuite de qualifier et/ou quantifier les processus climatiques enregistrés (précipitations annuelles, saisonnières, températures, signal NAO, etc. ; Lotter et Birks, 1997 ; Romero-Viana *et al.*, 2008 ; Elbert *et al.*, 2011). L'extrapolation sur le long terme de ces enregistrements reste néanmoins soumise à la relative stabilité des processus sédimentaires (Blass *et al.*, 2007 ; Tomkins *et al.*, 2008). Enfin, la mise en place des varves organo-détritiques dans la région alpine est généralement associée à un contexte d'eutrophisation postérieur au 19^{ème} siècle (par exemple Lotter et Birks, 1997 ; Lotter *et al.*, 1997 ; Giguet-Covex *et al.*, 2010a), excluant la reconstitution de longues séries temporelles.

1.2. Dans les séquences sédimentaires dominées par la fraction allochtone

La sédimentation peut être largement dominée par la fraction allochtone, soit parce que la production autochtone est très faible, soit parce que les apports détritiques sont très importants. Dans ce cas, seule l'estimation du taux de sédimentation peut permettre de reconstituer l'activité hydrologique. C'est notamment le cas de nombreux sites de haute latitude ou de haute altitude où les conditions sont peu favorables à la production autochtone. Il est à noter que dans le cas où les apports détritiques sont très importants, ces derniers sont alors le plus souvent à l'origine de dépôts discrets (Blass *et al.*, 2003 ; Guyard *et al.*, 2007a ; Besonen *et al.*, 2008 ; Stewart *et al.*, 2011 ; voir § 2.2.2).

Notamment en contexte proglaciaire, la sédimentation dans de tels sites lacustres peut être soumise à des processus saisonniers et/ou à des tris granulométriques qui mènent à la mise en place de varves clastiques simples (De Geer, 1912 ; Loso *et al.*, 2006 ; Tomkins et Lamoureux, 2005 ; Cockburn et Lamoureux, 2007) ou complexes (Tomkins et Lamoureux, 2005 ; Cockburn et Lamoureux, 2007). La quantification des taux de sédimentation détritique annuels au sens stricte est alors possible à partir de l'épaisseur de varves. Cette approche a par exemple permis de reconstituer la variabilité du manteau neigeux qui est à l'origine d'un régime nival très marqué des rivières du Grand Nord canadien (Lamoureux *et al.*, 2000). Dans le cas de varves complexes, l'épaisseur des sous-lamines a notamment permis, de reconstituer à la fois la variabilité du manteau neigeux (première lamine(s) de l'année) et une chronique des événements de précipitations de fin d'été (dernière lamine(s) de l'année) en Colombie Britannique (Cockburn et Lamoureux, 2007). Dans les Alpes, assez peu d'études ont cependant révélé la présence de varves clastiques (voir la synthèse dans Giguet-Covex, 2010b). De plus, le signal détritique annuel reconstitué à partir de séquences proglaciaires alpins semblent cependant largement dominé par les fluctuations glaciaires (Leeman et Niessen, 1994a ; 1994b ; Ohlendorf *et al.*, 1997 ; Blass *et al.*, 2003). L'estimation des flux détritiques à partir d'enregistrements « continus » proglaciaires ne semble donc pas pertinente pour retracer directement la variabilité des régimes de précipitations.

De nombreuses études se sont appuyées sur la (semi-) quantification des apports détritiques dans des enregistrements continus. Cependant la granularité de la fraction détritique peut également être utilisée pour reconstituer l'intensité du courant transportant les matériaux vers le lac (Campbell, 1998 ; Blass *et al.*, 2005 ; Parris *et al.*, 2009 ; Corbett *et al.*, 2010). En effet il est classiquement admis que plus la vitesse du courant est importante, plus la charge transportée est grossière. La granulométrie des sédiments est généralement mesurée par microgranulomètre laser (Chapitre 3, § 2.2.1.), avec un pas de l'ordre de quelques millimètres. A partir de ce type de mesures, il a été montré que des augmentations de granularité des sédiments de Silvaplana sont liées à des augmentations de l'intensité des précipitations d'automne (Blass *et al.*, 2008). Des méthodes d'imagerie sur lame mince ont permis d'obtenir des valeurs de granularité à plus haute résolution et d'estimer la fonte des neiges à partir du diamètre médian de varves (Francus, 1998).

2. Enregistrements discrets des apports détritiques

Lors d'une crue, les apports détritiques peuvent être suffisamment importants pour qu'un dépôt (de crue) individualisé se mette en place. Nous parlons alors de dépôt événementiel ou discret car il s'intercale dans la séquence sédimentaire. Comme ces dépôts résultent d'événements soudain (crue), ils sont en grande majorité composés de matériel

allochtone issu du bassin versant (particules détritiques, matière organique terrestre, etc.). Une fraction autochtone peut être incorporée au cours de la mise en place des dépôts mais reste cependant minoritaire dans leur composition. Résultant de processus de haute énergie, ces dépôts sont également marqués par une granularité plus importante. Les valeurs de granularité maximales atteintes dépendent du débit de crue atteint (Campbell, 1998 ; Mulder et Chapron, 2011). Au-delà de ces caractéristiques générales, les dépôts de crue résultent de processus de transport et dépôts variés que nous détaillerons après avoir donné les caractéristiques du bassin versant jugées élémentaires pour qu'un dépôt de crue puisse se former au sein d'un système lacustre.

2.1 Processus de mise en place et caractéristiques des dépôts de crue

2.1.1. Caractéristiques du bassin versant

La mise en place d'un dépôt de crue nécessite des processus d'érosion dans le bassin versant pendant la crue et le transport jusqu'au lac.

L'efficacité des processus érosifs dans le bassin versant dépend d'une part de la présence de matériel érodable dans un bassin versant (dépôts glaciaires, colluvions, substrat géologique peu consolidé ou très altéré, etc.) et d'autre part de l'énergie dispensée au cours de la crue. Cette énergie est fonction du type de précipitations mais également des caractéristiques morphométriques du bassin versant (Hutchinson, 1957). Les précipitations intenses sont les plus érosives d'après l'équation universelle des pertes de sols (Wischmeier, 1976 et références citées). D'autre part les précipitations intenses sont également à l'origine des crues majeures en altitude (Collins, 1998 ; Merz et Blöschl, 2003). En plaine, les crues ou inondations résultent davantage de précipitations de longue durée (Merz and Blöschl, 2003), qui sont de fait moins intenses, moins érosives et à l'origine d'une charge sédimentaire moins importante (Morehead *et al.*, 2003). Un dénivelé important, une pente forte et soutenue, une taille réduite et une forme sub-circulaire sont les caractéristiques morphométriques du bassin versant qui permettent d'atteindre un débit maximal (pour des précipitations données) et par là une érosion maximale des sections « érodables » situées tout au long du cours d'eau (Lefèvre et Schneider, 2002, Mulder et Syvitski, 1995, 1996).

Ces caractéristiques morphométriques du bassin versant et du réseau hydrographique sont également celles qui prévalent pour le maintien du débit de crue, permettant d'assurer le transport de l'ensemble de la charge solide jusqu'au lac. A contrario, la présence d'un plan d'eau intermédiaire ou d'une zone à très faible dénivelé font chuter l'énergie hydraulique et la capacité de transport, et correspondent à des zones de stockage partiel ou total de la charge solide. Cela peut expliquer l'absence (ou quasi absence) de dépôts de crue dans des séquences lacustres pourtant situées dans des environnements de montagne où les plaquages morainiques

sont abondants et les pentes généralement fortes (par exemple au Lac de Bramant, Guyard *et al.*, 2007b).

Dans ces conditions d'érosion et de transport optimales, la rivière en crue se jette dans le lac avec une charge solide qui peut être composée d'une charge de fond et d'une charge en suspension. L'entrée des eaux de la rivière dans le lac crée une perte d'énergie importante qui engendre le dépôt de la charge de fond grossière au milieu du delta. Alors que la charge solide en suspension poursuit son parcours dans le lac. La nature et la quantité de cette charge solide entrante dépendent de la nature du substrat érodé, du débit maximum atteint et du volume d'eau total entrant au cours de la crue.

2.1.2. Courants de densité et dépôts de crue associés

En fonction de la densité des eaux qui entrent dans le lac au cours de la crue et de l'état de stratification thermique du lac, différents courants peuvent se mettre en place. La densité des eaux du cours d'eau dépend essentiellement de leur température et de la concentration en charge solide en suspension.

Si le lac ne présente pas de stratification thermique et que la densité des eaux affluentes est relativement proches de celle des eaux du lac, un courant de type homopycnal se met en place (Bates, 1953 ; Sturm et Matter, 1978 ; Mulder *et al.*, 1997, Mulder et Alexander, 2003 ; Figure I.1.2). Des courants homopycnaux ont notamment été documentés pour de nombreux lacs proglaciaires, pour lesquels la stratification thermique est limitée (Brodzikowski, et Van Loon, 1991). Au cours de courants homopycnaux, la charge solide est distribuée sur l'ensemble de la colonne d'eau du lac. La sédimentation des particules se fait par décantation. Selon la loi de Stokes, les particules les plus grosses sédimentent les premières et les plus fines les dernières. Il en résulte des dépôts bien triés granodécroissants pouvant être identifiés sur l'ensemble d'un bassin lacustre, dans des bassins séparés de seuils et/ou sur les pentes latérales.

Si le lac présente une stratification thermique et que la densité des eaux affluentes est proche de celle de l'épilimnion (tranche d'eau de surface, la plus chaude), le panache turbide va s'épandre dans l'épilimnion. Ce type de courant est appelé courant mésopycnal ou interflow (Sturm et Matter, 1978 ; Mulder et Chapron, 2011 ; Figure I.1.2). Les particules en suspension se déposent selon la loi de Stokes, lorsque que l'hydro-dynamisme de la colonne d'eau devient nul. Les dépôts qui en résultent présentent les mêmes caractéristiques que ceux décrit pour les courants homopycnaux. La mise en place de courants mésopycnaux nécessite une densité des eaux affluentes relativement faible, ce qui implique soit une eau de rivière « chaude », soit plus probablement une concentration en charge solide relativement faible.

C'est pourquoi ce type de courant est peu probable en cas de crue exceptionnelle dans les systèmes dominés par les apports détritiques.

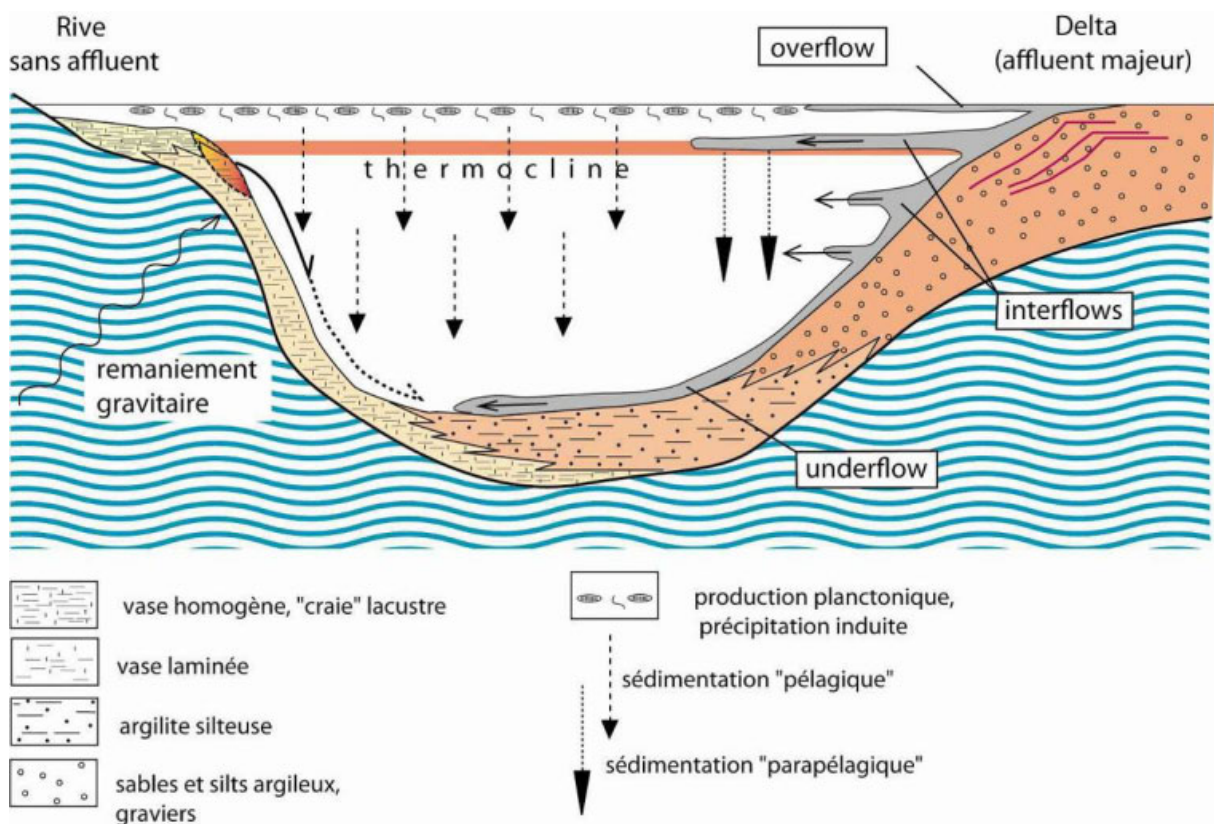


Figure I.1.2. Modèle de distribution des flux détritiques dans un lac stratifié et environnements de dépôts (modifié par C. Beck, d'après Sturm et Matter, 1978)

Si la charge sédimentaire en suspension devient importante, les eaux affluentes sont plus denses que les eaux du lac, et ce quelque soit l'état thermique. Du fait de leur forte densité, les eaux affluentes plongent alors à leur entrée dans le lac, s'écoulent sur le fond et génèrent un courant hyperpycnal (ou underflow) turbulent (Sturm et Matter, 1978 ; Figure I.1.2). En mer ou dans des grands systèmes lacustres, ces courants sont à l'origine d'une architecture en levées, chenal et lobe, identifié pour la première fois sur le delta du Rhône du Lac Léman à partir de mesures sismiques et de carottages (Houbolt et Jonker, 1968). Les dépôts résultant de courants hyperpycnaux sont appelés hyperpycnites. En mer ou en fjord, ils présentent classiquement un granoclassement inverse (phase Ha, Figure I.1.3.), correspondant à la montée en charge au cours de la crue, surmonté d'un granoclassement normal (phase Hb, Figure I.1.3.), correspondant à la décrue (Mulder *et al.*, 1997; Mulder *et al.*, 2001 ; Saint-Onge *et al.*, 2003).

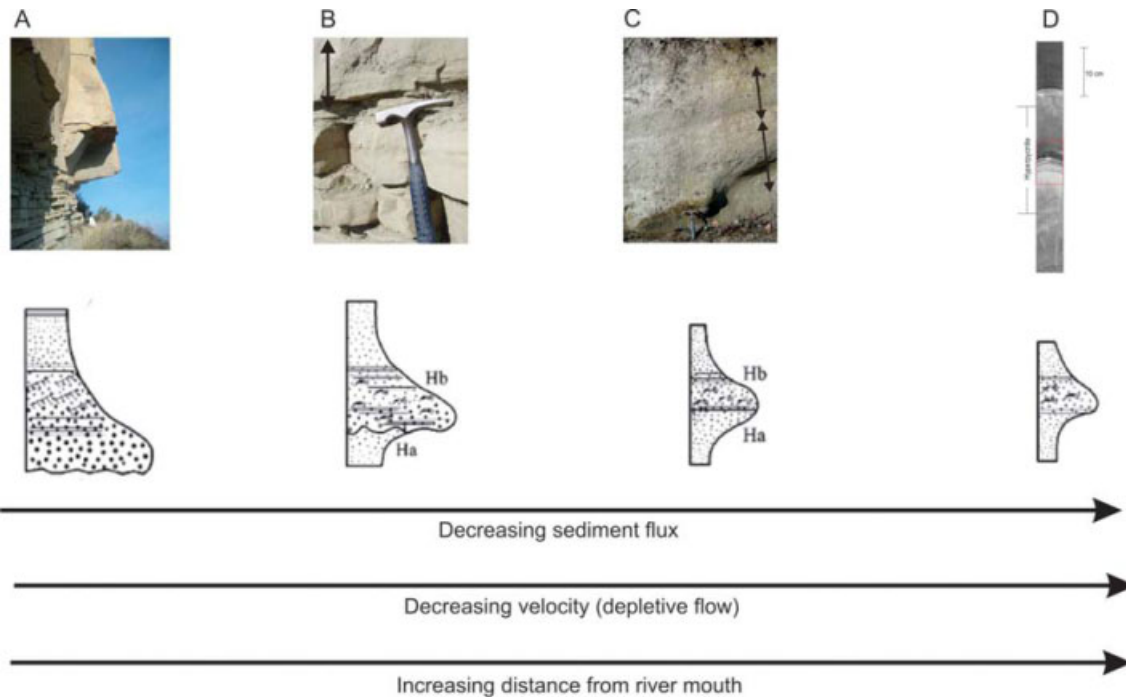


Figure I.1.3. Evolution des faciès des hyperpycnites (=dépôt de crue résultant de courants hyperpycnaux) pour des courants de moins en moins chargés (de gauche à droite), de moins en moins rapides, ou depuis des positions les plus proximales (à gauche) au plus distales (à droite) par rapport au delta. (A) Hyperpycnites à base érodée, similaire à une séquence de Bouma. (B) Hyperpycnite à unité basale partiellement érodée. Exemple d'une séquence (indiquée par la flèche) dans les affleurements des Scaffarels dans la formation des grès d'Annot. (C) Hyperpycnite complète et à grains grossiers. Exemple issu des affleurements de Saint-Antonin. (D). Hyperpycnite à grains fins. Exemple issu de la séquence sédimentaire de la mer d'Oman. Ha correspond à l'unité basale granocroissante (phase d'augmentation du débit de l'affluent) et Hb à l'unité sommitale granodécroissante (phase de décrue) (Mulder et Chapron, 2011 et références citées).

Pour des courants relativement peu énergétiques ou constitués de particules de faible granularité, l'ensemble de l'hyperpycnite est conservé (Figures I.1.3.C et I.1.3.D). A l'inverse, en cas de crues de forte magnitude ou de courants constitués de grains grossiers, la base peut être partiellement à totalement érodée pendant le pic de crue, notamment en position proximale (Figures I.1.3.A et I.1.3.B). Dans ce cas, l'hyperpycnite devient très semblable à une séquence de Bouma (Bouma, 1962 ; Mulder *et al.*, 2001 ; Figure I.1.3.A) en position proximale alors qu'en position distale elle peut être conservée dans son intégralité (Figures I.1.3.C et I.1.3.D). Le tableau I.1.1. présente une liste des hyperpycnites complètes qui ont été identifiées dans différents contextes sédimentaires actuels. Il apparaît que peu d'hyperpycnites complètes aient été clairement identifiées en domaine lacustre. Nous pensons que la très faible occurrence d'hyperpycnites complètes en domaine lacustre peut avoir deux origines. Elle peut être associée à la taille réduite des bassins lacustres où seules les hyperpycnites tronquées, associé au faciès proximal du domaine marin, seraient conservées. Le peu d'observations des hyperpycnites complètes peut aussi provenir de la plus faible épaisseur de ces dépôts en domaine lacustre et de la difficulté à discerner le terme basal Ha.

<i>Type de bassin</i>	<i>Lieu</i>	<i>Distance au delta</i>	<i>Profondeur</i>
Marin	Var (France) ¹	~50 km	~2000 m
Marin	Oman (Oman) ²	~200 km	~3200 m
Marin	Toyama (Japon) ³	700 km	~3000 m
Marin	Baie de Hudson (Canada) ⁴	~600 km	~370 m
Fjord	Saguenay (Quebec) ⁵	~100 km	~275 m
Lac	Constance (Allemagne) ⁶	>10 km	~200m
Lac	Puyehue (Chili) ⁷	~ 2 km	~120 m
Lac	Bramant (France) ⁸	~300 m	~ 37 m
Lac	Tahoe (Etats-Unis) ⁹	~10 km	469 m
Lac	Kizaki (Japon) ¹⁰	~250 m	29 m

Tableau I.1.1. Liste (exhaustive ?) et caractéristiques de localisation des séquences sédimentaires holocènes dans lesquelles des hyperpycnites complètes (cas C et D, Figure I.1.3) ont été identifiées. Références : (1) Mulder *et al.*, 1998 ; 2001 ; (2) Bourget *et al.*, 2010 ; (3) Nakajima, 2006 ; (4) Lajeunesse & St-Onge, 2008 ; (5) St-Onge *et al.*, 2003 ; (6) Schneider *et al.*, 2004 ; (7) Chapron *et al.*, 2007a ; (8) Guyard *et al.*, 2007a ; (9) Osleger *et al.*, 2009 (10) Ito *et al.*, 2010.

D'une manière générale, nous retiendrons que les dépôts de crue de type hyperpycnite complète (Figures I.1.3.C et I.1.3.D) sont assez fréquents en domaine marin, alors que le faciès le plus décrit en domaine lacustre est de type hyperpycnites tronquées, plus couramment appelé « niveau granodécroissant » (Figure I.1.3.A) : Lac de Brienz (Suisse), Sturm et Matter, 1978 ; Lac des Quatre-Cantons (Suisse), Siegenthaller et Sturm, 1991 ; Lac Silvaplana (Suisse), Leemann and Niesen, 1994a ; Lac Tutira (Nouvelle-Zélande), Page *et al.*, 1994 ; Ritterbush Pond (Etats-Unis), Brown *et al.*, 2002 ; Lacs Schwendisee (Suisse), Gilli *et al.*, 2003 ; Babsin Piànico-Sèllere (Italie), Mangili *et al.*, 2005 ; Lac Butjønna (Norvège), Bøe *et al.*, 2006 ; Lac de Braies (Italie) Irmiler *et al.*, 2006 ; Lac Oxbow (Canada), Wolfe *et al.*, 2006 ; Lac Puyehue (Chili), Chapron *et al.*, 2007 ; Lac Bramant (France), Guyard *et al.*, 2007a et Lac Rock (Canada), Schiefer *et al.*, 2011 ; Lac Iseo (Italie), Lauterbach *et al.*, 2012.

Enfin, en domaine lacustre, des dépôts qui présentent d'autres caractéristiques granulométriques ont également été interprétés comme des dépôts de crue. Plusieurs auteurs (Brown *et al.*, 2000, 2002 ; Nesje *et al.*, 2001 ; Noren *et al.*, 2002 ; Moreno *et al.*, 2008 ; Storen *et al.*, 2010) ont décrit des passées détritiques silteuses, sableuses ou silto-sableuses homogènes, qui s'intercalaient dans un sédiment riche en matière organique autochtone (gyttja). L'interprétation de leur origine de crue est supportée par la composition allochtone qui contraste avec la gyttja qui les entoure. Il est à noter que ce type de dépôts, pour lequel aucun granoclassement, n'est reporté, n'a été décrit que pour des sites dont la sédimentation est dominée par les apports autochtones. C'est à dire des sites qui sont habituellement pas ou peu influencés par l'hydrologique et/ou des processus érosifs dans le bassin versant.

Les processus de mise en place de ces dépôts, c'est à dire le type de courant et processus associés, n'ont jamais été identifiés. De plus ces dépôts n'ont jamais été spatialisés. Cependant, en l'absence de tri granulométrique, des courants de type homo- ou mésopycnal sont peu probables. Les analogues marins les plus proches pour ces dépôts résultent de courants hyperpycnaux où la fraction solide est dominée par la charge de fond. En effet, ces courants hyperconcentrés peuvent être à l'origine de lits sableux non classés (Brunner *et al.*, 1999 ; Mulder et Alexander, 2001). D'autre part ils sont associés à des événements rares et exceptionnels (crue historiques majeure, rupture de barrage massif, jökulhlaups). Ce qui pourrait être en accord avec la très faible occurrence de ce type de dépôts dans les séquences sédimentaires (de l'ordre de 1 dépôt par 100 ans au plus, Tableau I.1.2.).

Trois types de dépôt de crue ont donc été identifiés par les précédentes études dans les séquences sédimentaires lacustres :

- hyperpycnites complètes : rares et principalement identifiées dans les séquences dominées par la fraction allochtone,
- hyperpycnites tronquées : très fréquentes dans les séquences dominées par la fraction allochtone, bien moins fréquentes dans les séquences dominées par la fraction autochtone,
- passée détritique « grossière » : sans description de classement ou tri granulométrique, uniquement identifiées dans les séquences dominées par la fraction autochtone.

Tableau I.1.2. (page suivante) : inventaire des études de dépôts de crue en milieu lacustre et méthodologies utilisées. **C/N** : mesure C/N, **C** : delta ¹³C, **CNS** : mesure en Carbone, Azote et Sulfure, **D** : mesure de la Densité sèche, **DEX** : DENSité par rayons X (radiographie ou CAT-scan), **DRX** : Diffraction des Rayons X, **E** : Epaisseur, **EC** : Estimation teneur en Carbonates, **G** : Granulométrie, **GC** : Géochimie en Continu par scanner de carotte, **GD** : Gamma densité, **GP** : Géochimie Ponctuelle, **MC** : approche multi carottes, **MEB** : Microscope Electronique à Balayage, **MM** : Mesures Magnétiques, **P** : Palynologie, **PAF** : Perte Au Feu, **S** : Sismique réflexion, **SC** : SpectroColorimétrie, **SM** : Susceptibilité Magnétique, **V** : estimation Volume. Les éléments marqués entre paranthèse auraient pu servir à reconstituer l'intensité des événements mais n'ont pas été utilisé en ce sens. **Références** : (1) Sturm et Matter, 1978 ; (2) Siegenthaller et Sturm, 1991 ; (3) Thorndycraft *et al.*, 1998 ; (4) Brown *et al.*, 2000 ; Brown *et al.*, 2002 ; (5) Nesje *et al.*, 2001 ; (6) Noren *et al.*, 2002 ; (7) Gilli *et al.*, 2003 ; (8) Bøe *et al.*, 2006 ; (9) Irmiler *et al.*, 2006 ; (10) Wolfe *et al.*, 2006 ; (11) Moreno *et al.*, 2008 ; (12) Osleger *et al.*, 2009 ; (13) Parris *et al.*, 2009 ; (14) Bussman *et al.*, 2010 ; (15) Czymzik *et al.*, 2010 ; (16) Chapron *et al.*, 2002 ; Arnaud *et al.*, 2005 ; Jacob *et al.*, 2009 ; Debret *et al.*, 2010 ; (17) Ito *et al.*, 2010 ; (18) Page *et al.*, 1994 ; Eden et Page, 1998 ; Page *et al.*, 2010 ; (19) Storen *et al.*, 2010 ; (20) Schiefer *et al.*, 2011 ; (21) Arnaud *et al.* 2002 ; Giguet-Covex *et al.*, 2011, 2012 ; (22) Leeman et Niessen, 1994a ; Stewart *et al.*, 2011 ; (23) Corella *et al.*, 2011 ; Lauterbach *et al.*, 2012.

Réf.	Pays	Lac	Sédimentation à dominante :	Période couverte (années)	Fréquence événements	Détection crue	Distinction crue / remaniements gravitaires	Intensité crue
1	Suisse	Quatre-Cantons (Urnersee)	Détritique	/	1/100 ans à ~ 1/1 an	G (EC, DRX)	MC	(G, V)
2	Suisse	Brienzi	Détritique	400	< 1/10 ans	G (EC, DRX)	S, MC	(G, V)
3	France	Annecy	Mixte	~450	~ 1/100 ans	MM, GP, PAF, P	MM, P	/
4	USA	Ritterbush Pond	Authigène	10 000	< 1/100 ans	SM, PAF, G, C/N, C	/	(G, E)
5	Norvège	Atnsjøen	Authigène	4500	< 1/100 ans	Visuelle et PAF	PAF	/
6	USA	13 sites	Authigène	< 13 000	< 1/100 ans	SM, PAF, G	/	/
7	Suisse	Schwendiseen	Authigène	600	< 1/100 ans	MC, SM, GD, PAF, DRX	S, PAF	/
8	Norvège	Butjøna	Authigène	10 000	~ 1/100 ans	SM, GD, PAF, PAF, G, MM	SM, PAF	(G, E)
9	Italie	Braies	Mixte	2250	~ 1/10 ans	S, MC, G	/	(E)
10	Canada	Oxbow	Détritique	300	~ 1/10 ans	G, SM, C/N, C	/	/
11	Espagne	Taravilla	Authigène	2000	< 1/100 ans	SM, GC, D, SC, CNS, PAF	S	/
12	USA	Tahoe	Mixte	7000	< 1/100 ans	SM, G, MEB, C/N, C	C, C/N	/
13	USA	6 sites	Mixte	~13 500	~ 1/100 ans	SM, G, PAF	/	/
14	Suisse	Lauerz	Détritique	~ 2000	~ 1/10 ans	S, MC, GD, PAF	PAF	(E)
15	Allemagne	Ammersee	Mixte	450	> 1/10 ans	MC, GC, C, DRX	(G, visuelle)	/
16	France	Bourget	Mixte	10 000	> 1/100 ans	S, SM, GC, SC	S	/
17	Japon	Kizaki	Mixte	70	~ 1/10 ans	G, D, C/N	(G)	/
18	Nouvelle-Zélande	Tutira	Mixte	10 000	~ 15/100 ans	MC, G, D, SM, DEX, SC	/	E
19	Norvège	Meringsdalsvatnet	Authigène	10 000	~ 1/100 ans	DEX, SM, D, PAF	/	/
20	Canada	Rock	Détritique	30	> 1/10 ans	S, MC, D, PAF, G	/	E
21	France	Anterne	Détritique	10 000	~ 1/10 ans	G, GC	(G)	G, GC
22	Suisse	Silvaplana	Détritique	~2000	~ 1/100 ans	G	/	(E)
23	Espagne	Montcortes	Authigène	6000	< 1/100 ans ?	G, SM, GC, PAF, C/N	(G)	/
24	Italie	Iseo	Mixte	10 000	> 1/100 ans ?	SC, SM	S (G)	(E)

2.2. Identification des crues dans les séquences sédimentaires

2.2.1. Dans les séquences sédimentaires dominées par la fraction autochtone

Dans les séquences sédimentaires où la fraction autochtone est dominante, l'identification des dépôts de crue est généralement basée sur les changements de composition bien contrastés entre la sédimentation continue (essentiellement matériel autochtone) et les dépôts de crue (seule fraction allochtone) (notamment Brown *et al.*, 2000, 2002 ; Nesje *et al.*, 2001 ; Noren *et al.*, 2002 ; Gilli *et al.*, 2003 ; Figure I.1.4.). Les méthodes pour identifier ces changements de composition sont pour l'essentiel basées sur la quantification (perte au feu, spectrophotométrie) et la qualification de la matière organique (mesure du carbone et de l'azote, isotopes du carbone, estimation des carbonates par calcimétrie Bernard ; Tableau I.1.2.). En général, l'hypothèse est faite que la matière organique lacustre est présente en quantité plus importante que la matière organique allochtone. Les mesures de qualification de la matière organique ont pour objectif de vérifier cette hypothèse. Le rapport carbone/azote est basé sur le principe que la matière organique lacustre est plus riche en azote, par rapport à celle terrestre qui est plus riche en carbone. Les diminutions de quantité de matière organique et d'augmentation du rapport C/N sont alors associées aux dépôts de crues (Figure I.1.4.).

Ces sédiments riches en matière organique présentent une relative richesse en pollens. Des analyses palynologiques ont ainsi permis d'identifier des dépôts de crues car ces derniers se caractérisent notamment par une pauvreté générale en pollen et une augmentation en grains de pollens détériorés (Thorndycraft *et al.*, 1998). La présence importante de matière organique est également à l'origine d'une augmentation de la porosité et donc de la teneur en eau. Des mesures de densité ont été entreprises pour identifier les passées détritiques plus denses. Storen *et al.* (2010) a par exemple utilisé un scanner de type médical (appelé CAT-Scan) pour mesurer la densité du sédiment en continu et à haute résolution. Un traitement automatique a ensuite permis de détecter à haute résolution les niveaux denses, correspondant aux dépôts de crues.

La détection des dépôts peut également se faire en utilisant les propriétés propres au matériel allochtone. La susceptibilité magnétique est largement utilisée dans cet objectif car facile et rapide à acquérir (Tableau I.1.2.). Les particules détritiques présente généralement des valeurs de susceptibilité magnétique positives alors que la fraction autochtone tend vers des valeurs proches de zéro (fraction carbonatée) à négatives (matière organique) (Figure I.1.4.). Comme les passées détritiques sont exclusivement composées de matériel détritique et elles sont facilement repérables par des pics marquées de susceptibilité magnétique (Figure I.1.4.). Le cas du Lac du Bourget (voir § 1.1. et Figure I.1.1.) qui combine enregistrements continu et discret des apports détritiques illustre parfaitement ces aspects. L'enregistrement

continu des apports détritiques est représenté par la grande tendance (effet de dilution des fractions auto- et allochtone) et l'enregistrement discret par les pics brefs et de valeurs élevées (Figure I.1.1.). D'autre part Thorndyraft *et al.* (1998) a utilisé les propriétés magnétiques pour montrer que les passées détritiques du lac d'Annecy sont enrichies en sols du bassin versant. Dans la même idée, des mesures de géochimie minérale en continu par scanners de carotte commencent à être entreprises (Moreno *et al.*, 2008). En parallèle de ces mesures, la granularité de la fraction détritique qui témoigne de l'énergie de courant de la rivière est également utilisée (Tableau I.1.2.).

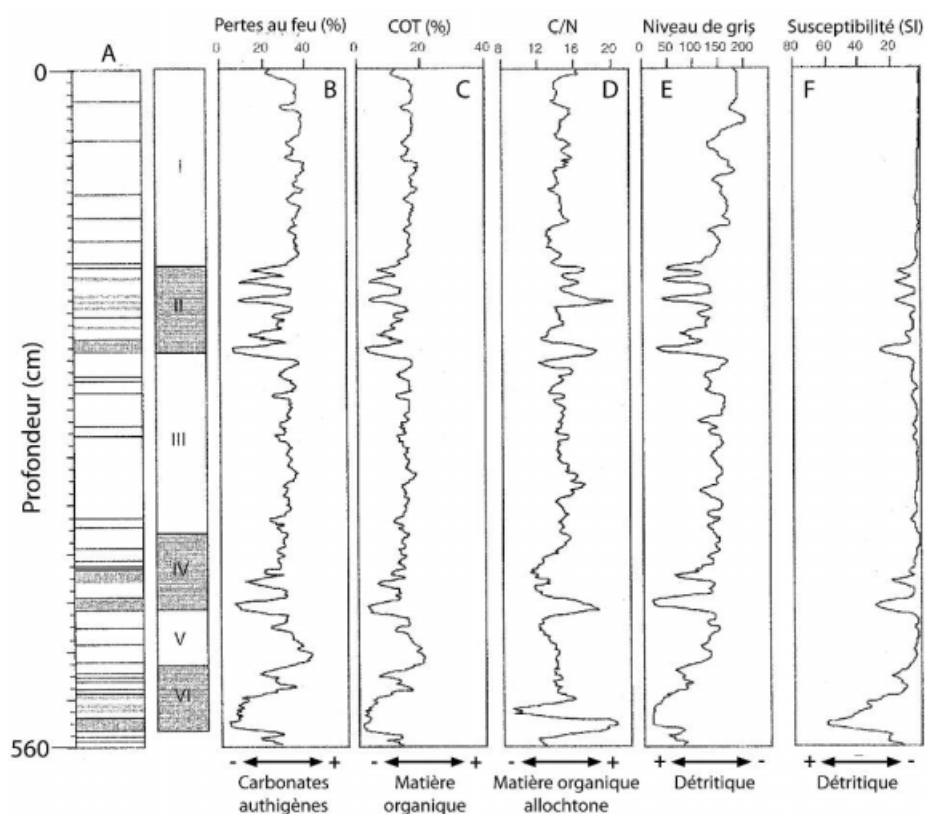


Figure I.1.4. : Illustration des méthodes appliquées pour détecter les crues dans des séquences dominées par la sédimentation autochtone. (A) Log lithologique avec les passées détritiques en gris. (B) Estimation de la teneur en carbonates à partir de mesure de perte au feu. (C) Estimation de la teneur en Carbone Organique Total à partir des mêmes mesures. (D) Rapport carbone sur azote. (E) Analyses de niveaux de gris. (F) Mesure de susceptibilité magnétique (modifié d'après Brown *et al.*, 2002).

2.2.2. Dans les séquences sédimentaires dominées par la fraction allochtone

Dans les séquences sédimentaires dominées par la fraction détritique, la grande majorité du matériel provient du bassin versant. Le contraste précédent entre la sédimentation continue enrichie en matière organique et la sédimentation événementielle riche en particules détritiques tend à disparaître, rendant plus difficile la détection des dépôts de crue. Seule une description lithologique détaillée et des mesures granulométriques permettent alors de les

identifier (Sturm et Matter, 1978 ; Siegenthaller et Sturm, 1991 ; Arnaud *et al.*, 2002 ; Guyard *et al.*, 2007a ; Schiefer *et al.*, 2011). Rappelons que dans ces environnements où la fraction détritique domine, les dépôts de crue présentent souvent un faciès de type hyperpyncites tronquées, caractérisées par une granodécroissance et un bon tri (Sturm et Matter, 1978 ; Siegenthaller et Sturm, 1991 ; Guyard *et al.*, 2007a ; Schiefer *et al.*, 2011). L'identification de restes végétaux (Mulder et Chapron, 2011) ou de palynofaciès terrestres (Simonneau *et al.*, 2011a, 2011b) est un argument supplémentaire, illustrant de processus érosifs de forte énergie. Il est à noter que ces analyses ne permettent pas d'atteindre une haute résolution. En effet la granulométrie et les descriptions visuelles se font en routine à une résolution de l'ordre de plusieurs millimètres. L'identification d'éléments géochimiques à haute résolution (100 à 200 μm) par scanner de carotte pourrait permettre de tracer indirectement l'évolution de la granulométrie et donc de détecter les dépôts de crue à plus haute résolution. En effet Cuven *et al.* (2010) a montré que des éléments peuvent présenter des affinités pour des fractions granulométriques comme le potassium pour les argiles ou le zirconium pour les sables fins.

2.3. Spatialisation des dépôts de crue associés

Nous avons vu précédemment que les différents courants, qui se mettent en place lorsque les eaux affluentes entrent dans le lac au cours d'une crue, influencent largement la dispersion du sédiment dans le bassin lacustre. En fonction du type de courant, les dépôts de crue qui en résultent peuvent être confinés à une zone restreinte ou s'étendre sur l'ensemble du(des) bassin(s). Sur le Lac du Bourget, la cartographie de dépôts de crues résultant de courants hyperpyncaux ou mésopyncaux semblent, en effet, révéler des extensions différentes (Chapron, 2002). Cette différence dans l'extension des dépôts est une des hypothèses pour expliquer les différences de fréquences de crue entre les reconstitutions réalisées à partir de carottes plus ou moins proximales (Figure I.1.1.). En contexte de courant hyperpyncal, Sturm et Matter (1978) et Siegenthaller et Sturm (1991) ont mis en avant à partir d'analyses sismiques et d'une approche « multi-carottes » i) une structure actuelle bien établie en chenal et lobe similaire au domaine marin, ii) la spatialisation de dépôts de crue qui en résulte et iii) l'existence de plusieurs chenaux fossilisés dans la zone deltaïque. Il est apparu que l'extension des dépôts de crue est très variable dans le temps. Cela signifie qu'un carottage en position trop distale ne permettra pas de renseigner la totalité des dépôts de crues. A l'inverse un carottage en position trop proximale expose à des processus érosifs intenses, et par là à une séquence sédimentaire incomplète (Sturm et Matter, 1978). D'autre part l'existence de chenaux fossilisés illustre la migration possible du cours d'eau sur le delta, suggérant que la spatialisation actuelle des dépôts de crue ait été modifiée plusieurs fois sur le temps long. Lamoureux (1998) a montré à partir d'une approche « multi-carottes » que ces aspects de

variabilité dans la dispersion du sédiment concernent également des petits bassins lacustres. Il a également montré que la migration du cours d'eau sur le delta influence la spatialisation des zones de dépôts à une échelle de temps de l'ordre de la décennie.

Ces travaux suggèrent donc unanimement que dans l'objectif d'une identification exhaustive des dépôts de crue sur le temps long, une étude préliminaire visant à caractériser les courants, leurs trajectoires et l'extension des dépôts en résultant est nécessaire. La méthode de sismique réflexion est une première approche qui permet de définir les grandes structures dans le remplissage sédimentaire. Mais une approche « multi-carottes » paraît également nécessaire pour affiner la compréhension des processus et déterminer l'évolution possible de l'extension/spatialisation des dépôts dans le temps.

2.4. Marqueurs sédimentologiques de l'intensité des crues

Grâce à l'identification des dépôts de crue dans la séquence sédimentaire et à leur datation, il est possible de déterminer la fréquence de crue. Dans ce travail, nous souhaitons également obtenir des informations quant à l'évolution de l'intensité des crues au cours du temps. La synthèse bibliographique (Tableau I.1.2.) souligne que peu d'études ont eu pour objet la reconstitution de l'intensité des crues passées. Il faut attendre 2006 pour que les premières mentions de « flood magnitude » apparaissent. Bøe *et al.* (2006) et Irmiler *et al.* (2006) mentionnent les deux éléments qui permettraient de reconstituer la paléo-intensité : la granularité et l'épaisseur des dépôts de crue.

2.4.1. Granularité et géochimie

D'une manière générale la granularité de la fraction détritique est assimilée à la vitesse de courant du cours d'eau affluent (Campbell, 1998). Dans le cas des hyperpynites complètes, Mulder *et al.* (2001) associe la granularité maximale à la vitesse maximale atteinte au cours de la crue. Dans le cas d'hyperpynites tronquées, la fraction la plus grossière qui est conservée, peut être associée au débit de crue maximum. L'avantage de cette méthode granulométrique pour l'estimation de la paléo-intensité est qu'elle est peu dépendante de l'évolution des processus érosifs dans le bassin versant. La limite de cette méthode est le temps d'acquisition de mesures granulométriques en continu et surtout une résolution minimale de l'ordre de 5 mm. L'utilisation de scanners de carotte pour obtenir un marqueur granulométrique à haute résolution, comme mentionnée ci-dessus § 2.2.2., est plus onéreuse mais peut palier ces limites.

2.4.2. Volume et épaisseur de dépôts

Il est également possible de considérer la quantité de matériel transporté puis déposé au cours de la crue comme relatif à l'intensité de celle-ci. On considère alors que plus la crue est importante, plus la charge sédimentaire l'est. Si cette relation peut se vérifier (Mulder and Syvitski, 1995), des mesures régulières de matière en suspension et de débit de rivières ont également montré qu'elle pouvait évoluer au sein d'une même année de façon plus ou moins complexe (Syvitski et Alcott, 1993, 1995 ; Mulder *et al.*, 1997 ; Susperregui, 2008). Cette évolution est à mettre en regard de l'évolution des processus érosifs dans le bassin versant au cours de l'année (taux d'humidité des sols, recharge en matériel érodable, etc.). L'hypothèse d'une augmentation de la charge détritique en relation avec l'augmentation du débit peut donc être supposée dans le cas d'un bassin versant où les processus érosifs sont constants. C'est à dire un bassin versant (i) au stock illimité en matériel érodable et (ii) de sols peu développés limitant les effets d'humidification.

Par ailleurs, l'estimation du volume déposé dans le bassin lacustre nécessite de réaliser toute une série de carotte pour couvrir l'ensemble du dépôt de crue (Sturm et Matter, 1978 ; Siegenthaller et Sturm, 1991). Cette approche semble donc i) très contraignante et ii) peu compatible avec les études sur le temps long. L'idéal serait donc de pouvoir estimer le volume déposé à partir de l'épaisseur de dépôts mesurée en un point donné. Ce cas idéal sous-tend que le sédiment est dispersé par les courants de façon uniforme d'une crue à l'autre. Plusieurs études affichent ainsi l'épaisseur des dépôts, suggérant implicitement cette relation entre épaisseur, volume et intensité de crue (Tableau I.1.2.). Cependant des études précédentes (Chapron *et al.*, 2002) et plus encore les études en cours sur le Lac du Bourget (thèse en cours de Jean-Philippe Jenny EDYTEM/Carrtel-INRA) semblent montrer que la variabilité spatiale des dépôts de crue est bien trop importante pour qu'une telle relation puisse être observée sur de grands bassins lacustres. Schiefer *et al.* (2011) semble montrer que la relation épaisseur-intensité peut se vérifier pour des petits bassins. En effet, l'étude de près d'une vingtaine de carotte révèle que le sédiment semble être dispersé sur i) l'ensemble du bassin lacustre et ii) de façon homogène d'un événement à l'autre (Figures I.1.4.A et I.1.4.B). Par comparaison avec des données de débit de l'affluent, ils ont ensuite pu établir que le volume de sédiment déposé dans le lac était effectivement proportionnel au volume d'eau écoulé au cours de la crue (Figure I.1.4.D). La quantification statistique de la relation épaisseur de dépôts – débits de crue ne semble cependant pas avoir été investiguée, limitant la « bonne » relation épaisseur - intensité à la seule appréciation visuelle (Figure I.1.4.C).

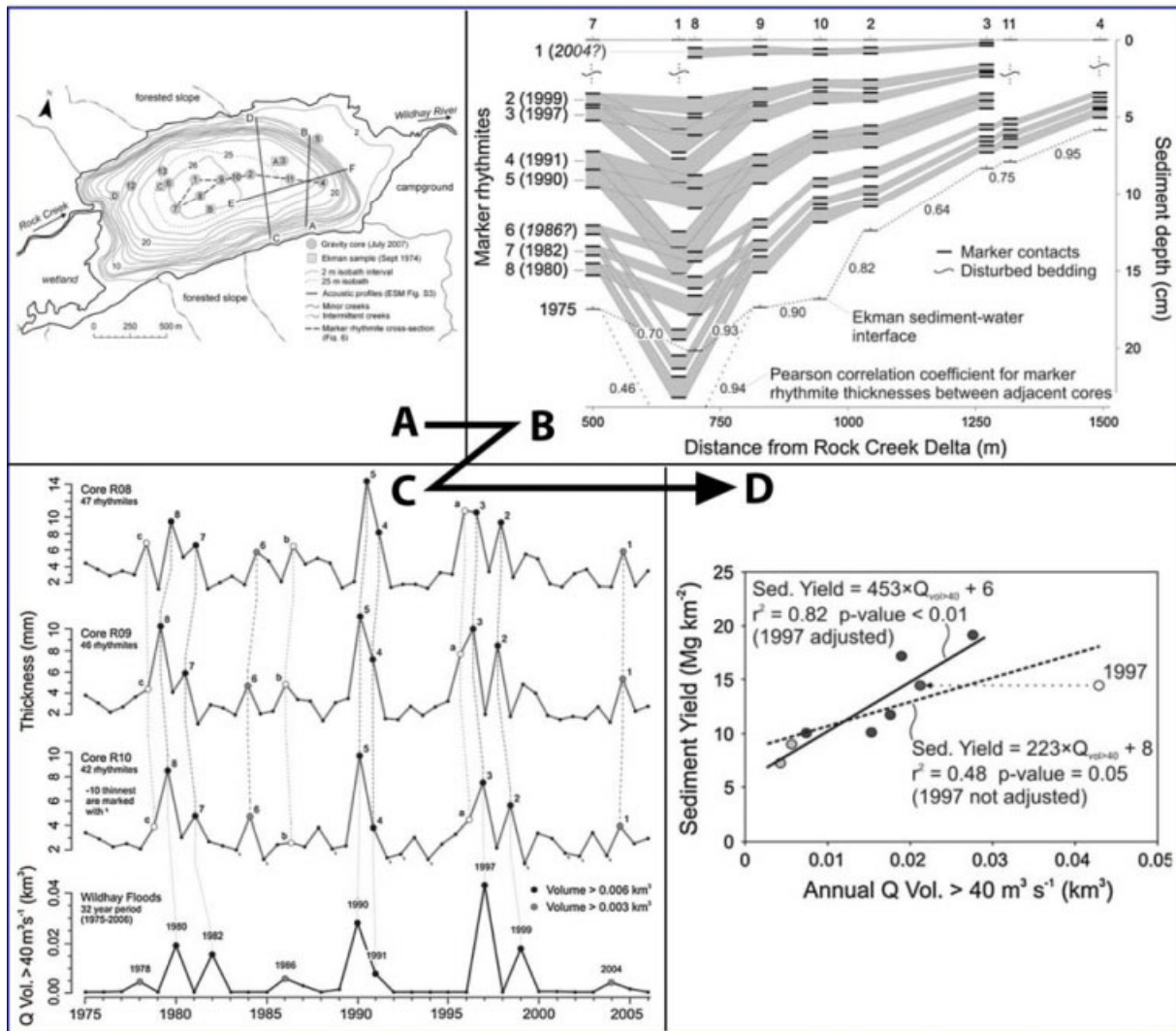


Figure I.1.5. (A) Bathymétrie du Lac Rock (Canada) et sites de carottage. (B) Corrélation stratigraphique des dépôts granodécroissants. (C) Comparaison de l'épaisseur des dépôts avec les volumes d'eau écoulés au cours des crues annuelles (débits supérieurs à $40 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). (D) Comparaison de ces mêmes volumes de crue avec l'estimation du volume de sédiment déposé au cours de l'événement. D'après Schiefer *et al.* (2011), modifié.

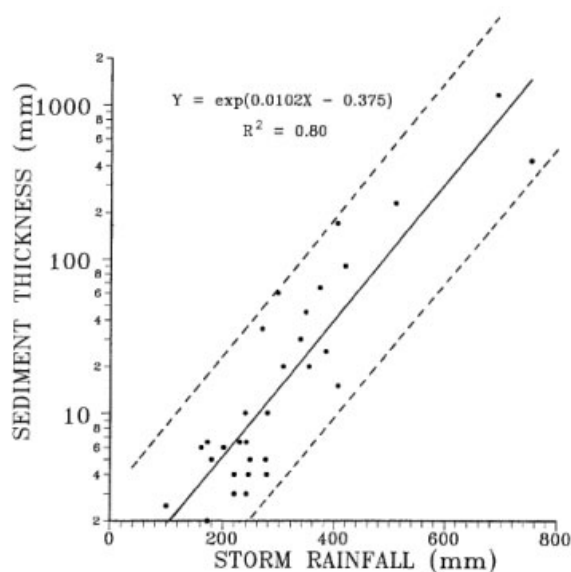


Figure I.1.6. Comparaison entre l'épaisseur des dépôts de crue du lac Tutira (Nouvelle-Zélande) et des précipitations totales par événement (Page *et al.*, 1994).

La seule étude relevée dans la bibliographie qui ait concrètement relié épaisseur des dépôts de crue et intensité des crues a été réalisée sur le remplissage de la zone profonde du Lac Tutira (Nouvelle-Zélande) (Page *et al.*, 1994). La relation entre épaisseur et volume de dépôts n'a cependant pas été investiguée à cause d'une trop forte variabilité de l'épaisseur. Les auteurs ont directement comparé les épaisseurs de dépôts de crue mesurées sur la carotte de la zone profonde avec les précipitations par événement enregistrées dans le bassin versant (Figure I.1.6.). Au-delà de la très bonne corrélation statistique, nous pouvons noter que la relation obtenue est d'ordre exponentielle, comme celle généralement décrite entre le débit d'un cours d'eau et sa charge en suspension (voir § 2.1.1.).

3. Remaniements gravitaires

La gravité est à l'origine de phénomènes de remobilisation des sédiments situés sur les pentes raides et/ou à taux de sédimentation élevés. En domaine lacustre, les origines reconnues sont les surcharges sédimentaires, les séismes, les avalanches, les écroulements ou les changements de niveau de lac (Monecke *et al.*, 2004 ; Girardclos *et al.*, 2007). Il en résulte des dépôts aux faciès très variés dont l'accumulation peut représenter une part importante de la sédimentation en zone profonde.

Les processus gravitaires sont évoqués ici car il en ressort que ces dépôts :

- i) peuvent présenter un faciès très similaire à celui de dépôts de crue et du coup fausser les reconstitutions de l'activité hydrologique,
- ii) sont associés à des événements « instantanés », qui doivent être retranchés de l'accumulation sédimentaire pour la réalisation des modèles d'âge – profondeur,
- iii) peuvent être associés à des événements historiques connus (séisme, avalanche, écroulement, etc.) et donc servir de marqueurs chrono-stratigraphiques pour améliorer les modèles d'âges.

3.1. Processus et caractéristiques de dépôts

Le sédiment qui s'accumule sur les pentes est plus ou moins équilibré. Lorsque la pente est raide ou lorsque la charge sédimentaire est importante, des déséquilibres gravitaires peuvent intervenir. Il en résulte une mise en mouvement d'une masse sédimentaire. Les glissements en masse de type translationnel (sliding), rotationnel (slumping) ou mixte sont généralement caractérisés par des distances de déplacement limitées et de faibles déformations de la structure interne (Skempton et Hutchinson, 1969 ; Mulder et Cochon, 1996).

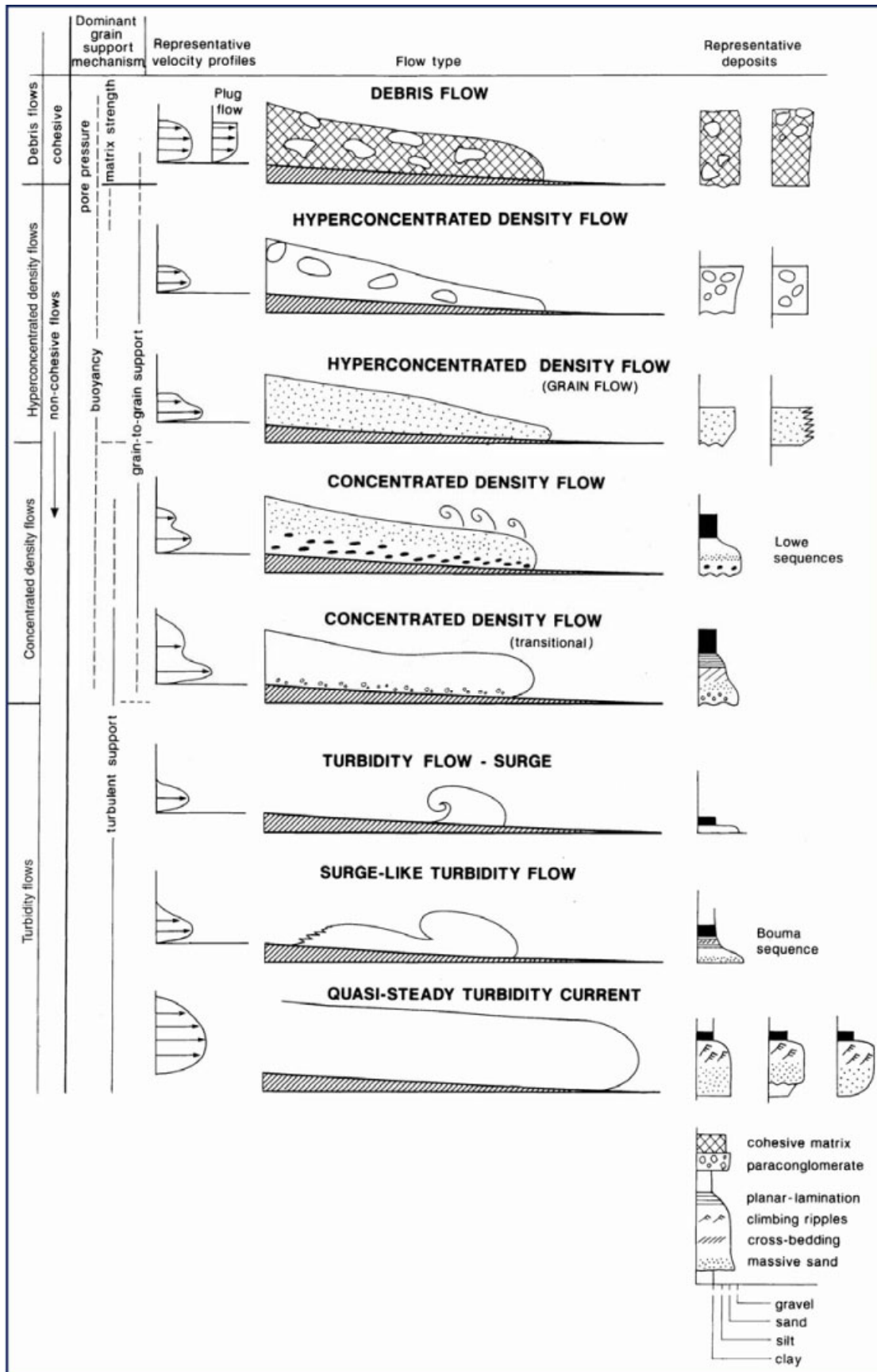


Figure I.1.7. Représentation schématique des différents types d'écoulements gravitaires et les dépôts associés (Mulder et Alexander, 2001).

Les mouvements en masse peuvent également prendre la forme ou évoluer en « coulées de débris » (debris flow) ou « coulées de boue » (mud flow), dont les déplacements se font sur de plus grandes distances (Figure I.1.7.). Ces coulées concernent des sédiments très peu consolidés (niche de départ souvent invisible) et peuvent transporter des éléments très grossiers grâce à la présence d'une matrice cohésive (Mulder et Cochonat, 1996 ; Mulder et Alexander, 2001). Dans ce cas, l'écoulement est plastique et laminaire ; la structure interne est détruite au cours du déplacement.

Une forte concentration en grains non cohésifs dans les mouvements en masse conduit à une diminution de la force matricielle et permet des interactions grain à grain. Il en résulte des écoulements dits non-cohésifs (par opposition aux coulées de débris et coulées de boue) dont le comportement est fonction de la concentration en éléments solide (Mulder et Alexander, 2001 et références citées). L'écoulement reste laminaire pour les coulées de densité hyperconcentrées (hyperconcentrated density flow) alors qu'il devient progressivement turbulent pour les coulées de densité concentrées (concentrated density flow). Les dépôts qui en résultent tendent à présenter de nouvelles structures internes acquises au cours du dépôt. Une légère granodécroissance inverse peut apparaître pour les dépôts issus de coulées hyperconcentrées. Alors qu'une légère granodécroissance normale, une base érosive et une extension plus importante semblent caractériser les dépôts issus de coulées concentrées (Mulder et Alexander, 2001).

Lorsque la concentration en solide devient inférieure à 9% du mélange (Mulder et Alexander, 2001), des courants de turbidité au sens strict se mettent en place et c'est alors la turbulence du fluide, et non plus la matrice solide et ses interactions, qui devient le mécanisme principal du transport. Ce changement de comportement induit une diminution de la capacité à transporter de grosses particules. Les dépôts résultants de courants de turbidité peuvent être caractérisés par i) des particules généralement de taille plus fine, ii) l'apparition d'une granodécroissance normale (séquence de type Bouma) et iii) une séquence Ta (=séquence granodécroissante ; Bouma, 1962) du dépôt plus fine (par rapport à l'épaisseur totale) que pour les dépôts issus de coulées concentrées (Mulder et Alexander, 2001).

Enfin, ces différentes coulées peuvent être contemporaines d'un même événement ou évoluer de l'une vers l'autre (Shanmugam *et al.*, 1995 ; Mulder et Cochonat, 1996 ; Figure I.1.7.). En effet, le courant peut se concentrer en perdant du fluide et/ou en intégrant des sédiments érodés, ou se diluer en intégrant du fluide et/ou en perdant une partie de son contenu solide. Dans de grands bassins lacustres la succession de dépôts la plus souvent décrite correspond à l'identification de dépôts en masse dans les positions les plus proximales jusqu'à un faciès turbiditique en positions plus distales (Shiki *et al.*, 2000; Monecke *et al.*,

2004; Schnellmann *et al.*, 2005; Chapron *et al.*, 2007; Girardclos *et al.*, 2007; Bertrand *et al.*, 2008; Fanetti *et al.*, 2008). Dans le détail, les dépôts turbiditiques identifiés par ces études coiffent généralement la partie distale du dépôt en masse puis s'étendent bien plus loin vers la zone profonde, où ils s'intercalent dans la séquence sédimentaire continue. Ces dépôts turbiditiques sont tous caractérisés par une granodécroissance normale, une base nette parfois érosive et une limite sommitale graduelle.

3.2. Distinction entre remaniements gravitaires et crues

Nous avons vu précédemment (§ 2.) que les dépôts de crue (« les hyperpycnites »), correspondent généralement à des dépôts dont la base est caractérisée par une granodécroissance inverse et le terme sommital par une granodécroissance normale. La présence de ce granoclassement inverse à la base du dépôt de crue constitue un critère distinctif des turbidites issues de processus gravitaires (Mulder et Chapron, 2011). Cependant nous avons remarqué que, dans la majorité des cas, les dépôts de crue en domaine lacustre sont décrits comme des dépôts granodécroissants. La confusion devient donc possible, avec les turbidites résultant de processus gravitaires, et peut limiter l'interprétation quant à l'origine de ces dépôts (voir par exemple Osleger *et al.*, 2009).

Dans le cas de séquence sédimentaire dominée par la fraction authigène, de nombreux auteurs s'appuient essentiellement sur le caractère allochtone du matériel constituant ces dépôts pour appuyer une origine hydrologique (Brown *et al.*, 2000, 2002, Noren *et al.*, 2002, Moreno *et al.*, 2008, Parris *et al.*, 2009). Le caractère allochtone est suggéré dans ces études par la diminution des teneurs en carbone organique et inorganique, et/ou une augmentation du $\delta^{13}\text{C}$, et/ou une augmentation du rapport carbone sur azote (Tableau I.1.2.). Cependant, un glissement en masse qui affecterait les pentes deltaïques (où s'accumule pour l'essentiel du matériel terrigène) pourrait lui aussi être à l'origine de dépôts granodécroissant riche en matériel allochtone. Ces mêmes auteurs mettent en avant l'asismicité de la région où se situe le lac, mais n'évoquent pas les autres facteurs à l'origine de remaniements gravitaires (départ spontané, avalanche, écroulement, etc.). Identifier les dépôts issus des processus gravitaires est d'autant plus important pour ces sites que les fréquences de crue qui y sont reconstituées sont généralement faible (généralement de l'ordre d'un événement par 100 ans ; Tableau I.1.2.). L'interprétation de ces chroniques de crue est très sensible à l'ajout d'un ou plusieurs événements ayant ou non une origine hydrologique.

Sur la période récente, Page *et al.* (1994) ou Czymzik *et al.* (2010) se sont appuyés sur la comparaison d'occurrence des dépôts granodécroissants avec des données instrumentales (précipitations ou débits). La bonne concordance chronologique entre l'occurrence de ces dépôts et des événements hydrologiques exceptionnels leur a permis de soutenir que ces

dépôts sont issus de processus hydrologiques. Cependant, cette approche nécessite la disponibilité de données instrumentales et surtout ne permet de valider l'origine des dépôts que sur la période de comparaison.

L'imagerie géophysique par sismique réflexion permet de détecter la présence d'ensembles glissés, et parfois les turbidites qui en résultent lorsque celles-ci sont suffisamment épaisses (Shiki *et al.*, 2000 ; Monecke *et al.*, 2004 ; Schnellmann *et al.*, 2005 ; Chapron *et al.*, 1999, 2007 ; Girardclos *et al.*, 2007 ; Bertrand *et al.*, 2008 ; Fanetti *et al.*, 2008). Leur détection permet de savoir si un site est sujet aux remaniements gravitaires et d'identifier formellement l'origine de turbidites. La principale limite de cette méthode est la résolution verticale qui est de l'ordre de 20 cm. Dans des petits systèmes lacustres, des dépôts de crue ou de remaniements gravitaires peuvent être d'épaisseur bien inférieure à cette résolution et peuvent ne pas être identifiés par cette approche.

L'approche « multi-carotte », bien que plus contraignante, est à notre avis la seule méthode permettant de renseigner la présence de remaniements gravitaire et l'extension de dépôts de cet ordre d'épaisseur (Sturm et Matter, 1978 ; Siegenthaller et Sturm, 1991 ; Page *et al.*, 1994 ; Gilli *et al.*, 2003 ; Bussmann *et al.*, 2010 ; Schiefer *et al.*, 2011). En effet la spatialisation des dépôts peut permettre de déterminer leur origine. Dans le cas où les dépôts granodécroissants semblent uniquement localisés près de pentes raides, une origine gravitaire est fortement probable. A l'inverse si le dépôt s'étend sur l'ensemble du bassin une origine hydrologique sera plus probable. Dans le cas de dépôts en relation avec le delta (type lobe), l'origine peut être aussi bien attribuée aux processus gravitaires qu'aux processus hydrologiques. Plusieurs études suggèrent que le volume de sédiment mobilisé lors d'un glissement est nettement plus important que celui mobilisé au cours d'une crue (par exemple Shiki *et al.*, 2000 ; Mulder et Chapron, 2011). La comparaison des volumes de sédiment déposé par types d'événement peut donc apporter des arguments complémentaires.

La question de l'origine des dépôts granodécroissants est une question récurrente à laquelle il ne semble donc exister aucun argument univoque. Seul un faisceau d'indices à partir des méthodes présentées permettra d'argumenter pour une origine gravitaire ou hydrologique.

Références Bibliographiques (Chapitre 1)

- Ariztegui D., Anselmetti F.S., Robbiani J.-M., Bernasconi S.M., Brati E., Gilli A., Lehmann M.F., 2010. Natural and human-induced environmental change in southern Albania for the last 300 years — Constraints from the Lake Butrint sedimentary record. *Global and Planetary Change*
- Arnaud, F., Lignier, V., Revel, M., Desmet, M., Pourchet, M., Beck, C., Charlet, F., Trentesaux, A., Tribovillard, N., 2002. Flood and earthquake disturbance of 210Pb geochronology (Lake Anterne, North French Alps). *Terra Nova* 14, 225–232.
- Arnaud, F., Revel, M., Chapron, E., Desmet, M., Tribovillard, N., 2005. 7200 years of Rhône river flooding activity in Lake Le Bourget, France: a high-resolution sediment record of NW Alps hydrology. *The Holocene* 15(3), 420–428.
- Bates, C. C., 1953, Rational theory of delta formation: *AAPG Bulletin*, v. 37, no. 9, p. 2119–2162.
- Bertrand, S., Charlet F., Chapron E., Fagel N., De Batist M., 2008. Reconstruction of the Holocene seismotectonic activity of the Southern Andes from seismites recorded in Lago Icalma, Chile, 39°S. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 259; 301–322.
- Besonen M.R., Bradley R.S., Mudelsee M., Abbott M.B., Francus P., 2008. A 1,000-year, annually-resolved record of hurricane activity from Boston, Massachusetts. *Geophysical Research Letters* 35, L14705, doi:10.1029/2008GL033950
- Blass A, Anselmetti FS, Ariztegui D., 2003. 60 years of glaciolacustrine sedimentation in Steinsee (Sustenpass, Switzerland) compared with historic events and instrumental meteorological data, *Eclogae Geol Helv* 96(1):59–71
- Blass A., Anselmetti F.S., Grosjean M., Sturm M., 2005. The last 1300 years of environmental history recorded in the sediments of Lake Sils (Engadine, Switzerland). *Eclogae geol. Helv.* 98: 319-332.
- Blass A., Grosjean M., Troxler A., Sturm M., 2007. How stable are twentieth-century calibration models? A high-resolution summer temperature reconstruction for the eastern Swiss Alps back to AD 1580 derived from proglacial varved sediments. *The Holocene* 17: 51-63.
- Blass A., Grosjean M., Livingstone D.M., 2008. Signature of explosive volcanic eruptions in the sediments of a high-altitude Swiss lake. *Journal of paleolimnology* 39: 35-42.
- Bøe, A.G., Olaf Dahl, S., Lie, O., Nesje, A., 2006. Holocene river floods in the upper Glomma catchment, southern Norway: a high-resolution multiproxy record from lacustrine sediments. *The Holocene* 16(3), 445-455.
- Bouma A. H., 1962. *Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation*. Amsterdam, Netherlands, Elsevier, 168 p.
- Bourget, J., Zaragosi S., Mulder T., Garlan T., Schneider J.-L., Ellouz-Zimmermann N., Van Toer A., et Mas V., 2010. Hyperpycnal-fed turbidite lobe architecture and recent sedimentary processes: A case study from the Al Batha turbidite system, Oman margin: *Sedimentary Geology* 229: 144–159.
- Brodzikowski, K. et Van Loon A., 1991. Review of glacial sediments. *Development in Sedimentology* 49, 6888 p.
- Brown S.L., Bierman P., Lini A., Southon J., 2000. 10 000 yr record of extreme hydrologic events. *Geology* 28(4) : 335–338.

- Brown S.L., Bierman P., Lini A., Davis P.T., Southon J., 2002. Reconstructing lake and drainage basin history using terrestrial sediment layers: analysis of cores from a post-glacial lake in New England, USA. *Journal of Paleolimnology* 28: 219–236.
- Brunner C. A., Normark W. R., Zuffa G. G. and Serra F., 1999. Deep-sea sedimentary record of the late Wisconsin cataclysmic floods from the Columbia River. *Geology* 27(5): 463–466
- Bussman F., Anselmetti F.S., 2010. Rossberg landslide history and flood chronology as recorded in Lake Lauerz sediments (Central Switzerland). *Swiss Journal of Geosciences* 103:43–59
- Campbell C., 1998. Late Holocene lake sedimentology and climate change in southern Alberta, Canada. *Quaternary Research* 49: 96-101.
- Chapron E., Desmet M., De Putter T., Loutre M. F., Beck C., Deconinck J. F., 2002. Climatic variability in the northwestern Alps, France, as evidenced by 600 years of terrigenous sedimentation in Lake Le Bourget. *The Holocene* 12(2): 177-185
- Chapron, E., E. Juvigne, S. Mulsow, D. Ariztegui, O. Magand, S. Bertrand, M. Pino, and O. Chapron, 2007a. Recent clastic sedimentation processes in Lake Puyehue (Chilean Lake District, 40.58S): *Sedimentary Geology* 201: 365–385.
- Chapron E, Faïn X, Magand O, Charlet L, Debret M, Mélières MA., 2007. Reconstructing recent environmental changes from proglacial lake sediments in the Western Alps (Lake Blanc Huez, 2543 m a.s.l., Grandes Rousses Massif, France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 252: 586–600
- Cockburn J.M.H. et Lamoureux S.F., 2007. Century-scale variability in late-summer rainfall events recorded over seven centuries in subannually laminated lacustrine sediments, White Pass, British Columbia. *Quaternary Research* 67: 193–203.
- Collins D., 1998. Rainfall-induced high-magnitude runoff events in highly-glacierized Alpine basins. *Hydrology, Water Resources and Ecology in Headwaters*. IAHS Publ 248: 69–78
- Corbett L.B. et Munroe J.S., 2010. Investigating the influence of hydrogeomorphic setting on the response of lake sedimentation to climatic changes in the Uinta Mountains, Utah, USA. *Journal of Paleolimnology* 44: 311–325.
- Corella J.P., Moreno A., Morellón M., Rull, V., Giral S., Rico M.T., Pérez-Sanz A., Valero-Garcés B.L., 2011. Climate and human impact on a meromictic lake during the last 6,000 years (Montcortès Lake, Central Pyrenees, Spain). *Journal of Paleolimnology* 46:351–367
- Cuven S, Francus P, Lamoureux S., 2010. Estimation of grain size variability with micro X-ray fluorescence in laminated lacustrine sediments, Cape Bounty, Canadian High Arctic. *J Paleolimnol* 44(3):803–817.
- Cuven S., Francus P., Lamoureux S., 2011. Mid to Late Holocene hydroclimatic and geochemical records from the varved sediments of East Lake, Cape Bounty, Canadian High Arctic. *Quaternary Science Reviews* 30: 2651-2665
- Czymzik M., Dulski P., Plessen B., von Grafenstein U., Naumann R., Brauer A., 2010. A 450 year record of spring/summer flood layers in annually laminated sediments from Lake Ammersee (southern Germany). *Water Resources Research* 46, W11528, doi:10.1029/2009WR008360

- Debret M., 2005. Sédimentologie de la grande carotte du lac du Bourget : Implications paléoclimatologiques et paléohydrologiques depuis 11 000 ans. Mémoire Master 2 recherche Géosciences des milieux sédimentaires. Université de Lille 1, 56p.
- Debret M., Chapron E., Desmet M., Rolland-Revel M., Magand O., Trentesaux A., Bout-Roumazielle V., Nomade J., Arnaud F., 2010. North western Alps Holocene paleohydrology recorded by flooding activity in Lake Le Bourget, France. *Quaternary Science Reviews* 29: 2185-2200.
- De Geer G., 1912. A geochronology of the last 12 000 years. *Compte rendu XI Session du Congrès Géologique International Stockholm 1910* :241-257.
- Eden D.N. et Page M.J., 1998. Palaeoclimatic implications of a storm erosion record from late Holocene lake sediments, North Island, New Zealand. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 139: 37-58
- Elbert J., Grosjean M., von Gunten L., Urrutia R., Fischer D., Wartenburger R., Ariztegui D., Fujak M., Hamann Y., 2011. Quantitative high-resolution winter (JJA) precipitation reconstruction from varved sediments of Lago Plomo 47°S, Patagonian Andes, AD 1530–2002. *The Holocene*. DOI: 10.1177/0959683611425547
- Fanetti D., Anselmetti F.S., Chapron E., Sturm M., Vezzoli L., 2008. Megaturbidite deposits in the Holocene basin fill of Lake Como (Southern Alps, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 259: 323–340
- Francus P., 1998. An image-analysis technique to measure grain-size variation in thin sections of clastic sediments. *Sedimentary Geology* 121: 289-298.
- Giguet-Covex C., 2010. Contribution des sédiments laminés lacustres à l'étude des changements environnementaux Holocène. Thèse de l'Université de Savoie, 335p. http://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00553247_v1/
- Giguet-Covex C., Arnaud F., Poulénard J., Enters D., Reyss J-L., Millet L., Lazzaroto J., Vidal O., 2010. Sedimentological and geochemical records of past trophic state and hypolimnetic anoxia in large, hardwater Lake Bourget, French Alps. *Journal of Paleolimnology* 43(1): 171-190.
- Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Poulénard, J., Disnar, J.R., Delhon, C., Francus, P., David, F., Enters, D., Rey, P.J., Delannoy, J.J., 2011. Changes in erosion patterns during the Holocene in a currently treeless subalpine catchment inferred from lake sediment geochemistry (Lake Anterne, 2063 m a.s.l., NW French Alps): The role of climate human activities. *The Holocene* 21(4), 651–665.
- Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Enters, D., Poulénard, J., Millet, L., Francus, P., David, F., Rey, P.J., Wilhelm, B., Delannoy, J.J., 2012. Frequency and intensity of high-altitude floods over the last 3.5 ka in NW European Alps, *Quaternary Research* 77(1), 12–22.
- Gilli A, Anselmetti FS, 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(1):49-58
- Girardelos S., Schmidt O.T., Sturm M., Ariztegui D., Pugin A., Anselmetti F.S., 2007. The 1996 AD delta collapse and large turbidite in Lake Brienz. *Marine Geology* 241: 137–154
- Guyard, H., St Onge G., Chapron E., Anselmetti F., Francus P., 2007a. The AD 1881 earthquake-triggered slump and late Holocene flood-induced turbidites from Proglacial lake Bramant, western French Alps. In V. D. Lykousis, D. Sakellariou, and J. Locat, eds., *Submarine mass movements and their consequences: Dordrecht, Netherlands, Springer*, p. 279–286.

- Guyard H., Chapron E., St-Onge G., Anselmetti F.S., Arnaud F., Magand F., Francus P., Mélières M.A., 2007b. High-altitude varve records of abrupt environmental changes and mining activity over the last 4000 years in the Western French Alps (Lake Bramant, Grandes Rousses Massif). *Quaternary Science Reviews* 26 : 2644-2660
- Houbolt, J. et J. Jonker, 1968. Recent sediments in the Eastern part of the Lake of Geneva (Lac Léman). *Geologie en Mijnbouw* 47: 131–148.
- Hsü K.J., 1989. *Physical Principles of Sedimentology*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York London Paris Tokyo Hong Kong (233 p). 40-47.
- Hutchinson G. E., 1957, *A treatise on limnology, Geography, physics, and chemistry*, vol. 1, Wiley & Sons Inc., 1015p.
- Irmeler R, Daut G, Mäusbacher R (2006) A debris flow calendar derived from sediments of lake Lago di Braies (N. Italy). *Geomorphol* 77:69–78
- 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.
- Jacob J., Disnar J.R., Arnaud F., Gauthier E., Billaud Y., Chapron E. and Bardoux G., 2009. Impacts of new agricultural practices on soil erosion during the Bronze Age in the French Prealps. *The Holocene* 19: 241-251
- Kastner S., Enters D., Ohlendorf C., Haberzettl T., Kuhn G., Lücke A., Mayr C., Reyss J.L., Wastegård S., Zolitschka B., 2010. Reconstructing 2000 years of hydrological variation derived from laminated proglacial sediments of Lago del Desierto at the eastern margin of the South Patagonian Ice Field, Argentina. *Global and Planetary Change* 72: 201–214
- Lajeunesse, P. et Saint-Onge G., 2008. The subglacial origin of the Lake Agassiz-Ojibway final outburst flood. *Nature Geoscience* 3: 184–188.
- Lamoureux S., 1998. Spatial and interannual variations in sedimentation patterns recorded in nonglacial varved sediments from the Canadian High Arctic. *Journal of Paleolimnology* 21: 73–84
- Lamoureux S., 2000. Five centuries of interannual sediment yield and rainfall-induced erosion in the Canadian High Arctic recorded in lacustrine varves. *Water Resources Research* 36: 309-318.
- Lauterbach S., Chapron E., Brauer A., Hüls M., Gilli A., Arnaud F., Piccin A., Nomade J., Desmet M., von Grafenstein U. and DecLakes Participants, 2012. A sedimentary record of Holocene surface runoff events and earthquake activity from Lake Iseo (Southern Alps, Italy). *The Holocene*.
- Leeman, A., Niessen, F., 1994a. Laminated sediments against hydrological and meteorological data Varve formation and the climatic record in an Alpine proglacial lake: calibrating annually. *The Holocene* 4: 1-8.
- Leeman A., Niessen F., 1994b. Holocene glacial activity and climatic variations in the Swiss Alps: reconstructing a continuous record from proglacial lake sediments. *The Holocene* 4, 259-268.
- Lefèvre C. et Schneider J.L., 2002. *Les risques naturels majeurs*. Paris, Editions scientifiques GB, 324
- Losco M.G., Anderson R.S., Anderson S.P., Reimer P.J., 2006. A 1500-year record of temperature and glacial response inferred from varved Iceberg Lake, southcentral Alaska. *Quaternary Research* 66: 12-24.

- Lotter A.F., Sturm M., Teranes J.L., Wehrli B., 1997. Varve formation since 1885 and high-resolution varve analyses in hypertrophic Baldeggersee (Switzerland). *Aquatic Sciences*. 59: 304-325
- Lotter A.F., Birks H.J.B., 1997. The separation of the influence of nutrients and climate on the varve time-series of Baldeggersee, Switzerland. *Aquatic Sciences* 59: 362-375.
- Mangili G., Brauer A., Moscariello A., Naumann R., 2005. Microfacies of detrital event layers deposited in Quaternary varved lake sediments of the Pia`nico-Se`llere Basin (northern Italy). *Sedimentology* 52: 927–943.
- Martin-Puertas C., Valero-Garcés B.L., Pilar Mata M., Moreno A., Giralt S., Martínez-Ruiz F., Jiménez-Espejo F., 2011. Geochemical processes in a Mediterranean Lake: a high-resolution study of the last 4,000 years in Zonär Lake, southern Spain. *Journal of Paleolimnology* 46:405–421
- Merz R., Blöschl G., 2003. Regional flood risk—what are the driving processes? *Water Resources Systems-Hydrological Risk, Management Dev IAHS Publ* 281:49–58
- Monecke K, Anselmetti FS, Becker A, Sturm M, Giardini D, 2004. The record of historic earthquakes in lake sediments of Central Switzerland. *Tectonophysics* 394:21–40
- Moreno, A., Valero-Garcés, B., Gonzales-Sampériz, P., Rico, M., 2008. Flood response to rainfall variability during the last 2000 years inferred from the Taravilla Lake record (Central Iberian Range, Spain). *Journal of Paleolimnology* 40: 943–961.
- Moreno A., López-Merino L., Leira M., Marco-Barba J., González-Sampériz P., Valero-Garcés B.L., Antonio J., López-Sáez J.A., Santos L., Mata P., Ito E., 2010. Revealing the last 13,500 years of environmental history from the multiproxy record of a mountain lake (Lago Enol, northern Iberian Peninsula). *Journal of Paleolimnology* 46(3): 327-349.
- Morehead M. D., Syvitski J. P. M., Hutton E. W. H., Peckham S. D., 2003. Modeling the inter-annual and intra-annual variability in the flux of sediment in ungauged river basins. *Global and Planetary Change* 39: 95–110.
- Mulder T. et Alexander J, 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48: 269-299.
- Mulder T. et Cochonat P., 1996. Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research* 66: 43-57.
- Mulder T. et Syvitski J.P.M., 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology* 103: 285-299
- Mulder T. et Syvitski J.P.M., 1996 Climatic and morphologic relationships of rivers: Implications of sea level fluctuations on river loads: *Journal of Geology* 104: 509–523,
- Mulder T., Savoye B., Syvitski J.P.M., Parize O., 1997. Des courants hyperpycniaux dans la tête de canyon du Var. Données hydrologiques et observations de terrains. *Océanologie Acta* 20 : 607-626.
- Mulder T., Syvitski J.P.M., Skene K.I., 1998. Modelling of erosion and deposition by turbidity currents generated at river mouths. *Journal of Sedimentary Research* 68 : 124–137.
- Mulder T., Migeon S., Savoye B., Faugères J.C., 2001. Inversely graded turbidite sequences in the Deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents. *Geo-Marine Letters* 21: 86-93.

- Mulder T. et Chapron E., 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: 1–30.
- Nakajima T., 2006. Hyperpycnites deposited 700 km away from river mouths in the central Japan Sea. *Journal of Sedimentary Research* 76(1): 60–73.
- Nesje, A., Olaf Dahl, S., Matthews, J.A., Berrisdorf, M.S., 2001. A ~4500 years of river floods obtained from a sediment core in Lake Atnsjoen, eastern Norway. *Journal of Paleolimnology* 25,329–342.
- Noren A.J., Bierman P.R., Steig E.J., Lini A., Southon J., 2002. Millennial-scale storminess variability in the northeastern United States during the Holocene epoch. *Nature* 419: 821-824.
- Ohlendorf C., Niessen F., Weissert H., 1997. Glacial varve thickness and 127 years of instrumental climate data: a comparison. *Climatic change* 36: 391-411.
- Ojala A.E.K., Heinsalu A., Saarnisto M., Tiljander M., 2005. Annually laminated sediments date the drainage of the Ancyclus Lake and early Holocene shoreline displacement in central Finland. *Quaternary International* 130: 63-73
- Osleger D.A., Heyvaert A.C., Stoner J.S., Verosub K.L., 2009. Lacustrine turbidites as indicators of Holocene storminess and climate: Lake Tahoe, California and Nevada. *Journal of Paleolimnology* 42:103–122.
- Page M.J., Trustrum N. A. , DeRose R. C., 1994. A high resolution record of storm-induced erosion from lake sediments, New Zealand. *Journal of Paleolimnology* 11: 333-348.
- Page M.J., Trustrum N.A., Orpin A.R., Carter L., Gomez B., Cochran U.A., Mildenhall D.C., Rogers K.M., Brackley H.L., Palmer A.S., Northcote L., 2010. Storm frequency and magnitude in response to Holocene climate variability, Lake Tutira, North-Eastern New Zealand. *Marine Geology* 270 : 30–44
- Parris, A.S., Bierman, P.R., Noren, A.J., Prins, M.A., Lini, A., 2009. Holocene paleostorms identified by particle size signatures in lake sediments from the northeastern United States. *Journal of Paleolimnology* DOI 10.1007/s10933-009-9311-1.
- Romero-Viana L., Julià R., Camacho A., Vicente E., Miracle M.R., 2008. Climate signal in varve thickness: Lake La Cruz (Spain), a case study. *Journal of paleolimnology* 40: 703-714.
- Saint-Onge G., Mulder T., Piper D.J.W, Hillaire-Marcel C., Stoner J., 2003. Earthquake and flood-induced turbidites in the Saguenay Fjord (Québec): A Holocene paleoseismicity record: *Quaternary Science Reviews* 23: 283–294.
- Schiefer E., Gilbert R., Hassan M.A., 2011. A lake sediment-based proxy of floods in the Rocky Mountain Front Ranges, Canada. *Journal of Paleolimnology* 45:137–149
- Schneider J.L., Pollet N., Chapron E., Wessels M., Wassmer P., 2004. Signature of Rhine Valley sturztrom dam failures in Holocene sediments of Lake Constance, Germany. *Sedimentary Geology* 169: 75–91.
- Schnellmann M., Anselmetti F.S., Giardinio D., Mc Kenzie J.A., 2005. Mass movement-induced fold-and-thrust belt structures in unconsolidated sediments in Lake Lucerne (Switzerland). *Sedimentology* 52: 271–289.

Shanmugam, G., Bloch, R.B., Mitchell, S.M., Beamish, G.W.J., Hodgkinson, R.J., Damuth, J.E., Straume, T., Syvertsen, S.E. et Shields, K.E., 1995. Basin-floor fans in the North Sea: Sequence Stratigraphic Models vs. Sedimentary Facies. *AAPG Bulletin* 79: 477-512.

Shiki T, Kumon F, Inouchi Y, Kontani Y, Sakamoto T, Tateishi M, Matsubara H, Fukuyama K, 2000. Sedimentary features of the seismo-turbidites, Lake Biwa, Japan. *Sediment Geol* 135:37–50.

Siegenthaller C. et Sturm M., 1991. Die Häufigkeit von Ablagerungen extremer Reuss-Hochwasser. Die Sedimentationsgeschichte im Urnersee seit dem Mittelalter. *Mitt. Bundesamtf. Wasserwirtschaft* 4: 127-139

Simonneau A., Chapron E., Courp T., Galop D., Le Roux G., Tachikawa K., Desmet M., Bard E., 2011a. Caractérisation pluridisciplinaire de la sédimentation lacustre pyrénéenne en moyenne montagne (Étang Majeur, Haut Vicdessos, Ariège, France). 13ème Congrès Français de Sédimentologie – Livre des résumés, Publ. ASF, Paris, 68, p. 312

Simonneau A., Chapron E., Vannièrè B., Di Giovanni C., Wirth S., Gilli A., Anselmetti F., Magny M., 2011b. Caractérisation des événements sédimentaires et des processus de mise en place associés à partir des signaux organiques dans les archives lacustres (Lac Ledro, Trentino, Italie). 13ème Congrès Français de Sédimentologie – Livre des résumés, Publ. ASF, Paris, 68, p. 313

Skempton. A.W. et Hutchinson J.N., 1969. Stability of natural slopes and embankment foundations. State-of-the-Art. Report, in 7th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Proceedings, Mexico City 2: 291-335.

Stewart M.M., Larocque-Tobler I., Grosjean M., 2011a. Quantitative inter-annual and decadal June–July–August temperature variability ca. 570 BC to AD 120 (Iron Age–Roman Period) reconstructed from the varved sediments of Lake Silvaplana, Switzerland. *Journal of Quaternary Science* 26(5): 491–501.

Stewart M.M., Grosjean M., Kuglitsch F.G., Nussbaumer S.U., von Gunten L., 2011b. Reconstructions of late Holocene paleofloods and glacier length changes in the Upper Engadine, Switzerland (ca. 1450 BC–AD 420). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 311 : 215–223

Storen E.N., Olaf Dahl S., Nesje A., Paasche Ø., 2010. Identifying the sedimentary imprint of high-frequency Holocene river floods in lake sediments: development and application of a new method. *Quaternary Science Reviews* 29: 3021-3033.

Sturm M., Matter A., 1978. Turbidite and varves in Lake Brienz in Switzerland, deposition of clastic detritus by density currents. In: *Sp. Publ. Int. Ass. Sediment.* 2: 147-168.

Susperregui A.-S., 2008. Caractérisation hydro-sédimentaire des retenues de Cointzio et d'Umécuaro (Michoacan, Mexique) comme indicateur du fonctionnement érosif du bassin versant. Thèse de l'Université de Grenoble, 289 p.

Syvitski J. P. M. et Alcott J. M., 1993. Grain2: Prediction of particle size seaward of river mouths. *Computers and Geosciences* 19: 399–446.

Thorndycraft V., Hu Y., Oldfield F., Crooks P.R.J., Appleby P.G., 1998. Individual flood events detected in the recent sediments of the Petit Lac d'Annecy, eastern France. *Holocene* 8(6): 741–746

Tomkins J.D., Lamoureux S.F., 2005. Multiple hydroclimatic controls over recent sedimentation in proglacial Mirror Lake, southern Selwyn Mountains, Northwest Territories. *Canadian Journal of Earth Science* 42: 1589-1599.

Tomkins J.D., Lamoureux S.F., Sauchyn D.J., 2008. Reconstruction of climate and glacial history based on a comparison of varve and tree-ring records from Mirror Lake, Northwest Territories, Canada. *Quaternary Science Reviews* 27: 1426-1441.

Wischmeier W.H., 1976. Use and misuse of the Universal soil loss equation. *Journal of soil and water conservations* 31(1): 5-9

Wolfe B.B, Hall R.I., Last W.M., Edwards T.W.D., English M.C., Karst-Riddoch T.L., Paterson A., Palmini R., 2006. Reconstruction of multi-century flood histories from oxbow lake sediments, Peace-Athabasca Delta, Canada. *Hydrological Processes* 20: 4131 – 4153.

Zolitschka B., 2003. Dating based on freshwater and marine laminated sediments. In: Mackay A, Battarbee R, Birks J, Oldfield F. (ed) *Global change in the Holocene*. Edward Arnold Publishers, London, pp 92-106.

Chapitre 2

Sélection des sites d'étude

Les sites d'étude retenus pour notre recherche doctorale ont été sélectionnés sur la base des deux critères suivant : (i) que les crues puissent être « enregistrées » dans la séquence sédimentaire et (ii) que les sites soient répartis dans différents secteurs des Alpes françaises, afin d'identifier différentes influences climatiques, notamment en ce qui concerne les mouvements des masses d'air humide. Cependant, au début de cette étude, la connaissance des systèmes lacustres d'altitude et de leur enregistrement sédimentaire était encore limitée dans les Alpes françaises. Nous disposions de l'inventaire de cartes bathymétriques couvrant de nombreux lacs alpins (Edouard, 1994) mais de très peu d'études sédimentologiques permettant de sélectionner les sites propices à notre problématique. Les missions du projet CALAMAR (Carottage des Lacs du Massif des Aiguilles Rouges ; Lignier, 2001) sont les seules à avoir exploré les remplissages de lacs d'altitude (lacs Chesery I, Blanc, Noirs, Cornu, Brévent, Pormenaz et Anterne). Nous pouvons noter que suite à ces missions les lacs d'Anterne, Cornu et Blanc ont fait l'objet d'études approfondies (Lignier, 2001 ; Arnaud, 2003 ; Giguët-Covex, 2010), et que certains de ces lacs font partie des sites retenus pour notre étude.

Plus récemment l'exploration des remplissages de lacs d'altitude a été enrichie par deux études de systèmes lacustres proglaciaires (lac de Bramant, Guyard *et al.*, 2007a, 2007b, et lac Blanc de l'Alpe d'Huez, Chapron *et al.*, 2007). Ces études ont permis de détailler les modes de sédimentation dans des systèmes largement dominés par les apports détritiques. Tous les sites étudiés se cantonnent à des aires géographiques restreintes des Alpes du nord (Réserve naturelle de Haute-Savoie et massif des Grandes Rousses) et correspondent à un échantillonnage réduit par rapport au nombre de systèmes lacustres d'altitude. C'est pourquoi notre travail a débuté par une phase de prospection. Les remplissages sédimentaires de onze lacs répartis sur l'ensemble des Alpes françaises ont été explorés (Figure I.2.1.). Nous nous attacherons dans ce chapitre à présenter leurs caractéristiques. C'est sur la base de ces caractéristiques que nous en avons retenu trois qui paraissent pertinents pour notre problématique de recherche.

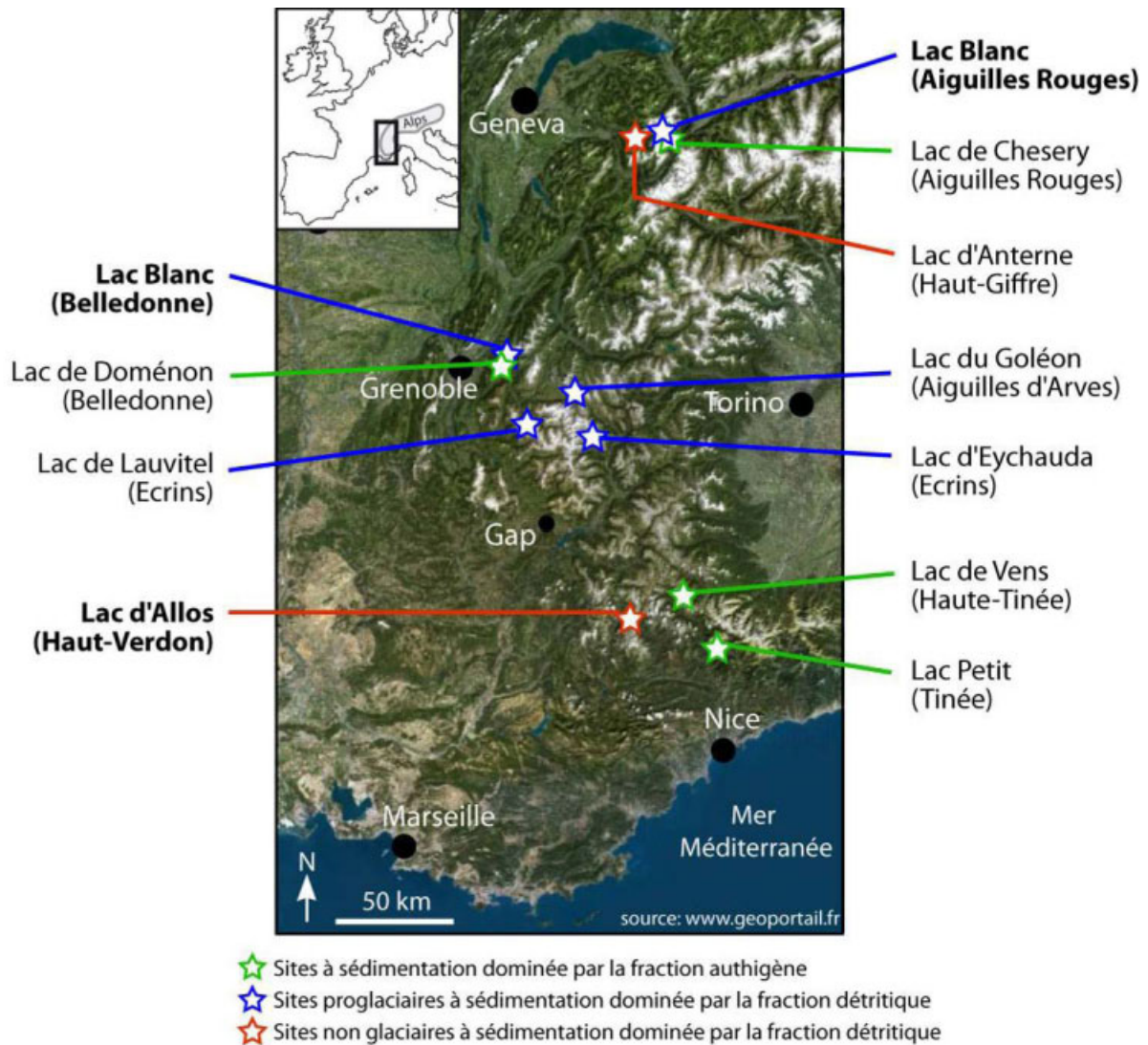


Figure I.2.1. Sites explorés pour la détermination des sites d'étude pertinents (en gras)

1. Sites à sédimentation dominée par la fraction authigène

Nous avons vu précédemment (Chapitre 1) que les lacs où la fraction authigène est une part importante de la sédimentation sont parmi les plus étudiés pour les reconstitutions de chroniques de crues (Tableau 2). La détection des dépôts de crue est en effet facilitée par le fort contraste entre la sédimentation continue à forte proportion authigène et les passées détritiques résultant de flux érosifs dans le bassin versant au cours des crues. De plus, dans le cas où les apports détritiques contribuent de façon significative à la sédimentation continue, la mesure de la dilution autochtone/allochtone peut également permettre d'étudier l'activité hydrologique continue. A partir de l'étude d'un seul site, il serait dans l'absolu possible de reconstituer à la fois l'activité hydrologique continue, les extrêmes hydrologiques et leur évolution dans le temps.

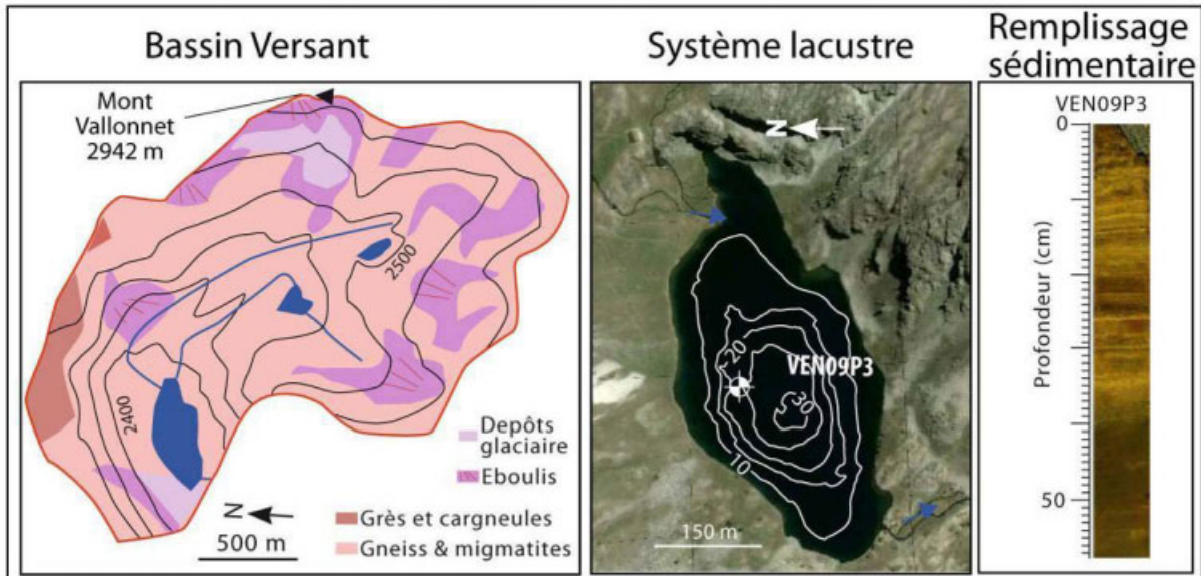
Quatre sites de ce type ont été explorés : les lacs de Chesery, Petit, de Doménon (Supérieur) et de Vens (Figure I.2.1.). Ils se caractérisent par de très petits bassins versants dont la géologie est à dominante cristalline et où les formations quaternaires sont quasiment absentes ce qui résulte en une absence de matériel facilement érodable. Ces caractéristiques en font des sites où les apports détritiques sont généralement très faibles, comme en atteste l'absence de delta développé. Le sédiment est essentiellement composé de matériel authigène (matière organique pour les sites des Alpes du nord ; diatomées pour les sites des Alpes du Sud) et, par un très faible taux de sédimentation.

L'absence de passée détritique nette dans les séquences des lacs de Chesery et Petit et la très faible proportion de matériel allochtone dans la sédimentation continue suggèrent que les processus érosifs dans leurs bassins versants sont quasiment nuls. Par conséquent, ces séquences sont de fait peu favorables à l'enregistrement de crues, même exceptionnelles, et n'ont pas été retenus dans le cadre de notre travail. Des crises détritiques peuvent malgré tout être « enregistrées ». Cependant elles semblent durables et à mettre en relation avec une fourniture temporaire en matériel due à la dégradation des sols par les occupations humaines et/ou de longues péjorations climatiques (Brisset *et al.*, en révision). D'autre part il est à noter que le bassin versant de Chesery contient des plaquages morainiques facilement érodables, mais que ceux-ci sont situés sur un replat marqué (zone de stockage).

La séquence du lac de Doménon présente des variations de faciès sédimentaires plus nettes que celles des sites précédents, suggérant des changements de proportions autochtone/allochtone plus marqués. Cependant, la séquence ne présente pas de restes végétaux évidents nécessaires au calage chronologique *via* la datation. Aujourd'hui les données paléomagnétiques ainsi que de nouveaux prélèvements devraient permettre d'améliorer le modèle d'âge pour estimer l'évolution des flux détritiques « continus ».

Le lac de Vens est un système très similaire aux précédents. L'accumulation sédimentaire est pourtant différente, avec des dépôts bien identifiables qui s'intercalent dans un sédiment riche en diatomées. Ces dépôts sont de deux types : soit il s'agit de turbidites interprétées comme des événements de crues, soit des homogénites interprétées comme des remaniements gravitaires (Peterson, 2010). La présence exceptionnelle de dépôts de crue bien identifiables sur ce site à sédimentation dominée par la fraction authigène est certainement en lien avec la présence de terrains sédimentaires (qui fournissent plus de matériel que les terrains cristallins) dans son bassin versant. La fréquence d'occurrence de ces turbidites reste extrêmement faible et peu compatible avec une étude de l'évolution de la fréquence des crues au cours du le dernier millénaire. Il est à noter que le Lac de Vens fait aujourd'hui l'objet d'une étude paléo-sismique (Marie Revel, Géoazur) et paléo-environnementale dans le cadre de la thèse d'Elodie Brisset (IMBE/CEREGE, encadrement Cécile Miramont, Frederic Guiter, Edward Anthony).

Lac de Vens, 2327 m , Massif du Mercantour



Bassin Versant	Système lacustre	Remplissage sédimentaire
Surface bassin versant total: ~3.6 km ² Pente moyenne de(s) affluent(s): <5° Surface du glacier: / Géologie dominante: Gneiss Matériel "facilement" érodable: / Commune à l'aval: /	Origine du lac: surcreusement glaciaire ? Surface du lac: ~10 ha Surf. du lac/Surf. BV: ~35 Profondeur maximale: ~31 m Marnage: non Delta: peu développé	Profondeur remplissage: 9m Sédiment laminé: oui Dépôts intercalés: oui Dépôts granodécroissants: ? Dépôts granoclassés: oui Drop-stones: oui? Structures déformées: oui Teneur en Carbone organique: 1-6% Taux sédimentation (avec événements): ~1 mm/an

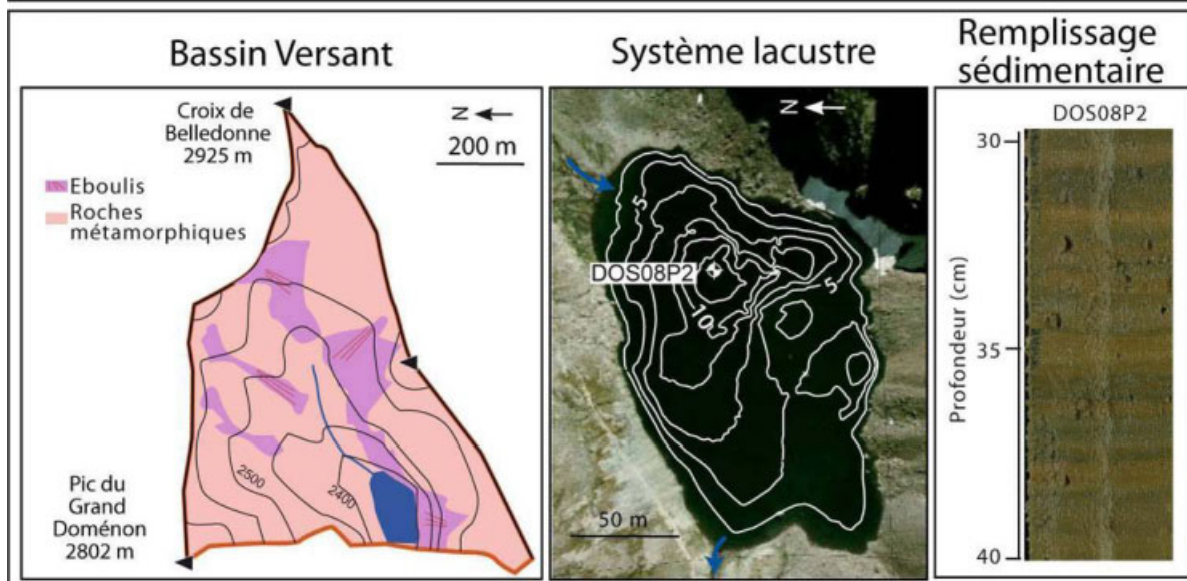
Commentaire

Le lac de Vens est situé sur une faille active majeure, dans un bassin versant dominé par des gneiss peu érodé par les activités glaciaires passées et drainé par un torrent à pente faible. La partie nord du bassin versant présente cependant des terrains sédimentaires qui semblent avoir été très érodés à la vue des larges coulées de débris végétalisés qui se trouve à l'aplomb. Quelques rares dépôts bien individualisés (passées détritiques d'épaisseur centimétrique) ont été interprétés comme des dépôts de crue et pourraient correspondre à l'érosion de ces versants sédimentaires. D'autres dépôts individualisés, et relativement fréquents, apparaissent. Leurs caractéristiques géochimiques et granulométriques suggèrent qu'il s'agisse de dépôts de type homogénites qui correspondraient à l'occurrence d'événements sismiques. Ce site fait aujourd'hui l'objet d'études paléo-environnementales et paléo-sismiques approfondies (thèse de Elodie Brisset, encadrement pour ce site par Marie Revel (Geoazur).

Etudes réalisées ou en cours:

- Peterson J.O., 2010. Etude du potentiel d'enregistrement paléosismique des sédiments du Lac du Vens. Mémoire de Master 2, Encadrement M. Revel (Geoazur), Université de Nice Sophia-Antipolis, 83 p.
- Brisset E., thèse en cours à l'université Aix-Marseille (encadrement Guiter F. (IMBE), Miramont C. (IMBE) et Anthony E. (CEREGE)

Lac du Doménon, 2385 m, Massif de Belledonne



Bassin Versant	Système lacustre	Remplissage sédimentaire
Surface bassin versant total: 1.8 km ² Pente moyenne de(s) affluent(s): ~5° Surface du glacier: / Géologie dominante: Cristallin Matériel "facilement" érodable: / Commune à l'aval: Domène	Origine du lac: surcreusement glaciaire Surface du lac: 6 ha Surf. du lac/Surf. BV: 30 Profondeur maximale: 11 m Marnage: / Delta(s): peu développé/végétalisé (coulées de débris active versant sud)	Profondeur remplissage: ? Sédiment laminé: oui Dépôts intercalés: non Dépôts granodécroissants: non Dépôts granoclassés: non Drop-stones: oui Structures déformées: non Teneur en Carbone organique: ? Taux sédimentation: <0.5 mm/an

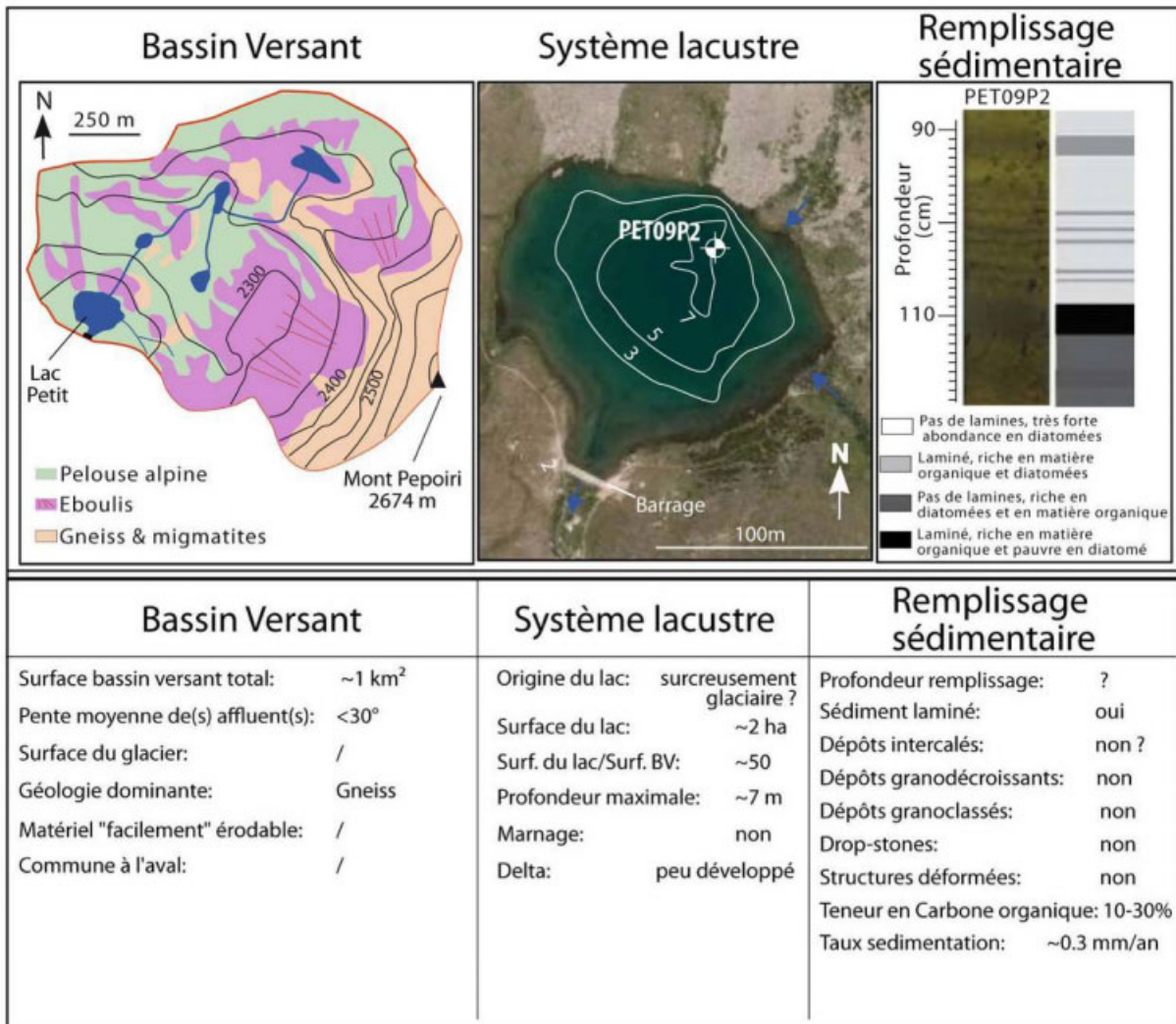
Commentaire

Le seul matériel érodable disponible dans le bassin versant semble se situer sur le versant sud à l'aplomb du lac; il s'agit de nombreuses coulées de débris actives. Dans leurs axes, le fond du lac est très chaotique suggérant que le matériel transporté est essentiellement grossier. Le dépo-centre, de taille très restreinte, est le seul secteur qui présente un fond "calme" propice au carottage. Le sédiment présente un faciès organo-détritique riche en drop-stones et dans lequel apparaît régulièrement des niveaux d'ordre centimétrique qui se remarquent par des changements de teintes discrets. Ces niveaux pourraient correspondre à des niveaux plus détritiques.

Etudes réalisées ou en cours:

-Mesure IBL par Valérie Verneaux (laboratoire Chrono-environnement, Besançon)

Lac Petit, 2200 m , Massif du Mercantour



Commentaire

Le lac Petit est un lac situé à l'aval des lacs de Millefonds. Il s'agit d'un petit système surélevé par un barrage anthropique. Le sédiment est à dominante authigène avec des valeurs de teneurs en carbone organique très élevées (jusqu'à 30%) et riche en diatomées. Aucun dépôt événementiel n'a été identifié. Ceci peut s'expliquer par les nombreux pièges intermédiaires (lacs en amont) et l'absence de matériel facilement érodable dans le bassin versant. Un événement détritique exceptionnel apparaît cependant dans la séquence. Son origine (climatique et/ou anthropique) est en discussion.

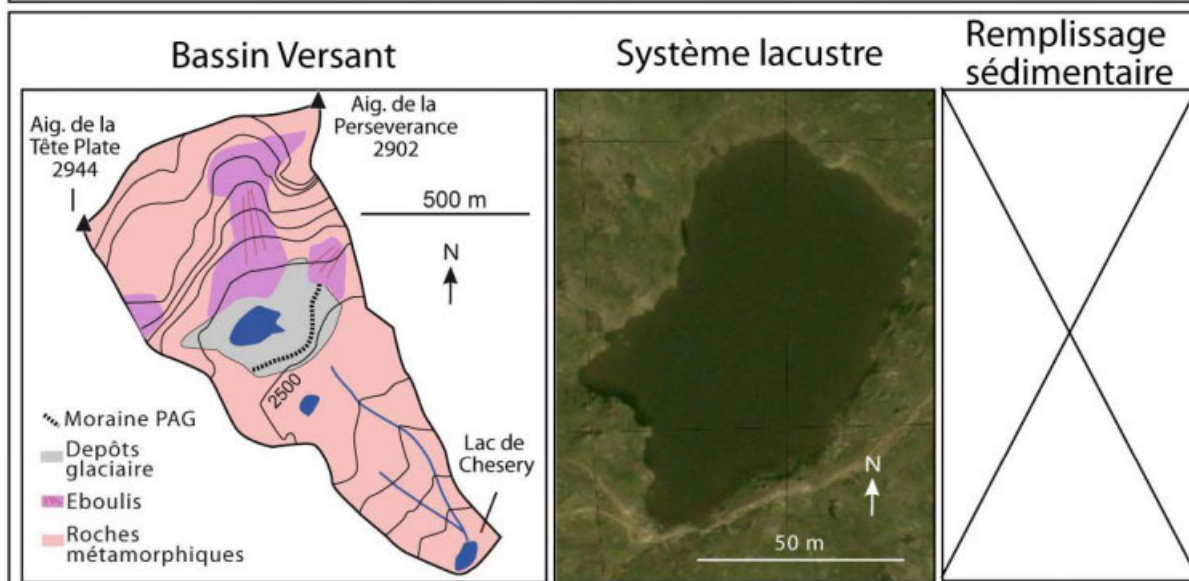
Etudes réalisées ou en cours:

- Brisset E., thèse en cours à l'université Aix-Marseille (encadrement Guiter F. (IMBE), Miramont C. (IMBE) et Anthony E. (CEREGE)

- Brisset E., Guiter F., Miramont C., Delhon C., Arnaud F., Disnar J.R., Poulenard J., Anthony E., Meunier J.D., Pailles C., Wilhelm B., en révision. Approche multidisciplinaire d'une séquence lacustre holocène dans les Alpes du Sud au Lac Petit (Mercantour, alt. 2200 m, France) : histoire d'un géosystème dégradé. Quaternaire

- Brisset E., 2010. Dynamiques et déstabilisations d'un géosystème d'altitude depuis 5000 ans, Forçages climatiques et anthropiques reconstruits à partir des données sédimentologiques, géochimiques et polliniques d'un lac du Mercantour (Lac petit, commune de Valdeblore). Mémoire de Master 2, Université Aix-Marseille, 58 p.

Lac de Chesery, 2271 m, Massif des Aiguilles Rouges



Bassin Versant		Système lacustre	Remplissage sédimentaire
Surface bassin versant total:	0.5 km ²	Origine du lac: surcreusement glaciaire ?	Profondeur remplissage: ?
Pente moyenne de(s) affluent(s):	~30°	Surface du lac: 1 ha	Sédiment laminé: ?
Surface du glacier:	/	Surf. du lac/Surf. BV: 50	Dépôts intercalés: ?
Géologie dominante:	Cristallin	Profondeur maximale: ~4 m	Dépôts granodécroissants: ?
Matériel "facilement" érodable:	Dépôt glaciaire	Marnage: /	Dépôts granoclassés: ?
		Delta(s): aucun développé	Drop-stones: ?
			Structures déformées: ?
			Teneur en Carbone organique: ?
			Taux sédimentation: ?

Commentaire

Le bassin versant du Lac de Chesery comprend du matériel facilement érodable (dépôt glaciaire) dans sa partie amont et la pente du torrent est particulièrement forte. Cependant aucun delta n'est repérable sur les abords du lac. Ceci est certainement lié i) à la présence d'un lac en amont (piège intermédiaire) et d'un replat très marqué juste en aval de ce matériel (perte d'énergie, stockage). La présence de radeau flottant (matelas algale) dans la colonne d'eau ont nuit au carottage et à l'estimation de la profondeur.

Un lac similaire situé à proximité a été étudié pour les chironomidae. Le séquence sédimentaire est apparue non laminée, très riche en matière organique (5 à 10%) et à très faible taux de sédimentation (< 0,5 mm/an).

Etudes réalisées ou en cours:

- Etude en cours à partir de l'étude d'assemblages de chironomidae pour des reconstitutions de température et paléo-environnementale
Millet L., Giguët-Covex C., Heiri O., Arnaud F., 2011. Late Holocene summer temperature reconstruction from chironomid assemblages of two neighbouring lakes (Lake Anterne and Lake Chesery) in the northern French Alps. Congrès de l'INQUA 2011, Bern, Suisse

2. Sites proglaciaires à sédimentation dominée par la fraction détritique

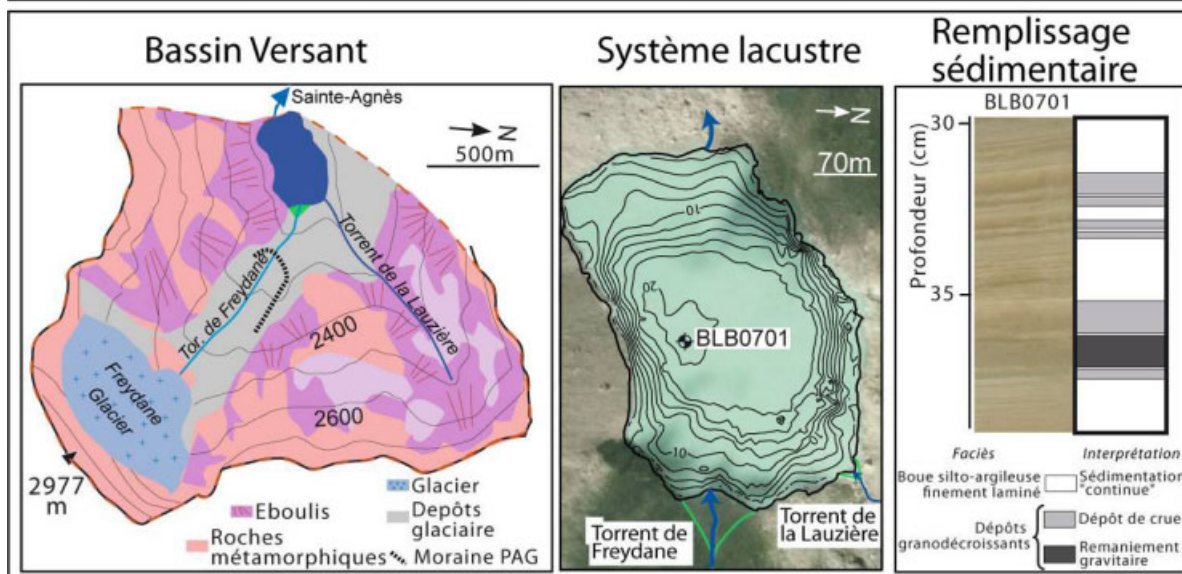
Les précédentes études de séquences sédimentaires proglaciaires ont mis en évidence un mode de sédimentation dominé par des apports détritiques (Blass *et al.*, 2003 ; Chapron *et al.*, 2007 ; Guyard *et al.*, 2007a) car le matériel morainique est facilement érodable et transportable par les torrents proglaciaires jusqu'au lac qui fonctionne en tant que piège à sédiment. De plus, il a été montré qu'en cas de crue torrentielle (liées à des précipitations intenses), cette érosion est d'autant plus importante et que des courants hyperpycnaux à l'origine de dépôts de crue bien individualisés peuvent être générés (Blass *et al.*, 2003 ; Guyard *et al.*, 2007a). L'identification de ces dépôts dans des séquences proglaciaires peut dès lors permettre de reconstituer l'activité torrentielle passée (Guyard *et al.*, 2007b). C'est pourquoi les systèmes proglaciaires ont été une des cibles privilégiées pour notre étude prospective.

Parmi les séquences proglaciaires étudiées avant notre travail dans les Alpes françaises, celle du Lac Blanc d'Huez ne présente aucun dépôt de crue (Chapron *et al.*, 2007), celle du lac Bramant n'en présente que quatre sur les derniers 4000 ans (Guyard *et al.*, 2007a) et celle du Lac Blanc des Aiguilles Rouges en présente de nombreuses sans qu'il ait été possible de les dater (Lignier *et al.*, 2001). La quasi-absence de turbidite ou de dépôt de crue sur les deux premiers sites semble attribuable à la présence de zones de stockage du matériel grossier en amont des lacs (présence de replats prononcés ou de lacs supérieurs). Parmi ces trois sites, seul celui du Lac Blanc des Aiguilles Rouges a été retenu.

Les autres sites proglaciaires investigués au cours de ce travail (Lac Blanc de Belledonne, Lac du Lauvitel et Lac d'Eychauda) ont été sélectionnés sur la base de caractéristiques proches de celui du Lac Blanc des Aiguilles Rouges ; à savoir une marge proglaciaire grasse, un profil en long du torrent soutenu (absence de replat ou piège intermédiaire) et un corps deltaïque développé et non végétalisé. A l'ouverture des carottes, l'identification de nombreuses turbidites dans ces séquences a confirmé l'intérêt de ces sites pour notre recherche. La nature très minérale de ces différents bassins versants réduit leur intérêt pour le pastoralisme et limite du coup les perturbations possibles d'ordre anthropique (Dapples *et al.*, 2002 ; Giguet-Covex *et al.*, 2011). Le lac du Lauvitel, situé à une altitude plus basse n'a pas été retenu à cause de très probables perturbations d'origine anthropique.

Quant au lac du Goléon, ce site n'a pas été exploré dans la perspective d'une reconstitution de crue parce qu'il a été artificiellement créé dans les années 1970. Ce lac a été exploré parce que nous souhaitons voir ici quel était l'impact du Replat d'Amont sur le transport sédimentaire, dans la mesure où celui-ci est connecté au lac et pourrait constituer une zone d'apport de matériel plutôt qu'un piège intermédiaire.

Lac Blanc, 2160 m, Massif de Belledonne



Bassin Versant	Système lacustre	Remplissage sédimentaire
Surface bassin versant total: 3 km ²	Origine du lac: surcreusement glaciaire	Profondeur remplissage: ?
Surface(s) bassin(s) versant(s) de(s) affluent(s): Freydane: 1.6 km ² Lauzière: 1 km ²	Surface du lac: 10 ha	Sédiment laminé: oui
Pente moyenne de(s) affluent(s): Freydane: 20° Lauzière: 20°	Surf. du lac/Surf. BV: 30	Dépôts intercalés: oui
Surface du glacier: 0.3 km ²	Profondeur maximale: 20.3 m	Dépôts granodécroissants: oui
Géologie dominante: Cristallin	Marnage: /	Dépôts granoclassés: oui
Matériel "facilement" érodable: Moraines fraîches	Delta(s): Freydane très développé Lauzière peu développé	Drop-stones: non
Commune à l'aval: Sainte-Agnès		Structures déformées: non
		Teneur en Carbone organique: < 1%
		Taux sédimentation: ~1.5 mm/an
		Taux sédimentation (hors évé): 0.5-1 mm/an

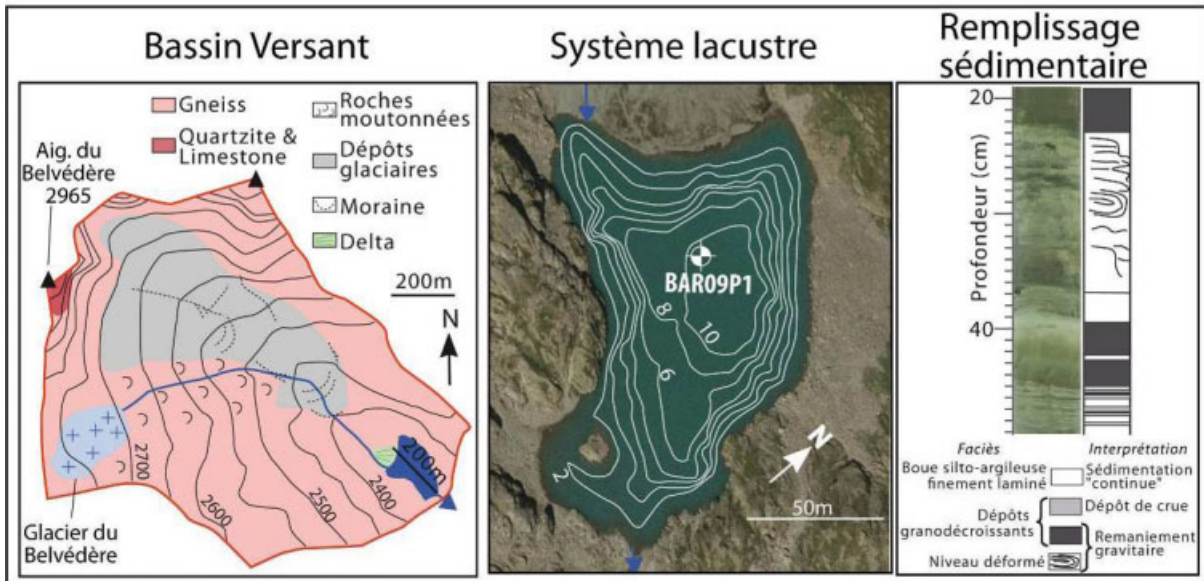
Commentaire

Ce site présente un torrent proglaciaire (Freydane) qui recoupant d'importants stocks de matériel morainique frais apporte de grande quantité de matériel vers le lac, comme en atteste le delta particulièrement bien développé. Il en résulte un sédiment i) à forte dominante détritique et ii) très contrasté (alternance de lamines et de dépôts individualisés), à mettre en lien avec la variabilité hydrologique du torrent.

Etudes réalisées ou en cours:

- Allignol F, Arnaud F, Champagnac J.D, Delannoy JJ, Deline P, Fudral S, Paillet A, Ployon E, Ravanel L, Saulnier GM, Wilhelm B (2008) Etude intégrée du bassin versant du Vorz (Belledonne, Isère) consécutive à la crue des 22 et 23 août 2005. Rapport scientifique, EDYTEM, Le Bourget du Lac, 202 p.
- R. Renou (2011) Inventaire des glaciers du Massif de Belledonne du Petit Age Glaciaire à nos jours. Master 2, Univ de Savoie et Paris-Sorbonne, 61 p.
- Thierry Bart (2012) Instrumentation et Modélisation des processus hydrométéorologiques des bassins versants de montagne, Application au Bassin Versant de Vorz (Belledonne, 38). Thèse de l'Université de Grenoble, p.
- B. Wilhelm, F. Arnaud, D. Enters, F. Allignol, A. Legaz, O. Magand, S. Revillon, C. Giguete-Covex, E. Malet (sous presse) Does global warming favour the occurrence of extreme floods in European Alps? First evidences from a NW Alps proglacial lake sediment record. Climatic Change
- M. Gardent (en cours) Aléas glaciaires dans les alpes occidentales en contexte de retrait glaciaire depuis la fin du Petit Age Glaciaire, Thèse de l'Université de Grenoble, lab. EDYTEM

Lac Blanc, 2063 , Massif des Aiguilles Rouges



Bassin Versant	Système lacustre	Remplissage sédimentaire
Surface bassin versant total: 1 km ² Pente moyenne de(s) affluent(s): 20° Surface du glacier: 4 ha Géologie dominante: Gneiss Matériel "facilement" érodable: Plaquages morainiques Commune à l'aval: /	Origine du lac: surcreusement glaciaire ? Surface du lac: 2 ha Surf. du lac/Surf. BV: ~50 Profondeur maximale: ~10 m Marnage: non Delta: très développé	Profondeur remplissage: ~5 m Sédiment laminé: oui Dépôts intercalés: oui Dépôts granodécroissants: oui Dépôts granoclassés: non Drop-stones: oui Structures déformées: oui Teneur en Carbone organique: <1% Taux sédimentation: ~1.5 mm/an Taux sédimentation (hors éyé): 0.5 mm/an

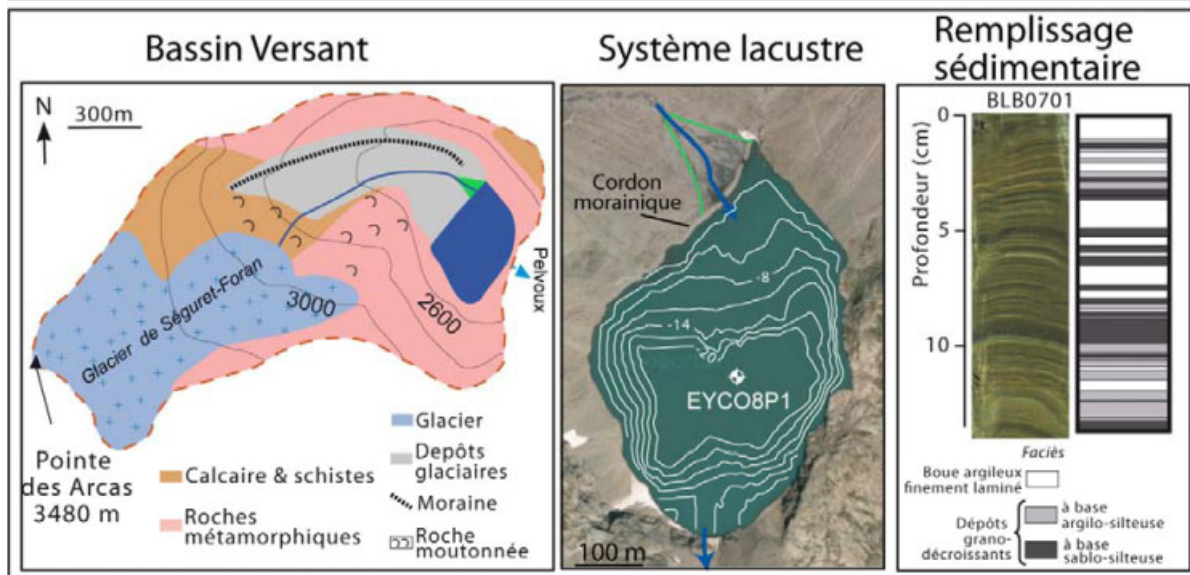
Commentaire

Le lac Blanc des Aiguilles Rouges est un petit système semblable au lac Blanc de Belledonne ; glacier résiduel en amont et delta très développé. Le carottage est rendu très difficile par la densité du sédiment et les fréquents changements granulométriques. En carottage long seuls les 2.8 mètres supérieurs ont pu être prélevé (niveau à bloc décimétrique). Le sédiment est finement laminé et présente de très nombreuses turbidites millimétriques à pluri-centimétriques. Les plus épaisses turbidites semblent associées à des remaniements gravitaires (parfois accompagnés de niveaux déformés). Certains niveaux semblent enrichis en matière organique ; des analyses sont en cours pour en déterminer son origine.

Etudes réalisées ou en cours:

- Wilhelm B., F. Arnaud, P. Sabatier, C. Crouzet, E. Brisset, E. Chaumillon, J.R. Disnar, F. Guiter, E. Malet, J.L. Reyss, K. Tachikawa, E. Bard, J.J. Delannoy (en révision) Extreme precipitation patterns and forcing over the north-western Mediterranean area, Quaternary Research
- Mission CALAMAR
- Lignier V., 2001. Les sédiments lacustres et l'enregistrement de la paléosismicité, étude comparative de différents cas dans le Quaternaire des Alpes Nord-Occidentales et du Tien-Shan Kirghyze. Thèse soutenue à l'University de Savoie

Lac Eychauda, 2517 m, Massif des Ecrins



Bassin Versant	Système lacustre	Remplissage sédimentaire
Surface bassin versant total: 2.7 km ²	Origine du lac: surcreusement glaciaire	Profondeur remplissage: ?
Pente moyenne de(s) affluent(s): 20°	Surface du lac: 16 ha	Sédiment laminé: oui
Surface du glacier: 0.3 km ²	Surf. du lac/Surf. BV: ~ 17	Dépôts intercalés: oui
Géologie dominante: Métamorphique et sédimentaire	Profondeur maximale: 22 m	Dépôts granodécroissants: oui
Matériel "facilement" érodable: Moraines fraîches	Marnage: /	Dépôts granoclassés: non
Commune à l'aval: Pelvoux	Delta(s): très développé et présence d'un cordon morainique	Drop-stones: oui
		Structures déformées: oui
		Teneur en Carbone organique: ?
		Taux sédimentation: 3.2 mm/an
		Taux sédimentation (hors évé): ?

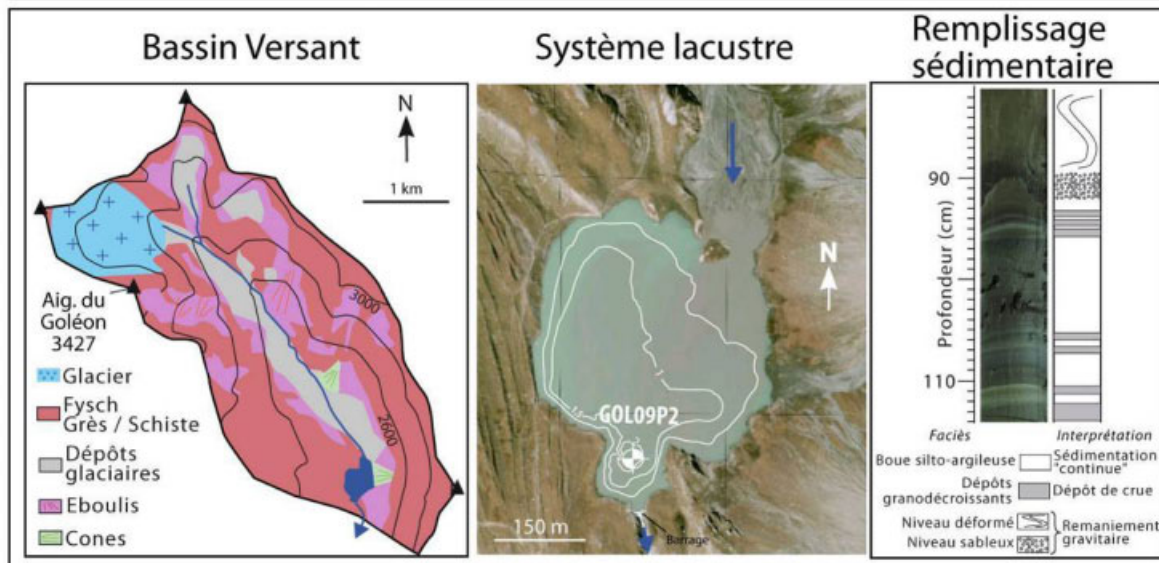
Commentaire

Ce site présente un torrent proglaciaire qui recoupant d'importants stocks de matériel morainique frais apporte de grande quantité de matériel vers le lac, comme en atteste le delta particulièrement bien développé. Il en résulte un sédiment i) à forte dominante détritique et ii) très contrasté (alternance de lamines et de dépôts individualisés), à mettre en lien avec la variabilité hydrologique du torrent. Deux types de dépôts granodécroissants sont clairement identifiables (à base argilo-silteuse ou à base sablo-silteuse) sans qu'il ne soit possible de leur attribuer une origine propre. D'après les premiers résultats le signal hydrologique reconstitué semble principalement contrôlé par les la variabilité glaciaire et il est de fait difficile d'en extraire un signal de précipitations intenses.

Etudes réalisées ou en cours:

- Fouinat L., 2011. Etude sédimentologique du lac proglaciaire de l'Eychauda (2517 m). Relation avec les facteurs climatiques depuis le XVIIIème siècle (massif des Ecrins, Hautes-Alpes). Rapport de Master 2, encadré par F. Arnaud et B. Wilhelm (EDYTEM). Université de Perpignan Via Domitia, 46 p.

Lac du Goléon, 2438 m, Massif des Aiguilles d'Arves



Bassin Versant	Système lacustre	Remplissage sédimentaire
Surface bassin versant total: 10 km ²	Origine du lac: surcreusement glaciaire ?	Profondeur remplissage: >2 m
Pente moyenne de(s) affluent(s): ~11°	Surface du lac: 9 ha	Sédiment laminé: oui
Surface du glacier: 5 ha	Surf. du lac/Surf. BV: ~100	Dépôts intercalés: oui
Géologie dominante: Sédimentaire	Profondeur maximale: ~2 m	Dépôts granodécroissants: oui
Matériel "facilement" érodable: Schistes	Marnage: non	Dépôts granoclassés: ?
Commune à l'aval: /	Delta: très développé	Drop-stones: non
		Structures déformées: ?
		Teneur en Carbone organique: ?
		Taux sédimentation: > 70 mm/an
		Taux sédimentation (hors évé): ?

Commentaire

Le lac du Goléon est un lac de barrage créée dans le début des années 1970. Il est situé à l'aval d'un système glaciaire qui a largement érodé des schistes friables. Le replat en amont est comblée de formation glacio-fluviale composé d'une quantité importante de particules fines. A la création du lac, la profondeur était de l'ordre de 4 à 5 m. Il s'est donc déposé environ 2 à 3 mètres de sédiment en 40 ans. La séquence prélevée dans la zone profonde présente à sa base de nombreux dépôts granodécroissants qui peuvent être interprétés comme des dépôts de crue. Un épais niveau coiffe ces dépôts granodécroissants. Il est composé d'une base sableuse et présente des structures déformées suggérant qu'il résulte d'un slump. Nous notons que malgré la pente faible du torrent en amont du lac des dépôts de crue semblent pouvoir se mettre en place.

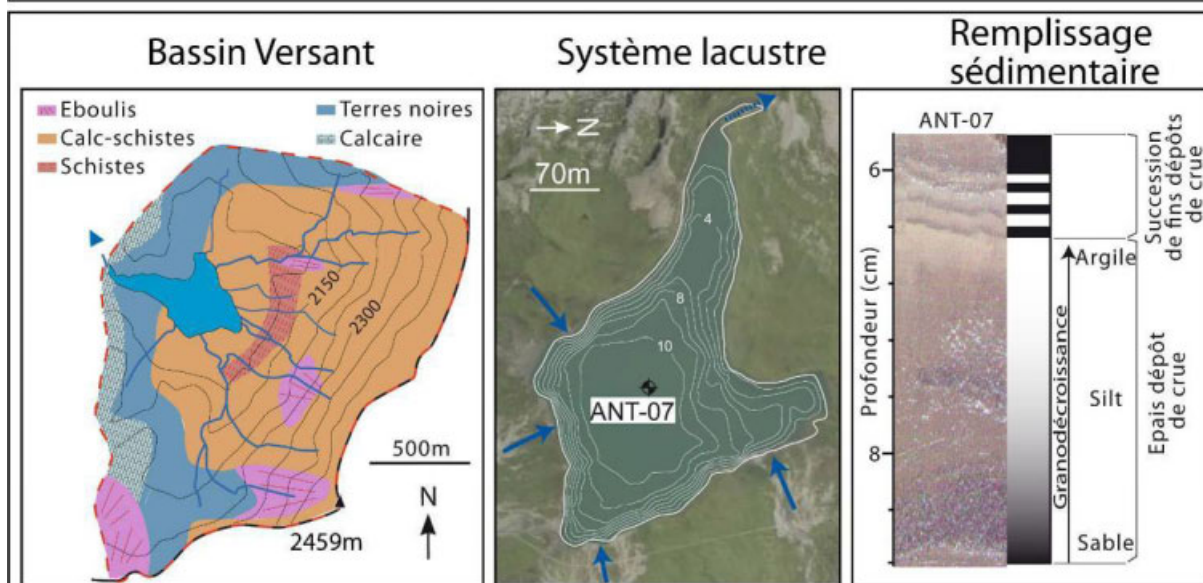
3. Sites non glaciaires à sédimentation dominée par la fraction détritique

Des séquences sédimentaires dominées par la fraction détritique ont également été décrites pour des sites non glaciaires (Lamoureux, 1998 ; Arnaud *et al.*, 2002 ; Wolfe *et al.*, 2006 ; Bussmann *et al.*, 2010). En effet des lacs dont le bassin versant présente une lithologie facilement érodable et/ou des héritages morainiques quaternaires peuvent également présenter une sédimentation dominée par la fraction détritique et des turbidites générées à l'occasion de crues torrentielles. Tout comme les sites proglaciaires, ces sites semblent favorables aux reconstitutions de l'activité hydrologique à partir de l'identification des dépôts de crue (Wolfe *et al.*, 2006). Cependant leurs bassins versants sont davantage végétalisés, les rendant plus propices aux activités pastorales. Les processus d'érosion sur ces sites peuvent donc être affectés par les activités anthropiques comme cela a été identifié au Lac d'Anterne (Giguet-Covex *et al.*, 2011), rendant plus difficile l'interprétation climatique (Giguet-Covex *et al.*, 2012). C'est pourquoi les sites proglaciaires ont été privilégiés dans les Alpes du Nord où ils sont relativement nombreux. Dans les Alpes du Sud, l'absence de site proglaciaire nous a contraint à investiguer un site non glaciaire : le Lac d'Allos.

Les caractéristiques du Lac d'Anterne sont présentées ici en miroir de celles du Lac d'Allos. Le Lac d'Anterne présente un réseau hydrologique complexe qui draine et érode différents types de substrats lithologiques et de sols plus ou moins développés (Giguet-Covex *et al.*, 2011). Les imposants deltas présents aux débouchés de ces torrents soulignent l'importance des apports détritiques au lac. Le suivi instrumental actuel (station météo dans le bassin versant, station hydrologique dans le cours d'eau, suivi de température/turbidité et trappes à sédiment dans le lac) ont mis en évidence une sédimentation exclusivement rythmée par les crues, générées par des événements de précipitations intenses (Enters *et al.*, 2010).

Le lac d'Allos est l'un des deux plus grands lacs d'altitude de France (près d'un kilomètre de long pour 400 mètres de large). Il est composé de deux bassins sédimentaires distincts, chacun alimenté, d'un point de vue hydro-sédimentaire par un torrent différent. Le torrent qui alimente le bassin nord présente une pente forte et soutenue et incise sur sa partie aval des plaquages morainiques quaternaires pas ou peu végétalisés. Le bassin sud est alimenté par un torrent qui draine dans sa partie amont des calcaires fracturés avant de rejoindre une zone à pente faible où des plaquages morainiques quaternaires sont incisés. La présence de zones importantes de pelouse dans le bassin sud, propices aux activités pastorales, suggère que les processus érosifs dans ce bassin ont pu être affectés par les activités anthropiques. Tandis que les caractéristiques du sous-système nord, très proche de celui d'un site proglaciaire d'un point de vue de la source sédimentaire comme du faible impact anthropique supposé, le rendent particulièrement intéressant pour notre étude.

Lac d'Anterne, 2063 m, Massif du Haut-Giffre



Bassin Versant	Système lacustre	Remplissage sédimentaire
Surface bassin versant total: 2.55 km ²	Origine du lac: surcreusement glaciaire ?	Profondeur remplissage: 20m
Pente moyenne de(s) affluent(s): 10 à 30°	Surface du lac: 12 ha	Sédiment laminé: oui
Surface du glacier: /	Surf. BV/Surf. lac: ~20	Dépôts intercalés: oui
Géologie dominante: Sédimentaire	Profondeur maximale: 13 m	Dépôts granodécroissants: oui
Matériel "facilement" érodable: Terres Noires & sols	Marnage: non	Dépôts granoclassés: oui
Commune à l'aval: Non	Delta: bien très développés	Drop-stones: non
		Structures déformées: ?
		Teneur en Carbone organique: ~1%
		Taux sédimentation: 2 mm/an
		Taux sédimentation (hors évé): ~0 mm/an

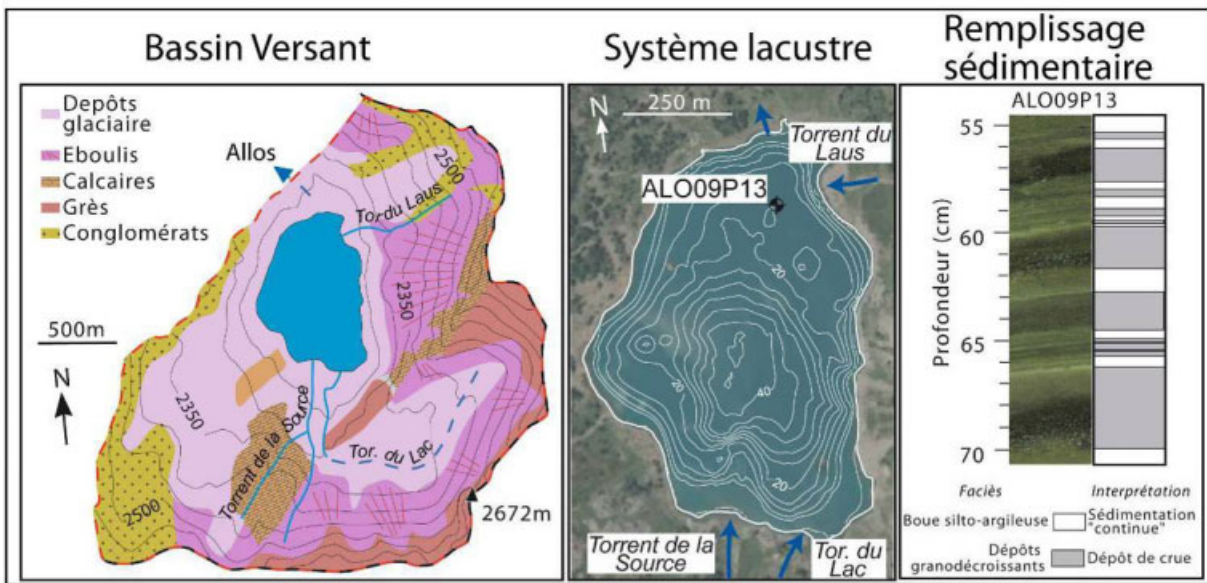
Commentaire

Le lac d'Anterne est un lac alimenté par un réseau hydrographique complexe qui draine des substrats facilement érodables (Terres Noires notamment) et des sols développés. La sédimentation qui en résulte est à large dominante détritique et semble se faire en grande majorité à l'occasion des crues (courant turbiditiques). L'évolution de fréquence et d'intensité de ces courants turbiditiques semblent répondre en majorité à la variabilité climatique depuis ~3500 ans, à l'exception de la période romaine (et médiévale ?) pour laquelle des perturbations dans les processus érosifs liées aux activités pastorales sont fortement probables.

Etudes réalisées ou en cours (liste non exhaustive):

- Lignier V., 2001. Les sédiments lacustres et l'enregistrements de la paléoisosmicité, étude comparative de différents cas dans le Quaternaire des Alpes Nord-Occidentales et du Tien-Shan Kyrghyze. Thèse soutenue à l'University de Savoie
- Arnaud, F., Lignier, V., Revel, M., Desmet, M., Pourchet, M., Beck, C., Charlet, F., Trentesaux, A., Tribovillard, N., 2002. Flood and earthquake disturbance of 210Pb geochronology (Lake Anterne, North French Alps). *Terra Nova* 14, 225–232.
- Arnaud F., Revel-Rolland M., Bosch D., Winiarski T., Desmet M., Tribovillard N., Givélet N., 2004. A 300 year history of lead contamination in northern French Alps reconstructed from distant lake sediment records. *Journal of Environmental Monitoring* 6: 448–456
- Millet, L., Arnaud, F., Heiri, O., Magny, M., Verneaux, V., Desmet, M., 2009. Late-Holocene summer temperature reconstruction from chironomid assemblages of Lake Anterne, northern French Alps. *The Holocene* 19 (2), 317–328
- Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Poulénard, J., Disnar, J.R., Delhon, C., Francus, P., David, F., Enters, D., Rey, P.J., Delannoy, J.J., 2011. Changes in erosion patterns during the Holocene in a currently treeless subalpine catchment inferred and from lake sediment geochemistry (Lake Anterne, 2063 m a.s.l., NW French Alps): The role of climate human activities. *The Holocene* 21(4), 651–665.
- Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Enters, D., Poulénard, J., Millet, L., Francus, P., David, F., Rey, P.J., Wilhelm, B., Delannoy, J.J., 2012. Frequency and intensity of high-altitude floods over the last 3.5 ka in NW European Alps, *Quaternary Research* 77(1), 12–22.

Lac d'Allos, 2230 m, Massif du Mercantour (Haut-Verdon)



Bassin Versant		Système lacustre		Remplissage sédimentaire	
Surface bassin versant total:	5.2 km ²	Origine du lac:	surcreusement glaciaire ?	Profondeur remplissage:	14 m
Surface(s) bassin(s) versant(s) de(s) affluent(s):	Laus: 0.29 km ² Source: 0.49 km ² Lac: 1.37 km ²	Surface du lac:	45 ha	Sédiment laminé:	parfois
Pente moyenne de(s) affluent(s):	Laus: 20° Source: 11° Lac: 7°	Surf. du lac/Surf. BV:	~10	Dépôts intercalés:	oui
Surface du glacier:	/	Profondeur maximale:	~43 m	Dépôts granodécroissants:	oui
Géologie dominante:	Sédimentaire	Marnage:	oui	Dépôts granoclassés:	non
Matériel "facilement" érodable:	Plaquages morainiques	Delta(s):	Laus très développé Source développé Lac non	Drop-stones:	non
Commune à l'aval:	Allos			Structures déformées:	oui
				Teneur en Carbone organique:	1-4%
				Taux sédimentation:	1.5 à 3 mm/an
				Taux sédimentation (hors éyé):	1-2 mm/an

Commentaire

Le lac d'Allos présente la particularité d'être constitué de 2 bassins sédimentaires, alimentés chacun d'un point de vue hydro-sédimentaire par une rivière différente d'après les morphologies des deltas (torrent de la Source, bassin profond; torrent du Laus, bassin nord). D'autre part les caractéristiques des sous-bassin versants de ces deux torrents diffèrent du point de vue de la pente générale, du couvert végétal et du matériel érodé (plaquages morainiques pour le Laus, sols et marno-calcaires pour le Source). Ces différences sont certainement à l'origine de grandes différences dans le fonctionnement sédimentaire des 2 bassins et de leurs potentialités d'enregistrement.

Etudes réalisées ou en cours:

- Wilhelm B., F. Arnaud, P. Sabatier, C. Crouzet, E. Brisset, E. Chaumillon, J.R. Disnar, F. Guiter, E. Malet, J.L. Reyss, K. Tachikawa, E. Bard, J.J. Delannoy (en révision) Extreme precipitation patterns and forcing over the north-western Mediterranean area, Quaternary Research
- C. Giguet-Covex, F. Arnaud, B. Wilhelm, P. Sabatier, L. Millet, V. Vernaux, M.-E. Perga, E. Chalmin, N. Cottin, E. Naffrechoux, J.-L. Reyss (2011) Observatoire et rétro-observatoire de l'état écologique des plans d'eau d'altitude: Rapport final. Agence de l'Eau & Zone Atelier Bassin du Rhône, 85p.
- Elodie Brisset (en cours) Impacts des changements climatiques et de l'anthropisation sur les environnements des lacs d'altitude dans les Alpes du Sud. Thèse de l'Univ. Aix-Marseille. Lab. IMBE-CEREGE.

4. Conclusion : choix des sites d'étude

La reconnaissance de dépôts de crue clairement identifiables dans les séquences sédimentaires dominées par les apports détritiques (glaciaires ou non) en fait des cibles à privilégier pour l'étude des extrêmes hydrologiques. Les caractéristiques communes de ces sites sont (i) un stock de matériel facilement érodable dans le bassin versant, (ii) un profil en long du cours d'eau soutenu et (iii) un delta bien développé et non végétalisé. Sur ces 3 critères nous avons retenu le lac Blanc du massif de Belledonne (BLB), le lac Blanc du massif des Aiguilles Rouges (BAR) et le lac d'Allos dans le Mercantour (ALO). Le lac d'Eychauda dans le massif des Ecrins qui semblait également être une cible pertinente a fait l'objet d'un stage de Master 2 par Laurent Fouinat (Master Géosciences et Environnements Océaniques, Université de Perpignan Via Domitia, encadrement F. Arnaud et B. Wilhelm ; Fouinat, 2010). Ce travail a révélé une grande complexité de l'enregistrement sédimentaire et un rôle prédominant de l'activité glaciaire sur les flux détritiques. Il n'a pas été possible d'aboutir à une chronique de crue et c'est pourquoi ce site ne sera pas traité dans ce mémoire.

Références Bibliographiques (Chapitre 2)

Arnaud, F., Lignier, V., Revel, M., Desmet, M., Pourchet, M., Beck, C., Charlet, F., Trentesaux, A., Tribovillard, N., 2002. Flood and earthquake disturbance of 210Pb geochronology (Lake Anterne, North French Alps). *Terra Nova* 14, 225–232.

Arnaud F., 2003. Signatures climatique et anthropique dans les sédiments holocènes des Lacs du Bourget et d'Anterne (Nord-Ouest des Alpes) – Paléohydrologie et contamination au plomb. Thèse de l'université de Lille 1. 196 p.

Blass A, Anselmetti FS, Ariztegui D., 2003. 60 years of glaciolacustrine sedimentation in Steinsee (Sustenpass, Switzerland) compared with historic events and instrumental meteorological data, *Eclogae Geol Helv* 96(1):59–71

Brisset E., Guiter F., Miramont C., Arnaud F., Delhon C., Wilhelm B., Disnar J.R., Pailles C., en révision. Etude pluridisciplinaire de la séquence lacustre du Lac Petit (Mercantour, alt. 2200 m) : des dynamiques sédimentaires sous contrôle anthropique et climatique ? *Quaternaire*

Bussman F., Anselmetti F.S., 2010. Rossberg landslide history and flood chronology as recorded in Lake Lauerz sediments (Central Switzerland). *Swiss Journal of Geosciences* 103:43–59

Chapron E, Faïn X, Magand O, Charlet L, Debret M, Mélières MA., 2007. Reconstructing recent environmental changes from proglacial lake sediments in the Western Alps (Lake Blanc Huez, 2543 m a.s.l., Grandes Rousses Massif, France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 252: 586–600

Dapples, F., Lotter, A.F., van Leeuwen, J.F.N., van der Knapp, W.O., Dimitriadis, S., Oswald, D., 2002. Paleolimnological evidence for increased landslide activity due to forest clearing and land-use since 3600 cal BP in the western Swiss Alps. *Journal of Paleolimnology* 27, 239–248.

Edouard J.L., 1994. Les lacs d'altitude dans les Alpes françaises, contribution à la connaissance des lacs d'altitude et à l'histoire des milieux montagnards depuis la fin du Tardiglaciaire. Thèse soutenue à l'University J. Fourier de Grenoble

Enters, D., Arnaud, F., Poulénard, J., Giguet-Covex, C., Malet, E., Wilhelm, B., 2009. A Coupled Environmental Monitoring and Lake Sediment Study to Understand Factors Generating Torrential Floods in an Alpine Catchment (Giffre Valley, NW French Alps). Geophysical Research Abstracts 11, EGU2009-8837-1, EGU General Assembly, Vienna, Austria.

Fouinat L., 2010. Etude sédimentologique du lac proglaciaire de l'Eychauda (2517 m). Relations avec les facteurs climatiques depuis le XVIII^{ème} siècle (massif des Ecrins, Hautes-Alpes). Mémoire de stage de Master 2 Recherche, Université de Perpignan Via Domitia, 46 p.

Giguet-Covex G., 2010. Contribution des sédiments laminés lacustres à l'étude des changements environnementaux holocène Approche couplée sédimentologie/géochimie à haute résolution Application à deux lacs nord alpins. Thèse, Université de Savoie, 313 p.

Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Poulénard, J., Disnar, J.R., Delhon, C., Francus, P., David, F., Enters, D., Rey, P.J., Delannoy, J.J., 2011. Changes in erosion patterns during the Holocene in a currently treeless subalpine catchment inferred from lake sediment geochemistry (Lake Anterne, 2063 m a.s.l., NW French Alps): The role of climate human activities. *The Holocene* 21(4), 651–665.

Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Enters, D., Poulénard, J., Millet, L., Francus, P., David, F., Rey, P.J., Wilhelm, B., Delannoy, J.J., 2012. Frequency and intensity of high-altitude floods over the last 3.5 ka in NW European Alps, *Quaternary Research* 77(1), 12–22.

Guyard H., Chapron E., St-Onge G., Anselmetti F.S., Arnaud F., Magand F., Francus P., Mélières M.A., 2007a. High-altitude varve records of abrupt environmental changes and mining activity over the last 4000 years in the Western French Alps (Lake Bramant, Grandes Rousses Massif). *Quaternary Science Reviews* 26 : 2644-2660.

Guyard, H., St Onge G., Chapron E., Anselmetti F., Francus P., 2007b. The AD 1881 earthquake-triggered slump and late Holocene flood-induced turbidites from Proglacial lake Bramant, western French Alps. In V. D. Lykousis, D. Sakellariou, and J. Locat, eds., *Submarine mass movements and their consequences: Dordrecht, Netherlands, Springer*, p. 279–286.

Lamoureux S., 1998. Spatial and interannual variations in sedimentation patterns recorded in nonglacial varved sediments from the Canadian High Arctic. *Journal of Paleolimnology* 21: 73–84

Lignier V., 2001. Les sédiments lacustres et l'enregistrements de la paléosismicité, étude comparative de différents cas dans le Quaternaire des Alpes Nord-Occidentales et du Tien-Shan Kyrghyze. Thèse soutenue à l'University de Savoie, 228 p.

Peterson J.O., 2010. Etude du potentiel d'enregistrement paléosismique des sédiments du Lac de Vens. Mémoire de stage de Master 2 Recherche, Université Nice-Sophia Antipolis, 83 p.

Wolfe B.B., Hall R.I., Last W.M., Edwards T.W.D., English M.C., Karst-Riddoch T.L., Paterson A., Palmi R., 2006. Reconstruction of multi-century flood histories from oxbow lake sediments, Peace-Athabasca Delta, Canada. *Hydrological Processes* 20, 4131 – 4153

Chapitre 3

Approches méthodologiques et outils utilisés

Après l'exploration de onze sites alpins de haute altitude, les sites dominés par la sédimentation détritique, et notamment les sites proglaciaires, se sont révélés être les plus pertinents pour l'étude des crues passées (Chapitre 2). La reconnaissance préliminaire de nombreux dépôts de type hyperpycnite tronquée dans ces séquences nous a incité à se concentrer sur l'étude de la sédimentation événementielle. Nous présenterons ici en détail notre approche méthodologique qui se focalise donc sur la caractérisation des dépôts événementiels, dans l'objectif d'une identification exhaustive et haute résolution des dépôts de crues et à l'estimation de la paléo-intensité pour reconstituer l'évolution de la fréquence et de l'intensité de ces événements extrêmes. Cette approche méthodologique s'inspire de la littérature (Chapitre 1) et tente de développer certains aspects, tels que i) l'identification à haute-résolution des dépôts de crue dans des séquences dominées par la fraction détritique, ii) la reconstitution de la paléo-intensité des événements de crue, iii) distinguer l'origine (gravitaire ou hydrologique) des dépôts granodécroissants et iv) diminuer les incertitudes de datation au cours de la réalisation des modèles âge - profondeur.

1. Méthodes de terrain

Dans le cadre de ce travail, les sites étudiés se situent en altitude et sont généralement difficile d'accès et peu renseignés dans la bibliographie. La mise au point d'une méthodologie adaptée visant à acquérir rapidement une vue d'ensemble du système lacustre et de ses caractéristiques a été nécessaire. Elle a permis d'identifier et de prélever les environnements de dépôts clés sans avoir besoin de revenir sur site ultérieurement. L'étape préliminaire en arrivant sur site consiste à appréhender le système lacustre par un relevé bathymétrique.

1.1. Relevés et cartes bathymétriques

Les relevés bathymétriques permettent la réalisation de cartes indispensables pour la détermination des principales morphologies des remplissages lacustres. Nous avons notamment cherché à déterminer :

- l'existence d'un ou plusieurs bassins,
- la localisation et l'extension du(es) dépocentre(s),
- la présence et l'extension des corps deltaïques au débouché du(es) affluent(s).

Dans un deuxième temps, il s'est avéré intéressant de repérer :

- les talus à forte pente, qui peuvent être propices à des glissements en masse,
- l'existence de zones chaotiques, résultant de glissement en masse ou d'écroulement (à éviter au carottage).

Les relevés bathymétriques ont été réalisés à l'aide d'un échosondeur de type Fishfinder de Garmin, couplé à un GPS permettant le géo-référencement des mesures de profondeurs d'eau. L'intervalle de temps entre les mesures a été paramétré à 2 secondes, ce qui correspond à l'acquisition d'une mesure tous les 1.5 à 3 mètres (pour une vitesse de navigation de 3 à 6 km/h). Les transects ont été réalisés selon un quadrillage resserré pour réduire les interpolations lors de la réalisation des cartes bathymétriques avec le logiciel Surfer 9 de Golden Software.

1.2. Sismique réflexion

La sismique réflexion est une méthode de prospection géophysique qui permet de caractériser le remplissage sédimentaire à partir de l'analyse des échos d'ondes sismiques générées artificiellement. Cette méthode a notamment été entreprise dans l'objectif de définir:

- l'épaisseur du remplissage sédimentaire,
- l'existence et l'extension de glissement en masse,
- l'extension latérale de faciès sédimentaires (identifiés/caractérisés en carotte).

Cette méthode a été mise en œuvre par Thierry Courp (CEFREM, Perpignan) et Emmanuel Chapron (ISTO, Orléans) en juillet 2008 sur les sites des lacs Blancs de Belledonne et des Aiguilles Rouges. Elle s'est avérée inefficace au Lac Blanc de Belledonne (remplissage transparent) et les résultats n'ont de ce fait pas été traités et ne seront pas présentés. Les résultats obtenus au lac Blanc des Aiguilles Rouges ont été traités et interprétés par Grégoire Caput dans le cadre d'un stage de Master 1 « Sciences et Technologie, Géosciences et environnements marins », encadré par T. Courp et E. Chapron, en 2009 (Caput, 2009).

Cette méthode a également été appliquée au lac d'Allos, avec le matériel et la participation de Eric Chaumillon (LIENSs, La Rochelle). Une source de type Chirp sonar incluant 3 transducteurs et supportée par un sondeur ECHOES 3500 a été utilisée. Les caractéristiques de cette source sismique (temps d'émission de 10 ms et fréquence de 2 à 7,5 kHz et fréquence centrale de 3,5 kHz) permettent d'obtenir une haute résolution verticale (de l'ordre de 0,2 mètre) pour une caractérisation fine du remplissage sédimentaire. L'intervalle de temps entre les tirs a été paramétré à 250 ms, ce qui correspond à l'acquisition d'une

mesure tous les 0,2 à 0,4 mètres (pour une vitesse de navigation de 3 à 6 km/h). Les données ont été acquises en couplage avec un GPS différentiel pour le géo-référencement précis des mesures. Les résultats ont été traités sur le logiciel Delph Seimic Software et interprétés par Yoan Laurent dans le cadre d'un stage de master 2 « Approche Intégrée des Ecosystèmes Littoraux », encadré par E. Chaumillon, en 2011 (Laurent, 2011) et sont partiellement présentés Partie II, Chapitre 3.

1.3. Prélèvements sédimentaires (carottage)

1.3.1. Carottage court

Pour chacun des sites investigués, une série de carottes courtes a été prélevée pour caractériser les différents environnements de dépôts qui avaient été précédemment identifiés au cours des relevés bathymétriques ou des campagnes sismiques. Ces carottes avaient pour objectif la compréhension du fonctionnement hydro-sédimentaire du système lacustre d'un point de vue temporel et spatial (Siegenthaller & Sturm, 1991a, 1991b ; Lamoureux, 1998). En général, les sites de carottage ont été réalisés :

- dans le(s) dépoint(s) non affecté(s) par des glissements en masse,
- en pied(s) de pentes raides où avaient pu être identifiés (ou ont pu théoriquement se produire) des glissements en masse,
- selon des transects proximal-distal dans l'axe des corps deltaïques pour caractériser les dépôts de crue,
- et parfois selon des transects perpendiculaires aux précédents pour investiguer la variabilité latérale des dépôts de crue en relation avec la migration possible de l'affluent sur le delta.

Ces carottages courts ont été réalisés avec un carottier gravitaire UWITEC de préférence en 90 mm de diamètre, exceptionnellement en 63 mm. En général les premières carottes ont été réalisées sans marteler pour une meilleure conservation des structures sédimentaires. Dans un deuxième temps, le marteau a été utilisé pour obtenir des séquences plus longues.

1.3.2. Carottage long

Lorsque le fonctionnement hydro-sédimentaire est appréhendé et que des restes végétaux propices aux datations par la méthode du Carbone 14 ont été identifiés, des carottages longs ont été réalisés ou envisagés pour prolonger les enregistrements.

Le lac Blanc des Aiguilles Rouges a ainsi été carotté en hiver (mars 2010) pour profiter de la glace comme support de carottage. Trois carottiers différents ont été utilisés (en 90 non chemisé, en 63 chemisé et en 90 chemisé) pour prélever 10 sections au total sur 2 sites situés sur un transect proximal-distal par rapport au delta. Trois carottes courtes ont été prélevées en complément pour avoir une interface eau-sédiment bien préservée.

Suite à l'étude d'une vingtaine de carottes courtes, une carotte longue (15 mètres) a également été prélevée au lac d'Allos en juillet 2011. Celle-ci ne sera pas traitée dans le cadre de cette thèse mais fait actuellement l'objet d'une étude paléo-environnementale dans le cadre de la thèse d'Elodie Brisset (IMBE/CEREGE, encadrement Cécile Miramont, Frederic Guiter, Edward Anthony) qui a débuté en 2010.

2. Méthodes en laboratoire

Les carottes sont ouvertes, décrites, photographiées et des analyses non-destructives sont ensuite réalisées. Dans un deuxième temps les carottes sont échantillonnées pour analyses sur échantillons ponctuels (dites « destructives »).

2.1. Mesures non destructives

2.1.1. Photographie

Immédiatement après l'ouverture des carottes, leurs surfaces sont nettoyées puis photographiées. Cette étape permet i) d'archiver une image nette et intacte de la carotte et ii) d'aider à l'identification à haute résolution des faciès sédimentologiques. Dans cet objectif, les photos ont été prises à haute résolution (20 pixels/mm) et à pas constant de 5 cm avec un appareil NIKON D80 monté d'un objectif de 35mm et commandé depuis un ordinateur avec le logiciel Camera Control I Pro de NIKON. Ce logiciel permet de prendre les photos dans des conditions de lumière et de balance des blancs identiques pour toutes les photos. Les assemblages de photos pour la reconstitution de la carotte ont été réalisés sur ADOBE Photoshop 6 à partir des parties centrales des photos uniquement, pour éviter les déformations par effet de bord.

2.1.2. Spectrocolorimétrie

Le spectrocolorimètre Minolta CM 2600d permet de mesurer la couleur du sédiment selon un spectre de 400 à 700 nm, avec un pas de 10 nm. La mesure de la clarté (L^*) offre une donnée rapidement acquise et intéressante pour de premières corrélations stratigraphiques. De plus les

pics de dérivées premières des spectres peuvent permettre d'identifier rapidement certains composants spécifiques du sédiment, notamment la matière organique vers 605 à 695 nm (Debret *et al.*, 2011). Cette méthode est donc ici utilisée comme analyse préliminaire pour i) aider à la description lithologique, ii) supporter les corrélations stratigraphiques et iii) avoir une première idée de la composition du sédiment.

2.1.3. Mesures géophysiques (banc multi-paramètres/Geotek)

Le banc multi-paramètres (MSCL – Géotek Ltd) de Besançon (laboratoire Chrono-environnement) a été utilisé pour la calibration des données sismiques. En effet ce banc permet d'acquérir des profils de densité et de vitesse des ondes P en fonction de la profondeur, avec un pas de 5 mm. La densité est acquise indirectement par la méthode dite de gamma densité (atténuation des rayons gamma à travers la carotte) et nécessite une calibration. L'insertion de ces données dans les logiciels de traitement sismique permet de convertir les « profondeurs sismiques », exprimées en temps-double (temps de trajet aller-retour de l'onde), en profondeurs réelles (en mètre). Les profondeurs « d'interfaces sismiques » peuvent ainsi être directement comparés aux profondeurs des faciès sédimentaires identifiés en carotte.

2.1.4. Géochimie minérale à haute résolution (scanner de carotte)

Les mesures de géochimie minérale à haute résolution ont été réalisées à l'aide de scanners de carotte qui fonctionnent sur le principe physique de la fluorescence des rayons X (XRF). Elles permettent une analyse non-destructive, rapide et haute-résolution (jusqu'à 100 µm). Le principe de l'analyse par fluorescence X repose sur l'utilisation des rayons X primaires, très énergétiques, émis par un tube pour exciter l'échantillon à analyser. Ce dernier émet alors à son tour des rayons X dits secondaires ou de fluorescence X, caractéristiques des éléments qui le constituent. La décomposition des spectres de fluorescence obtenus permet de déterminer la composition relative en majeurs et traces. Les scanners de carotte XRF qui ont été utilisés sont les appareils :

- ITRAXTM de la marque Cox (Croudace *et al.*, 2006) du laboratoire du Cerege (Aix-en-Provence, collaboration avec Kazuyo Tachikawa, Marta Garcia et Edouard Bard) pour les carottes des Lacs d'Allos et Blanc des Aiguilles Rouges,
- ITRAXTM de la marque Cox du laboratoire Geopolar (Bremen, Allemagne, collaboration avec Dirk Enters et Christian Ohlendorf) pour les carottes des lacs Blanc de Belledonne et Eychauda,
- AVAATECH de l'Ifremer (Brest, collaboration avec Sidone Revillon) pour les carottes du lac de Doménon Supérieur.

Les carottes ont été scannées avec deux sources différentes (tubes Molybdène et Chrome pour le modèle ITRAXTM et à deux tensions d'excitations différentes (10 et 30 kV) pour le modèle AVAATECH), afin d'optimiser la détection et la mesure d'une plus large gamme d'éléments, des plus légers aux plus lourds. Le pas de mesure a été paramétré en général à 1 mm. Seule une carotte du lac d'Allos, pour laquelle nous souhaitons caractériser de fines lamines, a été mesurée à une résolution de 200 µm. Ces mesures géochimiques ont été réalisées pour :

- confirmer les corrélations stratigraphiques haute résolution entre carottes d'un même site,
- aider à l'identification et la détection des dépôts événementiels par l'utilisation d'éléments ou rapport d'éléments comme marqueur granulométrique haute résolution (Cuven *et al.*, 2010 ; Giguet-Covex *et al.*, 2012),
- déterminer des contaminations historiques (Guyard *et al.*, 2007 ; Giguet-Covex *et al.*, 2011).

Les limites de cette méthode non-destructive sont :

- l'obtention de variations relatives en coups par secondes et non en pourcentages,
- les effets de matrice (dus aux différences de densité et/ou de porosité qui peuvent être induites par des changements de composition et/ou de granulométrie) qui peuvent biaiser l'analyse.

Pour s'assurer que les variations géochimiques obtenues ne soient pas affectées par les effets de matrice et/ou pour passer de données relatives à des données quantitatives, des analyses géochimiques sur échantillons discrets sont ainsi nécessaires pour « calibrer » cette méthode (cf. 2.4. Géochimie minérale (échantillons discrets)).

2.2. Mesures destructives

2.2.1. Granularité

Les analyses granulométriques ont été réalisées à l'aide de microgranulomètres laser. Les échantillons de sédiment sont placés dans un bain pour la mise en suspension. Le mélange turbide est ensuite pompé vers une cellule traversée par un laser. Le pourcentage de volume occupé par chaque classe granulométrique qui en résulte utilise le principe de Fraunhofer qui assimile les particules à des disques plats et opaques à la lumière. La mesure est répétée 10000 fois par échantillon pour augmenter la représentativité statistique. Ces mesures ont été réalisées avec un Malvern MastersizerTM S pour les sédiments des lacs de Doménon, Blanc de Belledonne et Allos et un Malvern MastersizerTM 2000G pour les sédiments du Lac Blanc des Aiguilles Rouges. La différence entre les deux appareils, est la gamme de taille de mesures. Le Mastersizer 2000G permet de mesurer des particules jusqu'à 2mm alors que la gamme du mastersizer S s'arrête à 800 µm. Le granulomètre Mastersizer 2000G a été choisi pour l'étude

des sédiments du Lac Blanc des Aiguilles Rouges en raison de la présence de sables parfois très grossiers.

Enfin le traitement informatique associé à ces appareils fournit un grand nombre de paramètres granulométriques. Parmi ceux-ci nous avons utilisé pour l'essentiel la médiane, le Q90, le Q99 et la répartition des différentes classes granulométriques. Médiane et percentiles grossiers ont été utilisés dans des diagrammes de type (Passega, 1964) pour la caractérisation des processus de transport et dépôt sédimentaire (Shiki *et al.*, 2000 ; Lignier, 2001). La relation entre l'épaisseur de dépôts et les percentiles grossiers ont également été investigués pour discuter des processus de transport et dépôt et des processus érosifs dans le bassin versant (Giguet-Covex *et al.*, 2011).

2.2.2. Préparation des échantillons discrets

Tous les échantillons de sédiments lacustres ont été pesés, séchés à l'étuve (3 à 4 jours à 60°C), pesés à nouveau, broyés et homogénéisés avant d'être envoyés aux différents laboratoires d'analyses pour les mesures énumérées ci-dessous.

2.2.3. Géochimie minérale (échantillons discrets)

Comme cela a été précédemment expliqué (cf. § 2.1.4.), les mesures de géochimie minérale sur échantillons discrets ont ici été réalisées dans l'objectif de « calibrer » les données hautes résolutions acquises par scanner de carottes. En effet les mesures de géochimie minérale sur échantillons discrets permettent la quantification précise de leur composition élémentaire. Une série d'échantillons par lac a été mesurée. Les échantillons sélectionnés par site correspondent aux valeurs maximales et minimales d'évolutions relatives (en fonction de la profondeur) en majeurs et traces d'intérêts (en général Fe, Ti, K, Ca, Zr, Pb).

Pour les sédiments du lac d'Allos, les échantillons ont été envoyés au Service d'Analyses des Roches et des Minéraux (SARM) du Centre de Recherche Pétrographique et Géochimique (CRPG) de Nancy. Deux méthodes ont été utilisées ; mesures par ICP-OES pour la mesure des majeurs sur 45 échantillons et mesures par ICP-MS sur 15 échantillons pour les majeurs et traces en 2010.

Pour les sédiments du lac Blanc de Belledonne, 27 échantillons ont été mesurés par XRF conventionnel pour l'analyse des traces et majeurs au laboratoire de géosciences marines de l'IFREMER de Brest (collaboration avec Sidonie Revillon) en 2008.

Enfin pour les sédiments du lac Blanc des Aiguilles Rouges, 20 échantillons ont été mesurés par ICP-MS pour l'analyse des traces et majeurs au laboratoire de géosciences marine de l'IFREMER de Brest (collaboration avec Sidonie Revillon) en 2012.

2.2.4. Géochimie organique

La pyrolyse Rock Eval consiste à analyser les composés qui sont produits lors du craquage thermique de la matière organique (MO) soumise à des températures croissantes (de 200 à 650°C). Cette mesure est effectuée sous atmosphère inerte (N₂). Les effluents hydrocarbonés produits sont quantifiés en continu par un détecteur à ionisation de flamme. Deux cellules infrarouge (IR) analysent le CO et le CO₂ produits lors de la phase de pyrolyse. Une fois la pyrolyse terminée, l'échantillon résiduel est mis sous air pour être oxydé. L'échantillon est de nouveau soumis à une augmentation de température de 400 à 850°C. Le CO et le CO₂ sont détectés et quantifiés par les cellules (IR). Les principes de base sont décrits plus en détail par Lafarge *et al.* (1998). L'intégration des cinq courbes d'émission d'effluents (phase de pyrolyse + phase d'oxydation) entre des bornes de température déterminées permet d'obtenir le carbone organique total (COT%) de l'échantillon de sédiment et les proportions de matériels hydrocarboné et oxygéné de la MO.

Cette méthode a été utilisée sur les carottes des Lacs d'Allos et Blanc des Aiguilles Rouges avec le Pyrolyseur Rock Eval 6 modèle « Turbo » (technologies Vinci) du laboratoire ISTO (Orléans, collaboration avec Jean-Robert Disnar). Les objectifs ont été de :

- supporter les corrélations entre carottes à partir de l'évolution en profondeur de la teneur en COT,
- aider à l'identification de dépôts de crue (diminution du COT et enrichissement en MO à signature allochtone).

Enfin il est à noter que les données de pyrolyse Rock Eval acquises sur les sédiments du Lac Blanc des Aiguilles Rouges sont en contradiction avec d'autres méthodes (spectrocolorimétrie et Infra-Rouge à Transformée de Fourier), elles-mêmes en accord. Il semblerait ainsi que les teneurs en COT puissent être trop faibles pour une quantification (et qualification) par pyrolyse Rock Eval.

3. Méthode de datation du sédiment

Des chronologies précises et à haute résolution sont nécessaires dès lors que l'on s'intéresse à l'étude des sédiments du dernier millénaire. En effet, ceci permet d'atteindre l'échelle temporelle pertinente pour comparer les reconstitutions obtenues avec des données instrumentales et/ou historiques et ainsi pouvoir espérer obtenir des quantifications de paramètres climatiques ou autres. A cet effet, plusieurs méthodes sont ici utilisées et combinées pour dater les sédiments, mais toutes ne sont pas applicables sur tous les lacs.

3.1. Radioéléments de courte période

Radioélément naturel : le Plomb 210

Le Plomb 210 (^{210}Pb) est un radioélément couramment utilisé en paléolimnologie pour dater les sédiments sur les 100 à 150 dernières années (Appleby & Oldfield, 1978 ; Engstrom *et al.*, 1986; Pinglot & Pourchet, 1995 ; Lima *et al.*, 2005 ; Gasiorowski & Hercman, 2005; Tylmann, 2005). Il est un isotope radioactif du plomb issu de la chaîne de désintégration de l'Uranium 238 (^{238}U). L' ^{238}U , contenu naturellement dans la croûte terrestre, subit une série de désintégration indiquée figure I.3.1.A jusqu'au Radon 222 (^{222}Rn , période de 3.82 jours) qui est un gaz inerte. Lorsque le ^{222}Rn est produit à proximité de la surface, il s'échappe du sol et diffuse vers l'atmosphère où il se désintègre en plusieurs radionucléides de très courte période jusqu'à atteindre le ^{210}Pb (Figure I.3.1.A) qui regagne la terre sous forme de retombées humides ou sèches. Une partie de ces retombées naturelles est adsorbée sur les particules sédimentaires qui, s'accumulant dans les rivières, les lacs et les océans, s'enfouissent par accumulation successive (Figure I.3.1.B). Ce plomb est dit « en excès » par opposition au ^{210}Pb dit « supporté » issu de la désintégration de ^{238}U au sein de la matrice sédimentaire elle-même (Figure I.3.1.B). Aux échelles de temps considérées et si aucune fuite de radon n'intervient, le ^{210}Pb (période = 22,3 ans) supporté et le ^{226}Ra (période = 1600 ans) sont à l'équilibre séculaire. Ils présentent donc des activités identiques ne dépendant que de la quantité initiale d'uranium. En conséquence, l'activité du ^{210}Pb en excès peut être estimée par différence entre l'activité du ^{210}Pb total et celle du ^{226}Ra . Elle décroît avec le temps selon la loi de décroissance radioactive permettant d'établir une chronologie allant jusqu'à 100-150 ans (temps nécessaire au système pour retrouver l'équilibre) :

$$(^{210}\text{Pb}_{ex}^z) = (^{210}\text{Pb}_{ex}^0) \times e^{-\lambda t}$$

où :

- $^{210}\text{Pb}^0$ correspond au initial ^{210}Pb déposé à l'interface eau-sédiment
- $^{210}\text{Pb}^z$ correspond au mesuré ^{210}Pb dans le sédiment à la profondeur z
- λ est la constante de désintégration du ^{210}Pb (0.0311 an⁻¹)
- t est le temps

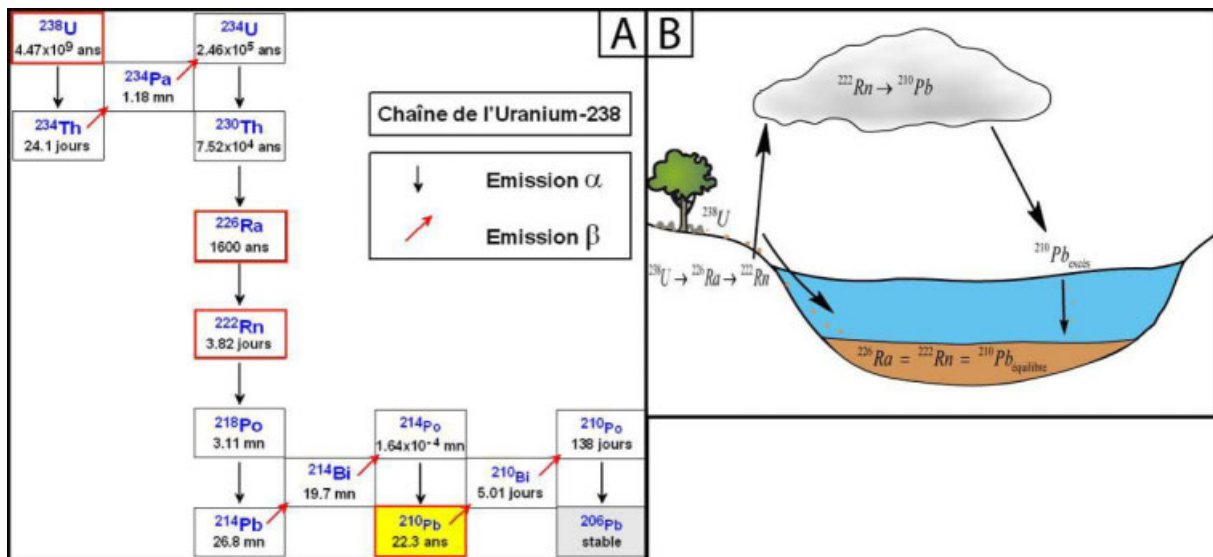


Figure I.3.1. (A) Place du ^{210}Pb dans la chaîne de désintégration radioactive de l'Uranium 238 et (B) transferts du ^{210}Pb des continents aux sédiments lacustres par voie atmosphérique et par l'hydrologie.

Cette méthode de datation suppose qu'il n'y a pas de mélange des sédiments et pas de diffusion du ^{210}Pb au sein de la colonne de sédiment. Trois modèles sont généralement utilisés pour établir une chronologie à partir du profil de décroissance du ^{210}Pb ; les modèles CFCS, CIC et CRS (pour plus de détails voir Appleby & Oldfield, 1992). Ici, seul le modèle CFCS (Constant Flux, Constant Sedimentation rate) a été utilisé. Il permet de calculer le taux de sédimentation moyen à partir de la pente du profil représentant l'activité du plomb ^{210}Pb en excès (échelle log) en fonction de la profondeur (Goldberg, 1963 ; Krishnaswamy *et al.*, 1971). La linéarisation de l'équation précédente permet de calculer le taux de sédimentation à partir de la pente de la droite tracée dans un diagramme $\ln(^{210}\text{Pb}_{ex}) = f(z)$. L'équation de la courbe exponentielle ajustée permet alors de déduire le taux de sédimentation où :

$$\ln(^{210}\text{Pb}_{ex}^z) = \ln(^{210}\text{Pb}_{ex}^0) - \left(\frac{\lambda_{210}}{V} \right) \times z \quad \text{avec} \quad V = \frac{z}{t}$$

où :

- V correspond au taux de sédimentation et
- z à la profondeur de sédiment.

Ce modèle ne prend donc pas en compte les changements de taux de sédimentation et suppose un flux initial de ^{210}Pb en excès constant à l'interface eau-sédiment. C'est pourquoi cette méthode n'a pas pu être appliquée sur les sédiments des Lacs Blanc marqués par de forts et rapides changements du taux de sédimentation. Les deux autres modèles n'ont pas pu être utilisés non plus, car ni le flux de ^{210}Pb en excès (modèle CRS), ni la concentration initiale du flux sédimentaire en ^{210}Pb en excès (modèle CIC) ne peuvent y être considérés comme constant. En effet, dans ces lacs, i) une fraction non négligeable du ^{210}Pb en excès est importé du bassin versant adsorbé sur les particules détritiques, son flux dépend donc du flux

sédimentaire et n'est pas constant et ii) les particules détritiques présentant des granulométries contrastés, leur capacité d'absorption et par conséquent leur concentration en ^{210}Pb ne sont pas constants. Enfin la fiabilité des taux de sédimentation ainsi estimés doit être testée et comparée avec des marqueurs chronologiques indépendants (Smith, 2001).

Radioéléments artificiels : Cesium 137 (^{137}Cs) et Américium 241 (^{241}Am)

Les retombées atmosphériques des radioéléments ^{137}Cs et ^{241}Am émis par les activités humaines peuvent être utilisées comme marqueurs chronostratigraphiques (Robbins and Edgington, 1975 ; Smith *et al.*, 1997 ; Radakovitch *et al.*, 1999). Ces radio-isotopes sont produits et libérés dans l'environnement par les activités nucléaires humaines, avec trois sources possibles : l'activité des réacteurs nucléaires (faibles quantités), les essais d'armes nucléaires et les accidents survenant sur les installations techniques nucléaires. Ces retombées de radioéléments, se retrouvent ainsi dans le sol puis dans les sédiments. Deux pics de fortes concentrations dans les sédiments sont considérés comme marqueurs chronologiques :

- les essais nucléaires atmosphériques qui ont débuté en 1954 et ont atteint leur maximum en 1963 dans l'hémisphère nord (avant le traité de non prolifération des armes atomiques ; Appleby & Oldfield, 1978) et,
- l'accident de la centrale de Chernobyl en 1986 (Smith *et al.*, 1991 ; Radakovitch *et al.*, 1999).

Cependant il est à noter que l' ^{241}Am , produit de désintégration du Plutonium 241, est un élément lourd (famille des uraniens) qui dans le cas de l'accident de Chernobyl s'est déposé à proximité du site (Michel *et al.*, 2001). Dans le cas où seul un pic de ^{241}Am est observé, ceci peut permettre de déterminer s'il s'agit du pic de 1963 ou 1986. Enfin l'activité de l' ^{241}Am est toutefois plus faible que celle du ^{137}Cs , et n'est parfois pas détectable en dessous d'un certain seuil.

Les radioéléments (^{210}Pb , ^{137}Cs et ^{241}Am) ont été mesurés par spectrométrie gamma au :

- laboratoire souterrain de Modane (LSM ; collaboration avec Jean-Louis Reyss) pour les sédiments du lac d'Allos,
- LGGE (Grenoble, collaboration avec Olivier Magand) pour les sédiments des Lacs Blancs.

Le laboratoire souterrain de Modane présente la particularité d'avoir un très bas bruit de fond car l'environnement souterrain limite le rayonnement cosmique participant au bruit de fond du détecteur. Cela permet de réduire les incertitudes sur les mesures, avec un temps de comptage plus court, mais également de mieux mesurer les concentrations en ^{241}Am (Reyss *et al.*, 1995), élément parfois tout juste détecté à Grenoble.

3.2. Marqueurs chronostratigraphiques historiques

A l'image des pics de ^{137}Cs qui tracent les essais nucléaires atmosphériques (1963) et l'accident de Chernobyl (1986), d'autres événements historiques peuvent servir à affiner le modèle âge-profondeur. Parmi eux, les séismes et les pollutions métalliques connues historiquement ont été utilisés. Dans cet objectif, l'évolution des concentrations en Plomb a notamment été étudiée car :

- les additifs au Plomb utilisés dans les essences sont à l'origine d'une contamination globale qui a culminé en 1974 et qui est enregistré dans les sédiments des lacs alpins (Arnaud *et al.*, 2004).
- dégagées par certaines activités minières connues, ces contaminations locales, régionales ou globales peuvent servir de calages chronologiques (Renberg *et al.*, 2001 ; Arnaud *et al.*, 2005 ; Guyard *et al.*, 2007).

Les séismes peuvent être à l'origine de glissements en masse par déstabilisation des sédiments situés sur les pentes du bassin lacustre (Monecke *et al.*, 2004 ; Mulder & Chapron, 2011). Les dépôts résultant de ces glissements peuvent alors être associés à des séismes régionaux de fortes magnitudes dont les dates d'occurrence peuvent être connues et ainsi servir de marqueurs chronologiques. Pour ce faire, nous avons ici utilisé la méthode développée dans le cadre de la thèse de Vincent Lignier (2001). Il faut cependant s'assurer au préalable que l'origine sismique soit la cause la plus probable car les glissements peuvent également résulter d'une avalanche, d'un écoulement ou d'un départ spontané lié à une surcharge sédimentaire (Monecke *et al.*, 2004 ; Girardclos *et al.*, 2007).

Enfin les crues historiques ont également été utilisées comme des marqueurs stratigraphiques pour affiner la chronologie dans de précédentes études (par exemple Monecke *et al.* 2004 ; Ito *et al.*, 2010 ; Giguet-Covex *et al.*, 2010). Ici, les crues historiques n'ont été utilisées qu'*a posteriori*, pour valider les chroniques de crues reconstituées, afin d'éviter tout raisonnement circulaire.

3.3. Datation radiocarbone

L'isotope 14 du carbone (^{14}C) est produit de façon continue dans la haute atmosphère à partir du bombardement des rayons cosmiques sur l'isotope 14 de l'azote. Le ^{14}C est ensuite assimilé par la biomasse, comme les autres isotopes du carbone. A la mort de l'organisme, les échanges avec l'extérieur cessent et la quantité de ^{14}C qu'il contient décroît selon la loi de désintégration radioactive, sur le même principe que pour le ^{210}Pb (cf. § 2.6.1.). La demi-vie du ^{14}C est cependant plus longue (5568 +/- 30 ans), ce qui permet de retrouver du ^{14}C sur des

échantillons vieux jusqu'à 50 000 ans. En première approximation, l'âge d'un échantillon de cet organisme (daté au ^{14}C ou radiocarbone) peut donc être déterminé en comparant le rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ de l'échantillon avec celui de l'atmosphère actuelle.

Cependant, en réalité, l'hypothèse d'un rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ identique au moment de la mort de l'organisme et de l'atmosphère actuelle n'est pas remplie en raison de différents mécanismes : le fractionnement isotopique, les variations passées du ^{14}C atmosphérique et l'effet réservoir dans le cas des organismes ayant assimilé du carbone dissous issu de l'altération de roche carbonatées, donc dépourvu de ^{14}C (cas des organismes aquatiques). Le fractionnement isotopique est lié à l'assimilation préférentielle des isotopes légers par les plantes. Il peut être estimé à partir de l'enrichissement en ^{13}C (isotope stable) par rapport au ^{12}C , puis corrigé sachant que le fractionnement du ^{14}C est deux fois plus élevé que celui du ^{13}C . Pour s'affranchir de l'effet réservoir, les organismes terrestres sont privilégiés pour la datation au ^{14}C . Aussi, nos échantillons ont été envoyés à Claire Dehlon (CEPAM, Aix-en-Provence) pour l'identification et le tri, avant l'envoi pour datation. L'identification des restes organiques terrestres ou aquatiques a été rendue difficile du fait de leur petite taille et/ou de leur état de conservation. Enfin la prise en compte des variations passées du ^{14}C atmosphérique se base sur la « courbe de calibration », reconstituée à partir de datations ^{14}C haute précision sur des échantillons d'âges calendaires connus (cernes d'arbres, sédiments marins et lacustres laminés annuellement et coraux) (Stuiver *et al.*, 1998 ; Reimer *et al.* 2004 et 2009). L'étape de « calibration » a été réalisée avec la courbe Intcal09 (Reimer *et al.*, 2009).

Tous les échantillons datés au ^{14}C dans ce travail ont été traités et mesurés au LCM14 (Gif-sur-Yvette) sur spectromètre de masse avec accélérateur (AMS) dans le cadre de l'appel à projet ARTEMIS de l'INSU. Il est à noter que la faible masse des échantillons a nécessité un traitement chimique particulier. Un traitement classique constitué de 3 attaques successives n'aurait pas permis de conserver suffisamment de matière pour la mesure. Après discussion avec Jean-Pascal Dumoulin (LMC14), seul le traitement basique a été appliqué aux échantillons du Lac Blanc des Aiguilles Rouges (site dominé par un substrat cristallin). A l'inverse seul un traitement acide a été appliqué aux échantillons du Lac d'Allos (site dominé par un substrat calcaire).

3.4. Variations séculaires du champ magnétique terrestre

Le champ magnétique terrestre trouve son origine dans la convection du noyau externe liquide. Une action dynamo auto-entretenu se produit, dans laquelle les énergies mécaniques et thermiques liées à la convection sont transformées en énergie magnétique. A l'échelle des

temps géologiques, le champ magnétique terrestre peut être approximé à un dipôle géocentrique axial, dont la direction de l'axe évolue dans le temps. Ainsi le pôle magnétique Nord, défini comme le point à la surface de la Terre où le champ magnétique est vertical, se déplace actuellement à la vitesse de 55 km/an vers la Sibérie (Figure I.3.2.A). Pour un point donné de la surface du globe, la direction du Nord magnétique fait un angle D avec la direction du Nord géographique. La dérive des pôles magnétiques engendre des variations de D à l'échelle de quelques siècles. Il s'agit des variations séculaires du champ magnétique (VSCM) terrestre.

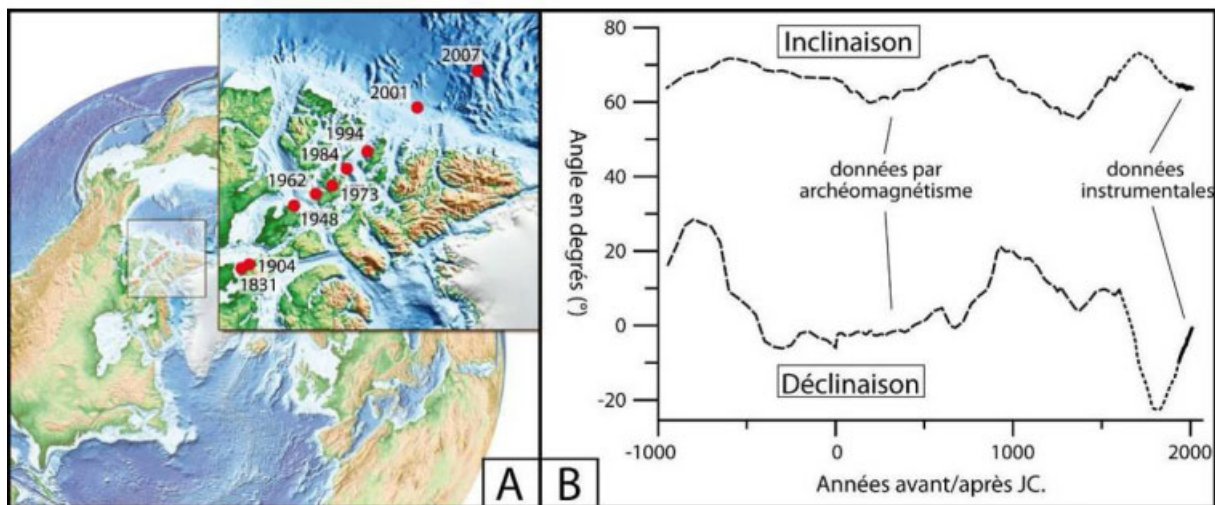


Figure I.3.2. (A) déplacement du pôle magnétique Nord au cours des 140 dernières années (source : IGP) et (B) variations séculaires mesurées et reconstituées du champ magnétique (en trait plein : Bucur, 1994 ; en pointillés : Alexandrescu *et al.*, 1997 et en tiret : Gallet *et al.*, 2002).

Depuis le début du XVII^{ème} siècle, les données instrumentales issues des observatoires (principalement Paris et Londres) fournissent des informations précises et fiables sur les VSCM. Au-delà des 4 siècles de mesures (Bucur *et al.*, 1994 ; Alexandrescu *et al.*, 1997), les VSCM des derniers millénaires sont connus grâce aux reconstitutions obtenues à partir d'archéomagnétisme (Chauvin *et al.*, 2000 ; Gallet *et al.*, 2002 ; Zanani *et al.*, 2007). Cette méthode consiste à mesurer le champ magnétique terrestre acquis au cours de la cuisson de restes archéologiques dont on connaît l'âge par ailleurs. L'étude d'enregistrements sédimentaires a permis de prolonger ces reconstitutions à l'échelle de l'Holocène ou de plusieurs centaines de milliers d'années (Champion, 1980 ; Hyodo, 1984, Snowball & Sandgren, 2002 ; Inoue & Yamazaki, 2010 ; Sagnotti *et al.*, 2011).

Le principe de datation des sédiments est ici de corréler les variations séculaires du champ magnétiques reconstituées à celles enregistrées dans les sédiments (Figure I.3.2.B ; Ojala & Tiljander, 2003 ; St-Onge *et al.*, 2004 ; Barletta *et al.*, 2010). Au cours de la

sédimentation les particules magnétiques s'orientent de façon à ce que leurs moments s'alignent selon la direction du champ magnétique terrestre. Il s'agit du phénomène dit d'aimantation rémanente détritique (ARD). Une aimantation rémanente post-détritique (ARpD) peut également être acquise après le dépôt et avant la compaction. Elle correspond soit à la réorientation des grains magnétiques sous l'effet de variations du champ magnétique si les particules sont suffisamment libres, soit à des rotations physiques de l'ensemble des particules sous l'effet notamment de la compaction et des bioturbations.

Les mesures d'aimantation rémanente ont été réalisées à partir de u-channels sur le magnétomètre cryogénique 2G 760R du CEREGE (Aix-en-Provence, collaboration avec François Demory) pour toutes les séquences sédimentaires. Les mesures de l'aimantation rémanente naturelle ont été acquises par désaimantation dans un champ alternatif de puissance progressive (à 10, 20, 30, 40 et 60 mT). Les données ont ensuite été traitées et interprétées en collaboration avec Christian Crouzet (ISTerre, Le Bourget-du-Lac). Les paramètres magnétiques ont été vérifiés pour s'assurer de stabilité de la minéralogie magnétique. Enfin les diagrammes de désaimantation de type Zijderveld (1967) ont été utilisés pour investiguer le comportement directionnel des échantillons. Pour plus de détails sur la méthodologie appliquée, voir le Chapitre 6 sur le lac d'Allos.

Références Bibliographiques (Chapitre 3)

- Alexandrescu, M., Courtillot, V., Le Mouél, J.-L., 1997. High-resolution secular variation of the geomagnetic field in western Europe over the last 4 centuries : comparison and integration of historical data from Paris and London. *Journal of Geophysical Research* 102, 20245–20258.
- 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.
- Appleby P. and Oldfield F., 1992. Uranium Series Disequilibrium, Application to Earth, Marine and Environmental Sciences., chapter Application of lead-210 to sedimentation studies, pages 731–778. Clarendon Press, Oxford
- Arnaud F., Revel-Rolland M., Bosch D., Winiarski T., Desmet M., Tribovillard N., Givelet N., 2004. A 300 year history of lead contamination in northern French Alps reconstructed from distant lake sediment records. *Journal of Environmental Monitoring* 6: 448–456.
- Arnaud F., Serralongue J., Winiarski T., Desmet M., Paterne M., 2005. Pollution au plomb dans la Savoie antique (II–IIIe s. apr. J.-C.) en relation avec une installation métallurgique de la cité de Vienne. *Comptes-rendus géosciences* 338 : 244-252.
- Barletta, F., St-Onge, G., Channell, J.E.T., Rochon, A., 2010. Dating of Holocene western Canadian Arctic sediments by matching paleomagnetic secular variation to a geomagnetic field model. *Quaternary Science Reviews* 29, 2315–2324.
- Bucur, I., 1994. The direction of the terrestrial magnetic field in France during the last 21 centuries. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 87, 95–109.
- Caput G., 2009. Méthode d’acquisition et de traitement des données de sismique haute résolution : l’exemple des Lacs Blancs Alpines. Mémoire de Master 1, Univ. de Perpignan. 28 p.
- Champion D.E., 1980. Holocene geomagnetic secular variation in the western United States : implications for the global geomagnetic field. Thèse de l’Insitute of Technology, California.
- Chauvin A., Garcia Y., Lanos P., Laubenheimer F., 2000. Paleointensity of the geomagnetic field recovered on archaeomagnetic sites from France. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 120 ; 111–136
- Croudace I.W., Rindby A. and Rothwell G., 2006. ITRAX: description and evaluation of a new multifunction X-ray core scanner. In: R. G. Rothwell (ed.), *New Techniques in Sediment Core*
- Cuven S, Francus P, Lamoureux S (2010) Estimation of grain size variability with micro X-ray fluorescence in laminated lacustrine sediments, Cape Bounty, Canadian High Arctic. *J Paleolimnol* 44(3):803–817.
- Debret M., Sebag D., Desmet M., Balsam W., Copard Y., Mourier B., Susperrigui A.S., Arnaud F., Bentaleb I., Chapron E., Lallier-Vergès E., Winiarski T., 2011. Spectrocolorimetric interpretation of sedimentary dynamics: The new “Q7/4 diagram”. *Earth-Science Reviews* 109 : 1–19
- Engstrom D.R., Swain E.B., 1986. The chemistry of lake sediments in time and space. *Hydrobiologia* 143: 37-44.

- Gallet, Y., Genevey, A., Le Goff, M., 2002. Three millennia of directional variation of the Earth's magnetic field in western Europe as revealed by archeological artefacts. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 131, 81–89.
- Gasiorowski M., Hercman H., 2005. Recent changes of sedimentation rate in three vistula oxbow lakes determined by 210 Pb dating. *Geochronometria* vol. 24: 33-39.
- Giguët-Covex C., Arnaud F., Poulenard J., Enters D., Reyss J-L., Millet L., Lazzaroto J., Vidal O., 2010. Sedimentological and geochemical records of past trophic state and hypolimnetic anoxia in large, hardwater Lake Bourget, French Alps. *Journal of Paleolimnology* 43(1): 171-190.
- Giguët-Covex, C., Arnaud, F., Poulenard, J., Disnar, J.R., Delhon, C., Francus, P., David, F., Enters, D., Rey, P.J., Delannoy, J.J., 2011. Changes in erosion patterns during the Holocene in a currently treeless subalpine catchment inferred from lake sediment geochemistry (Lake Anterne, 2063 m a.s.l., NW French Alps): The role of climate human activities. *The Holocene* 21(4), 651–665.
- Giguët-Covex, C., Arnaud, F., Enters, D., Poulenard, J., Millet, L., Francus, P., David, F., Rey, P.J., Wilhelm, B., Delannoy, J.J., 2012. Frequency and intensity of high-altitude floods over the last 3.5 ka in NW European Alps, *Quaternary Research* 77(1), 12–22.
- Girardclos S., Schmidt O.T., Sturm M., Ariztegui D., Pugin A., Anselmetti F.S., 2007. The 1996 AD delta collapse and large turbidite in Lake Brienz. *Marine Geology* 241: 137–154
- Goldberg, E.D., 1963. Geochronology with lead-210. In: *Radioactive Dating*, 121–131 pp. IAEA, Vienna, Austria.
- Guyard H., Chapron E., St-Onge G., Anselmetti F.S., Arnaud F., Magand F., Francus P., Mélières M.A., 2007. High-altitude varve records of abrupt environmental changes and mining activity over the last 4000 years in the Western French Alps (Lake Bramant, Grandes Rousses Massif). *Quaternary Science Reviews* 26 : 2644-2660
- Hyodo M., 1984. Possibility of reconstruction of the past geomagnetic field from homogeneous sediments. *Journal of geomagnetism and geoelectricity* 36(2) : 45-62
- Inoue S. & Yamazaki T., 2010. Geomagnetic relative paleointensity chronostratigraphy of sediment cores from the Okhotsk Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 291 : 253–266
- 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.
- Lafargue E., Marquis F., Pillot D., 1998. Rock-Eval 6 applications in Hydrocarbon exploration, production, and soil contamination studies. *Revue de l'institut français du pétrole* 53 : 422-437
- Lamoureux S., 1998. Spatial and interannual variations in sedimentation patterns recorded in nonglacial varved sediments from the Canadian High Arctic. *Journal of Paleolimnology* 21: 73–84
- Laurent Y., 2011. Architecture du comblement sédimentaire de deux lacs de haute montagne (Allos et Vens), révélée par la sismique très haute résolution. (Mission CAPRISES 2010). Mémoire de Master2, Univ de La Rochelle, 56 p.
- Lignier V., 2001. Les sédiments lacustres et l'enregistrements de la paléosismicité, étude comparative de différents cas dans le Quaternaire des Alpes Nord-Occidentales et du Tien-Shan Kyrghyze. Thèse soutenue à l'University de Savoie, 228 p.

- Lima L.A., Hubeny B.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 ^{137}Cs released by the Chernobyl accident. *Geochim et Cosmochim Acta* 69: 1803-1812
- Michel H., Barci-Funel G., Dalmaso J., Ardisson G., Appleby P.G., Haworth E., El-Daoushy F., 2001. Plutonium, americium and cesium records in sediment cores from Blelham Tarn, Cumbria (UK). *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 247: 107-110.
- Monecke K, Anselmetti FS, Becker A, Sturm M, Giardini D (2004) The record of historic earthquakes in lake sediments of Central Switzerland. *Tectonophysics* 394:21–40
- Mulder, T., 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, p. 1–30.
- Ojala A.E.K. & Tiljander M., 2003. Testing the fidelity of sediment chronology: comparison of varve and paleomagnetic results from Holocene lake sediments from central Finland. *Quaternary Science Reviews* 22 : 1787-1803
- Passega, R., 1964. Grain-size representation by CM patterns as a geological tool. *Journal of Sedimentary Petrology* 34(4), 830-847.
- Pinglot J.F., Pourchet M., 1995. Radioactivity measurements applied to glaciers and lake sediments. *The Science of the Total Environment* 173/174: 211-223.
- Radakovitch O., Charmasson S., Arnaud M. Bouisset P. , 1999. ^{210}Pb and Caesium Accumulation in the Rhône Delta Sediments. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 48 : 77–92
- Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Bertrand C., Blackwell P.G., Buck C.E., Burr G., Cutler K.B., Damon P.E., Edwards R.L., Fairbanks R.G., Friedrich M., Guilderson T.P., Hughen K.A., Kromer B., McCormac F.G., Manning S., Bronk Ramsey C., Reimer R.W., Remmele S., Southon J.R., Stuiver M., Talamo S., Taylor F.W., van der Plicht J., and Weyhenmeyer C.E., 2004. *Radiocarbon* 46:1029-1058.
- Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Burr G.S., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., McCormac F.G., Manning S.W., Reimer R.W., Richards D.A., Southon J.R., Talamo S., Turney C.S.M., van der Plicht J., Weyhenmeyer C.E. 2009. *Radiocarbon* 51:1111-1150.
- Renberg I, Bindler R, Bränvall ML (2001) Using the historical atmospheric lead-deposition record as a chronological marker in sediment deposits in Europe. *Holocene* 11(5): 511–516
- Reyss, J.L., Schimdt, S., Legeleux F., Bonte, P., 1995. Large low background well type detectors for measurements of environmental radioactivity. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research* 357, 391–397.
- Robbins, J., Edgington, D., 1975. Determination of recent sedimentation rates in Lake Michigan using Pb-210 and Cs-137 . *Geochim. Cosmochim. Acta* 39, 285–304.
- Sagnotti L., Smedile A., Marco De Martini P., Pantosti D., Speranza F., Winkler A., Del Carlo P., Bellucci L.G. and Gasperini L., 2011. A continuous palaeosecular variation record of the last four millennia from the Augusta Bay (Sicily, Italy). *Geophysical Journal International* 184 : 191–202

Shiki T, Kumon F, Inouchi Y, Kontani Y, Sakamoto T, Tateishi M, Matsubara H, Fukuyama K (2000) Sedimentary features of the seismo-turbidites, Lake Biwa, Japan. *Sediment Geol* 135: 37–50

Siegenthaler C. et Sturm M., 1991a. Die Häufigkeit von Ablagerungen extremer Reuss-Hochwasser. Die Sedimentationsgeschichte im Urnersee seit dem Mittelalter, In: Ursachenanalyse der Hochwasser 1987. Ergebnisse der Untersuchungen. *Mitteilungen des Bundesamtes für Wasserwirtschaft* 4:127–139

Siegenthaler C., & Sturm M., 1991b. Slump Induced Surges and Sediment Transport in Lake Uri, Switzerland. *Internationale Vereinigung fuer Theoretische und Angewandte Limnologie. Verhandlungen IVTLAP* 24 (2) : 955–958

Smith J.T., Appleby P.G., Hilton J., Richardsnon 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

Smith JN (2001) Why should we believe ^{210}Pb sediment geochronologies? *Journal of Environmental Radioactivity* 55:121-123.

Snowball I. & Sandgren P., 2002. Geomagnetic field variations in northern Sweden during the Holocene quantified from varved lake sediments and their implications for cosmogenic nuclide production rates. *The Holocene* 12(5): 517-530

St-Onge G., Mulder T., Piper D.J.W., Hillaire-Marcel C., Stoner J.S., 2004. Earthquake and flood-induced turbidites in the Saguenay Fjord (Quebec): a Holocene paleoseismicity record. *Quaternary Science Reviews* 23: 283–294.

Stuiver M., Reimer P.J., Bard E., Beck J.W., Burr G.S., Hughen K.A., Kromer B., McCormac F.G., van der Plicht J. and Spurk M., 1998. 1998 Residual $\delta^{14}\text{C}$ and standard deviation in per mil. *INTCAL 98 Radiocarbon Age Calibration, Radiocarbon*, 1999, 40, 1041-1083.

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.

Zananiri I., Batt C.M., Lanos P, Tarling D.H., Linford P., 2007. Archaeomagnetic secular variation in the UK during the past 4000 years and its application to archaeomagnetic dating. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 160 : 97–107

Partie II

Vers des reconstitutions des événements hydrologiques extrêmes

Introduction

Les bassins versants des Lacs Blancs (de Belledonne et des Aiguilles Rouges) et d'Allos sont relativement similaires. Tous sont caractérisés par une surface réduite, une pente forte et soutenue des torrents affluents, la présence d'une quantité importante de matériel peu résistant à l'érosion (plaquages morainiques frais ou hérités) et non végétalisé, et un intérêt réduit pour les activités pastorales. De par ces caractéristiques, tous ces bassins versants semblent affectés par des processus érosifs intenses lors des crues torrentielles. Nous avons pu constater qu'ils en résultent la présence de nombreux dépôts de crue dans les séquences sédimentaires de ces lacs. Cette partie du manuscrit présente l'étude de ces différentes séquences dont l'objectif est de reconstituer l'évolution passée des événements hydrologiques extrêmes du point de vue de leur fréquence et de leur intensité.

Le premier site sur lequel nous avons travaillé est le Lac Blanc du massif de Belledonne (Chapitre 1). L'inventaire historique des crues ayant affecté la commune de Sainte-Agnès, localisée à l'aval du lac, pouvait nous servir pour comparer notre reconstitution des crues passées et ainsi valider notre approche méthodologique.

La reconstitution des événements hydrologiques extrêmes réalisée à partir de l'étude de la séquence holocène du Lac d'Anterne (Giguet-Covex, 2010 ; Giguet-Covex *et al.*, 2012) nous a ensuite incité à travailler sur une séquence lacustre de sa périphérie. En effet, cette reconstitution souffre de perturbations liées aux activités pastorales dans le bassin versant, rendant son interprétation climatique délicate. La situation du Lac Blanc des Aiguilles Rouges dans un bassin proglaciaire peu propice aux activités pastorales et à une faible distance du Lac d'Anterne (environ 10 km) pouvait permettre de confirmer ces interprétations climatiques. L'étude de la séquence sédimentaire du Lac Blanc des Aiguilles Rouges et les premières interprétations climatiques sont présentées en Chapitre 2.

Enfin le remplissage sédimentaire du Lac d'Allos a été étudié pour explorer les influences méditerranéennes sur l'évolution des événements hydrologiques extrêmes (Chapitre 3). Ce lac est le plus grand lac naturel d'altitude des Alpes françaises et connaît plusieurs affluents. Son étude a nécessité plusieurs étapes. Dans un premier temps il a été nécessaire de comprendre les modalités d'érosion et de transport de chacun des torrents affluents. Nous nous sommes ensuite intéressés à la caractérisation des courants et des dépôts qui résultaient des crues de chacun de ces affluents. Ces premières étapes nous ont permis d'adapter notre méthodologie pour les reconstitutions des événements hydrologiques extrêmes en fonction des affluents.

Chapitre 1

Le Lac Blanc (Massif de Belledonne)

1. Introduction

Le Lac Blanc du massif de Belledonne (BLB) constitue notre premier site d'étude. Son étude était intégrée au programme « Vorz » suite à la crue catastrophique des 22 et 23 août 2005 (Allignol *et al.*, 2008 ; voir références de l'article). Cette crue a provoqué de très nombreux dommages (destruction de centrales hydro-électriques, de routes, de ponts, engravement de granges et inondations d'habitations) qui ont nécessité l'investissement de plusieurs millions d'euros pour la réhabilitation des sites endommagés et la protection des biens et des personnes au sein du village de Sainte Agnès. Avant d'entreprendre ces travaux de réaménagement et d'autoriser de nouveaux permis de construire le long du cours d'eau, le maire de la commune, Claude Blanc-Coquand, a souhaité une étude approfondie de cet événement catastrophique. Il s'agissait d'appréhender les mécanismes hydro-climatiques et hydro-sédimentaires et leur caractère exceptionnel.

Dans le cadre de cette étude « Vorz », un dépouillement des archives historiques du village de Sainte-Agnès et du département de l'Isère a été réalisé par Amaya Legaz (historienne) et Françoise Allignol (géographe) pour dresser un inventaire des crues passées et des dommages occasionnés afin d'évaluer le temps de retour de l'événement de 2005. Une vingtaine de crues du Vorz a ainsi été documentée depuis la fin du 18^{ème} siècle jusqu'à aujourd'hui. La présence du Lac Blanc en amont de Saint-Agnès et la richesse des informations historiques obtenues semblaient donc un cas idéal pour développer notre approche de reconstitution des crues torrentielles *via* les sédiments lacustres. La réalisation d'un calendrier de crue à partir de la séquence sédimentaire pouvait être comparée aux deux siècles de crues historiques. Ce croisement de données avait ici pour avantage de valider la la chronique de crue reconstituée à partir de l'enregistrement sédimentaire.

Les techniques paléolimnologiques ont été utilisées pour évaluer l'évolution de la fréquence et de l'intensité des crues torrentielles à partir des sédiments du Lac Blanc depuis le Petit Âge Glaciaire. L'objectif était de documenter les effets potentiels du réchauffement climatique actuel sur la fréquence et/ou l'intensité des crues torrentielles. Au total, 56 dépôts de crues ont pu être détectés à partir de la taille des grains (médiane et Q90) et de mesures géochimiques à haute résolution (rapport Ca/Fe) effectuées sur des carottes gravitaires (jusqu'à 45 cm) du Lac Blanc (2170 m d'altitude). Le modèle d'âge repose sur les techniques radiométriques (^{137}Cs et ^{241}Am), la contamination historique au plomb (issu de l'utilisation

d'essence plombée à l'échelle mondiale) et la corrélation de dépôts avec des événements historiques (séismes et crues). La chronique de crues qui en résulte couvre les derniers 270 ans (1740 – 2007) et le modèle d'âge présente une incertitude inférieure à 5 ans. L'intensité des crues a été déduite de la masse de sédiment déposé par crue en un point de la zone profonde. Cette chronique a ensuite été comparée à des données instrumentales ou reconstituées de précipitations, de température et de fluctuations glaciaires. Alors que la fréquence de crue décennale ne présente aucune relation avec les précipitations saisonnières, une relation semble apparaître avec les températures d'été à des échelles de temps de l'ordre de la décennie. D'autre part la majorité des crues extrêmes semble se concentrer sur le 20^{ème} siècle ; la plus importante d'entre elles correspondant à la crue de août 2005. Deux informations résultent de l'étude du Lac Blanc du massif de Belledonne : (i) l'augmentation de la température semble favoriser l'occurrence de crues torrentielles à l'échelle de la décennie et (ii), par comparaison entre la fin du PAG (1740 – 1900) et le 20^{ème} siècle, le réchauffement climatique semble favoriser une augmentation de l'intensité des événements, dans les bassins versants de haute altitude.

2.A. Article intitulé:

**Does global warming favour the occurrence of extreme floods in European Alps?
First evidences from a NW Alps proglacial lake sediment record**

B. Wilhelm¹, F. Arnaud¹, D. Enters^{1,2}, F. Allignol¹, A. Legaz¹, O. Magand³, S. Revillon⁴,
C. Giguët-Covex¹, E. Malet¹

Publié dans *Climatic Change*, DOI: 10.1007/s10584-011-0376-2

(1) EDYTEM, Université de Savoie-CNRS, Pôle Montagne, 73376 Le Bourget du Lac, France

(2) GEOPOLAR, Institute of Geography, University of Bremen, Bremen, Germany

(3) LGGE, Université Joseph Fourier-CNRS, 38402 Saint-Martin d'Hères cedex, France

(4) IFREMER, Plouzané, France

2.A.1. Abstract

Flood hazard is expected to increase in the context of global warming. However, long time-series of climate and gauge data at high-elevation are too sparse to assess reliably the rate of recurrence of such events in mountain areas. Here paleolimnological techniques were used to assess the evolution of frequency and magnitude of flash flood events in the North-western European Alps since the Little Ice Age (LIA). The aim was to document a possible effect of the post-19th century global warming on torrential floods frequency and magnitude. Altogether 56 flood deposits were detected from grain size and geochemical measurements

performed on gravity cores taken in the proglacial Lake Blanc (2170 m a.s.l., Belledonne Massif, NW French Alps). The age model relies on radiometric dating (^{137}Cs and ^{241}Am), historic lead contamination and the correlation of major flood- and earthquake-triggered deposits, with recognized occurrences in historical written archives. The resulting flood calendar spans the last ca 270 years (AD 1740 – AD 2007). The magnitude of flood events was inferred from the accumulated sediment mass per flood event and compared with reconstructed or homogenized datasets of precipitation, temperature and glacier variations. Whereas the decennial flood frequency seems to be independent of seasonal precipitation, a relationship with summer temperature fluctuations can be observed at decadal timescales. Most of the extreme flood events took place since the beginning of the 20th century with the strongest occurring in 2005. Our record thus suggests climate warming is favouring the occurrence of high magnitude torrential flood events in high-altitude catchments.

Key-words: climate change, flood frequency, flood magnitude, lake sediment, high elevation

2.A.2. Introduction

Over last decades, noticeable climate changes have been observed at high elevation in European Alps. In-situ observations indicate an increase of the mean annual air temperature of 1 to 2°C and a shift towards drier conditions, but with more intense precipitation events (Beniston *et al.* 1997; Frei and Schär 2001). However, most high-elevation areas are poorly monitored (Kieffer-Weisse and Bois 2001) and thus spatial and temporal datasets of mean and extreme precipitation rates are insufficient to reveal consistent trends. Furthermore, precipitation pattern and in particular extreme events are poorly simulated by climate models (Jasper *et al.* 2002; Beniston 2006; Frei *et al.* 2006) mainly due to complex topography effects. As a consequence, evidences of changes in extreme events pattern at high altitude remains sparse (Bronstert 2003). While an enhancement of severe flooding hazard is expected within the next decades due to an intensification of the hydrological cycle associated to global warming (Milly *et al.* 2002; Karl and Trenberth 2003; Huntington, 2006), the question of current and future impact of climatic change on extreme events hence remains an open debate (Huntington 2006). Such issues present a particular public interest as tourism and recent demographic development in the Alps are increasing people and constructions vulnerability to natural hazards (Beniston and Stephenson 2004).

Floods are common and widespread natural hazards. They cause the loss of human life and high cost damage to property and infrastructure and are particularly destructive in mountain areas. For example, in August 2005 a series of catastrophic floods throughout the European Alps caused at least 40 deaths and several billion euros of damage, according to the international press.

To identify the effects of climate change on the frequency and magnitude of flood hazards, historical documents and gauge stations data provide valuable information (e.g. Benito *et al.* 2004). However, historic descriptions are by nature subjective. In particular, hazard perception by humans varied throughout time and descriptions of damages can thus be biased. Moreover, they may be fragmentary due to destruction or loss and they generally provide only a relatively short time span for analyses, especially in mountain areas. To overcome these limits, natural archives may be used as complementary records (Brazdil *et al.* 2005).

Among the various natural archives lake sediments have the advantage to be continuous records in which particular events are preserved such as flood events (Siegenthaler and Sturm 1991; Arnaud *et al.*, 2002; Gilli *et al.* 2003; Bøe *et al.* 2006; Moreno *et al.* 2008), earthquakes (Chapron *et al.* 1999; Monecke *et al.* 2004, Nomade *et al.* 2005) or debris flows (Irmeler *et al.* 2006). Using lake sediments, it is possible to construct flood calendars covering long-term periods (Nesje *et al.* 2001; Giguet-Covex *et al.* 2011) and to assess the magnitude of these events from the thickness or the mass of event-triggered deposits (Irmeler *et al.* 2006; Nesje *et al.* 2001). In this study, we apply this approach to the sedimentary record of Lake Blanc (Belledonne Massif, NW French Alps). During flood events, coarser particles – coarse silt to fine sand – are carried to the deepest part of the lake where they form characteristic layers. The objective of this study is the reconstruction of a precise flood calendar in order to assess the evolution of frequency and magnitude of flood events at this high elevation environment in the context of global warming.

2.A.3. Study area and setting

2.A.3.1 Lake Blanc and its catchment

Lake Blanc (2170 m a.s.l., 45°10'42''N, 5°58'21''E) is located five kilometres upstream the village of Sainte-Agnès in a small high-altitude cirque of 3 km² (Figure II.1.1.1). The geology is dominated by fractured metamorphic rocks (amphibolite and leptynite). Vegetation in the catchment is sparse, only the lower parts being covered by alpine meadows. Due to the high elevation (up to 2977 m a.s.l.) and a favourable orientation, the cirque hosts the Freydane Glacier, one of the last remaining ones in Belledonne Massif. Its evolution is well-marked in the landscape by a large proglacial area. In its uppermost part the bedrock appears beneath the currently retreating glacier. Downstream, a glacier-fed torrent forms a meandering zone (Figure II.1.1.D). In the lowest part the slope increases and the torrent incises into the basal till and the largest and most distal moraine, attributed to the Little Ice Age (LIA) (Edouard 1994). The morainic material eroded and transported by the river originates essentially from the lowest part of the proglacial area (Figure II.1.1.B). From

November to May, the catchment area is covered by snow and the lake is frozen, implicating a sediment input only during summer and early autumn. Lake waters remain turbid throughout this period indicating Lake Blanc receives a continuous input of glacial flour.

2.A.3.2 The 2005 extreme flood event of the Vorz torrent

On August 21st to 23rd 2005 exceptional meteorological conditions (Grieser *et al.* 2005) resulted in numerous extreme flood events all over European Alps (Beniston 2006; Böhm and Wetzel 2006; Jaun *et al.* 2008). In French Alps, several villages located at the foothill of the Belledonne Massif (Figure II.1.1.A) were affected (Prudent-Richard *et al.* 2008).

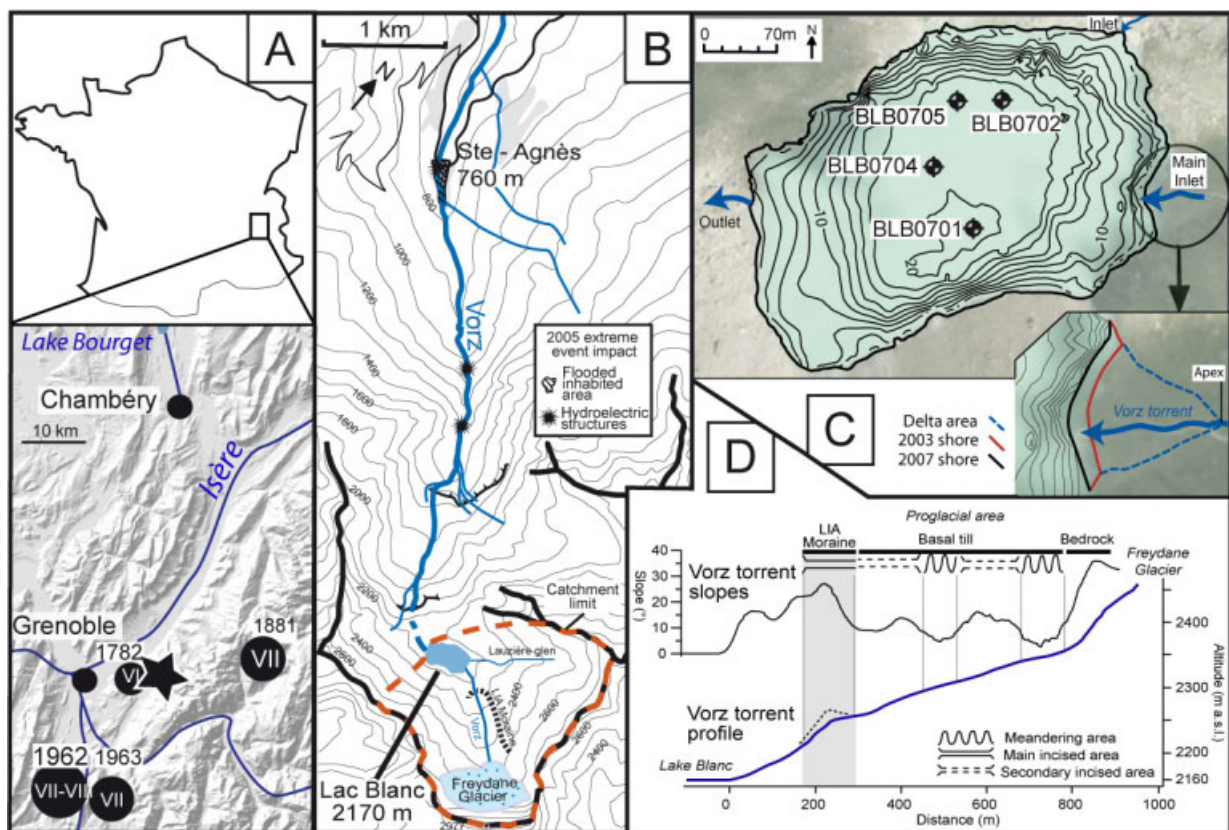


Figure II.1.1. Geographical setting of the study area and location of investigated lacustrine sediment archive. (A) Location of the study area (star) in the Belledonne Massif in French Alps and historical earthquakes (circles) with their respective dates and MSK intensities (roman numerals) (Lambert and Levret-Albaret 1996). (B) The main damages on the surrounding area of Sainte-Agnès triggered by the Vorz Torrent during the 2005 flood event and location of Lake Blanc catchment area (red and dash line) in the Vorz head catchment. The LIA moraine just upstream of Lake Blanc is indicated by a dotted line. (C) Bathymetry of Lake Blanc, location of the four studied sediment cores and zoom in the delta evolution in the right and low part. (D) Details of the Vorz Torrent characteristics (profile, slope and morphologies) in the Lake Blanc catchment.

In particular, in the village of Sainte-Agnès (760 m a.s.l.) the Vorz torrent caused more than 3.2 millions € estimated total damage with the destruction of three hydroelectric infrastructures, roads and bridges and the flooding of houses (Figure II.1.1.B). This extreme event was triggered by intense precipitations reaching a total amount of 300 mm in two days in the highest part of the catchment area (Allignol *et al.* 2008).

2.A.4. Material and methods

2.A.4.1 Lake Blanc physical features and sediment cores

In summer 2007, a bathymetric survey was carried out at Lake Blanc and revealed a large subaquatic delta and a flat basin in the centre of the lake with a maximum water depth of 20.3 m. The bathymetric map compared with an aerial photo of 2003 showed also a delta progradation of 15 meters (Figure II.1.1.C). Four cores were retrieved from the deepest part of the lake, approximately in the prolongation of the delta (cores BLB0701 and BLB0704) and near the northern slope (cores BLB0702 and BLB0705).

In the laboratory, cores were split, photographed and a detailed description was made to determine the different lithofacies. BLB0704 was sampled following a 1-cm step and dried at 60°C during four days to obtain dry bulk density. Laser grain-size measurements were performed on cores BLB0701, BLB0702 and BLB0704 using a Malvern Mastersizer S following a sampling interval of 0.5 cm. Cross-plots of median grain size (Q50) and the coarse fraction assessed by the particle diameter at the 99-percentile (Q99) of the three facies were used to characterize the depositional processes (Passega 1964).

The grain-size data were supplemented by X-ray fluorescence (XRF) measurements performed on an ItraxTM core scanner at GEOPOLAR, University of Bremen (Germany) from core BLB0701 at 1-mm resolution. Relative concentration changes of Ca and Fe were used as a complementary approach of the classical grain size measurements to obtain a higher resolution. The use of the Ca/Fe ratio as a high-resolution grain size proxy is based on the assumption that Fe is mostly associated with fine particles (Cuven *et al.* 2010) whereas Ca is more abundant in coarser fractions.

Microstratigraphy was analyzed using impregnated thin sections from cores BLB0701 and BLB0704. For each core five 10-cm long slices were taken with a 2 cm overlap, shock-frozen, freeze-dried and impregnated with Araldite using methods described by Lotter and Lemcke (1999).

2.A.4.2 Chronology

In paleoenvironmental studies covering the last century, the age-depth model often relies on the use of ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs measurements. Such an approach is not sufficient in our case because the interpretation of ²¹⁰Pb profiles in high altitude terrigenous-dominated lake

sediment is often complex (Arnaud *et al.* 2002). Moreover, in such a dynamic sedimentary environment considerable changes in sedimentation rates are expected. Consequently we used additional independent chronological markers in order to build up a reliable, high-resolution age-depth model.

^{137}Cs and ^{241}Am measurements were performed at the LGGE (Grenoble) on the upper 25cm of core BLB0704 following a non-regular sampling step of approximately one centimetre, following facies boundaries. This allowed us to locate three chronostratigraphic markers: the fallout of ^{137}Cs from atmospheric nuclear weapon tests starting in the northern hemisphere in AD 1955 and culminating in AD 1963 as well as the fallout of ^{137}Cs owing to the Chernobyl accident in AD 1986 (Di Lauro *et al.* 2004). Only the nuclear weapon tests resulted also in a widespread fall-out of ^{241}Pu and the activity of its decay product, ^{241}Am , can now be measured in sediments (Appleby *et al.* 1991). The detection of ^{241}Am hence allows to identify the 1955-1963 period.

Historical lead (Pb) contaminations may also be used as chronostratigraphic markers in sediments (Renberg *et al.* 2001; Arnaud *et al.* 2004). Samples from core BLB0704 (1 cm sampling step) were analyzed for trace elements using conventional XRF method at the IFREMER marine geology laboratory of Brest. To disentangle natural and human-induced changes in Pb concentration, they were normalized to yttrium (Y), a lithophile element presenting comparable concentration and geochemical behaviour (Faure 1986).

Earthquakes can destabilize and trigger gravity-reworking of slope sediments in lacustrine basins (e.g. Doig 1990). This results in the deposition of particular layers which can be identified either in the central part of the basin or at the foot step of steep slopes. Linking such gravity-reworked sediment deposits with their respective potential triggering historical seismic event may thus yield additional chronological markers (Arnaud *et al.* 2002; Nomade *et al.* 2005; Chapron *et al.* 2007; Guyard *et al.* 2007). Historical earthquakes occurring over the last centuries in the region were all reported in the database of Lambert and Levret-Albaret *et al.* (1996). The location of the epicentre and the Medvedev-Sponheuer-Karnik (MSK) intensity are filled for each earthquake. The MSK intensity denotes how strongly an earthquake affected a specific place based on the reported damage, allowing to assess the intensity of past events over the non-instrumental period. In order to apply this approach to the sediment record of Lake Blanc we used a method described by Lignier (2001) and subsequently used in Nomade *et al.* (2005). In a diagram of epicentre-lake distance vs. MSK intensity, epicentres of the major historic earthquakes (represented by points) and the regional seismic intensity propagation (represented by a line) are plotted. The seismic intensity propagation is constructed from two points: the distance to the epicentre of a well-known

earthquake and the closest documented point to the lake affected by the same event. Keeping its slope this line is finally adjusted to the number of observed gravity-reworked sediment layers. The adjusted line corresponds to determine the sensitivity of study site in relation to earthquake intensity. This is the minimum seismic intensity causing a gravity-reworking of sediments. The resulting line permits thus to identify earthquakes which were theoretically close or strong enough to trigger gravity-reworking.

The direct downstream position of the village Sainte-Agnès and its abundant historic literature documenting floods events over the last ca. 200 years (Allignol *et al.* 2008) additionally allowed us to link high-magnitude flood events with particular sediment layers interpreted as flood deposits and add chronological markers similar to approaches described by Blass *et al.* (2003), Monecke *et al.* (2004) or Bøe *et al.* (2006).

2.A.5. Results

2.A.5.1 Sedimentology

All retrieved cores consist of fine-grained laminated sediments in which thicker (max. 1.5 cm) and coarser-grained layers (Figure II.1.2.A) are interbedded. Three lithofacies were identified:

- Facies 1 consists of dark and light, sub millimetre-scale laminae, more or less discernable by eye, with a relative homogenous grain size (mean median grain size: 8.5 μm and mean sorting: 2.6 with standard deviation of 10.5% and 4.8%, respectively).
- Facies 2 is made of dark and thick layers, up to 1.5 cm, sometimes with a visible coarser basal part and always capped by a thin, whitish fine-grained layer. These layers are characterized by a fining upward sequence with a coarser median grain size at the base (27 to 37.7 μm , for cores BLB0704 and BLB0702, respectively) and a finer median grain size (6.9-7.3 μm) than other facies and a global mean sorting of 2.5 and 2.7.
- Facies 3 is a centimetre-scale, sandy matrix-supported layer with a slightly coarser median grain size (12.3 μm) and a significantly higher mean sorting (3.01). This facies was found once, in core BLB0702.

In the diagram median (Q50) vs. coarser percentile (Q99), samples of facies 1 samples fall in a well-restrained field with a centre defined by a median (Q50) of 8 μm and a coarser percentile (Q99) of 120 μm (Figure II.1.2.B). In contrast, facies 2 and 3 evolve two distinct dynamic patterns. Samples of facies 2 are close to the line $Q50 = Q99$ which represents a perfect sorting while samples of facies 3 do not show any noticeable variations in the median grain size.

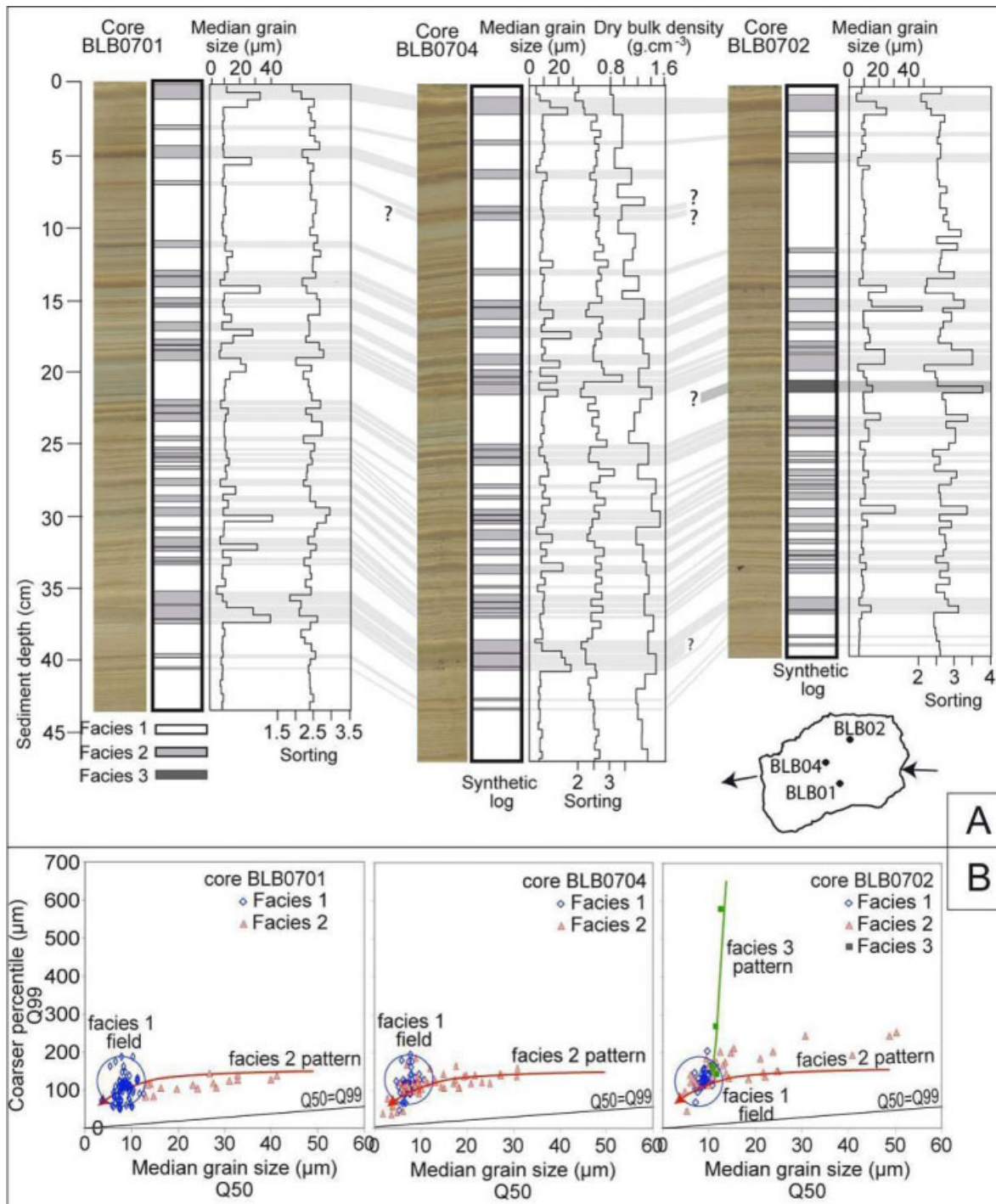


Figure II.1.2. (A) Lithology, down core grain size characteristics of BLB0701, BLB0702 and BLB0704 and dry bulk density of BLB0704. (B) Q99 vs. Q50 plots of samples from the same cores

Microstratigraphic observations on thin sections allow a detailed comparison of grain size with the high-resolution Ca/Fe ratio to assess the pertinence of such a ratio as a grain size proxy (Figure II.1.3.). Thin sections scans illustrate the macroscopically described interbedded layers, which are detected from the Ca/Fe ratio. In addition, layers which are too thin to be macroscopically identified, are found on both thin sections and in the Ca/Fe s. A

significant correlation ($r=0.76$, $n=20$) was found between the median grain size and the 5 mm-resampled Ca/Fe signal for the thickest event-triggered deposits (Figure II.1.4.). For the thinner ones (< 5 mm) no solid relationship was found owing to a dilution effect of the coarsest fraction with the facies 1 during the 5-mm sampling for conventional grain size analysis. Due its high resolution, the Ca/Fe ratio is therefore a more suitable grain size proxy than the classical grain size measurements in this detrital environment.

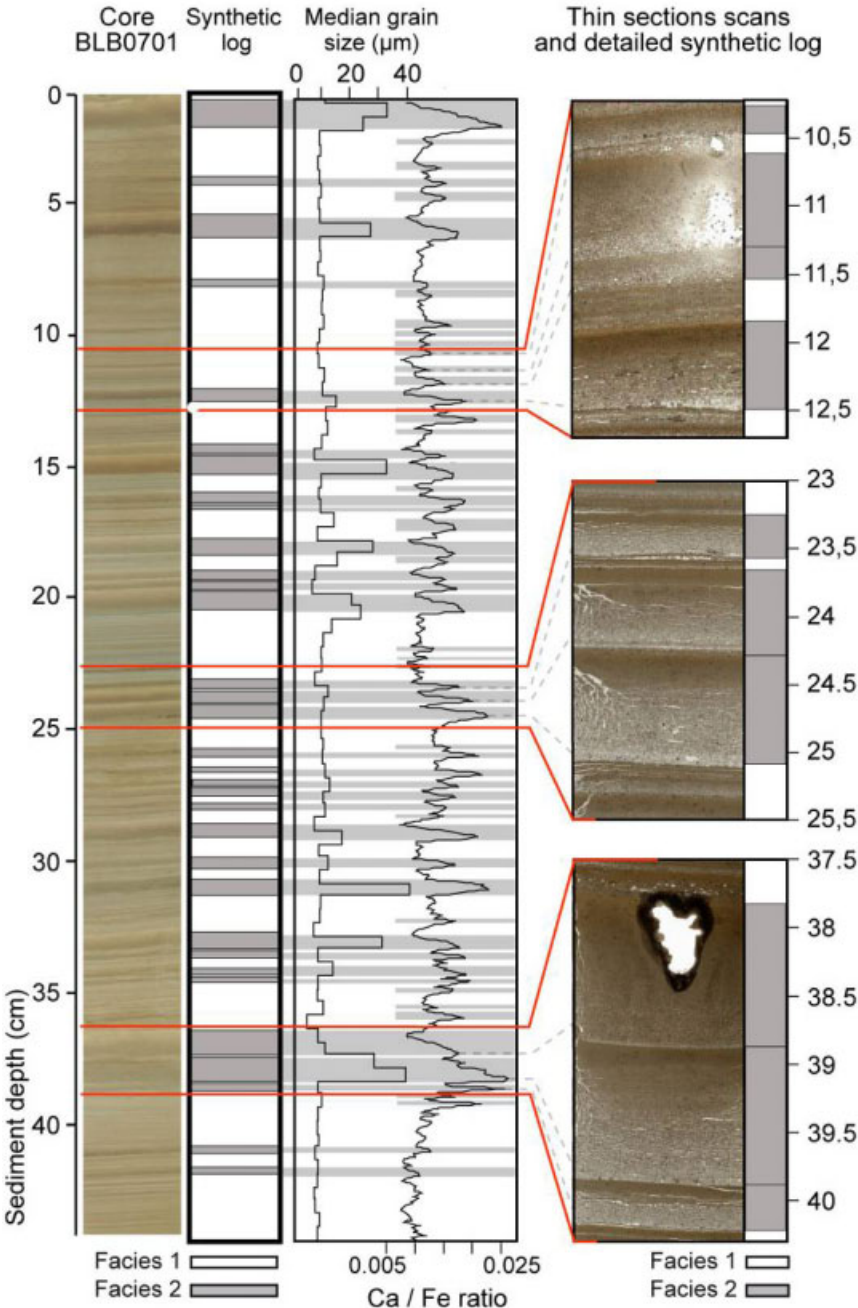
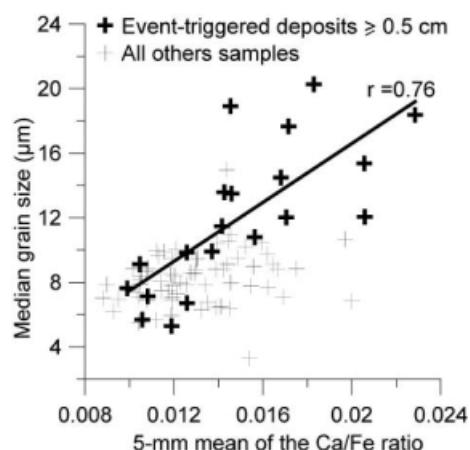


Figure II.1.3 Mean grain-size, raw 1-mm Ca / Fe ratio and scans of thin sections of the core BLB0701. Grey bars through the plots indicate event-triggered deposits determined by the both methods (for more explanation, see text). The hole in the lowest thin section resulted from an insufficient impregnation of the sediment.

Figure II.1.4. Cross-plot of the median grain size vs. the 5 mm-resampled Ca/Fe signal from BLB0701 data and linear regression for samples of event-triggered deposits thicker than 5 mm.



Finally the stratigraphic correlation of the interbedded layers between the four cores shows the presence of particular deposits only located in some parts of the lake basin (Figure II.1.2.A). Facies 3 has only been observed in one layer in core BLB0702, taken at the foot of the steep northern slope. Furthermore, three distinctive layers of facies 2 are only present in cores BLB0701 and BLB0704 of the deepest part of the lake basin. Two of these layers are consecutive and well-distinguishable at about 8.5 and 9 cm in core BLB0704 but only one was found in the core BLB0701 at about 7 cm. The third layer was identified in cores BLB0701 and BLB0704 at 37.5 and 41 cm, respectively. There are thus altogether four distinctive interbedded layers localized just in some parts of the lake basin, one at the foot of a steep slope (facies 3) and three in the deepest part (facies 2).

2.A.5.2 Chronology

The ^{137}Cs record (Figure II.1.5.A) shows a distinct increase of ^{137}Cs activities starting at about 13 cm and culminating with a first peak of more than 300 Bq/kg at 10 cm. A second peak occurs at 7.5 cm depth. The upper part of the profile from 0 to 7 cm is characterized by decreasing activity values. The deepest recorded ^{241}Am activity at 12 cm is also the highest one. Activities of ^{241}Am subsequently decrease towards the top with no detectable activities from 0 to 4 cm. The $^{137}\text{Cs}/^{241}\text{Am}$ profile shows a regular increase from 12 to 6 cm, disrupted by a sharp depletion at 9 cm corresponding to 2 large interbedded layers.

Values of yttrium (Y) are approximately constant along the core with a mean of 46 ppm and a standard deviation of 2.4 % (Figure II.1.5.B). The lead (Pb) profile has a base level of about 22 ppm with three important peaks. A first increase occurs at the base of the core at 42 to 47 cm sediment depth. A very sharp peak is found at 23-24 cm and a well-marked peak at 8 cm reaches the maximal value of 52 ppm.

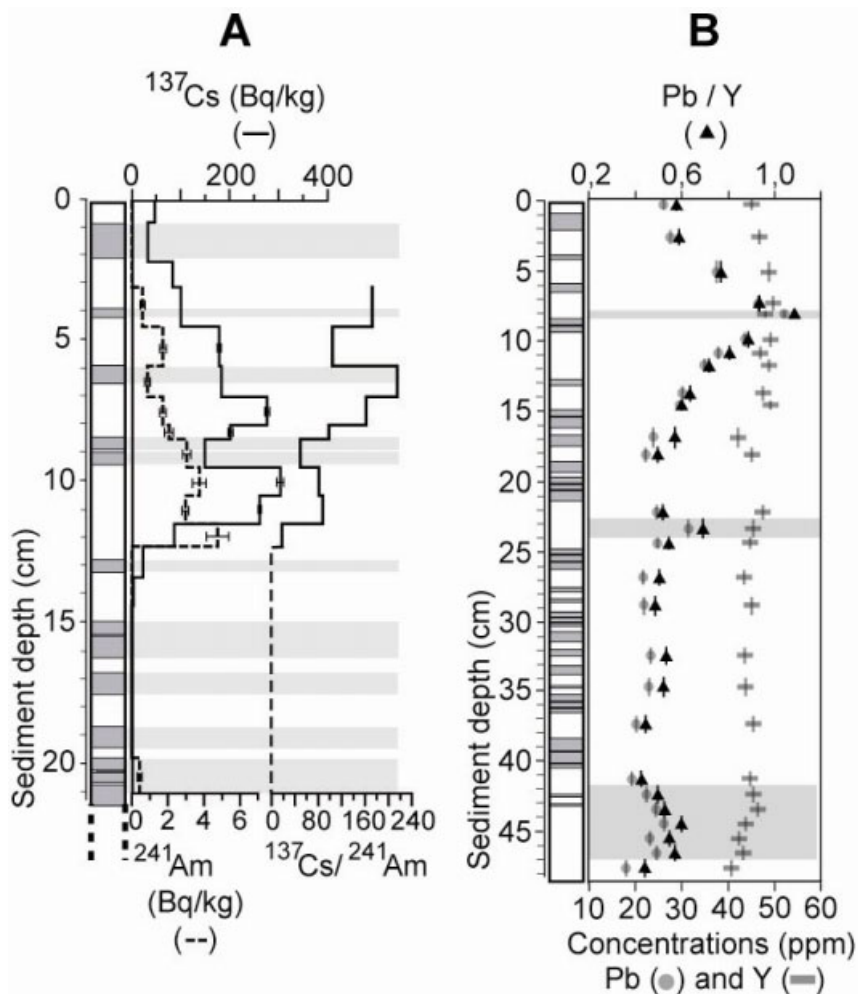


Figure II.1.5. Radionuclides and geochemical chronostratigraphic indicators from core BLB0704. (A) ^{137}Cs , ^{241}Am and $^{137}\text{Cs}/^{241}\text{Am}$ profiles. (B) Lead concentration profile, normalized by yttrium, permits to detect anthropogenic contamination (shaded zones).

Finally, earthquakes with an epicentral MSK intensity above V and a maximum distance of 110 km from the lake were carried forward in intensity vs. distance scatterplot (Figure II.1.6.). The intensity propagation line was then constructed using the well-documented earthquake of Corrençon (AD 1962; Rothe 1972) with a recorded MSK intensity of VIII at the epicentre (38 km distance from the lake) and a MSK intensity of V at Sainte-Agnès which is the closest village from the lake at 5 km distance. By keeping its slope constant this line was then adjusted according to the number of recognized gravity-reworked sediment layers. The resulting line of seismic sensitivity separates potential seismic events which failed to leave an imprint in the sediment record from events triggering gravity-reworked layers, which now can be correlated to the known dates of the events.

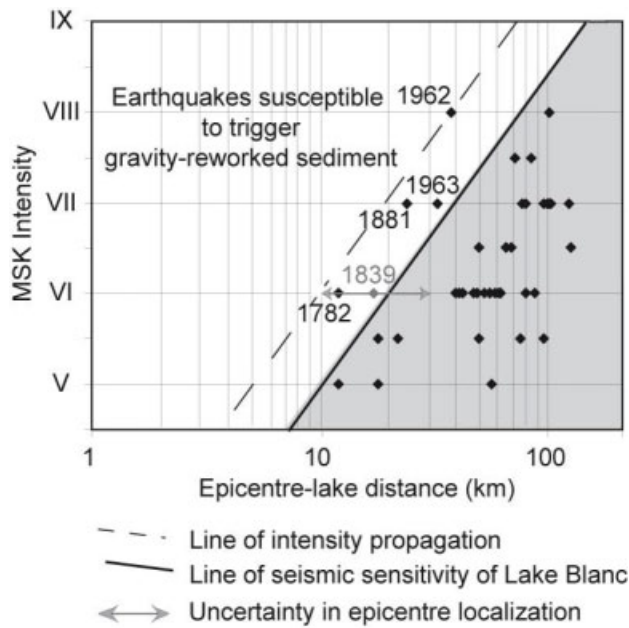


Figure II.1.6. Plot of historic earthquakes in the vicinity of Lake Blanc (MSK intensity > V and distance < 110 km) in an intensity vs. distance diagram. The seismic sensitivity line permits to distinguish potential earthquakes susceptible to trigger gravity reworking from all historic earthquakes.

2.A.6 Discussion

2.A.6.1 Triggering mechanisms of different sedimentary deposits

Differences in grain size patterns (Figure II.1.2.A and II.1.2.B) lead to interpret different facies into three different depositional processes. The location of facies 1 in the Q50 vs. Q99 diagram indicates a “pelagic suspension” deposit pattern (Passega 1964). Facies 1 is thus due to the continuous deposit of regular stream inputs of glacial flour leading to the steady lake water turbidity.

The well-sorted facies 2 and the proximity between facies 2 pattern and the Q99=Q50 line (Figure II.1.2.B) both suggest that these sediments were sorted by water currents (Passega 1964). Its fining-upward pattern mirrors a decreasing flow velocity during the flood event, whereas the thin whitish layer is due to the subsequent settling of finest particles (Arnaud *et al.* 2002). More over, the 15m delta progradation (13.5% of the apex-shore distance, Figure II.1.1.C) associated to the 2005 major flood, did affect the whole delta width. This implicates the river spreads over the whole delta during flood events and disperses the sediment over the whole lake basin. The grain size features and the spatial distribution of facies 2 layers are thus coherent, except for the three previously described layers only present in cores BLB0701 and BLB0704. Their grain size characteristics and limited spatial extensions in the deepest part of the lake basin suggest the occurrence of flow deposits originating from delta mass failure (e.g. Shiki *et al.* 2000).

Compared to facies 2, facies 3 is characterized by the absence of the clayey cap, poorer sediment sorting and a large variation of the Q99 parameter without noticeable Q50 variation. These latter observations confirm the optical description of a matrix-supported layer. This suggests the transport energy is supplied by sediment weight rather than by a water current velocity (Arnaud *et al.* 2002). It may thus be interpreted as a fluidized flow deposit (Mulder and Cochonat 1996) of reworked sediment from steep slopes surrounding BLB0702 coring site. Lacustrine gravity reworking may be attributed to spontaneous mass failure owing to sediment overloading, rockfall, snow avalanche, lake-level variation or local seismic activity (Monecke *et al.* 2004). Earthquakes or spontaneous failures seem to be the most probable triggering factors for Lake Blanc as other factors can be excluded for the study site.

XRF scanning data combined with macroscopic description and conventional grain size measurements led to establish a complete inventory of 56 flood deposits. Both the thickness and the accumulated sediment mass of each flood layer could potentially be used to assess the flood magnitude. As bulk density increase with depth (Figure II.1.2.A) in the first fifteen centimetres, sediment mass accumulation was preferred. In this aim accumulated mass per surface unit (g/cm^2) was assessed for each flood layer multiplying their thickness (cm) by their dry density (g/cm^3 , Figure II.1.8.A).

2.A.6.2 Chronology

Artificial radionuclides

According to ^{137}Cs and ^{241}Am profiles (Figure II.1.5.), atmospheric nuclear tests fallout started at 13 cm depth (AD 1955) and culminated with the peak at 10 cm (AD 1963, UNSCEAR, 2000). The sharp decrease above the peak probably corresponds either to the decrease of atmospheric nuclear tests from 1961-1962 to 1980, or to the reworking of older sediment. The uppermost activity peak of ^{137}Cs at 7.5 cm, can be attributed to Chernobyl accident (AD 1986). The highest value of $^{137}\text{Cs}/^{241}\text{Am}$ profile is located above the uppermost ^{137}Cs peak and corresponds to a deposit triggered by a flood which may have washed down and concentrated ^{137}Cs Chernobyl fallout.

Historical lead contaminations

Pb peaks are independent of the accumulation rate variations or rock weathering conditions, as shown by rather constant Y concentrations and can thus be interpreted as atmospheric anthropogenic contaminations. According to ^{137}Cs , the uppermost peak is dated between AD 1963 and 1986 as inferred from the ^{137}Cs peaks (Figure II.1.5.) and is likely related to the maximal use of leaded gasoline in 1973-1974 (e.g. Arnaud *et al.* 2004).

Older lead pollutions do not correspond to any well-known global contaminations in the literature. Their origin is therefore likely related to local pollution patterns. In the catchment area several old mining sites are known but neither their history nor period of functioning are well-constrained.

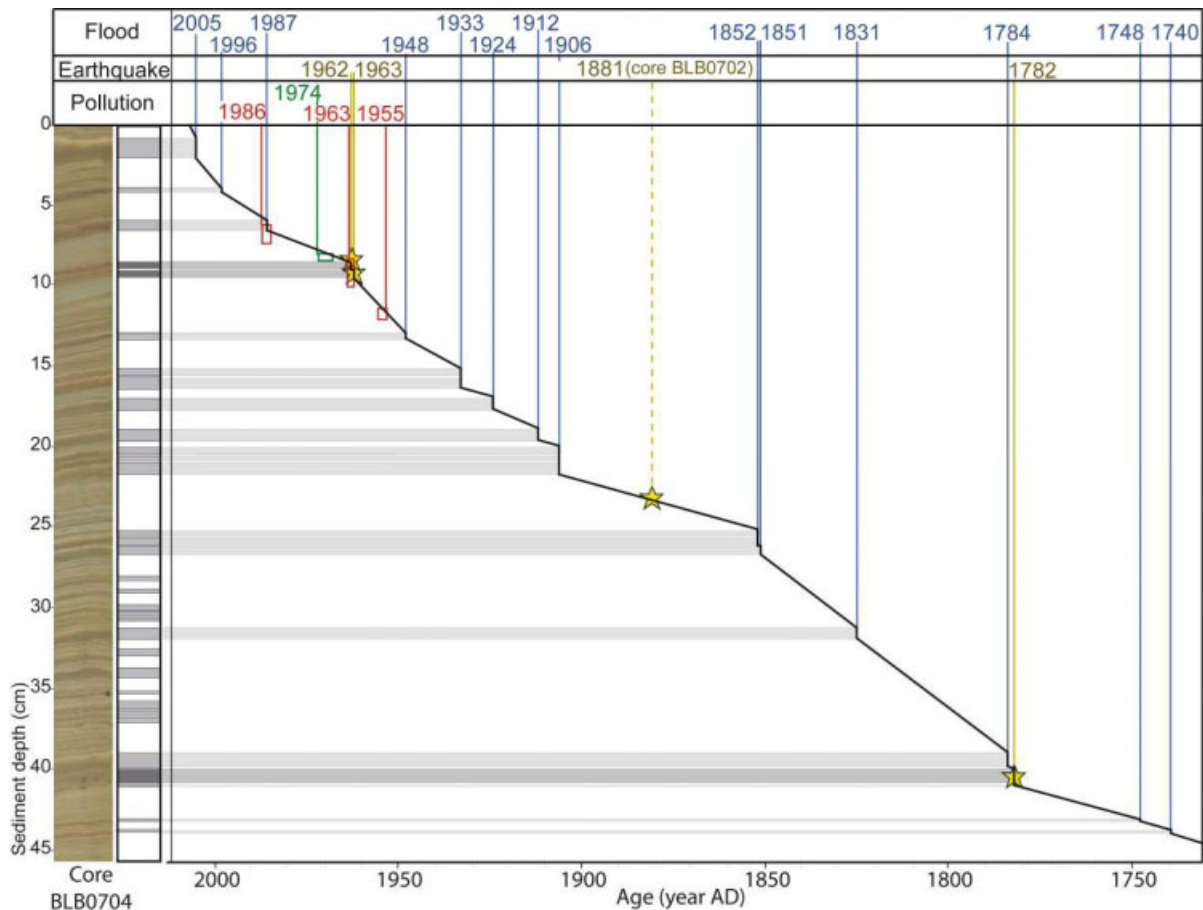


Figure II.1.7. Age-depth relationship for core BLB0704 established from detected periods of radioactive (red) and lead (green) global pollutions and historically documented earthquakes (yellow) and floods (blue). For explanation about origin of the dates, see the text.

Identification of historical earthquakes

The four spatially-restricted deposits interpreted as gravity-reworked deposits, were potentially triggered by earthquake. From the distance–intensity plot (Figure II.1.6.), five earthquakes can theoretically be considered to have triggered these four layers. According to Obermeier 1998, Lignier 2001, Monecke *et al.* 2004 and Nomade *et al.* 2005, all of them are in the range of intensity (VI–VIII) and distance from the lake (10–40 km) to be able to trigger gravity-reworking. However the earthquake in AD 1839 is uncertain because its epicentre is not clearly defined - between 10 and more than 30 km from the lake (Figure II.1.6.), according to different sources (Rothe 1972). It was therefore not considered in the age-depth

model. The two consecutive earthquake-triggered layers localized at 9 cm sediment depth in core BLB0704 can be dated to AD 1962 and AD 1963 which fits well with the ^{137}Cs peak of the atmospheric nuclear tests (Figure II.1.7.). Finally the four earthquakes (AD 1782, 1881, 1962 and 1963) were already recognized as triggers of slope sediment destabilization in the nearby lakes Laffrey (Nomade *et al.* 2005), Blanc Huez (Guyard *et al.* 2007) and Bramant (Chapron *et al.* 2007).

Historical flood calendar

The uppermost flood layer is just below the sediment surface (Figure II.1.2. and 7) and is thus very likely due to the AD 2005 catastrophic flood event. Another large flood damaged the hydroelectric infrastructures and a road in the Vorz catchment in AD 1987. At Sainte-Agnès the discharge was similar as in 2005, but less solid material was mobilized during this event. A flood layer was identified at 6 cm depth in BLB0704 (Figure II.1.7.) just above the Chernobyl ^{137}Cs peak and is thus attributable to the 1987 flood event.

To correlate older flood events and their corresponding deposits, we used the flood calendar derived from historical documents in local and departmental archives (Allignol *et al.*, 2008). Twenty floods impacting the village of Sainte-Agnès are mentioned in these archives since AD 1748 among which fourteen ones concern the Vorz torrent (1831; 1851; 1852; 1852; 1906; 1912; 1924; 1933; 1939; 1948; 1987; 1991; 1998; 2005). We used the time constraints given by the historical earthquakes to assign these floods to their particular sedimentary counterparts. The five floods between AD 1906 and AD 1948 could correspond to the five flood deposits detected between the earthquakes of Allemond (AD 1881) and Corrençon-en-Vercors (AD 1962) (Figure II.1.7.). The flood deposit associated with the AD 1948 event fits well with the beginning of the ^{137}Cs and ^{241}Am activities from the atmospheric nuclear tests (AD 1950). In the same way we associated the triplet of flood deposits located stratigraphically below the gravity-reworked deposit of “Allemond” (AD 1881) with the three successive historic flood events of AD 1851 and AD 1852 (two events in 1852). The date of AD 1831 was correlated with the last major flood deposit prior to this triplet. For the 18th century, local archives are very sparse and there is no flood date for the Vorz itself. The older proposed dates (AD 1740, 1748 and 1784) come from departmental archives and concern other rivers. The major flood event of 1784 (Alp’Georisques 2006) happened just after the earthquake of 1782. This flood may thus be associated to the thick deposit directly above the earthquake-triggered deposit. However the absence of continuous sedimentation between both deposits suggests a very short time between the triggering events (< 1 year) or a sedimentary hiatus. Finally the dates of the two oldest events are based only on the extrapolation of the mean accumulation rate and remain thus uncertain.

Between dated flood deposits, mean sediment accumulation rates (between 0.4 and 2 cm/year for core BLB0701) were calculated in order to interpolate the age-depth model and to date flood layers which were not recorded in historic documents (Figure II.1.7.). The assigned dates of these floods have an estimated uncertainty of some years (up to +/- 5 years).

2.A.6.3. Factors triggering floods

Flood-triggered deposits detected in Lake Blanc sediment record result from fast and large sediment input owing to exceptional high-magnitude river runoff events which erode, transport and spread the moraine material from the glacier foreland over the whole lake basin. The source of material on one hand and the triggering factors of high river discharge on the other hand are thus the keys for the understanding and the interpretation of the Vorz flood record.

Origin of the material

The main sediment source is the moraine complex mainly constructed by the three large glacier advances of the Little Ice Age (LIA) (Holzhauser et al 2005). A vast quantity of easily erodible detrital matter is thus available since the beginning of the studied period. Basal till erosion may be more effective during periods of glacier retreats when the proglacial foreland is free of ice. However, only the lowest part of the proglacial area was affected by river erosion. Indeed main signs of active erosion observed in the field only concern the most distal moraine and in a less extent the basal till located just upstream (Figure II.1.1.D). These observations suggest the possibility of moraine erosion even when the glacier was occupying its most distal positions at the end of the LIA. In addition basal till can also be eroded and transported by high-magnitude subglacial runoff events during these glacier phases (Benn and Evans 1998, Davies *et al.* 2003). The tongue of the Freydane glacier was relatively narrow in its lower and middle part owing to the valley morphology, suggesting a subglacial drainage system in dendritic channel network (Ben and Evans 1998). Reported travel times of melt water in this environment are less than two hours for a distance of about two kilometres (Nienow *et al.* 1998). During flood events the travel time of water from the catchment head to the lake and discharge at the outskirts of the proglacial area can thus be very similar when the glacier was in advanced positions or largely retreated as it is nowadays.

Flood typology and seasonality

In a small alpine catchment, high-magnitude runoff occurs only during high intensity precipitation event (Collins 1998, Merz and Blöschl 2003, Gaume et al 2009). A neighbouring

weather station was installed in 2003. It hence recorded the 2005 event: precipitations lasted mainly two days with daily rainfall amounts of respectively 174 and 126 mm (> 100-year return period, Gaume et al 2009) and a maximum intensity reaching 9 mm/h. However, at the difference of this event, all other historic floods do not correspond to large scale catastrophes. Their high intensity and the fact they are isolated suggest Vorz flood events are usually triggered by local convective events (“Flash Floods” type from Merz and Blöschl 2003). This is confirmed by their seasonality: indeed, all of the documented historic floods occurred in summertime, when the occurrence of intense rainfall and convective events is the most probable (Kieffer-Weisse and Bois 2001, Merz and Blöschl 2003; Beniston 2006; Gaume *et al.* 2009).

2.A.6.4. Global climate context, frequency and magnitude of Vorz flood events

We documented 56 flood events in the Lake Blanc sediment sequence occurring from 1740 to 2007 (Figure II.1.8.A). Our chronicle covers thus two distinct climatic periods; the end of the cold LIA (1740-1860) and the recent warming period (1860-2007).

Flood frequency

There is no distinction in flood occurrence between these two periods; 27 events (mean return period: 4.5 years) vs. 29 respectively (mean return period: 5 years). Three significant periods without any flood occurrence are noticeable: 1750-1775, during the L.I.A., 1870-1905 and 1960-1985 during the recent warming. Similarly periods of high flood frequency occurred during the LIA (1790-1805 and 1830-1845) as well as during the 20th century (1905-1915 and 1945-1960) with a similar frequency of 5-7 events per 11 years.

Flood intensity

The magnitude of the flood events was assessed from the quantity of material deposited per event. The most important deposits ($\sim 1 \text{ g.cm}^{-2}$) are consecutive and respectively associated to the 1782 historic earthquake and to the 1784 historic flood. The delta slope destabilisation following the earthquake may have disturbed the delta sedimentation pattern and resulted in a bias in the transported/deposited sediment during the “1784” flood event. The inferred magnitude of the “1784” flood event is thus associated with a high uncertainty. Others distinct flood deposits ($> 0.8 \text{ g.cm}^{-2}$) were in decreasing order of magnitude (1784) 2005, 1906, 1987, 1933. All the strongest ones occurred thus during the recent warming period (20th century). Furthermore the 2005 flood event, felt by local residents to be an exceptional event, is indeed the strongest one (1 g.cm^{-2}) for at least the last

two centuries or even maybe from the whole studied period. This result is supported by the observed delta progradation as well as the measured daily precipitation assessed to be much higher than the expected 100-yrs return period event (Gaume *et al.* 2009). Furthermore the flood of 1987 is assessed to be a catastrophic event (0.89 g.cm^{-2}) but less strong than the 2005 one, which is in agreement with the description of inhabitants.

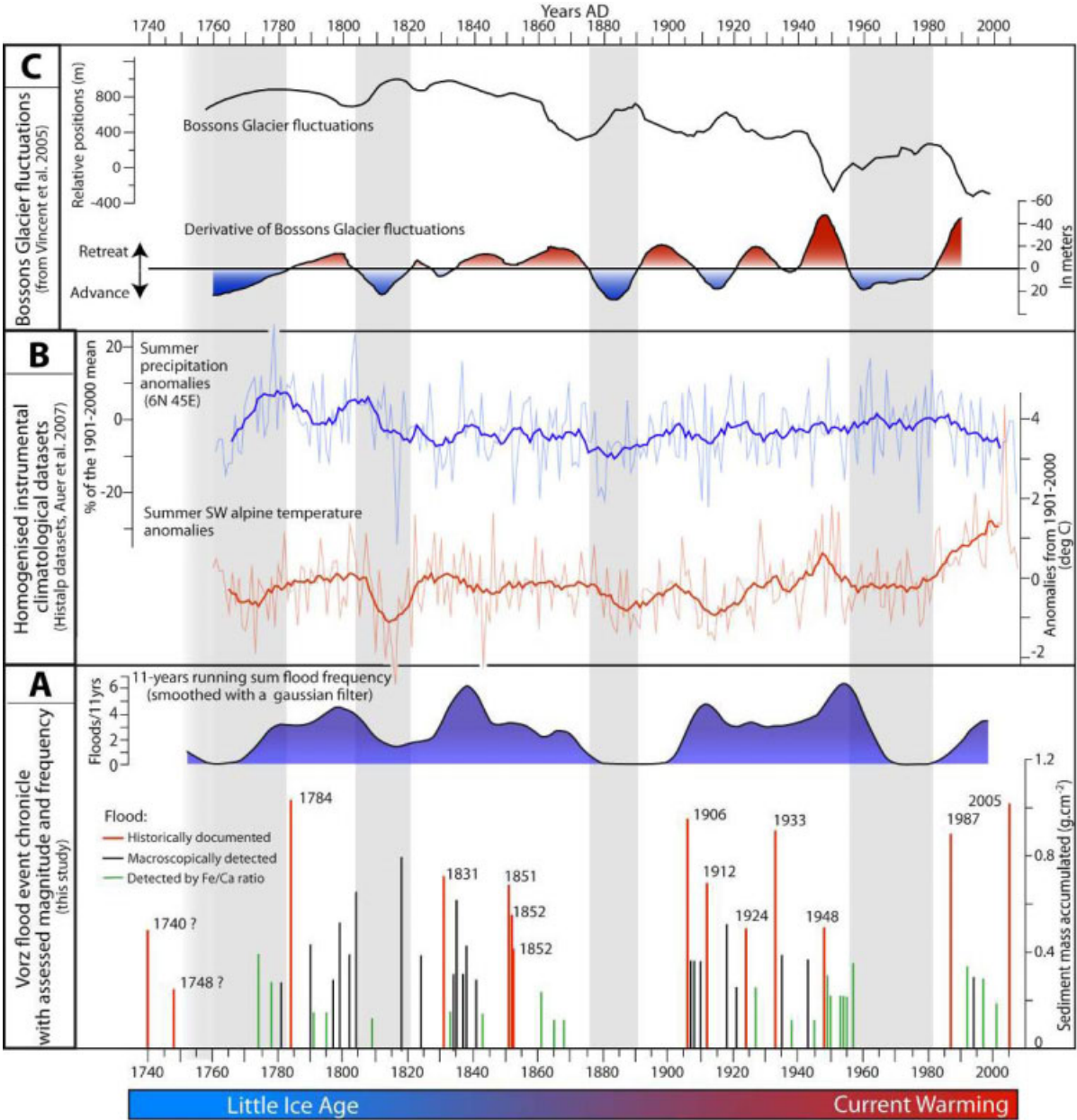


Figure II.1.8. Calendar of the 56 Vorz flood deposits, respective mass accumulated per event and flood frequency (A) compared with instrumental long series (B) and the fluctuations of the Glacier of Bossons (C). Each bar of the flood calendar represents one individual flood deposit and the size of the bar its deposit mass accumulated per unit of surface and per event, interpreted here as the magnitude of the flood event. The shaded zones correspond to the long-lasting periods of glacier advance.

2.A.6.5 Flood hazard evolution in the context of recent, current and future global climatic change

Flood events in the Vorz catchment are triggered by local, short but high intensity rainfalls. In the absence of long-term meteorological data from the catchment area, we use precipitation and temperature data derived from homogenised instrumental dataset covering almost the whole studied period (1760-2008) and the studied region (HISTALP dataset; Auer *et al.* 2007). Monthly precipitation and temperature data permit to characterise climatic conditions favourable for triggering flood events. Summer dryness vs. wetness can be assessed from the mean June, July and August precipitations and temperature data (Figure II.1.8.B). Furthermore glacier fluctuations are also shown as a high-elevation climate proxy (IPCC 2001). The glacier of Bossons (Mt. Blanc massif, ca. 100 km north-east from the study site) was chosen due to its fast response time to climate fluctuations. Glacier front variability shows two advances (1760-1780 and 1805-1820) before the large retreat initiated at the end of the LIA, punctuated by weaker advances (1875-1895 and 1950-1980; Figure II.1.8.C). The three periods without flood activity in Lake Blanc (1750-1775, 1870-1905 and 1960-1985) correspond to these advance phases. During the first part of the studied period the Freydaner glacier reached the most distal LIA glacier position. The absence of flood activity during this phase could thus be interpreted as an effect of the extended ice cover. However, we argued previously that erosion of the basal till and the steep and most distal moraine was always possible whatever the position of the glacier tongue. Furthermore a comparable period without any flood event occurred in the 1960's when the glacier was largely retreated upstream the incised area. We thus interpret these contemporaneous phases of glacier advance and of reduced flood activity as distinct responses to a particular climate pattern characterised regionally by colder temperatures. Inversely periods of high flood frequency (1790-1805, 1830-1845, 1945-1960, 1905-1915, 1985-2007) seems to be associated with periods of higher temperatures. Among them, only the most recent one (1985-2007) was previously described in the region (Jomelli *et al.* 2007). The temperature-flood frequency relationship is based on the assumption that higher temperatures can theoretically trigger more high intensity rainfall (Trenberth 1999, Huntington 2006). However time-lags of 5 to 10 years are observed between warming and increase of flood frequencies, following the two very cold flood-free periods (1805-1820 and 1875-1890). This may be attributed to the time-lag necessary to thaw the periglacial permafrost which protects the moraine material from erosion as it has been documented in high elevation debris flow studies (e.g. Rebetz *et al.* 1997, Jomelli *et al.* 2007). According to the described altitudes (up to 2300-2400 m a.s.l.) of the current or past permafrost (Haerberli 1975, Rebetz *et al.* 1997, Jomelli *et al.* 2007) the proglacial area might have been affected by the permafrost during these extreme periods. In the recent period of global warming some studies report a decrease of total rainfall amounts but with higher

intense events (e.g. Beniston *et al.* 1997; Frei and Schär 2001). Summer precipitation and Vorz floods triggered by high intensity events were compared trying to evidence such a relationship. However summer precipitations show no significant relation with the flood frequency and/or magnitude (Figure II.1.8.).

2.A.7. Conclusion

Our study of lacustrine sediments permitted us to reconstruct a detailed flood calendar for the last 270 years based on independent dating methods. The magnitude of each event has been assessed from the quantity of material deposited per event in the lake. The obtained flood calendar reports 56 floods over the last 270 years with an assessed magnitude ranging from 0.1 to 1.1 g.cm⁻². Only 17 of these floods are mentioned in historical documents with no unbiased indication of their magnitude. The paleolimnological approach appears thus as an excellent way to assess both frequency and magnitude of flash flood activity in mountainous regions where instrumental records are rare and extreme precipitation patterns can only poorly be modelled.

The comparison of the obtained flood calendar with alpine temperature and precipitation data as well as glacier fluctuations suggests a relationship between climatic change and the evolution of torrential activity. No relationship was found with long-term precipitation records but a complex relationship with temperature seems to exist. No general trend appears between the end of the LIA and the 20th century but the flood frequency increases on a decadal timescale during warming periods, whereas virtually no floods are recorded during glacier advances. After the coldest periods time-lag of flood activity increase occurred, suggesting the temporary presence of permafrost conditions. This could have weakened the efficiency of erosion processes during high precipitation events. We showed that the probability of occurrence for extreme flood events increased with a long term temperature rise. Among the 7 extreme flood events, 4 ones occurred during the 20th century, but they are ranked as the most extreme ones. In particular, the 2005 event is the strongest of the whole considered period. These results support the hypothesis of an increase of heavy rainfall events due to the enhancement of the hydrologic cycle in the context of global warming.

The presented results are representative of a relatively small area and therefore give only a local signal of precipitation changes. In order to obtain a more regional climate evolution, several other lakes are currently studied. These data will improve and constrain our understanding of the relationship between climatic change and devastating flood events.

Acknowledgments

B. Wilhelm's work is supported by a grant from the Assemblée des Pays de Savoie and the Communauté de Communes des Balcons de Belledonne. Logistical and financial supports were brought in the framework of the scientific programmes Vorz, founded by the Communauté de Communes des Balcons de Belledonne and Pygmalion, founded by the French National Research Agency (ANR BLAN07-2_204489). Authors are particularly grateful to the Sainte Agnes' mayor who launched the Vorz programme and brought valuable help for field campaigns. Authors are grateful to Prof. Bernd Zolitschka who kindly permitted the access to the Geopolar XRF core scanner device and to the database Histalp which permits to obtain free climatological long series (<http://www.zamg.ac.at/histalp>). Thin sections were performed thanks to the technical facilities of the “plateforme d’analyses structurales et environnementales” (ASTRE) of the University of Savoie. Finally authors are grateful to the four anonymous reviewers for their helpful comments.

2.A.8. References (article)

Allignol F, Arnaud F, Champagnac J.D, Delannoy JJ, Deline P, Fudral S, Paillet A, Ployon E, Ravanel L, Saulnier GM, Wilhelm B (2008) Etude intégrée du bassin versant du Vorz (Belledonne, Isère) consécutive à la crue des 22 et 23 août 2005. Rapport scientifique, Laboratoire EDYTEM, Le Bourget du Lac, 202 p.

Appleby PG, Richardson N, Nolan PJ (1991) 241Am dating of lake sediments. *Hydrobiol* 214:35–42

Arnaud F, Lignier V, Revel M, Desmet M, Pourchet M, Beck C, Charlet F, Trentesaux A, Tribovillard N (2002) Flood and earthquake disturbance of 210Pb geochronology (Lake Anterne, North French Alps). *Terra Nova* 14:225–232

Arnaud F, Revel-Rolland M, Winiarski T, Chapron E, Desmet M, Tribovillard N, Givelet N (2004) History of lead contamination in Northern French Alps from distant lake sediment records, *J Environ Monit* 6:448-456

Auer I, Böhm R, Jukovic A, Lipa W, Orlik A, Potzmann R, Schöner W, Ungersböck M, Matulla C, Briffa K, Jones P, Efthymiadis D, Brunetti M, Nanni T, Maugeri M, Mercalli L, Mestre O, Moisselin JM, Begert M, Müller-Westermeier G, Kveton V, Bochnicek O, Stasny P, Lapin M, Szalai S, Szentimrey T, Szentimrey T, Cengar T, Dolinar M, Gajic-Capka M, Zaninovic K, Majstorovicp Z, Nieplovaq E (2007) HISTALP – historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *Int. J. Climatol.* 27:17–46

Benn DI and Evans DJA (1998) *Glaciers and Glaciation*. Edward Arnold, London.734 pp.

Beniston M, Diaz HF, Bradley RS (1997) Climatic change at high elevation sites: an overview. *Clim. Change* 36:233 – 251

Beniston M, Stephenson DB (2004) Extreme climatic events and their evolution under changing climatic conditions. *Glob Planet Change* 44:1-9

Beniston M (2006) August 2005 intense rainfall event in Switzerland: Not necessarily an analog for strong convective events in a greenhouse climate. *Geophys Res Letters* 33:L05701

- Benito G, Lang M, Barriendos M, Llasat MC, Francés F, Ouarda T, Thorndycraft VR, Enzel Y, Bardossy A, Coeur D, Bobée B (2004) Use of Systematic, Palaeoflood and Historical Data for the Improvement of Flood Risk Estimation, Review of Scientific Methods. *Nat Hazards* 3:623–643
- Blass A, Anselmetti FS, Ariztegui D (2003) 60 years of glaciolacustrine sedimentation in Steinsee (Sustenpass, Switzerland) compared with historic events and instrumental meteorological data, *Eclogae Geol Helv* 96(1):59–71
- Bøe AG, Olaf Dahl S, Lie O, Nesje A (2006) Holocene river floods in the upper Glomma catchment, southern Norway: a high-resolution multiproxy record from lacustrine sediments. *The Holocene* 16(3):445-455
- Böhm O, Wetzel KF (2006) Flood history of the Danube tributaries Lech and Isar in the Alpine foreland of Germany. *Hydrol Sci J* 51(5):784-798
- Brazdil R, Pfister C, Wanner H, Von Storch H, Luterbacher JR (2005) Historical climatology in Europe – the state of the art. *Clim change* 70:363–430
- Bronstert A (2003) Floods and Climate Change: Interactions and Impacts, *Risk Anal* 23(3):545-557
- Chapron E, Beck C, Pourchet M, Deconinck JF (1999) 1822 earthquake-triggered homogenite in Lake Le Bourget (NW Alps). *Terra Nova* 1:86-92
- Chapron E, Fain X, Magand O, Charlet L, Debret M, Mélières MA (2007) Reconstructing recent environmental changes from proglacial lake sediments in the Western Alps (Lake Blanc Huez, 2543 m a.s.l., Grandes Rousses Massif, France). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 252; 586–600
- Collins D (1998) Rainfall-induced high-magnitude runoff events in highly-glacierized Alpine basins. *Hydrol., Water Resour. and Ecol. in Headwaters*. IAHS Publ. 248:69-78
- Cuven S, Francus P, Lamoureux S (2010) Estimation of grain size variability with micro X-ray fluorescence in laminated lacustrine sediments, Cape Bounty, Canadian High Arctic. *J Paleolimnol* 44(3):803-817
- Davies TRH, Smart CC, Turnbull JM (2003) Water and sediment outbursts from advanced Franz Josef glacier, New Zealand. *Earth Surf. Process. Landforms* 28:1081-1096
- Di Lauro A, Fernex F, Fierro G, Ferrand JL, Pupin JP, Gasparro J (2004) Geochemical approach to the sedimentary evolution of the Bay of Nice (NW Mediterranean sea). *Cont Shelf Res* 24:223–239
- Doig R (1990) 2300 yr history of seismicity from silting events, in Lake Tadoussac, Charlevoix, Quebec. *Geology* 18(9): 820-823
- Edouard JL (1994) Les lacs d'altitude dans les Alpes françaises, contribution à la connaissance des lacs d'altitude et à l'histoire des milieux montagnards depuis la fin du Tardiglaciaire. Thèse soutenue à l'University J. Fourier de Grenoble
- Faure G (1986) Principles of isotope geology. John Wiley & Sons, New York. 286 pp.
- 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

- Frei C, Schöll R, Fukutome S, Schmidli J, Vidale PL (2006) Future change of precipitation extremes in Europe: Intercomparison of scenarios from regional climate models, *J Geophys Res-Atm* 111, D06105, DOI: 10.1029/2005JD005965
- Gaume E, Bain V, Bernardara P, Newinger O, Barbuc M, Bateman A, Blaškovičová L, Blöschl G, Borga M, Dumitrescu A, Daliakopoulos I, Garcia J, Irimescu A, Kohnova S, Koutroulis A, Marchi L, Matreata S, Medina V, Preciso E, Sempere-Torres D, Stancalie G, Szolgay J, Tsanis I, Velasco D, Viglione A (2009) A compilation of data on European flash floods. *J Hydrol* 367:70–78
- Giguet-Covex C, Arnaud F, Poulenard J, Disnar JR, Delhon C, Francus P, David F, Enters D, Rey PJ, Delannoy JJ (2011) Changes in erosion patterns during the Holocene in a currently treeless subalpine catchment inferred from lake sediment geochemistry (Lake Anterne, 2063 m asl, NW French Alps): the role of climate and human activities. *The Holocene* doi:10.1177/0959683610391320
- Gilli A, Anselmetti FS, 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(1):49-58
- Grieser J, Beck C, Rudolf B (2005) The Summer Flooding 2005 in Southern Bavaria – A Climatological Review. *Klimastatusbericht 2005*:168-173
- Guyard H, Chapron E, St-Onge G, Anselmetti FS, Arnaud F, Magand O, Francus P, Melières MA (2007) High-altitude varve records of abrupt environmental changes and mining activity over the last 4000 years in the Western French Alps (Lake Bramant, Grandes Rousses Massif), *Quat Sci Rev* 26:2644-2660
- Haeberli W (1975). Untersuchungen zur Verbreitung von Parmafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). *Mitteilung der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich*, 17, 221 p.
- Holzhauser H, Magny M, Zumbühl HJ (2005) Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene* 15(6):789-801
- Huntington TG (2006) Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis. *J Hydrol* 319:83-95
- Intergovernmental Panel on Climate Change (2001), *Climate Change: Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge Univ. Press, New York.
- Irmeler R, Daut G, Mäusbacher R (2006) A debris flow calendar derived from sediments of lake Lago di Braies (N. Italy). *Geomorphol* 77:69–78
- Jaun S, Ahrens B, Walser A, Ewen T, Schär T (2008) A probabilistic view on the August 2005 floods in the upper Rhine Catchment. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 8:281–291
- Jasper K, Gurtz J, Lang H (2002) Advanced flood forecasting in Alpine watersheds by coupling meteorological observations and forecasts with a distributed hydrological model. *J Hydrol* 267:40-52
- Jomelli V, Brunstein D, Grancher D and Pech P (2007) Is the response of hill slope debris flows to recent climate change univocal? A case study in the Massif des Ecrins (French Alps). *Clim Change* 85:119–137
- Karl T.R, Trenberth K.E (2003) Modern Global Climate Change. *Sci* 302:1719-1723

- Kieffer-Weisse A and Bois P (2001) Estimation de paramètres statistiques des précipitations extrêmes dans les Alpes françaises. *La Houille Blanche* 1:62-70
- Lambert J, Levret-Albaret A (1996) Mille ans de séismes en France. Ouest Editions, Nantes, 79 pp.
- Lignier V (2001) Les sédiments lacustres et l'enregistrements de la paléosismicité, étude comparative de différents cas dans le Quaternaire des Alpes Nord-Occidentales et du Tien-Shan Kyrghyze. Thèse soutenue à l'University de Savoie
- Lotter AF, Lemcke G (1999) Methods for preparing and counting biochemical varves. *Boreas* 28(2):243-252
- Merz R and Blöschl G (2003) Regional flood risk—what are the driving processes? *Water Resour. Syst.- Hydrol. Risk, Manag. and Dev. IAHS Publ.* 281:49-58
- Milly PCD, Wetherald RT, Dunne KA, Delworth TL (2002) Increasing risk of great floods in a changing climate. *Nat* 415:514-517
- Monecke K, Anselmetti FS, Becker A, Sturm M, Giardini D (2004) The record of historic earthquakes in lake sediments of Central Switzerland. *Tectonophysics* 394: 21-40
- Moreno A, Valero-Garcés BL, Gonzales-Sampériz P, Rico M (2008) Flood response to rainfall variability during the last 2000 years inferred from the Taravilla Lake record (Central Iberian Range, Spain). *J Paleolimnol* 40:943–961
- Mulder T, Cochonat P (1996) Classification of offshore mass movements. *J Sedimentol Res* 66(1);43-57
- Nesje A, Olaf Dahl S, Matthews JA, and Berrisdorf MS (2001) A ~4500 years of river floods obtained from a sediment core in Lake Atnsjoen, eastern Norway. *J Paleolimnol* 25:329-342
- Nienow P, Sharp M, Willis I (1998) Seasonal changes in the morphology of the subglacial drainage system, Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Earth Surf. Process. Landforms* 23:825-843
- Nomade J, Chapron E, Desmet M, Reyss JL, Arnaud F, Lignier V (2005) Reconstructing historical seismicity from lake sediments (Lake Laffrey, Western Alps, France). *Terra Nova* 17: 350-357
- Obermeier SF (1998) Liquefaction evidence for strong earthquakes of Holocene and latest Pleistocene ages in the states of Indiana and Illinois, USA. *Engineering Geology* 50: 227–254
- Passega R (1964) Grain-size representation by CM patterns as a geological tool. *J Sediment Petrol* 34(4), 830-847
- Prudent-Richard G, Gillet M, Vengeon JM, Descotes-Genon S (2008) Changements climatiques dans les Alpes : Impacts et risques naturels. Rapport Technique de l'O.N.E.R.C., 99 pp
- Rebetz M, Lugon R, Baeriswyl PA (1997) Climatic change and debris flows in high mountain regions: the case study of the Ritigraben Torrent (Swiss Alps). *Clim.Change* 36: 371–389
- 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
- Rothe E (1972) *Annales de l'Institut de Physique du Globe, 3e Partie géophysique. T. IX*, University Louis Pasteur, 134 pp.

Siegenthaler C, Sturm M (1991) Die Häufigkeit von Ablagerungen extremer Reuss-Hochwasser. Die Sedimentationsgeschichte im Urnersee seit dem Mittelalter, In: Ursachenanalyse der Hochwasser 1987. Ergebnisse der Untersuchungen. Mitteilungen des Bundesamtes für Wasserwirtschaft 4:127-139.

Shiki T, Kumon F, Inouchi Y, Kontani Y, Sakamoto T, Tateishi M, Matsubara H, Fukuyama K (2000) Sedimentary features of the seismo-turbidites, Lake Biwa, Japan. *Sedimentary Geology* 135:37-50

Trenberth KE (1999) Conceptual framework for changes of extremes of the hydrological cycle with climate change. *Clim Change* 42:327-339

UNSCEAR (2000) United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation, Sources and Effects of Ionizing Radiation. In: Report to the General Assembly (ed) United Nations, New-York, Annex C, exposures to the public from man-made sources of radiation, pp 158-291

Vincent C, Le Meur E, Six D, Funk M (2005) Solving the paradox of the end of the Little Ice Age in the Alps. *Geophys res lett* 32, L09706, doi:10.1029/2005GL022552

3. Conclusion

L'étude du Lac Blanc du massif de Belledonne (BLB) a permis de développer et de tester une approche méthodologique visant à :

- i) identifier de manière exhaustive des dépôts de crue à partir des analyses conjointes de granulométrie, géochimie haute résolution et des micro-faciès sur lames minces ;
- ii) distinguer des dépôts de crue et de remaniements gravitaires à partir de la caractérisation granulométrique et de l'estimation des extensions de dépôts ;
- iii) associer des remaniements gravitaires avec des séismes historiques. Cette association a permis d'étendre le modèle d'âge jusqu'à la fin du 18^{ème} siècle.

La reconstitution de la paléo-intensité des crues s'est cependant révélée plus complexe que nous l'avions envisagé initialement. L'estimation de la granularité maximale des dépôts de crue, qui permet d'estimer les vitesses maximales de courant, par la méthode classique de microgranulométrie laser est ici difficile à acquérir en raison de la faible épaisseur des dépôts de crue (de l'ordre du millimètre à 1.2 centimètre pour le plus épais). Cependant nous avons pu relever qu'il était possible d'utiliser le rapport géochimique Ca/Fe acquis à haute résolution par scanner de carotte XRF pour estimer indirectement la variabilité granulométrique (Figures 4 et 5). Le rapport Ca/Fe a ainsi été utilisé pour l'identification à haute résolution des dépôts de crue. Cependant dans le détail, il est difficile de s'assurer que les valeurs des pics du rapport Ca/Fe soient proportionnelles à la granularité maximale du dépôt (Figure 4). Par ailleurs, la corrélation stratigraphique des dépôts de crue suggère que l'épaisseur de dépôt est constante sur l'ensemble du bassin (Figure 3). Nous serions donc dans un cas similaire à celui de Schiefer *et al.* (2011) (Figure 9C) où l'épaisseur de dépôt en un

point donné pourrait être représentative du volume de sédiment transporté/déposé au cours d'un événement. Nous avons donc préféré utiliser ici l'épaisseur de dépôt plutôt que le rapport géochimique pour reconstituer la paléo-intensité. Pour prendre en compte l'effet de la compaction qui affecte les 5 premiers centimètres des séquences, l'épaisseur de dépôt a été convertie en masse accumulée par unité de surface par événement.

Des questions quant à l'évolution des processus érosifs et de la disponibilité en matériel dans le bassin versant ont été soulevées par cette étude. En effet il est apparu que l'activité torrentielle reconstituée est nulle au cours des périodes d'avancées glaciaires majeures. Cette relation pourrait être expliquée par un forçage climatique car les périodes de froid sont théoriquement moins favorables à la convection, elle-même à l'origine des orages qui causent la majorité des crues torrentielles dans la région. Cependant la cause pourrait aussi être interne au bassin versant avec une diminution de la disponibilité en matériel et des processus érosifs due au recouvrement par le glacier de la marge proglaciaire qui constitue la zone d'apport en matériel. Des éléments issus de la littérature et des observations de terrain suggèrent que l'effet des fluctuations glaciaires est mineur sur le signal de crue reconstitué. Toutefois, cela reste à démontrer. Il n'a pas été possible d'aller plus loin dans cette discussion car la période de temps couverte par la séquence sédimentaire étudiée est relativement courte (270 ans) et ne permet pas d'investiguer d'autres périodes où le glacier était retiré. L'absence de restes de végétaux terrestres excluait la possibilité de prolonger cet enregistrement. Le site du Lac Blanc des Aiguilles Rouges (BAR) présente des caractéristiques très proches de celui-ci. Il a donc été utilisé pour étendre cette chronique. Son étude fait l'objet du chapitre suivant.

Chapitre 2

Le Lac Blanc (Massif des Aiguilles Rouges)

1. Introduction

L'étude du Lac Blanc des Aiguilles Rouges (BAR) fait suite aux travaux menés par Vincent Lignier (2001 ; voir référence dans l'article). Vincent Lignier avait dans le cadre de sa thèse identifié dans la séquence sédimentaire des dépôts événementiels attribués en partie à des dépôts de crue. Des observations microscopiques du sédiment avaient mis en évidence la présence de restes végétaux susceptibles d'être datés au carbone 14. Caler la chronologie des séries sédimentaires est un préalable incontournable pour identifier l'évolution des événements catastrophiques dans le temps.

L'objectif de l'étude du Lac Blanc des Aiguilles Rouges (BAR) était de prolonger la démarche initiée au Lac Blanc de Belledonne (BLB ; Partie II, Chapitre 1) afin de reconstituer l'activité torrentielle passée à partir des archives lacustre. Les caractéristiques très similaires des deux sites autorisaient une approche comparative et la présence suggérée de restes de végétaux terrestres du Lac Blanc BAR permettait de caler les événements torrentiels sur le temps long. Le second objectif était de réaliser une chronique de crue proche de celle du Lac d'Anterne pour confirmer l'interprétation climatique réalisée par Giguët-Covex *et al.* (2011 ; 2012). En effet la reconstitution de l'hydrologie et des extrêmes acquise à partir de la séquence du Lac d'Anterne souffre de perturbations liées aux activités pastorales dans le bassin versant rendant son interprétation climatique délicate. La situation du Lac Blanc BAR dans un bassin proglaciaire peu propice aux activités pastorales et à une faible distance du Lac d'Anterne (environ 10 km) permettait de répondre à ce second objectif.

L'étude sédimentologique et géochimique haute résolution a été réalisée à partir de trois séquences sédimentaires prélevées le long d'un transect proximal-distal par rapport au delta. Cela a conduit à identifier 195 turbidites au cours des 1400 dernières années ; parmi celles-ci 190 ont pu être associées à des dépôts de crues. L'intensité des crues a été reconstituée à partir de l'épaisseur des dépôts. L'épaisseur est ici représentative de la fraction la plus grossière de chaque dépôt. La chronique de crues obtenue est cohérente avec celle réalisée au Lac Blanc BLB, supportant l'hypothèse que la probabilité d'occurrence d'événements de forte intensité augmente pendant les périodes les plus chaudes. Au cours du dernier millénaire, la comparaison avec des reconstitutions de températures régionales, paléohydrologiques et glaciaires suggère également que les événements les plus intenses ont eu lieu au cours des périodes plus chaudes, c'est à dire au cours de l'Optimum Médiéval (800-

1300 AD) et du réchauffement climatique actuel. A l'échelle pluri-séculaire, la fréquence de crue semble suivre l'évolution de « l'humidité régionale ». A une échelle de temps pluri-décennale, presque tous les pics de fréquence de crues correspondent à des périodes plus chaudes.

Cette chronique de crues apporte de nouveaux éclairages, suggérant notamment que l'augmentation de température favorise l'augmentation à la fois de la fréquence et de l'intensité des crues torrentielles à l'échelle pluri-décennale. A l'échelle de temps pluri-séculaire « l'humidité régionale » semble favoriser la fréquence des crues au cours de périodes froides. Notre recherche semble mettre en évidence des interactions complexes, et dépendantes des échelles de temps, entre les apports d'humidité liés aux circulations atmosphériques à une échelle pluri-séculaire et les conditions météorologiques continentales qui influencent la stabilité de la masse d'air à une échelle pluri-décennale. Interactions qui devraient être prises en compte à l'avenir pour les projections des impacts du réchauffement climatique sur les extrêmes hydrologiques.

2.A. Article intitulé:

**New evidences of enhanced mountain-river flood activity
during warmer periods of the last millennium in NW European Alps**

B. Wilhelm¹, F. Arnaud¹, P. Sabatier¹, O. Magand², E. Chapron³, T. Courp⁴, K. Tachikawa⁵,
B. Fanget¹, E. Malet¹, C. Pignol¹, E. Bard⁵, J.J. Delannoy¹

Soumis à Journal of Quaternary Science

(1) EDYTEM, Université de Savoie-CNRS, Pôle Montagne, 73376 Le Bourget du Lac

(2) LGGE, Université Joseph Fourier-CNRS, 54, rue Molière, 38402 Saint-Martin d'Hères

(3) ISTO, Université d'Orléans-CNRS-BRGM, Observatoire des Sciences de l'Univers en région Centre, 1A rue de la Férollerie, 45071 Orléans Cedex 2

(4) CEFREM, Université de Perpignan via Domitia-CNRS, 52 Avenue Paul Alduy, 66860 Perpignan Cedex

(5) CEREGE, Université Aix-Marseille-CNRS, Europole de l'Arbois, BP 80 13545 Aix-en-Provence Cedex 04

2.A.1. Abstract

A high-resolution sedimentological and geochemical study was performed on a proximal-distal core transect from a high-altitude Alpine proglacial lake (Lake Blanc, Aiguilles Rouges,

2352m a.s.l.). This led to the identification of ~195 turbidites, among which ~190 are related to flood events over the last 1400 years. The intensity of each flood event has been assessed from the thickness of its associated turbidite, which is linked to the coarsest sediment fraction of the turbidite. The resulting flood chronicle presents a good concordance in the flood timing with a previous study performed on another similar site and covering the last 250 years. This supports the previously proposed hypothesis of an increasing probability of intense flood during warmer periods in NW Alps. Over the last millennium, the comparison with regional temperature, paleohydrological and glacier reconstructions suggests also that the most intense events occurred during the warmest periods, i.e. during the Medieval Climate Anomaly (800-1300 AD) and the current global warming. In addition, the flood frequency seems to follow the regional precipitation pattern at a multi-centennial time scale, according to lake level variations and large river activity. However, at a multi-decadal time scale, almost all peaks of flood frequency correspond well to warmer periods. This new NW-Alpine flood chronicle brings thus new evidence supporting that regional climate warming favours the increase of flood frequency and intensity at a multi-decadal time scale, while the regional wetness appeared to affect the variability of flood frequency at a centennial time-scale.

Keywords: lake sediment, flood frequency, flood intensity, last millennium, climate change, warming

2.A.2. Introduction

Extreme precipitation events trigger flash floods causing large human and economic losses (Gaume *et al.*, 2009). According to theoretical concepts and numerical simulations, their frequency and/or intensity are expected to increase in the context of global warming (IPCC, 2007). However, the relationship between such events and past climate change remains difficult to assess. Indeed, the lack of long-term meteorological data at high elevation sites (e.g. Beniston *et al.*, 2007) and the stochastic occurrence of extreme events preclude the identification of long-term trends. It is hence essential to reconstruct long-term geological records of intense events to extend documented records beyond the observational data. This will enable a better understanding of local to regional flood hazard patterns in the context of global warming and hence improve predictive models (Solomon *et al.*, 2007, and references therein).

Lake sediments are continuous records in which the identification of high-energy sediment layers allow to reconstruct flash-flood calendars (e.g. Arnaud *et al.*, 2002; Gilli *et al.*, 2003; Bøe *et al.*, 2006; Moreno *et al.* 2008). In addition paleo-flood intensity can be reconstructed from the size of the coarsest sediment fraction of flood layers, reflecting the

stream flow velocity (Campbell, 1998; Parris *et al.*, 2010). In some cases the thickness of flood deposits can also be used as a flood-intensity proxy (Nesje *et al.* 2001, Wilhelm *et al.*, in press).

In European Alps, only few studies have attempted to reconstruct both frequency and intensity of extreme floods from lake sediments. From this sparse experience, it appeared that proglacial lakes (Stewart *et al.*, 2012; Wilhelm *et al.*, in press) are good candidates as they are less sensitive to human-driven processes which often dominate the climate-erosion-sedimentation interplays (Dapples *et al.*, 2002; Giguet-Covex *et al.*, 2011). It also appeared a relationship between flood activity and temperature with an increase of flood frequency and intensity during warmer periods, over the last 250 years (Wilhelm *et al.*, in press). One the main limits of proglacial lakes can be the absence of macroremains for radiocarbon-dating, precluding the extension of such records. In this, Lake Blanc Aiguilles Rouges is well-suited as its catchment area is both hosting a glacier and some sparse vegetation. It has hence been chosen for this study in the aim of establishing a millennial-long record of both frequency and intensity of extreme floods. We hence aim at testing the hypothesis of a reinforcement of flood frequency and intensity during warmer periods over a time span covering both ancient warm - Medieval Climate Anomaly - and cold - Little Ice Age - periods.

2.A.3. Study area

Lake Blanc (2352m a.s.l., 45°58'57"N, 6°53'20"E) is located in front of the Mont-Blanc massif, on the right bank of the Arve River, in a proglacial cirque of 1 km² (FigureII.2.1.A). The geology is mainly made up of gneiss. A small lens of sedimentary rocks (quartzite and limestone) is however present at the top of the highest peak, the Aiguille du Belvédère. The roches moutonnées and the thick glacial deposit show an important past erosion of the substratum by the local glacier of Belvédère. Currently this glacier is largely retreated, occupying *ca.* 4% of the catchment area whereas the glacial-deposit area covers *ca.* 30%. This larger area may correspond to the maximum advance of the glacier of Belvédère during the Little Ice Age (LIA), given the absence of vegetation on the glacial deposit. The glacier-eroded material from this area is continuously eroded and transported by the proglacial torrent. This triggers a continuous input of glacial flour which maintains lake waters turbid throughout the thaw period. The importance of detrital input is also marked by the large delta (FigureII.2.1.). From November to May, the catchment area is covered by snow and the lake is frozen. The sediment input thus occurs only during summer and early autumn. An exceptional snow avalanche occurred during the winter of 1986, destroying the upper floor of the old refuge (FigureII.2.1.A). It has also been described that a part of lake-ice covers and some fine sediments were expelled out of the Lake Blanc and of the small lake

located downstream (Lignier, 2001 and references therein). Characteristics of the catchment area (small size, steep slopes, high-elevation and the presence of easily erodible material) and of the Lake Blanc itself (small size, large delta and the period of free ice-cover) are hence very similar to the previous studied Lake Blanc of Belledonne (Wilhelm *et al.*, in press), suggesting this site is pertinent to extend the previous flood chronicle.

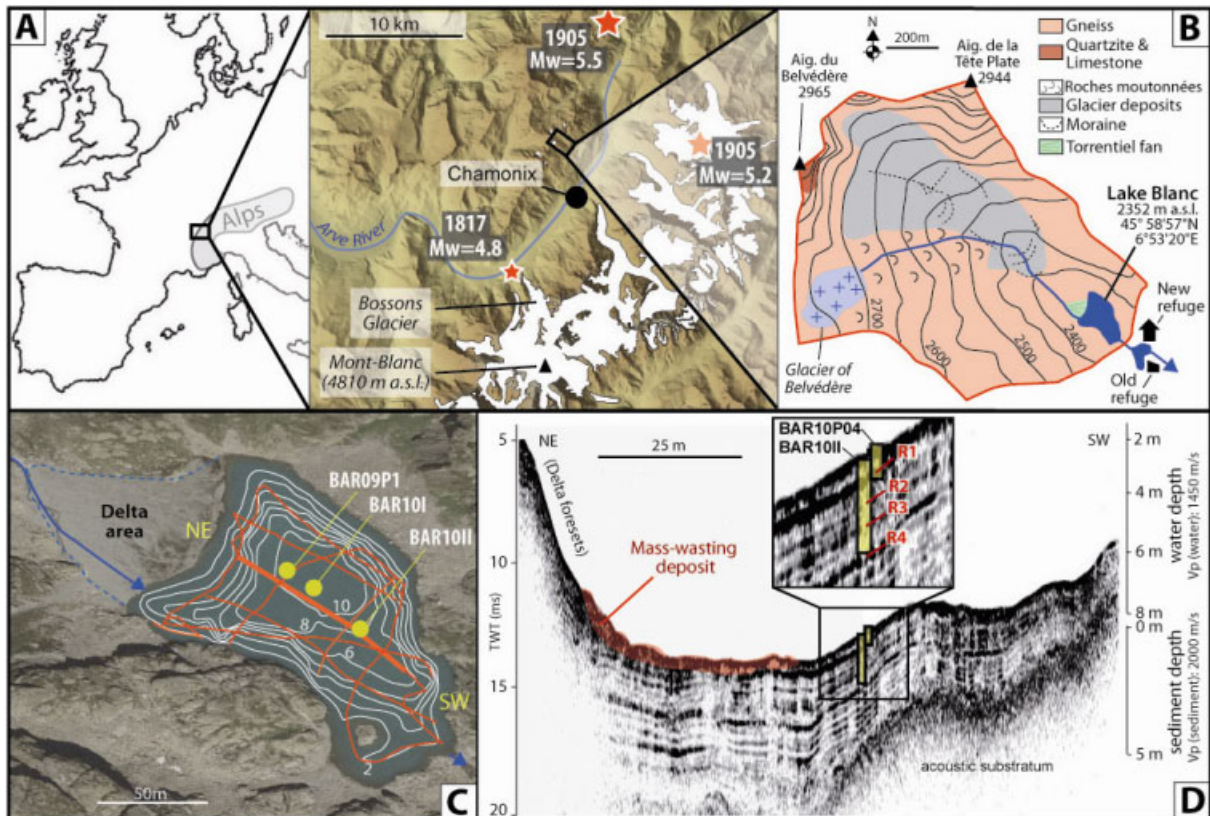


Figure II.2.1. (A) Location of Lake Blanc in the NW European Alps. (B) Geological and geomorphological characteristics of the catchment area. Red stars indicate the major historic earthquakes close to Chamonix and their respective magnitude (Lambert and Levret-Albaret, 1996). (C) Bathymetric map, coring sites, seismic grid and location of the seismic profile shown in panel C. (D) NE-SW seismic profile with positions of the core BAR10II and of the four upper high-amplitude reflections labelled downward R1 to R4, respectively.

2.A.4. Materiel and methods

2.A.4.1. Seismic survey and coring

The lake bathymetry and the geometry of its sedimentary infill were investigated in September 2008 by high-resolution seismic profiling using an INOMAR SES-2000 Compact system with a mean frequency of 8 kHz. This sub bottom profiling system coupled with DGPS navigation was used from an inflatable boat and a dense grid of profiles was realized (Figure II.2.1.C). Based on this database, coring sites were selected in the main basin along a

proximal-distal transect from the delta where the infill is the thickest and less affected by sub aquatic mass wasting processes.

A short gravity core (BAR09P1; 45°58'58.7"N, 6°53'19.6"E) and two long cores (BAR10I; 45°58'58.27"N, 6°53'20.53"E and BAR10II; 45°58'57.66"N, 6°53'21.45"E) were retrieved in winters 2009 and 2010 from the frozen surface of the lake using an UWITEC gravity corer and a piston corer, respectively. Multi-coring aims at assessing the spatial extension of deposits in the lake basin, in complement of seismic investigations. Both BAR10I (2.8m) and BAR10II (2.5m) coring were stopped on a horizon made up of semi-angular decimetric blocks in the middle of the lake sediment infill. Cores BAR10I and BAR10II are made up of 3 and 4 sections, respectively, plus a short gravity-core per site (BAR10P02 and BAR10P04, respectively) providing a well-preserved water-sediment interface. The deepest BAR10I section was lost and is thus missing in the composite sequence. Composite sequences were constructed based on thick and well-marked graded beds appearing in each section, allowing a precise and reliable stratigraphic correlation.

2.A.4.2. Core description and logging

Cores were split lengthwise, photographed with a high resolution (20 pixels/mm) and a detailed description was made to determine the different sedimentary facies based on macroscopic visual features. Identification of sedimentary facies in the three cores allowed us to establish the stratigraphic correlation between them. Physical measurements (P-wave velocity and gamma-ray attenuation bulk density) were achieved to calibrate the seismic data, using the GeotekTM mutlisensor core-logger of the Chrono-Environnement laboratory. Grain size was measured on core BAR10II (Malvern Mastersizer 2000) following a continuous sampling interval (5mm). The median (Q_{50}) and the coarsest fraction (Q_{90}) were used to characterize interbedded deposits (Passega, 1964; Shiki *et al.*, 2000; Mulder *et al.*, 2001). In addition the thickness of interbedded deposits as well as their Q_{90max} (i.e. the highest Q_{90} value of each one) were also documented in the aim of characterizing the quantity of mobilized sediment according to the water-current energy (Campbell 1998, Parris *et al.*, 2010). Geochemical elemental analysis was carried out using X-ray fluorescence (XRF) core scanner ItraxTM (Cox Analytical System) at the CEREGE laboratory. A Chromium tube was used (35 keV, 40 mA) with a 15s count-time and a 1mm-sampling step. Obtained element peak areas are proportional to concentrations of each element (Tachikawa *et al.*, 2011). Among the measured elements, Iron (Fe), Calcium (Ca) and Zirconium (Zr) were investigated as high-resolution grain-size proxies permitting the identification of the thinnest interbedded deposits (Cuven *et al.*, 2010, Giguet-Covex *et al.*, 2011; Wilhelm *et al.*, in press) and as an help to constrain the stratigraphic correlation of the three cores.

2.A.4.3. Dating methods

¹³⁷Caesium (Cs) measurements were performed at the LGGE (Grenoble) on the upper 70cm of the core BAR09P1 following a non-regular sampling step of approximately one centimetre, following facies boundaries. Only the thick interbedded bed from 6 to 24cm, considered as an instantaneous deposit was not measured. ¹³⁷Cs was introduced in the environment by human activities because of atmospheric nuclear weapon tests (AD 1958-1963) and the Chernobyl accident (AD 1986; Radakovitch *et al.*, 1999). The appearance of ¹³⁷Cs in the sedimentary record can thus be used as a chronostratigraphic marker of the end of the 1950's. Furthermore small-size vegetal macro-remains were sampled at the base of flood deposits. When the identification was possible pine needles and herbaceous stems were recognized and sent for AMS ¹⁴C analysis at the French national facility "LMC14". Owing to the lack of vegetal remains in the deepest part of the sediment record, bulk sediment was also sampled to test the reliability of a bulk-sample age. For this propose a sediment layer was both sampled for ¹⁴C analysis of bulk sediment sample and vegetal remains. Obtained ¹⁴C ages were calibrated (Intcal09 calibration curve, Reimer *et al.*, 2009) (Table II.2.1.). The ¹⁴C age resulting from the bulk-sediment sample appeared twice more important than the ¹⁴C age of the vegetal remains of the same layer. This may be owing to fossil carbon coming from the sedimentary rocks or the aquatic organic matter. Above all, this precluded a reliable dating of the deepest part of the sediment record.

Code Lab	Core	Core depth (cm)	Cumulated depth for core BAR10II (cm)	Synthetic depth for core BAR10II (cm)	Material	Radiocarbone age BP	Age cal. AD (±2 sigmas)
SacA 16864	BAR09P1	74.5-75.5	41-42	14.3	VR	165 ± 30	1662-1953
SacA 16865	BAR09P1	92.6-94	46.5-47.5	17.5	VR	260 ± 30	1519-1951
SacA 21322	Bar10 I 04Ab	82-83	74.5-75.5	31.8	VR	945 ± 30	1024-1157
SacA 21318	Bar10 II 02A	32-33	76-77	32.5	VR	410 ± 30	1431-1620
SacA 21321	Bar10 I 02Ab	58-59	96.5-97.5	48.6	VR	470 ± 30	1410-1457
SacA 21323	Bar10 I 02Ab	111-112	139-140	66	VR	765 ± 30	1219-1282
SacA 21324	Bar10 I 02Ab	111-112	139-140	66	Bulk	2035 ± 30	160BC-50
SacA 21319	Bar10 I 04Bb	62-63	169-169	77.8	VR	1025 ± 30	900-1146
SacA 21320	Bar10 I 04Bb	71-72	176-177	81.2	VR	1295 ± 30	663-773

Table II.2.1. Radiocarbon age list. Cumulated and synthetic depths are all indicated for core BAR10II, based on the stratigraphic correlation shown figure 2. The synthetic depth was calculated by removing graded beds, corresponding to instantaneous deposits. Samples in italic correspond to dates excluded to build age-depth model. See text for explanation, nature of samples and calibration procedures. VR means Vegetal Remains.

The age-model was generated using the R-code package "clam" (Blaauw, 2010) on the most distal core (BAR10II) to avoid as much as possible high-energy sediment events with eroding effect. Based on the stratigraphic core correlation (Figure II.2.2.), depths of all ¹⁴C samples were thus recalculated on this core (Table II.2.1.).

2.A.5. Results

2.A.5.1. Lake morphology and sediment infill

The seismic signal easily penetrated the regularly stratified lacustrine sediments in the main basin but became scattered and absorbed at the acoustic basement and towards the NE of the basin, where a steep delta is developed (Figure II.2.1.). According to P wave velocity measurements on sediment cores, a mean velocity of 2000 m/s should be used to estimate the thickness of the basin fill. Figure 1D illustrates that the progradation of the delta into the lake develop steep fore set beds (with very limited acoustic penetration) and well stratified bottom set beds in the deeper basin. These bottom set beds are up to ca. 5 m thick close to the delta but they are quickly thinning towards the lake outlet and developing several high amplitude sub parallel reflections (labeled R1 to R4) in the main basin. Close to the lake floor and at the foot of the prodelta, a chaotic to transparent lense-shaped body is also identified and extending over most of the main basin. This is the typical acoustic signature of a sub aqueous mass wasting deposit in clastic lakes having steep slopes (Chapron *et al.*, 1999; 2007; Schnellmann *et al.* 2006; Fanetti et al, 2008).

2.A.5.2. Lithostratigraphical description

The sediment is mainly made up of finely-laminated silty-clay sediments in which are interbedded a coarse-grain layer, three disturbed layers and numerous millimetre-to-centimetre thick normally graded beds.

Coarse-grain layer

A coarse-grain layer is present at 158 cm in core BAR10II. It is mainly made up of coarse sand and small angular gravels in a silty-clay matrix (Figure II.2.2. and 3). Those characteristics are highlighted by the isolated position of this layer in the Passega-type diagram, with very high Q_{90} values for a weak Q_{50} value (Figure II.2.4.).

Disturbed layers

A disturbed layer is present from 22 to 37 cm in the most proximal core BAR09P1 and is topped by a 16-cm thick normally graded bed (Figure II.2.2.). A second disturbed layer appears at 55-61 cm in BAR10II, localized at the foot of the western steep slope and is topped by a thin normally graded bed. The third and deepest disturbed layer is found at 258-260 cm in BAR10I and corresponds to a flattened fold resulting in duplication of a pluri-millimetre

bed. In addition this disturbed layer is topped by two 4-cm thick graded beds which are identical to the two ones found below the disturbed layer.

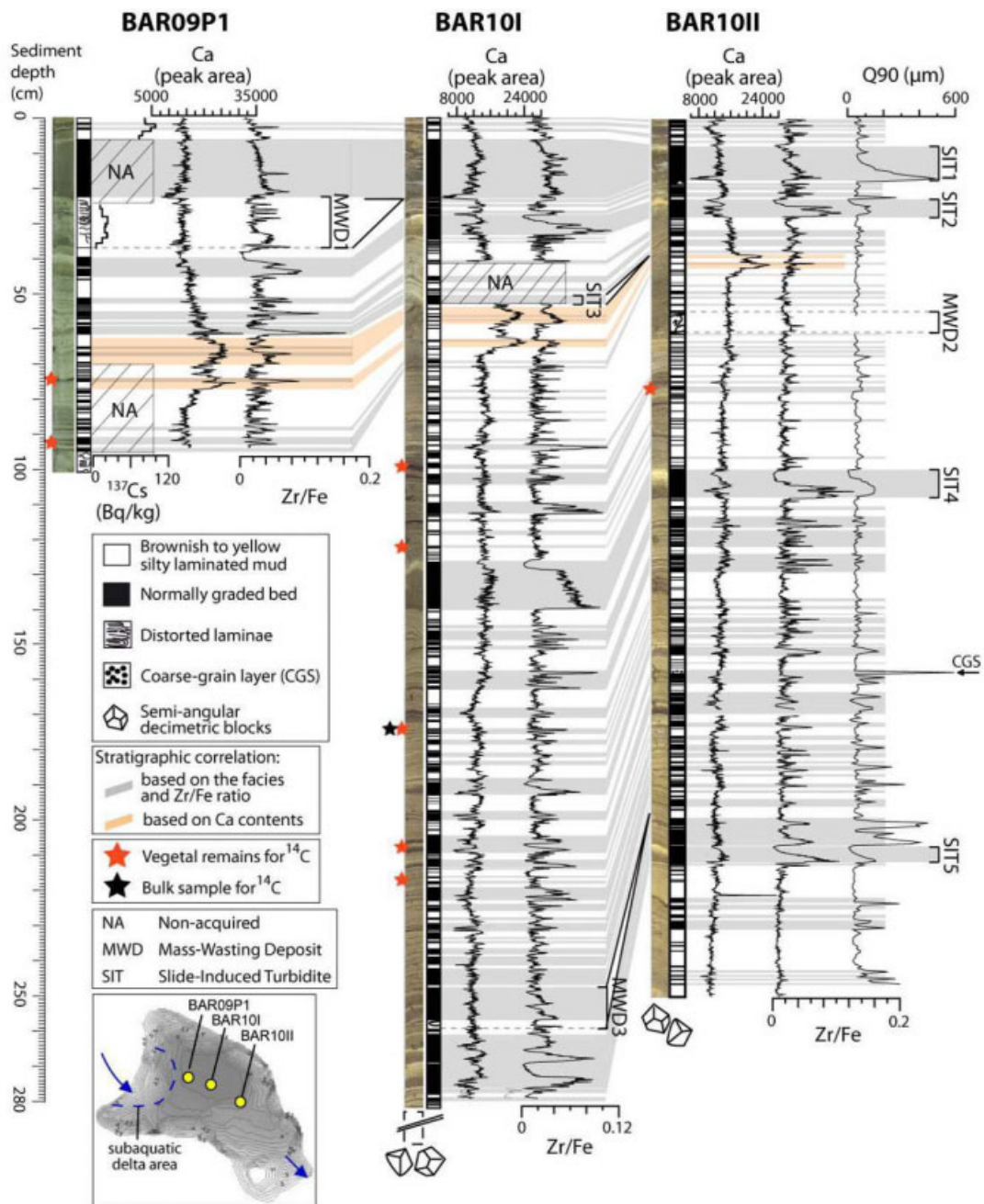


Figure II.2.2. Lithological descriptions of cores and stratigraphic correlation based on sedimentary facies, calcium (Ca) relative contents and the Zr/Fe ratio. The Zr/Fe ratio, used as a high-resolution grain-size proxy, is shown close to the coarse percentile (Q90). The ^{137}Cs profile of BAR09P1 is shown and available ^{14}C samples are indicated by red and black stars.

Graded beds

Graded beds are characterized by a higher density, sharp, coarse and rarely erosive base and a fining-upward trend according to the synchronous decrease of both Q_{50} and Q_{90}

(Figure II.2.2., II.2.3 and II.2.4). Only one clear erosive contact was identified around 18cm depth, at the base of the thickest graded bed. According to the stratigraphic correlation, these beds are generally located over the entire lake basin regardless their thickness (Figure II.2.2.). One exception appears with a graded bed only found at *ca.* 60cm in BAR09P1 and 50cm in BAR10I, indicating a restricted location of this layer in the deepest part of the lake basin. Furthermore when plotted in a thickness vs. Q_{90max} plot positions of BAR10II graded beds present two distinct clusters (Figure II.2.4.). The left cluster includes most of graded beds and is characterized by a significant thickness- Q_{90max} relationship ($r=0.79$). The right cluster comprises only the four thickest beds. Graded beds from the left cluster were labelled FIT on figure 4 because they are interpreted as flood-induced turbidites (see §5.1.3). Those from the right cluster were labelled SIT on figures 2 and 4 because they are interpreted as slide-induced turbidites (see §5.1.2.). One can notice that depths of high-amplitude seismic reflections correspond well with some SIT; R1 corresponds to SIT2, R2 to SIT4 and R3 to SIT5 (Figure II.2.1. and 2).

2.A.5.3. High-resolution mineral geochemistry

Calcium contents

Evolution of relative Ca contents shows few variations with only two well-marked peaks in the upper part of the sediment sequence. The absence of significant evolution in the graded beds precludes the use of this geochemical element as a grain-size proxy. However, the presence of the two peaks in the three cores allows using them as additional stratigraphic markers for the core correlation (Figure II.2.2.).

Iron and Zirconium contents

Evolution of relative Fe contents vs. sediment depth (Figure II.2.3.) revealed increases in tops of millimetre-to-centimetre graded beds, suggesting Fe enrichment in the finest fraction (Cuvén *et al.*, 2010; Wilhelm *et al.*, in press). Potassium (K), mainly related to the clay fraction and Fe are covariant ($r=0.85$) indicating that Fe content evolves mainly according to the grain size, rather than oxydo-reduction processes. Comparison between Fe and the grain size fraction under $4\mu m$ shows indeed a good concordance (Figure II.2.3.). Evolution of Zr contents reveals an opposite behaviour with an enrichment in the basal part of the graded beds and thus in the coarsest fraction as shown by the Q_{90} curve (Figure II.2.3.). Zr/Fe ratio can thus be used as a high-resolution proxy of relative grain-size evolution to detect millimetre-scale graded beds.

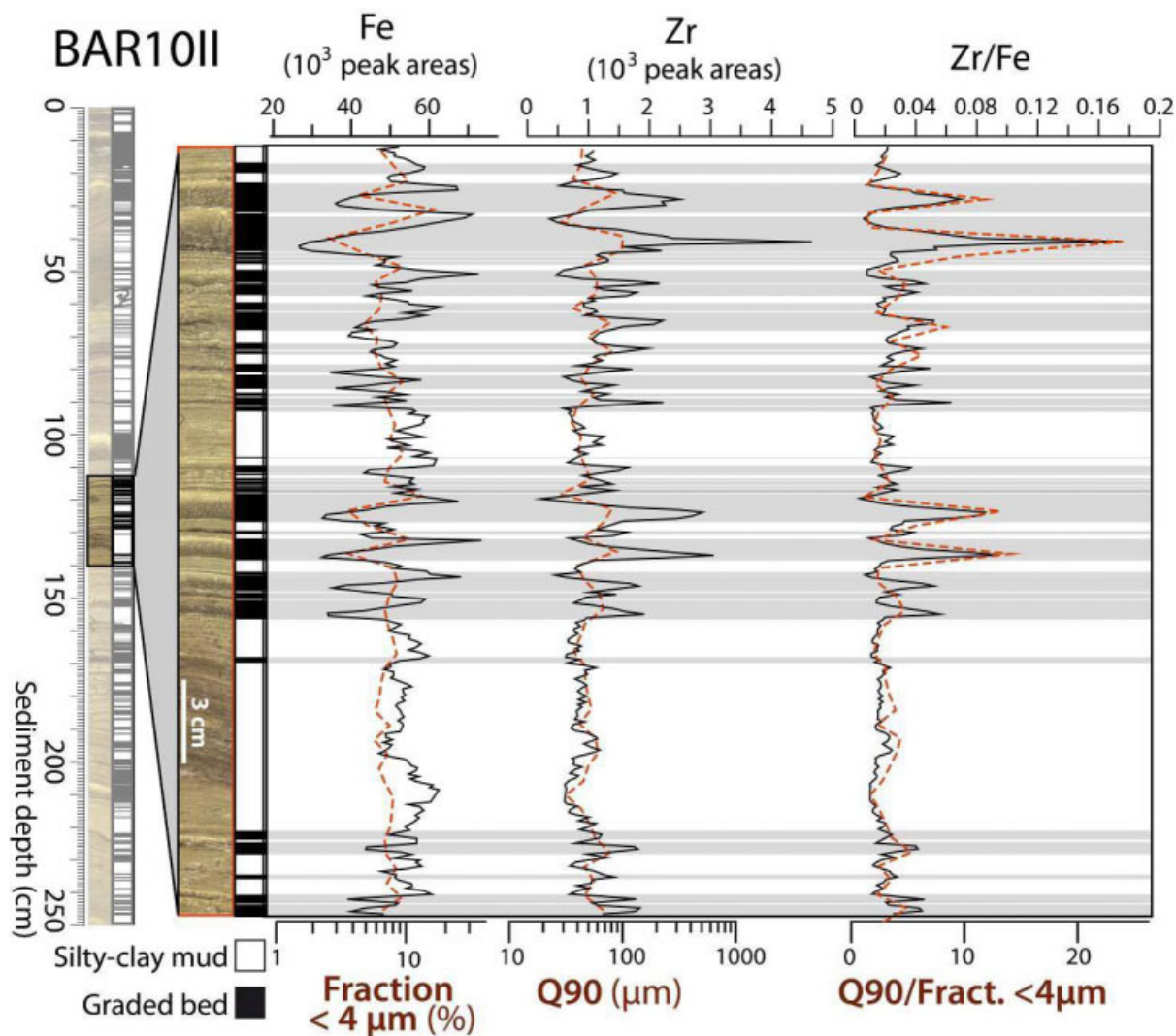


Figure II.2.3. High-resolution investigation of the relationship between geochemical (Fe and Zr) and grain size (fine fraction and Q90) variations.

2.A.5.4. Dating results

^{137}Cs activity measurements reveal its presence until the base of the disturbed layer of core BAR09P1 (MWD1, Figure II.2.2.). Below this layer, Caesium activities are null. This indicates that the material of the disturbed layer is more recent than AD 1958.

Interbedded deposits were all associated to short-time sedimentary processes and were thus considered as instantaneous deposits (see §5.1). Hence, we excluded these deposits to construct a synthetic sedimentary record before age-depth modelling (Arnaud *et al.*, 2002; Bøe *et al.*, 2006; Giguet-Covex *et al.*, 2011). Age-depth relationship was then calculated by linear interpolation, using the “clam” R-code package (Blaauw, 2010). It results a sequence covering the last two millennia. However, owing to the absence of ^{14}C ages in the deepest part of the sediment record, only the upper 190 cm of BAR10II (i.e. the upper 85 cm of the synthetic sedimentary record, Figure II.2.5.) covering the last 1400 years will be discussed below.

2.A6. Discussion

2.A.6.1. Several different origins of interbedded deposits

Avalanche origin

The local and exceptional presence of coarse sand and gravels in the unsorted coarse-grain layer at 158 cm in core BAR10II (Figure II.2.2.) suggests that this deposit results from drop-stone accumulation due to the ice-melting after a dirty avalanche (Seierstad *et al.*, 2002; Chapron *et al.*, 2007; Guyard *et al.*, 2007).

Mass movement origin

The preservation of laminae under and above the disturbed layers precludes a coring origin of these sediment disturbances. Naturally-disturbed sediment layers are usually described as mass-wasting deposits (MWD), resulting initially from a slide of slope sediments and evolving into different kinds of massflows or turbidites (e.g. Shiki *et al.*, 2000; Monecke *et al.*, 2004; Schnellmann *et al.*, 2005; Chapron *et al.*, 1999; 2007; Girardclos *et al.*, 2007; Bertrand *et al.*, 2008; Fanetti *et al.*, 2008). Supporting such a mass movement origin, depth and location of the thick disturbed layer of BAR09P1 (MWD1, Figure II.2.2. and 3) match well with the MWD recognized from seismic data (Figure II.2.1. and 2). However, the disturbed layer MWD2 does not correspond to such a seismic-detected event. This may result from the thickness of the layer (8cm thick) which is under the vertical resolution of the seismic data (~20cm) or from sediments certainly less dense in MWD2 than in the case of MWD1 coming from the delta. Furthermore the duplicated sediment sequence separated by the folded layer in BAR10I may only be explained by a slide from the delta slope to the deepest part of the lake basin. Thus, the folded layer and the overlying two beds were also interpreted as a mass wasting deposit (MWD3, Figure II.2.2.). From the seismic data, the thick graded bed (indicated by SIT5, Figure II.2.2.) located just below MWD3 may correspond to the high-amplitude reflection R3 (Figure II.2.1.). Furthermore one can notice the interruption of the high-amplitude reflection R3 in the deepest part of the lake basin, probably associated to MWD3.

On another hand, graded beds are common features in lake sediments where they are associated to turbidity currents triggered either by flood events or by mass movement (e.g. Sturm and Matter, 1978; Shiki *et al.*, 2000; Arnaud *et al.*, 2002; Gilbert *et al.*, 2006; Mulder and Chapron, 2011; Wilhelm *et al.*, in press). In the latter case, they result from the part of sediments that are transported in suspension during the mass movement and deposited over

the mass wasting deposit and/or further in the lake basin (e.g. Shiki *et al.*, 2000; Schnellmann *et al.*, 2005; Girardclos *et al.*, 2007; Fanetti *et al.*, 2008).

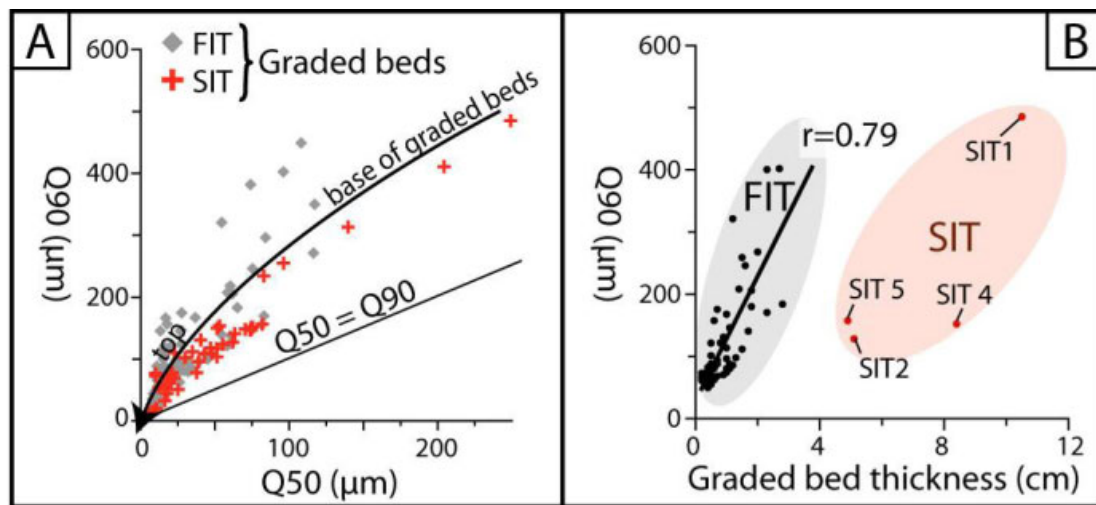


Figure II.2.4. Grain size characteristics of graded beds of the core BAR10II on a Passee-type diagram (A) and on a Q_{90max} vs. deposit thickness plot (B). FIT means Flood-Induced Turbidite and SIT Slide-Induced Turbidite.

Such graded beds are thus generally characterized by a restricted location in the lake basin and often by a larger quantity of mobilized sediment than when they result from flood events (e.g. Shiki *et al.*, 2000; Schnellmann *et al.*, 2005; Fanetti *et al.*, 2008; Wilhelm *et al.*, in press). The identification of a well-marked graded bed only in the deepest part of the lake basin (indicated by SIT3, Figure II.2.2.) suggests thus that this bed corresponds to a slide-induced turbidite (SIT). Furthermore the thick graded bed indicated by SIT1 in figure 2 overlies directly MWD1. Hence, this bed results certainly from the deposition of sediments suspended into the water column during the mass movement that developed MWD1. In addition, the isolated position of SIT1 in the thickness- Q_{90max} diagram (Figure II.2.4.) revealed an infrequent case for which a large quantity of sediment was transported without an exceptional current energy, supporting also a slide-induced turbidite (SIT) interpretation. MWD1 and SIT1 result thus probably from a common mass movement. Three other thick graded beds in core BAR10II present similar characteristics to SIT1 according to the Q_{90} -thickness diagram, forming the right cluster (Figure II.2.4.). This suggests a mass movement origin for all these graded beds, which were thus also considered as SIT (SIT2, SIT4 and SIT5, Figure II.2.2.).

Flood origin

All other graded beds extending over the entire basin can be attributed to a distinct origin as they form a common and distinct cluster in the thickness- Q_{90max} diagram (Figure II.2.4.B). The flood origin is supported by the presence of terrestrial-vegetal remains within

these graded beds and their frequent occurrence (*ca.* 7 years between two deposits). In addition the linear thickness- $Q_{90\max}$ relationship supports sediment processes led by water currents where higher discharge induces more important sediment supply. This significant relationship also suggests that the $Q_{90\max}$ may be directly assessed from the deposit thickness. Each of the ~190 graded beds thinner than 4 cm is hence interpreted as flood-induced turbidites (FIT).

2.A.6.2. Chronological controls of deposits related to mass movements

Ages of the most recent MWD and SIT can be compared with dates of historic events to support the mass movement origin based on the sedimentary features. Origins of mass movement may be related to spontaneous mass failure owing to sediment overloading, snow avalanche, local seismic activity or lake-level variation (Monecke *et al.* 2004). This latter origin seems here to be negligible because the outlet is made up of hard bedrock.

The presence of ^{137}Cs in MWD1 suggests this deposit and the associated overlying SIT1 (Figure II.2.2.) are more recent than AD 1958 while the age-depth model yields a most probable age of AD 1949 (Figure II.2.5.). The difference between the two ages may result from ^{14}C uncertainties and/or from a sedimentary hiatus as suggested by the observed erosive base of SIT1. Over the last decades, no high-magnitude earthquake occurred in the region. However, an exceptional avalanche originating from the upper part of the catchment area blasted away the old refuge which was built on the rock sill damming the lake in AD 1986 (Figure II.2.1.). It suggests thus a hiatus of about 30-40 years under SIT1. Just after the avalanche, local witnesses described the presence of sediment covering the rocky outlet (Lignier, 2001 and references therein). This observation supports the hypothesis that the avalanche-triggered event led to a significant erosion of the lake bottom.

The most probable age of SIT2 is AD 1903 and is in agreement with Emosson and Mont-Banc earthquakes occurring at *ca.* 10 km from the lake in April and August 1905 with magnitudes of 5.5 and 5.2, respectively (Lambert and Levret-Albaret, 1996; Figure II.2.1. and 5). These events have been previously recognized for having triggered mass movements in Lake Anterne located only *ca.* 7 km away from the Lake Blanc (Arnaud *et al.*, 2002). In addition, one can notice that SIT2 is made up of two sub-units with coarse material at the base and in the middle of the deposit according to the Zr/Fe ratio. Each sub-unit probably results from each of the April and August 1905 earthquakes.

The most probable age of SIT3 is AD 1813 and is in agreement with the Chamonix earthquake occurring in AD 1817 with an estimated magnitude of 4.8 (Lambert and Levret-Albaret, 1996; Figure II.2.1. and 5). This event has also been previously recognized for having triggered mass movement in Lake Anterne (Arnaud *et al.*, 2002).

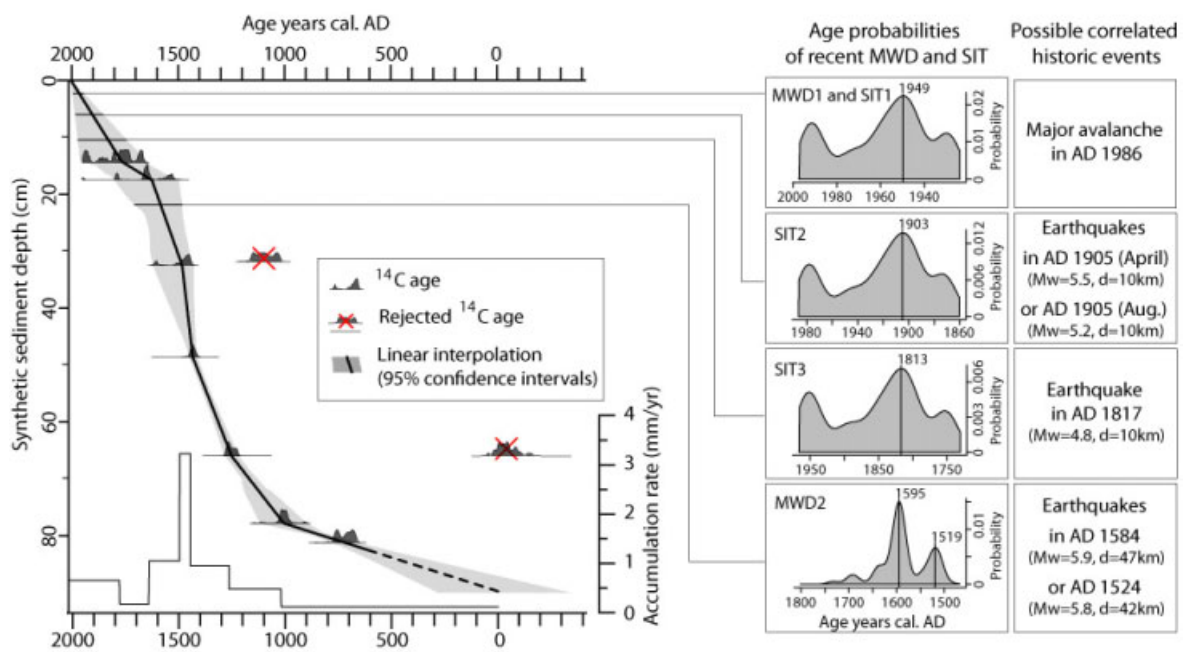


Figure II.2.5. Age-depth relationship of core BAR10II (left panel), age probabilities of the most recent MWD and SIT and possible correlated historic events (right panel).

Finally age probabilities for MWD2 present two peaks, in AD 1595 and 1519. Close to the lake, no earthquake is known for this period. However, two high-magnitude earthquakes occurred during this period at less than 50 km: in AD 1584 (Mw=5.9) on the south-eastern shore of Lake Geneva and in AD 1524 (Mw=5.8) close to Sion (Swiss seismologic service database; <http://www.seismo.ethz.ch/>). According to both the highest age probabilities and seismic magnitude, MWD2 may thus result from the AD 1584 earthquake. However, other identifications of synchronous mass movements in the region are needed to confirm this correlation. Older identified mass movements were dated to AD 1429 (SIT4) and in the roman period for MWD3 and SIT5. However, owing to the absence of reliable historic information, correlations were not investigated. Overall, there is a good agreement between major historic events over the last centuries and the calculated ages of slide-induced deposits, supporting their interpretation and the chronology at least over the last centuries.

2.A.6.3. Paleoflood record

The dating of the 190 FITs led us to build up a flood record from which a 31-yr running sum was calculated to highlight the evolution of the past flood frequency (Figure II.2.6.). In addition, the thickness of each FIT, here interpreted as the flood intensity, was also reported on the flood chronicle to assess periods during which the most intense events occurred over the last millennium. FITs are characterized by high $Q_{90\text{max}}$ values reflecting high-energy sediment inputs (Figure II.2.4.B). Snow melt seems not enough powerful to

trigger such sedimentary deposits (Charpon *et al.*, 2007; Enters *et al.*, 2010). FITs result more probably from high-magnitude river runoff events which erode, transport and spread the moraine material from the glacier foreland over the whole lake basin (Blass *et al.*, 2003; Wilhelm *et al.*, in press). The source of material on one hand and the triggering factors of high river discharge on the other hand are thus the keys for the understanding and the interpretation of the Lake Blanc flood record.

Potential influence of glacier length changes in material availability

The main sediment source in the Lake Blanc catchment is the moraine material which covers 30% of the catchment area. This accumulation of fresh glacier material results from the Neoglacial glacier advances (Holzauser *et al.*, 2005; Ivy-Ochs *et al.*, 2009) and was thus present over the entire studied period. However, large glacier advances/retreats could implicate changes in the material availability in proglacial catchments. Indeed, glacier retreats involving the release of material by ice-cover disappearance could result in an artificial increase of flood- frequency and intensity during the warmer periods, and inversely.

To test this hypothesis, the reconstructed flood chronicle was compared to the continuous and high resolution Bossons and Aletsch glacier reconstructions (Holzauser *et al.*, 2005; Nussbaumer and Zumbühl, 2012; Figure II.2.6.). The glacier of Bossons appears well-suited for the comparison with the glacier of Belvédère as they are close (Figure II.2.1.) and both characterized by short response times to climatic changes (Kuhn *et al.*, 1985; Nussbaumer and Zumbühl, 2012). The reconstruction of the large Aletsch glacier is shown to extend the record over the entire studied period, despite its distinct characteristics resulting in a longer response time. One can notice that high frequencies of flood layers and occurrences of thick ones were reported when glaciers were either largely retreated (e.g. AD 1050 and present time) or close at maximal advances (e.g. AD 1850). Inversely low flood frequency was reported during glacier retreats (e.g. AD 900) as well as glacier advances (e.g. AD 1650). There is thus no evidence in our case of a relationship between glacier and flood activities, suggesting that the variability of the ice cover over the proglacial area does not affect significantly erosion processes and/or the material availability. This can be linked to the persistent possibility of basal till erosion by high-magnitude subglacial runoff events, even during large glacier advances (Benn and Evans, 1998; Davies *et al.*, 2003). Hence, the reconstructed flood signal may be interpreted as climatically-dominated.

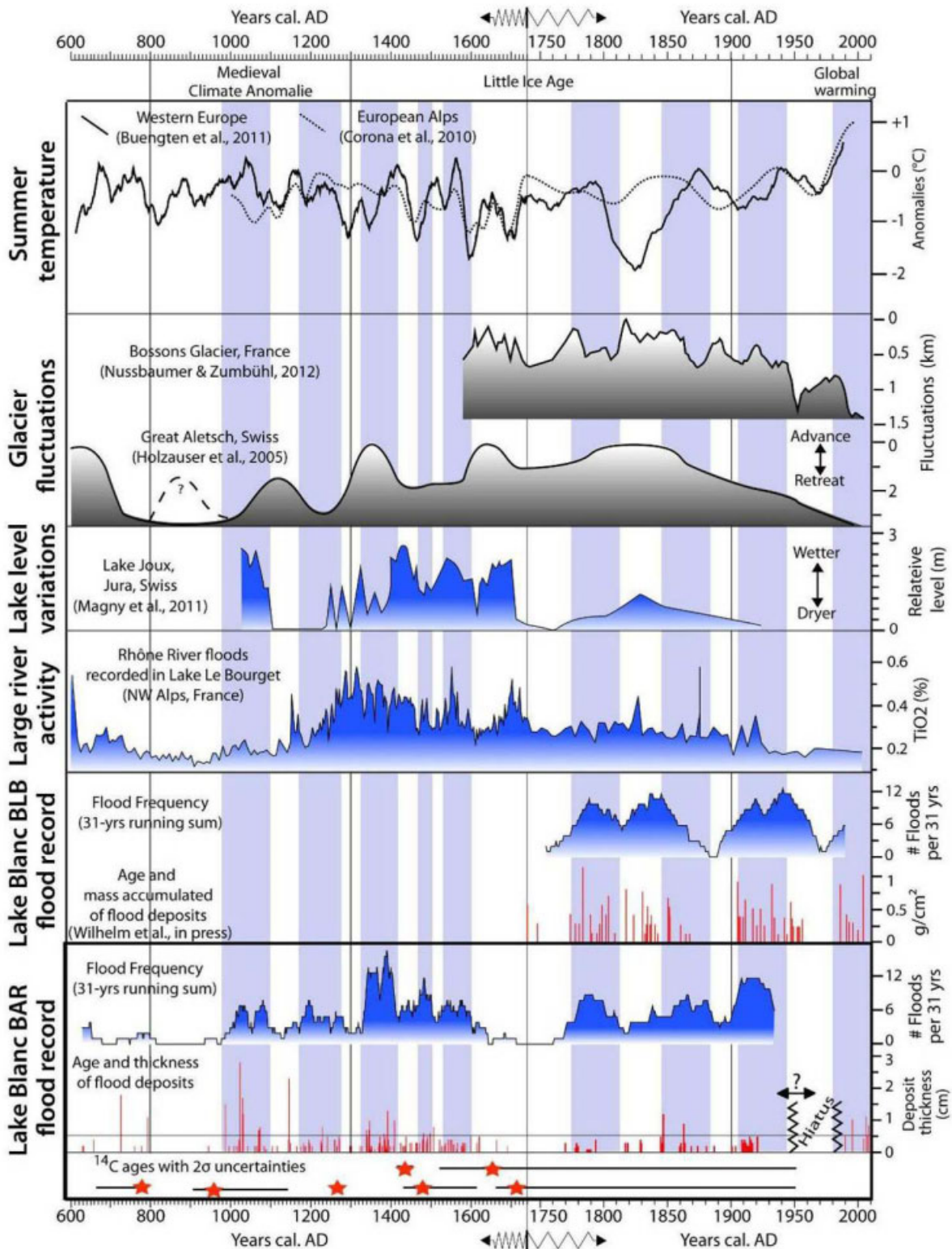


Figure II.2.6. Comparison of the reconstructed BAR flood record (this study) with the Lake Blanc BLB flood record (Wilhelm *et al.*, in press), the Rhône River flood record (Jacob *et al.*, 2009), lake level variations from Joux (Magny *et al.*, 2011), fluctuations of Great Aletsch Glacier (Holzauser *et al.*, 2005) and Bossons Glacier (Nussbaumer and Zumbühl, 2012) and tree-ring-based summer temperature reconstructions for European Alps (Buengten *et al.*, 2006; Corona *et al.*, 2010) and central-western Europe (Buengten *et al.*, 2011). Vertical blue bars indicate periods of high flood frequency, according to the BAR record. Note that the time scale was stretched after AD 1740.

Paleoflood timing in the regional climatic context

At a multi-centennial scale, the MWP (AD 800–1300) is characterized by high summer temperatures based on tree-ring reconstructions (Büntgen *et al.*, 2011; Corona *et al.*, 2010) and rather dry conditions according to records of lake levels in the Jura region (Magny *et al.*, 2004; 2011) or of the nearby large Rhône River activity (Arnaud *et al.*, 2005; Jacob *et al.*, 2009; Figure II.2.6.). Except for a short period around AD 1050 during which wetter conditions occurred (Magny *et al.*, 2011). The Lake Blanc flood chronicle appears consistent with this general dry pattern. One can also notice the occurrence of a well-marked flooding period around AD 1050, associated to the thickest flood deposits interpreted here as high flood intensity. The onset of the LIA (*ca.* AD 1300) marks a progressive shift toward colder and wetter conditions (Millet *et al.*, 2009; Corona *et al.*, 2010; Büntgen *et al.*, 2011; Magny *et al.*, 2011, Figure II.2.6.). At this time, the flooding activity of the Rhône River reaches its maximum of the last millennium (Arnaud *et al.*, 2005; Jacob *et al.*, 2009). At this same period in the Lake Blanc, the highest values of flood frequency are also reached while a progressive decrease in deposit thickness is recorded. The second part of the LIA (after *ca.* AD 1700) is characterized by the coldest temperature, intermediate wetness conditions and a light decrease of the Rhône River activity. A decrease in flood frequency is also reported from the Lake Blanc record. In summary, by comparison between the LIA- and MWP-periods, the most intense events occurred during the warmest period whereas on the contrary, the coldest period was marked by higher flood frequency. Indeed, the Lake Blanc flood frequency is in agreement with the regional wetness and hydrological conditions, suggesting a key role of the wetness on the flood activity at a multi-centennial scale.

Beyond this multi-centennial trend, a sub-centennial signal appears in our flood record of the Lake Blanc (BAR). Over the last three centuries, it can be compared with a recently-established flood reconstruction from the Lake Blanc of the Belledonne massif (BLB), located *ca.* 100 km on the SW (Wilhelm *et al.*, in press). Periods of higher flood frequency appear very similar between the two records and correspond with warmer periods (Figure II.2.6.). Furthermore, periods of high flood frequency also correspond to periods of occurrence of the most intense events in both records. The good agreement of temperature peaks with highest values of BAR flood frequency and intensity suggest such a relationship may be extended over the last millennium. Only a disagreement appears during the period *ca.* AD 1600-1770, characterized by very cold temperatures in the European Alps (Corona *et al.*, 2010). This disagreement during the coldest period of the last millennium might be linked to an internal cause, such as a longer period of lake ice-cover or a temporary presence of permafrost in the proglacial foreland which might limited erosion processes, or to an external cause such as a major change in meteorological phenomena triggering flood event in the area. Permafrost can

not be absolutely excluded at this elevation. However, there is no evidence of ice currently in the whole proglacial foreland (as observed by Stoffel *et al.* (2005) for instance) and previous studies suggested the presence of permafrost at higher elevation for sites of southeastern orientation (Haeberli, 1975). Changes in lake ice-cover and/or in the meteorological conditions may thus be the most probable causes. On the other hand, the comparison with the high resolution reconstruction the Rhône River activity does not reveal persistent relationship at this time scale. This may be explained by the distinct meteorological processes resulting in floods over a large river or a small mountain catchment area. Indeed, a flood of a large river such as the Rhône River is mostly triggered by a long precipitation event owing to a synoptic or frontal type storms (“Long-Rain Floods” type, Merz and Blöschl, 2003). While flood events, in small alpine high-elevation catchment areas, result mostly from intense precipitations triggering by (summer) local convective events (Collins, 1998; Kieffer-Weisse and Bois, 2001; Blass *et al.*, 2003; Merz and Blöschl, 2003).

Hence, our results might suggest that the occurrence of summer convective events, triggering flood events, may be influenced by both the average wetness at a multi-centennial scale and the temperature at a sub-centennial scale. Furthermore the intensity of those events seems to increase with the temperature regardless the time scale. This might suggest that higher is the temperature, more efficient is the convection leading to local heavy rainfalls and in turn to high-intensity flood events. This long-term proxy-based observation is in agreement with theory (e.g. Trenberth, 1999), direct observations (e.g. Beniston *et al.*, 1997) and simulations (Schär *et al.*, 1996; Christensen and Christensen, 2004; Beniston *et al.*, 2007).

2.A.7. Conclusion

Based on a detailed sedimentological study, we show that high elevation terrigenous-dominated lake sediment records can provide valuable and precise information on past hydrological extremes and related patterns. Based on the identification and characterisation of 190 flood-triggered layers deposited over the last 1400 years, our new NW-Alpine flood chronicle brings hence new evidences supporting that warming plays an important role in the flood activity, favouring the increase of both flood frequency and intensity at a multi-decadal time scale. Furthermore, the role of the general wetness appears as a major triggering mechanism which tends to increase the flood frequency at a centennial time-scale. Hence, our study suggests that past extreme flood events result in complex time-scale dependant interplays between air-mass movement - which bring moisture to landmasses - and landmass meteorological conditions which in turn influence the stability of humid air-mass. Such interplays are furthermore complicated by complex reliefs, as it is the case in European Alps. The prediction of precise consequences of the current global warming hence needs to take into account this complexity.

Acknowledgments

B. Wilhelm's PhD fellowship was supported by a grant from the Assemblée des Pays de Savoie and the Communauté de Communes du Grésivaudan. Logistical and financial support was provided by the French National Research Agency's Pygmalion project (ANR BLAN07-2_204489). Radiocarbon dating was performed by the national facility LMC14 in the framework of the INSU ARTEMIS call-for-proposal. The authors would also like to thank Claire Delhon (CEPAM) for her help in identifying vegetal remains, Jean-Pascal Dumoulin (LMC14) for his careful processing of our samples for radiocarbon dating, Marta Garcia for her excellent technical advice on using core scanners, Laurent Perdereau (ISTO) for his contribution to DGPS measurements during the seismic survey, Jean-Charles Sage for his welcome in the Lake Blanc refuge during the surveys and all people who participated to the coring surveys.

2.A.8. References (article)

Arnaud, F., Lignier, V., Revel, M., Desmet, M., Pourchet, M., Beck, C., Charlet, F., Trentesaux, A., Tribouvillard, N., 2002. Flood and earthquake disturbance of ^{210}Pb geochronology (Lake Anterne, North French Alps). *Terra Nova* 14, 225–232.

Arnaud, F., Revel, M., Chapron, E., Desmet, M., Tribouvillard, N., 2005. 7200 years of Rhône river flooding activity in Lake Le Bourget, France: a high-resolution sediment record of NW Alps hydrology. *The Holocene* 15(3), 420–428.

Beniston, M., Stephenson, D.B., Christensen, O.B., Ferro, C.A.T., Frei, C., Goyette, S., Halsnaes, K., Holt, T., Jylhä, K., Koffi, B., Palutikof, J., Schöll, R., Semmler, T., Woth, K., 2007. Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections. *Climatic Change* 81, 71–95.

Benn DI and Evans DJA (1998) *Glaciers and Glaciation*. Edward Arnold, London. 734 pp.

Bertrand, S., Charlet F., Chapron E., Fagel N., De Batist M., 2008. Reconstruction of the Holocene seismotectonic activity of the Southern Andes from seismites recorded in Lago Icalma, Chile, 39°S. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 259; 301–322.

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

Blass A, Anselmetti FS, Ariztegui D (2003) 60 years of glaciolacustrine sedimentation in Steinsee (Sustenpass, Switzerland) compared with historic events and instrumental meteorological data, *Eclogae Geol Helv* 96(1):59–71

Bøe, A.G., Olaf Dahl, S., Lie, O., Nesje, A., 2006. Holocene river floods in the upper Glomma catchment, southern Norway: a high-resolution multiproxy record from lacustrine sediments. *The Holocene* 16(3), 445–455.

- Büntgen U., Tegel W., Nicolussi K., McCormick M., Frank D., Trouet V., Kaplan J.O., Herzig F., Heussner K.U., Wanner H., Luterbacher J., Esper J., 2011. 2500 Years of European Climate Variability and Human Susceptibility. *Science* 331(6017):578-582
- Campbell C., 1998. Late Holocene Lake Sedimentology and Climate Change in Southern Alberta, Canada. *Quaternary Research* 49: 96–101
- Chapron E., Beck C., Pourchet M., Deconinck J.F., 1999. 1822 earthquake-triggered homogenite in Lake Le Bourget (NW Alps). *Terra Nova* 11: 86-92
- Chapron E, Faïn X, Magand O, Charlet L, Debret M, Mélières MA (2007) Reconstructing recent environmental changes from proglacial lake sediments in the Western Alps (Lake Blanc Huez, 2543 m a.s.l., Grandes Rousses Massif, France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 252:586–600
- Christensen O.B., Christensen J.H., 2004. Intensification of extreme European summer precipitation in a warmer climate. *Global and Planetary Change* 44: 107– 117
- Collins D (1998) Rainfall-induced high-magnitude runoff events in highly-glacierized Alpine basins. *Hydrol., Water Resour. and Ecol. in Headwaters*. IAHS Publ. 248:69-78
- Corona C., Guiot J., Edouard J.L., Chalié F., Büntgen U, Nola P., Urbinati C., 2010. Millennium-long summer temperature variations in the European Alps as reconstructed from tree rings. *Climate of the Past* 6: 379–400
- Cuven, S., Francus, P., Lamoureux, S., 2010. Estimation of grain size variability with micro X-ray fluorescence in laminated lacustrine sediments, Cape Bounty, Canadian High Arctic. *Journal of Paleolimnology* 44(3), 803-817.
- Dapples, F., Lotter, A.F., van Leeuwen, J.F.N., van der Knapp, W.O., Dimitriadis, S., Oswald, D., 2002. Paleolimnological evidence for increased landslide activity due to forest clearing and land-use since 3600 cal BP in the western Swiss Alps. *Journal of Paleolimnology* 27, 239-248.
- Davies TRH, Smart CC, Turnbull JM (2003) Water and sediment outbursts from advanced Franz Josef glacier, New Zealand. *Earth Surf. Process. Landforms* 28:1081-1096
- Enters, D., Arnaud, F., Poulénard, J., Giguet-Covex, C., Malet, E., Wilhelm, B., 2009. A Coupled Environmental Monitoring and Lake Sediment Study to Understand Factors Generating Torrential Floods in an Alpine Catchment (Giffre Valley, NW French Alps). *Geophysical Research Abstracts* 11, EGU2009-8837-1, EGU General Assembly, Vienna, Austria.
- Fanetti D., Anselmetti F.S., Chapron E., Sturm M., Vezzoli L., 2008. Megaturbidite deposits in the Holocene basin fill of Lake Como (Southern Alps, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 259: 323–340
- Gaume, E., Bain, V., Bernardara, P., Newinger, O., Barbuc, M., Bateman, A., Blaškovicová, L., Blöschl, G., Borga, M., Dumitrescu, A., Daliakopoulos, I., Garcia, J., Irimescu, A., Kohnova, S., Koutroulis, A., Marchi, L., Matreata, S., Medina, V., Preciso, E., Sempere-Torres, D., Stancalie, G., Szolgay, J., Tsanis, I., Velasco, D., Viglione, A., 2009. A compilation of data on European flash floods. *Journal of Hydrology* 367, 70–78.
- Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Poulénard, J., Disnar, J.R., Delhon, C., Francus, P., David, F., Enters, D., Rey, P.J., Delannoy, J.J., 2011. Changes in erosion patterns during the Holocene in a currently treeless subalpine catchment inferred and from lake sediment geochemistry (Lake Anterne, 2063 m a.s.l., NW French Alps): The role of climate human activities. *The Holocene* 21(4), 651–665.

- Gilbert, R., Crookshanks, S., Hodder, K.R., Spagnol, J., Stull, R.B., 2006. The record of an extreme flood in the sediments of montane Lillooet Lake, British Columbia: implications for paleoenvironmental assessment. *Journal of Paleolimnology* 35, 737–745.
- Gilli A, Anselmetti FS, 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(1):49–58
- Girardclos S., Schmidt O.T., Sturm M., Ariztegui D., Pugin A., Anselmetti F.S., 2007. The 1996 AD delta collapse and large turbidite in Lake Brienz. *Marine Geology* 241: 137–154
- Guyard H, Chapron E, St-Onge G, Anselmetti FS, Arnaud F, Magand O, Francus P, Melières MA (2007) High-altitude varve records of abrupt environmental changes and mining activity over the last 4000 years in the Western French Alps (Lake Bramant, Grandes Rousses Massif). *Quaternary Science Reviews* 26:2644-2660
- Haeberli, W., 1975. Untersuchungen zur Verbreitung von Parmafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). *Mitteilung der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich* 17, 221 p.
- Holzhauser, H., Magny, M., Zumbühl, H.J., 2005. Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene* 15, 789–801
- IPCC, Kostaschuck, R.A., MacDonald, G.M. (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2007. *Climate change 2007—the physical science basis*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Ivy-Ochs S., Kerschner H., Maisch M., Christl M., Kubik P.W., Schlüchter, 2009. Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. *Quaternary Science Reviews* 28 : 2137–2149
- Jacob, J., Disnar, J.-R., Arnaud, F., Gauthier, E., Billaud, Y., Chapron, E., Bardoux, G., 2009. Impacts of new agricultural practices on soil erosion during the Bronze Age in the French Prealps. *The Holocene* 19 (2), 241–249
- Kieffer-Weisse A and Bois P (2001) Estimation de paramètres statistiques des précipitations extrêmes dans les Alpes françaises. *La Houille Blanche* 1:62-70
- Kuhn M, Markl G, Kaser G, Nickus U, Obleitner F, Schneider H (1985) Fluctuations of climate and mass balance: different responses of two adjacent glaciers. *Zeitschrift Gletscher und Glazialgeologie* 21(1–2): 409–416
- Lambert, J., Levret-Albaret A., 1996. *Mille ans de séismes en France*. Ouest Editions, Nantes, 79 pp.
- Lignier V., 2001. Les sédiments lacustres et l'enregistrements de la paléosismicité, étude comparative de différents cas dans le Quaternaire des Alpes Nord-Occidentales et du Tien-Shan Kyrghyze. Thèse de doctorat, Université de Savoie, 381 p.
- Magny, M., 2004. Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International* 113, 65–79.
- Magny, M., Peyron, O., Gauthier, E., Vannière, B., Millet, L., Vermot-Desroches, V., 2011. Quantitative estimates of temperature and precipitation changes over the last millennium from pollen and lake-level data at Lake Joux, Swiss Jura Mountains. *Quaternary Research* 75, 45–54.
- Merz, R., Blöschl, G., 2003. Regional flood risk_what are the driving processes?

Water resources systems-hydrological risk, management and development (proceedings of symposium HS02b held during IUGG2003 at Sapporo). IAHS 281, 49–58

Millet, L., Arnaud, F., Heiri, O., Magny, M., Verneaux, V., Desmet, M., 2009. Late-Holocene summer temperature reconstruction from chironomid assemblages of Lake Anterne, northern French Alps. *The Holocene* 19 (2), 317–328.

Monecke K, Anselmetti FS, Becker A, Sturm M, Giardini D (2004) The record of historic earthquakes in lake sediments of Central Switzerland. *Tectonophysics* 394:21–40

Moreno, A., Valero-Garcés, B., Gonzales-Sampériz, P., Rico, M., 2008. Flood response to rainfall variability during the last 2000 years inferred from the Taravilla Lake record (Central Iberian Range, Spain). *Journal of Paleolimnology* 40: 943–961.

Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B., Faugères, J.C., 2001. Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents? *Géo-Marine Letters* 21: 86-93.

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, p. 1–30

Nesje, A., Olaf Dahl, S., Matthews, J.A., Berrisdorf, M.S., 2001. A ~4500 years of river floods obtained from a sediment core in Lake Atnsjoen, eastern Norway. *Journal of Paleolimnology* 25: 329-342.

Nussbaumer S.U. and Zumbühl H.J., 2012. The Little Ice Age history of the Glacier des Bossons (Mont Blanc massif, France): a new high-resolution glacier length curve based on historical documents. *Climatic Change* 111: 301–334.

Parris A.S., Bierman P.R., Noren A.J., Prins M.A., Lini. A., 2010. Holocene paleostorms identified by particle size signatures in lake sediments from the northeastern United States. *Holocene paleostorms identified by particle size signatures in lake sediments from the northeastern United States. Journal of Paleolimnology* 43(1), 29-49.

Passega, R., 1964. Grain-size representation by CM patterns as a geological tool. *Journal of Sedimentary Petrology* 34(4): 830-847.

Radakovitch O., Charmasson S., Arnaud M. and Bouisset P., 1999. 210Pb and Caesium Accumulation in the Rhône Delta Sediments. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 48: 77–92

Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51, 1111–1150.

Schär C., Frei C., Lthi D., Davies H.C., 1996. Surrogate climate-change scenarios for regional climate models. *Geophysical Research Letters* 23 (6): 669–672

Schnellmann M., Anselmetti F.S., Giardini D., Mc Kenzie J.A., 2005. Mass movement-induced fold-and-thrust belt structures in unconsolidated sediments in Lake Lucerne (Switzerland). *Sedimentology* 52: 271–289

Seierstad J., Nesje A., Olaf Dahl S., Simonsen J.R., 2002. Holocene glacier fluctuations of Grovabreen and Holocene snow-avalanche activity reconstructed from lake sediments in Grningstlsvatnet, western Norway. *The Holocene* 12(2): 211-222

Shiki T, Kumon F, Inouchi Y, Kontani Y, Sakamoto T, Tateishi M, Matsubara H, Fukuyama K (2000) Sedimentary features of the seismo-turbidites, Lake Biwa, Japan. *Sediment Geol* 135:37–50

Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Marquis, M., Averyt, K., Tignor, M.M.B., Miller, H., Chen, Z. (Eds.), 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge.

Stewart M.M., Grosjean M., Kuglitsch F.G., Nussbaumer S.U., von Gunten L., 2012. Reconstructions of late Holocene paleofloods and glacier length changes in the Upper Engadine, Switzerland (ca. 1450 BC–AD 420). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 311 : 215–223

Stoffel, M., Lièvre I., Conus D., Grichting M. A., Raetzo H., Gärtner H. W., Monbaron M., 2005. 400 Years of Debris-Flow Activity and Triggering Weather Conditions: Ritigraben, Valais, Switzerland. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 37(3), 387–395.

Sturm, M., Matter, A., 1978. Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents. *Special Publications of International Association of Sedimentologists* 2, 147-168.

Tachikawa, K., Cartapanis, O., Vidal, L., Beaufort, L., Barlyaeva, T., and Bard, E., 2011. The precession phase of hydrological variability in the Western Pacific Warm Pool during the past 400 ka. *Quaternary Science Review* 30, 3716–3727

Trenberth KE (1999) Conceptual framework for changes of extremes of the hydrological cycle with climate change. *Clim Change* 42:327–339

Wilhelm B., Arnaud F., Enters D., Allignol F., Legaz A., Magand O., Revillon S., Giguët-Covex C., E. Malet., in press. Does global warming favour the occurrence of extreme floods in European Alps? First evidences from a NW Alps proglacial lake sediment record. *Climatic Change*.

3. Conclusion

Tirant profit des méthodes mises au point au Lac Blanc Belledonne (BLB), nous avons pu :

- iv) identifier de façon exhaustive les dépôts granodécroissants à partir d'analyses granulométrique et géochimique haute résolution ;
- v) distinguer les dépôts granodécroissants issus des crues ou des remaniements gravitaires à partir de la caractérisation granulométrique et de l'estimation des extensions de dépôts ;
- vi) associer les dépôts les plus récents issus de remaniements gravitaires avec des séismes historiques pour supporter le modèle d'âge sur les derniers siècles.

Le rapport géochimique que nous avons utilisé dans l'étude du Lac Blanc BAR diffère cependant de celui utilisé pour le Lac Blanc BLB (Chapitre 4). En effet la comparaison entre les analyses géochimiques à haute résolution et la granulométrie a montré que l'utilisation du rapport Zr/Fe comme traceur de la granularité était plus pertinente que celle du rapport Ca/Fe (Figure 2 et 3). Nous associons cette différence pour l'essentiel à une granulométrie plus grossière au Lac Blanc BAR (jusqu'au sable grossier) qu'à BLB (silt moyen) et à une géochimie du bassin versant légèrement différente. En effet, le calcium est présent en faible quantité dans les sédiments de BAR et les seules variations significatives de son évolution en fonction de la profondeur sont ponctuelles ; elles semblent être en relation avec un ou des événements se produisant à la fin du Petit Age Glaciaire (Figure 2). Il peut s'agir de l'érosion glaciaire de blocs calcaires qui se seraient écroulés du sommet de l'Aiguille du Belvédère à la fin du Petit Age Glaciaire ou juste avant (Figure 1).

D'autre part la distinction entre les dépôts d'origine hydrologique ou et ceux d'origine gravitaire a nécessité de nouveaux critères sédimentaires. Au Lac Blanc Belledonne (BLB), les dépôts issus de remaniements gravitaires avaient été identifiés soit par un granoclassement marqué, typique de coulées concentrées (Partie I, Chapitre 1, § 3.1.), soit par une extension limitée du dépôt. Ici ces deux critères se sont révélés insuffisants. En effet, la présence d'un dépôt granodécroissant très épais sur l'ensemble du bassin lacustre et recouvrant un « slump » en position proximale a révélé que des dépôts issus de remaniements gravitaires pouvaient couvrir l'ensemble du bassin. La caractéristique qui permettrait de les distinguer d'une origine hydrologique est une anomalie de leur fraction la plus grossière par rapport à leur épaisseur. En effet, dans le cas d'une crue, nous pouvons nous attendre à ce que le volume de sédiment transporté et déposé dans un petit bassin lacustre soit proportionnel à l'intensité de la crue, et donc que le volume ou l'épaisseur du dépôt soit proportionnel à la fraction la plus grossière du dépôt. Cette hypothèse a été vérifiée pour la grande majorité des dépôts granodécroissants

identifiés et supérieurs à 4 mm (épaisseur minimale pour qu'une mesure de granularité puisse être réalisée) (Figure 4B). Cependant, 4 dépôts granodécroissants se distinguent, dont celui qui recouvrait le slump (indiqué SIT1 en Figure II.2.4B). Ces 4 dépôts se caractérisent par une épaisseur apparemment excessive par rapport à la taille de leur fraction la plus grossière, suggérant que ces deux paramètres sont indépendants du courant de transport. Enfin ces observations et interprétations sont supportées par i) une très bonne concordance chronologique avec des séismes locaux et ii) des travaux antérieurs qui indiquaient que le volume mobilisé par des processus gravitaires était souvent plus important que lors de crues (Partie I, Chapitre 1, § 3.2.).

Le rôle des fluctuations glaciaires sur la disponibilité en matériel et l'évolution des processus érosifs dans le bassin versant a été évoqué comme une des limites majeures des interprétations climatiques au Lac Blanc BLB (Partie II, Chapitre 1). La chronique du Lac Blanc BAR, issue d'une autre séquence proglaciaire et couvrant le dernier millénaire, semble soutenir nos hypothèses. En effet, aucune relation n'apparaît entre l'activité torrentielle reconstituée et les fluctuations glaciaires passées, suggérant que les processus érosifs pendant les événements de crues sont indépendants des fluctuations glaciaires.

Les deux reconstitutions suggèrent que les périodes de réchauffement favorisent une augmentation de la fréquence des crues torrentielles à l'échelle décennale et une augmentation de leur intensité à une échelle pluri-décennale, dans le nord des Alpes françaises. Nous devons, cependant, nous demander si dans les Alpes du Sud, qui sont davantage influencées par le climat méditerranéen, le rôle du réchauffement climatique sur l'activité torrentiel a les mêmes effets. C'est pour répondre à cette question que nous avons mené l'étude de la séquence sédimentaire du Lac d'Allos (chapitre suivant).

Chapitre 3

Le Lac d'Allos

(Vallée du Haut-Verdon, Massif du Mercantour)

Les études des Lacs Blanc BLB et BAR ont permis développer notre approche méthodologique et d'en tester sa pertinence. Les résultats obtenus convergent vers une augmentation à la fois de la fréquence et de l'intensité des crues torrentielles au cours de périodes plus chaudes. Ces tendances à l'augmentation s'inscrivent dans un contexte climatique et météorologique où les précipitations intenses à l'origine des crues torrentielles sont généralement associées à des événements convectifs localisés qui ont lieu durant la période estivale (Chapitre 1 ; Kieffer-Weisse et Bois, 2001 ; Merz et Blöschl, 2003). Plusieurs études (Frei and Schär, 1998 ; Buzzi and Foschini, 2000 ; Kieffer-Weisse et Bois, 2001; Boudevillain *et al.*, 2009) indiquent que dans les Alpes du Sud les événements de précipitations intenses peuvent être plus tardifs en saison et se produire plutôt en automne. Ce décalage de saisonnalité peut être relié aux influences méditerranéennes qui apportent des masses d'air humides et instables à l'automne lorsque la mer est encore chaude, que des flux de sud se mettent en place et que le continent se refroidit (Boudevillain *et al.*, 2009). Outre ce changement de saisonnalité des processus hydro-météorologiques majeurs entre les Alpes du nord et du sud, la particularité des événements automnaux méditerranéens est qu'ils s'étendent sur de plus vastes surfaces et sont à l'origine de crues d'échelle non pas locale mais régionale (Buzzi and Foschini, 2000 ; Boudevillain *et al.*, 2009). L'étude du Lac d'Allos a donc pour objet d'évaluer le rôle des changements climatiques actuel et passés sur les extrêmes hydrologiques que connaissent les Alpes du sud.

1. Introduction

Les sites d'études précédents avaient été choisis en situation proglaciaire. Aucun site proglaciaire n'existe à ce jour dans les Alpes du Sud. Nous avons alors recherché un site où des matériaux étaient facilement érodables et apparaissaient en grande quantité. L'identification de nombreuses ravines le long des torrents et la présence de larges deltas en aval suggéraient que le bassin versant du Lac d'Allos répondait à ces caractéristiques. Par contre la présence de zones de pâtures pouvait constituer un paramètre perturbateur dans le bassin versant. Les changements d'usage des sols et leur impact possible sur les processus érosifs doivent donc être questionnés avant de pouvoir reconstituer l'activité torrentielle et d'attribuer son évolution aux changements climatiques.

Les modifications possibles des processus érosifs ont été explorées de façon préliminaire à partir d'analyses palynologiques et de caractéristiques sédimentologiques (voir l'article en §, 4.1.2.). Aujourd'hui des travaux à partir de comptages de champignons coprophiles sont en cours et devraient permettre de mieux appréhender l'histoire du pastoralisme dans ce bassin versant (Etienne *et al.*, soumis, voir Annexe A.II.3.1). En amont de la reconstitution de l'activité torrentielle (§ 4.), nous avons cherché à caractériser les différents torrents affluents dans leur contexte géomorphologique et géologique (§ 2.) afin de mieux comprendre les processus d'érosion et de transport dans ce bassin versant lors de crues. L'étude des courants et dépôts qui en résultent dans le lac a également été menée (§ 3.).

2. Caractérisation du bassin versant et des torrents affluents

Le bassin versant du Lac d'Allos est drainé par trois torrents majeurs au fonctionnement pérenne (Figure II.3.1.). Les torrents du Laus (au nord) et de la Source (au sud) ont construit des deltas à leur débouché dans le lac. Cette première observation suggère que ces deux torrents érodent et transportent du matériel jusqu'au lac. Au contraire, aucun delta n'apparaît au débouché du torrent du Lac (au sud), suggérant que ce torrent contribue beaucoup moins aux apports sédimentaires. Cette différence fondamentale dans le fonctionnement hydro-sédimentaire des trois torrents peut être reliée à deux origines ; la nature des lithologies et formations superficielles et les caractéristiques morphométriques de chacun des bassins versants.

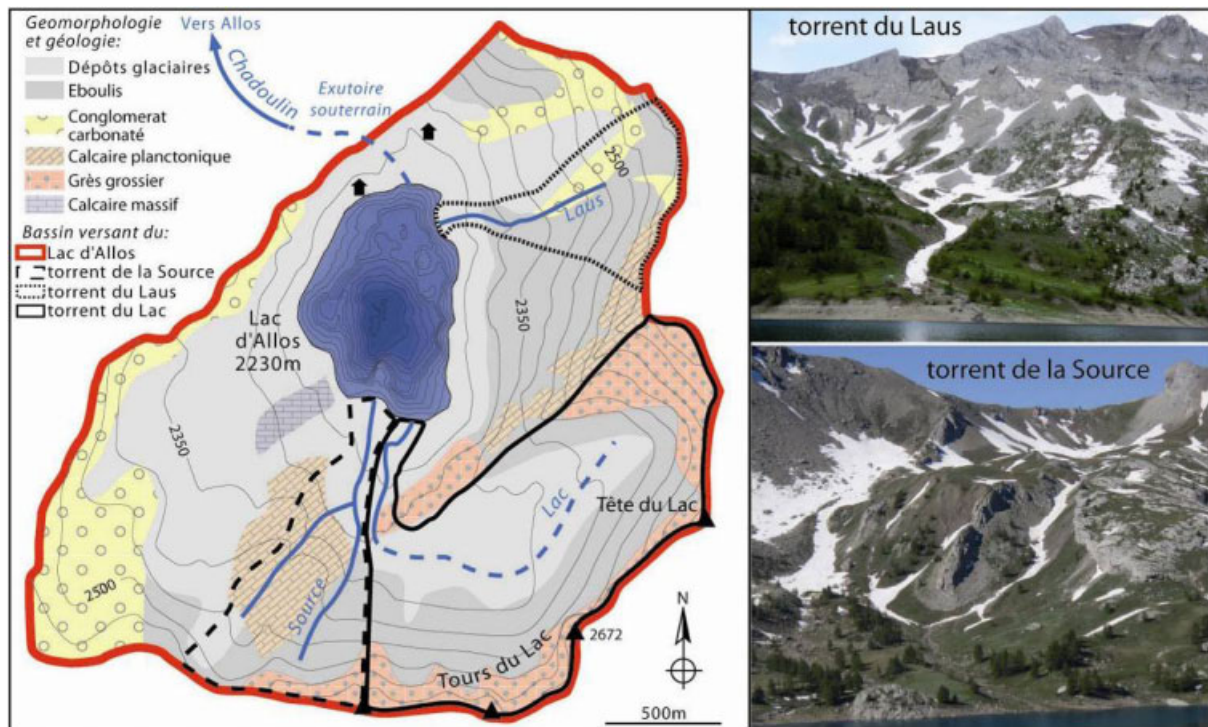


Figure II.3.1. Carte géologique et hydrologique simplifiée du bassin versant du Lac d'Allos

La carte géologique indique une différence lithologique marquée entre le bassin versant du torrent du Lac et les deux autres bassins versants. Le bassin versant du torrent du Lac se caractérise par d'importants affleurements de grès d'Annot. L'altération de ce substratum fournit pour l'essentiel du matériel grossier qui nécessitent une énergie importante pour son transport. Sur le delta il apparaît très peu de matériel de granularité inférieure aux graviers. Les analyses granulométriques du matériel deltaïque inférieur à 1 mm indiquent qu'il est constitué pour l'essentiel de silts grossiers et de sable (Figure II.3.2.). D'autre part la pente moyenne du profil en long du torrent du Lac est de l'ordre de 7° , ce qui est bien inférieur aux pentes calculées sur les torrents du Laus ($\sim 20^\circ$) et de la Source ($\sim 11^\circ$). Nous associons la quasi absence de matériel sur ce delta à (i) la granularité grossière du matériel présent dans son bassin versant et (ii) le manque d'énergie hydraulique de ce torrent en lien avec la faible pente de son profil en long. Il n'est cependant pas à exclure qu'en cas de crue l'énergie soit suffisante pour transporter une partie du matériel grossier présent dans son bassin versant.

Les analyses granulométriques réalisées sur le matériel issu des deltas de la Source et du Lac révèlent des granularités très contrastées. Celles-ci peuvent être associées à des lithologies et des pentes de torrent variées. Les particules grossières identifiées sur le delta du Laus proviennent des plaquages morainiques largement incisés dans la partie aval, ou de conglomérats à matrice carbonatée (Figure II.3.2.). Le transport des particules grossières est ici possible par un profil en long relativement raide et soutenu de ce torrent.

Le torrent de la Source est le seul à présenter sur son delta une fraction fine abondante, essentiellement constituée d'argiles et de silts fins à moyens. Le bassin versant de ce torrent est constitué de calcaires fracturés à l'amont et de plaquages morainiques incisés et partiellement végétalisés dans sa partie aval (Figures II.3.1. et II.3.2.). Le profil en long de ce torrent présente une pente moyenne de l'ordre de 10° , avec une forte diminution dans sa partie aval suggérant la possibilité d'une perte d'énergie du torrent avant d'arriver au lac. Cette perte d'énergie peut être associée à des processus érosifs moins intenses et/ou plus occasionnels, comme en atteste la recolonisation de la végétation sur les plaquages morainiques et la présence de particules fines sur le delta au moment du prélèvement.

De cette première caractérisation des bassins versants de ces torrents et du matériel charrié, les granulométries de dépôts de crue seront a priori très variées en fonction des affluents. Outre cette variabilité granulométrique, la nature des dépôts peut également être différente. Si les plaquages morainiques constituent une source de matériel commune, les conglomérats et les calcaires sont des lithologies propres aux bassins versants du Laus et de la Source, respectivement. Identifier des éléments géochimiques propre à l'une ou l'autre de ces sources permettrait d'attribuer les dépôts de crue à l'un ou l'autre des affluents. De plus la caractérisation géochimique des classes granulométriques de ces deux sources sédimentaires

permettrait d'identifier les éléments pertinents pour tracer l'évolution granulométrique à haute résolution dans les séquences sédimentaires. Dans cet objectif, des analyses en concentration des éléments majeurs et en traces ont été réalisées par ICP-MS sur les fractions tamisées à 50, 125, 200 et 800 μm des échantillons des deltas de la Source et du Laus (Figure II.3.2. et Annexe A.II.3.5.). Les compositions géochimiques apparaissent très similaires et aucun élément ne permet de discriminer l'une ou l'autre source, annihilant de ce fait toute possibilité de traçage des sources dans le bassin lacustre. Ces résultats suggèrent par ailleurs que la source dominante des deux bassins versants est commune ; les plaquages morainiques. Le conglomérat et les calcaires apparaissent comme de faibles contributeurs en matériel transporté et accumulé sur les deltas.

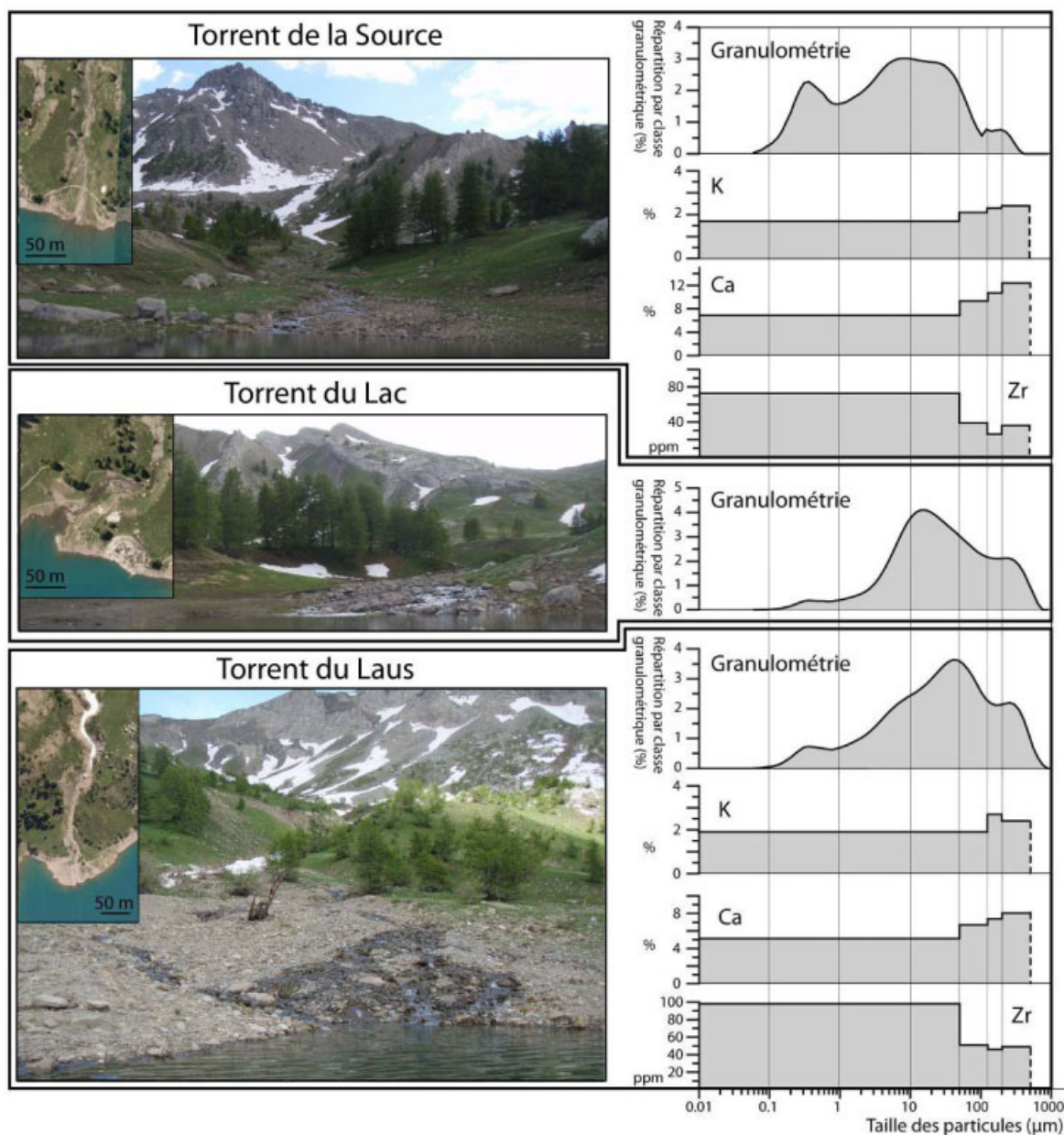


Figure II.3.2. Photos détaillées des débouchés des affluents au Lac d'Allos et résultats des analyses granulométriques (sur la fraction inférieure à 1 mm) et géochimiques (sur les fractions 0-50, 50-125, 125-200 et 200-800 μm) réalisées sur les sédiments des deltas.

Au sein de chaque source, la granulométrie est un facteur majeur de variations géochimiques. Les éléments les plus souvent utilisés en tant que traceurs granulométriques sont ; le potassium (K) pour tracer les argiles et le calcium (Ca) et le zirconium (Zr) pour tracer la fraction la plus grossière, des silts aux sables (Chapitres 1 et 2 de cette partie ; Cuven *et al.*, 2010 ; Giguet-Covex *et al.*, 2012). Le K présente de très faibles variations (inférieures à 1%) en fonction des gammes de granularité (Figure II.3.2.). Cependant la gamme de granularité de l'échantillon le plus fin (0 à 50 μm) est certainement trop large pour mettre en évidence un enrichissement en K associé aux argiles (< 2 μm). Le calcium présente des variations significatives avec un enrichissement de 3 à 6 % des populations les plus fines aux plus grossières pour les sédiments de la Source et du Laus, respectivement. Ces résultats suggèrent que le Ca peut être utilisé comme traceur de la fraction grossière comme cela a été entrepris au Lac Blanc BLB. Le Zr montre une tendance inverse à ce qui est attendu avec une diminution de 40 à 50 ppm avec la granularité. Cependant, le Zr se présente généralement sous la forme de zircons caractérisés par une forte densité et nécessitant de ce fait une énergie de transport similaire à celle de particules plus grossières.

3. Caractérisation du fonctionnement sédimentaire du lac

Onze carottes courtes ont été prélevées. Nous avons réalisé une description lithologique détaillée de chaque carotte et les avons corrélées stratigraphiquement afin de spatialiser l'extension des dépôts. Des analyses granulométriques ont été réalisées pour retracer l'évolution de dix dépôts le long d'un transect de carottes. Enfin, sur deux séquences représentatives de l'influence de chacun des affluents principaux, la granularité a été mesurée en continu à un pas constant de 5 mm. Cela nous a permis (i) d'identifier, (ii) de caractériser les dépôts granodécroissants et (iii) de proposer des processus à l'origine de leur mise en place. Nous avons ensuite comparé ces mesures granulométriques en continu avec les analyses géochimiques acquises à l'aide d'un scanner de carotte XRF pour identifier le traceur granulométrique haute résolution le plus pertinent.

3.1. Caractérisation des faciès sédimentologiques et stratigraphie

A l'ouverture des carottes, le sédiment du Lac d'Allos a révélé 3 faciès (Figure II.3.3.) :

- un sédiment silto-argileux plus ou moins riche en matière organique qui apparaît finement laminée sur certains niveaux des carottes de la zone profonde,
- des dépôts granodécroissants, millimétrique à pluri-centimétrique, très similaires à ceux décrits aux Lacs Blanc BLB et BAR et,
- un niveau déformé surmontant un niveau à gravier et une passée sableuse non triée (identifié uniquement dans la carotte ALO09P9 situé en pied de delta de la Source).

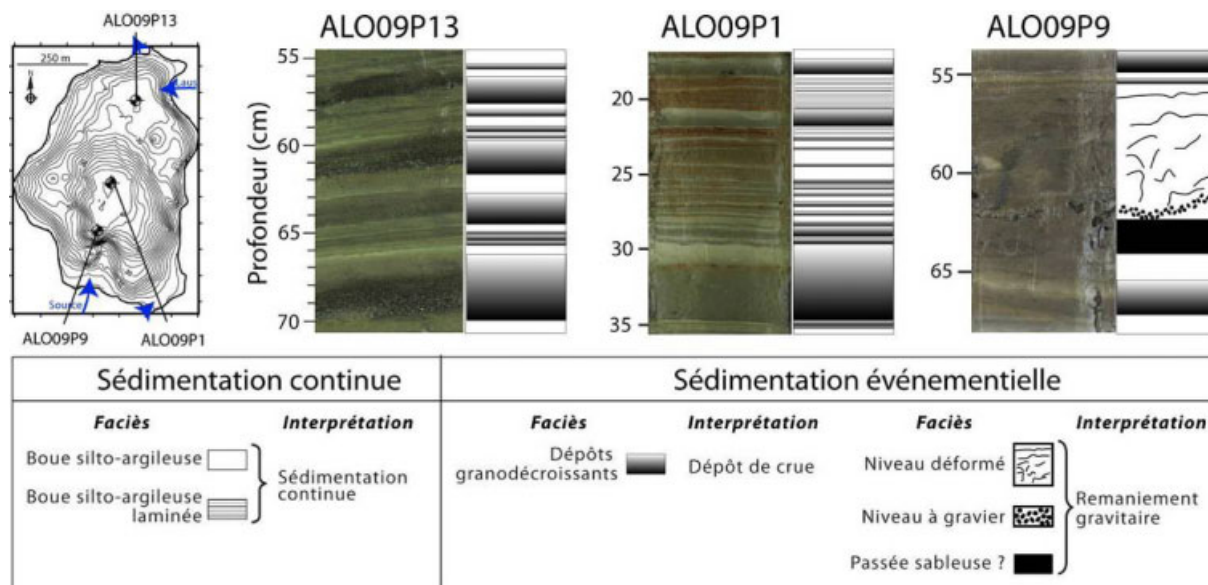


Figure II.3.3. Description et interprétation des faciès identifiés dans les séquences sédimentaires du Lac d'Allos

Le sédiment silto-argileux est interprété comme l'accumulation « continue » des fractions autochtone et allochtone. Dans la période récente, le sédiment est plus riche en matière organique (2 à 3% de teneur en carbone organique total) et une lamination infra-millimétrique peut apparaître. Cette lamination n'apparaît que sur la carotte ALO09P1 qui n'a pas été martelée lors du carottage. La lamination semble être organisée en une alternance régulière de lamines détritiques et de lamines plus riches en matière organique. Leur similitude avec des varves biogéniques (Partie I, Chapitre 1 ; §1.1.) suggère que les couplets de lamines correspondent à une rythmicité saisonnière ; la lamine « organique » se mettrait en place en été/automne (mort et dépôt des organismes) et la lamine argileuse à la période hivernale lorsque l'hydrodynamisme s'interrompt avec le gel du lac. Cependant les lamines ne sont pas toujours discernables et le comptage à l'œil n'a de ce fait pas été entrepris. Nous avons essayé d'acquérir un traceur de cette lamination à partir d'analyses géochimiques haute résolution pour rendre possible le comptage (§ 3.4.).

Le niveau déformé de la carotte ALO09P9 est interprété comme un « slump », résultant d'un remaniement gravitaire. Cette interprétation est en accord avec la position de la carotte située au pied de pente deltaïque. Il s'agit du seul remaniement gravitaire clairement identifié en carotte, suggérant un site globalement peu affecté par les processus gravitaires. Les investigations sismiques supportent cette observation par le peu de dépôts en masse identifiés (Figure II.3.10., § 4.1.2.) ; seule une petite lentille glissée a été identifiée dans la pente séparant les bassins nord et sud (Laurent, 2011).

A partir de ces observations, les dépôts granodécroissants ont été interprétés comme des dépôts de crue. Les analyses qui ont suivi ont permis d'apporter des éléments supplémentaires supportant cette interprétation tels que la diminution des valeurs en carbone

organique total (suggérant une dilution de la matière organique lacustre), la présence de restes végétaux d'origine terrestre, et un enrichissement systématique et marqué en calcium sans affinité pour une fraction granulométrique précise (suggérant des apports importants et ponctuels en carbonates détritiques) dans ces niveaux et leur nombre importants au regard de la période couverte (voir l'article, § 4.2.).

Les dépôts de crue sont nettement plus grossiers dans le bassin nord que dans le bassin sud, comme suggéré par la caractérisation des matériaux deltaïques (Figure II.3.2.). Quoique de granularité plus fine, ceux du bassin sud peuvent atteindre des épaisseurs plus importantes (>10 cm) et sont nettement plus nombreux. A tel point qu'ils constituent jusqu'à 80% de la séquence dans le bassin sud (carotte ALO09P3) alors qu'ils ne dépassent pas 50% de l'accumulation sédimentaire dans le bassin nord (ALO09P12 et P13).

Après avoir identifié les dépôts de crue dans l'ensemble du jeu de carottes, nous les avons corrélé d'un point de vue stratigraphique. Dans le bassin sud, les dépôts de crue ont pu être corrélés facilement et sûrement (Figure II.3.4.) ; depuis la carotte ALO09P9 située au pied de delta de la Source jusqu'à la carotte ALO10P04 situé à un peu plus de 550 m de l'embouchure du torrent de la Source. Un épaissement systématique apparaît depuis les positions les plus proximales (ALO09P9) jusqu'à la zone profonde (ALO09P1, ALO09P2, ALO09P2). Ensuite les dépôts s'affinent progressivement lorsque l'on remonte le talus (ALO10P05, ALO10P04) jusqu'à la carotte ALO09P11 où la corrélation devient incertaine. Dans le bassin sud les dépôts de crue s'épandent donc sur l'ensemble du bassin, mêmes sur la pente qui fait face au delta. Ils présentent une répartition du sédiment homogène d'un événement à l'autre avec un maximum d'accumulation dans la zone profonde (Figures II.3.4. et II.3.5.). Ces résultats impliquent que n'importe quel site de carottage dans la zone profonde du bassin sud permet d'obtenir une carotte représentative de l'activité du torrent de la Source.

Dans le bassin nord les dépôts de crue n'ont pas pu être systématiquement corrélés (Figure II.3.4.). En première approximation, les carottes qui présentent le plus de dépôts sont celles qui sont situées dans l'axe du delta (ALO09P13, ALO09P4). En effet, six dépôts épais sont absents dans les deux carottes qui en sont décalées (ALO09P12, ALO10P02). La comparaison plus détaillée des dépôts entre les carottes ALO09P12 et ALO09P13 indique une dizaine de dépôts d'ordre centimétrique uniquement dans la carotte ALO09P12. Ces résultats suggèrent l'occurrence de dépôts d'extension restreinte qui peut être ici reliée à la variabilité des processus de dispersion du sédiment par la rivière d'une crue à l'autre. En effet la forme sub-circulaire du delta du Laus (Figure II.3.2.) suggère que le torrent migre sur son delta, ce qui peut expliquer la variabilité de localisation des dépôts de crue (Lamoureux, 1998).

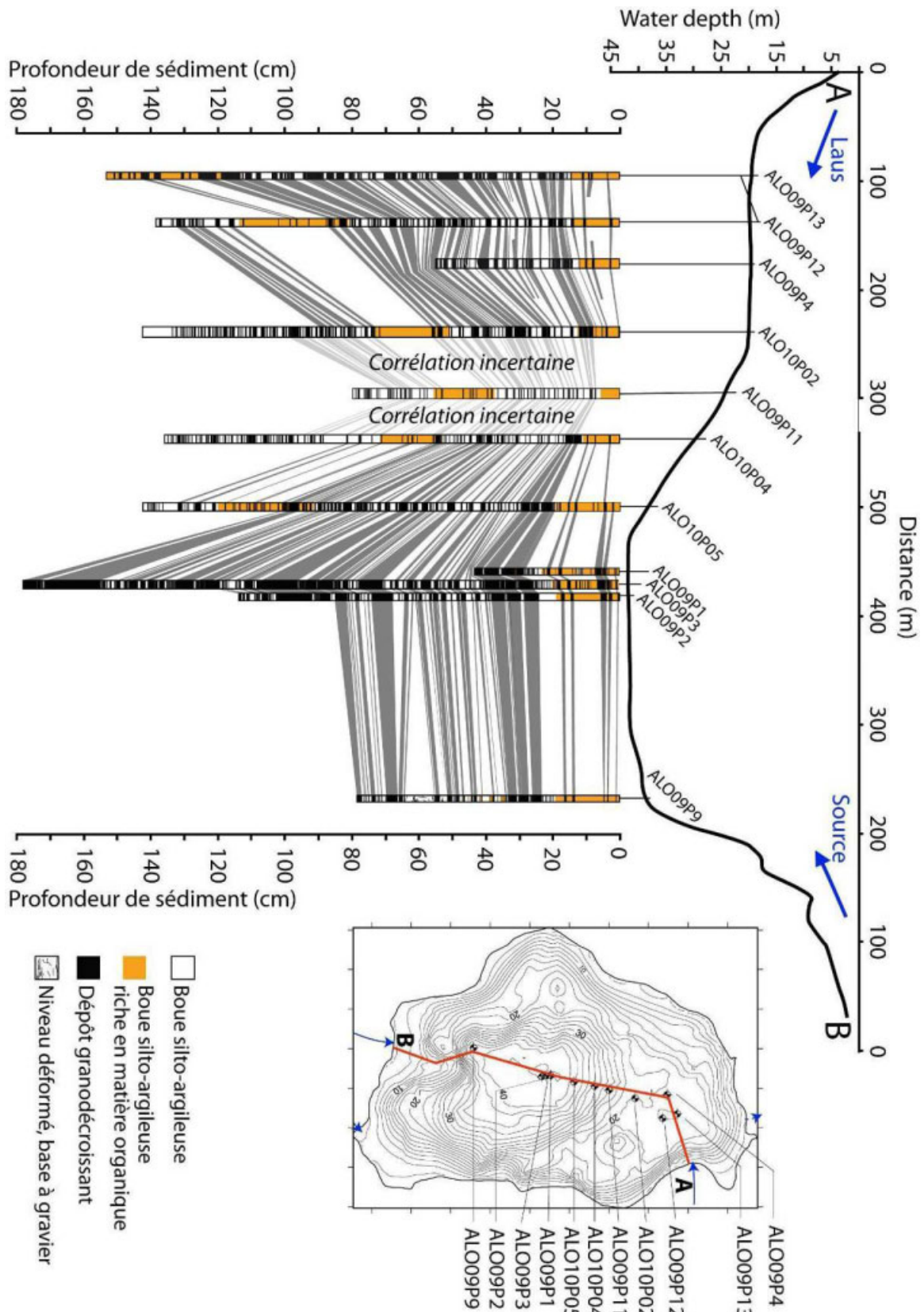


Figure II.3.4. Corrélation stratigraphique de 11 séquences sédimentaires prélevées au Lac d'Allos. Noter que les carottes ALO09P12 et ALO09P13 sont situées à la même distance du delta mais sont décalées par rapport au transect A-B. Les distances sont indiquées par rapport aux affluents qui prédominent sur les modes de sédimentation (à l'ouest, le torrent du Laus et à l'est le torrent de la Source).

Concernant l'évolution de l'épaisseur des dépôts de crue, un amincissement général apparaît depuis les positions les plus proximales (ALO09P13) jusqu'aux plus distales (ALO10P02). Dans le détail les dépôts semblent généralement les plus épais dans les carottes situées dans l'axe du delta (ALO09P13 et ALO09P4). Cette différence est particulièrement visible pour les dépôts les plus épais, alors qu'elle s'estompe nettement pour des dépôts d'épaisseur centimétrique (Figure II.3.5.). Dans le bassin nord, les dépôts sont donc généralement plus importants dans le secteur des carottes ALO09P13 et ALO09P4 situé dans l'axe de la ravine torrentielle. Occasionnellement, ils peuvent même n'apparaître que dans ce secteur, ou dans le cas de petits événements être localisés dans le secteur des carottes ALO09P12 et ALO09P4 situé juste au sud. Ces observations suggèrent la migration du torrent sur son delta et impliquent que plusieurs carottes sont nécessaires dans le bassin nord pour reconstituer exhaustivement l'activité du torrent du Laus.

3.2. Apport de la granulométrie

La granulométrie de dix dépôts granodécroissants a été réalisée sur 9 carottes du transect nord-sud présenté précédemment (Figure II.3.5.). Les situations les plus contrastées d'évolution de la fraction la plus grossière des dépôts ($Q_{90_{max}}$) est présentée en figure II.3.5., et comparée avec l'évolution de l'épaisseur. Dans le bassin sud, les profils du $Q_{90_{max}}$ sont généralement relativement stables tout au long d'un dépôt. D'un dépôt à un autre, nous remarquons cependant que le $Q_{90_{max}}$ diminue avec l'épaisseur (de haut en bas, Figure II.3.5. et annexe A.II.3.2.).

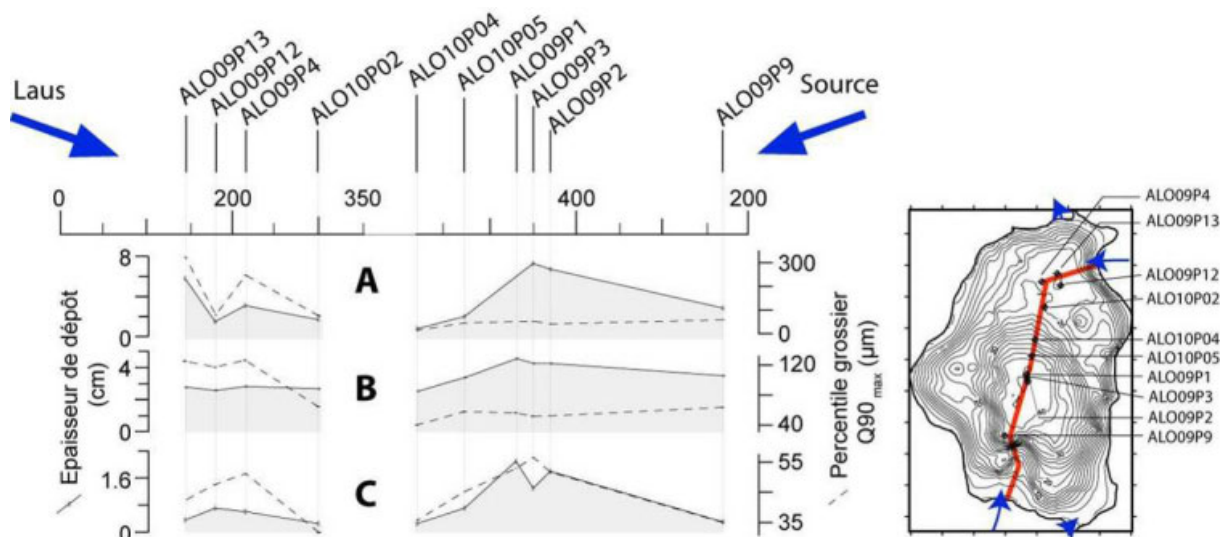


Figure II.3.5. Représentation des trois situations les plus contrastées d'évolution de l'épaisseur et du percentile grossier de dépôts de crue selon un transect nord-sud. Noter que la carotte ALO09P12 est située à une distance très similaire de la carotte ALO09P13, mais est décalée du transect.

Dans le bassin nord, épaisseurs et $Q90_{max}$ évoluent de façon concomitante ; lorsqu'un dépôt s'amincit avec la distance, le $Q90_{max}$ tend à diminuer. Le surépaississement du dépôt dans l'axe du delta (ALO09P13, ALO09P4) est quant à lui associé à des $Q90_{max}$ plus élevés. Enfin, comme pour le bassin sud, nous remarquons une diminution du $Q90_{max}$ avec l'épaisseur d'une crue à l'autre (de haut en bas, Figure II.3.5.). Cette coévolution apparente d'une crue à l'autre entre les épaisseurs et les $Q90_{max}$ suggère que plus une crue est intense, plus le volume sédimentaire est important, et cela quelque soit le site de carottage.

Les analyses granulométriques réalisées en continu sur deux séquences (ALO09P13 pour le bassin nord et ALO09P2 pour le bassin sud) confirment la coévolution du $Q90_{max}$ et de l'épaisseur sur l'ensemble de la séquence. Les relations statistiques, bien que significatives, dépendent cependant d'un nombre de points réduit dans les fortes valeurs (Figure II.3.6.). Ces diagrammes mettent en évidence une relation qui semble être différente d'un bassin à l'autre. En effet, la meilleure relation est exprimée par une droite de régression linéaire pour les dépôts du bassin nord et par une loi exponentielle dans le bassin sud. Classiquement les relations entre la charge en suspension et le débit de rivière sont représentées selon des lois exponentielles (Chapitre 1, § 2.), ce qui paraît en accord avec la relation observée dans le bassin sud.

Enfin la relation épaisseur - $Q90_{max}$ permet de reconstituer la paléo-intensité des crues à plus haute résolution (l'épaisseur peut être mesurée à partir du mm alors que la granulométrie est réalisée à un pas de 5 mm). Il faut garder à l'esprit que les relations diffèrent d'un bassin à l'autre et que l'intensité des crues, à travers l'épaisseur des dépôts, devra être représentée selon un axe logarithmique pour le bassin sud.

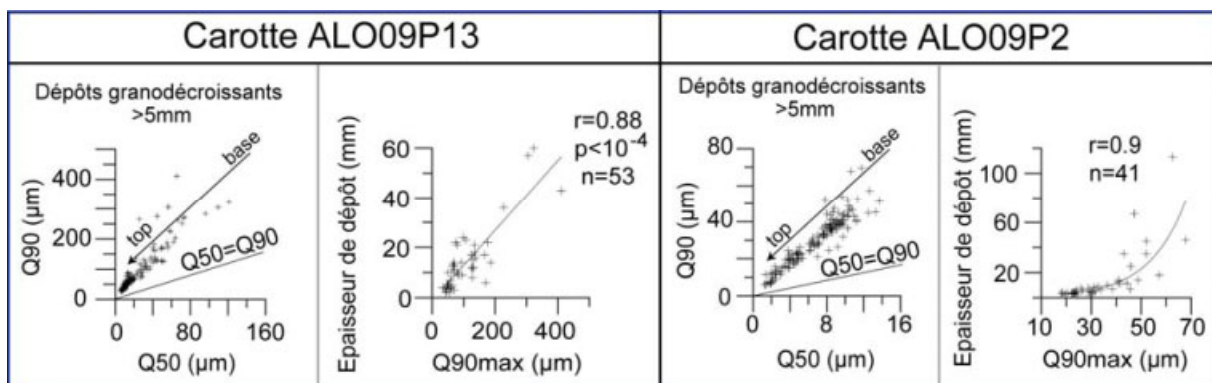


Figure II.3.6. Report des analyses granulométriques des dépôts de crue dans un diagramme de type Passega (Q50-Q90) et comparaison de l'épaisseur de dépôts avec leur $Q90_{max}$ (valeur maximale du Q90 pour un dépôt)

3.3. Apport de la géochimie minérale

Dans un premier temps, les analyses de géochimie minérale par scanner de carotte XRF ont été réalisées à 200 μm sur la carotte ALO09P1 (carotte non martelée lors du prélèvement) pour détecter la présence de la lamination rythmée. Celle-ci avait été identifiée visuellement sur certaines sections de cette carotte. L'objectif était de pouvoir compter les lamines en s'aidant du signal géochimique et ainsi de démontrer leur rythmicité saisonnière (varves au sens stricte). Ceci permettrait de réaliser une datation « absolue ». L'apparition de ces lamines d'ordre millimétrique semble résulter d'une sédimentation rythmée et dominée successivement au cours de l'année par les apports autochtones (notamment la matière organique lacustre), puis par les apports allochtones. Cette hypothèse s'appuie sur la couleur des lamines : la lamine qui semble enrichie en matière organique lacustre est de couleur rouille. Cette couleur est interprétée comme liée à l'oxydation de sulfures qui sont conservés à l'état réduit au fond du lac lorsque les conditions sont anoxiques, conditions elles-mêmes favorables à la préservation de la matière organique. L'autre lamine a une teinte plus grise proche de celle des dépôts de crue, suggérant une concentration plus importante en éléments détritiques. Le potassium (K) est un élément généralement associé aux argiles, c'est à dire aux particules détritiques fines. L'évolution du K à haute résolution devrait alors permettre d'identifier ces lamines enrichies en particules détritiques (la lamine grise). L'évolution du K à haute résolution montre effectivement de telles oscillations sur les lamines relativement épaisses que nous avons identifiées à l'œil (bas de la Figure II.3.7.). Dès que les lamines deviennent plus fines, les variations de K deviennent trop difficiles à discerner pour réaliser un comptage de lamines et démontrer leur rythmicité. Des premiers tests ont pu être réalisés et devraient se poursuivre sur le Muesli (appareil de spectrofluorimétrie en développement au laboratoire EDYTEM qui est basé sur la détection à très haute résolution ($\sim 50 \mu\text{m}$) de la matière organique). Des analyses au microscope électronique à balayage pourraient également permettre de vérifier à plus haute résolution cette organisation laminée.

Les mesures à une résolution millimétrique ont ensuite été réalisées pour caractériser la géochimie des dépôts de crue par rapport à la sédimentation continue sur un jeu de carottes représentatif des différents environnements de dépôts (ALO09P12, ALO09P13, ALO09P2, ALO09P11). Les dépôts de crue sont caractérisés par une augmentation marquée du calcium (Ca), qui est d'autant plus contrastée que le Ca rejoint des valeurs de base proche de 0 entre les dépôts de crue (Figure II.3.7. ; Annexe A.II.3.3.). Cette observation suggère une origine exclusivement allochtone du Ca qui supporte l'interprétation des dépôts granodécroissants comme dépôts de crue. Nous avons également noté que les valeurs de Ca sont deux fois plus importantes pour les sédiments du bassin nord que pour ceux du bassin sud, conformément aux mesures des échantillons deltaïques des torrents du Laus et de la

Source, respectivement. De plus les valeurs de Ca acquises par scanner de carotte sont cohérentes avec les valeurs quantitatives mesurées par ICP-MS (Figure II.3.7.). Il apparaît également des diminutions marquées du Molybdène et de l'Incoherent (Inc) dans les dépôts de crue (Figure II.3.7. ; Annexe A.II.3.3.). Les mesures des teneurs en carbone organique total par pyrolyse Rock-Eval ont montré que l'Inc pouvait dans la plupart des séquences étudiées être utilisé comme un traceur à haute résolution de la quantité de matière organique. Cependant, pour la carotte ALO09P13, l'Inc révèle aussi bien des augmentations dans les niveaux enrichis en matière organique que dans les bases de dépôts de crue. Cette carotte présente les dépôts de crue les plus grossiers.

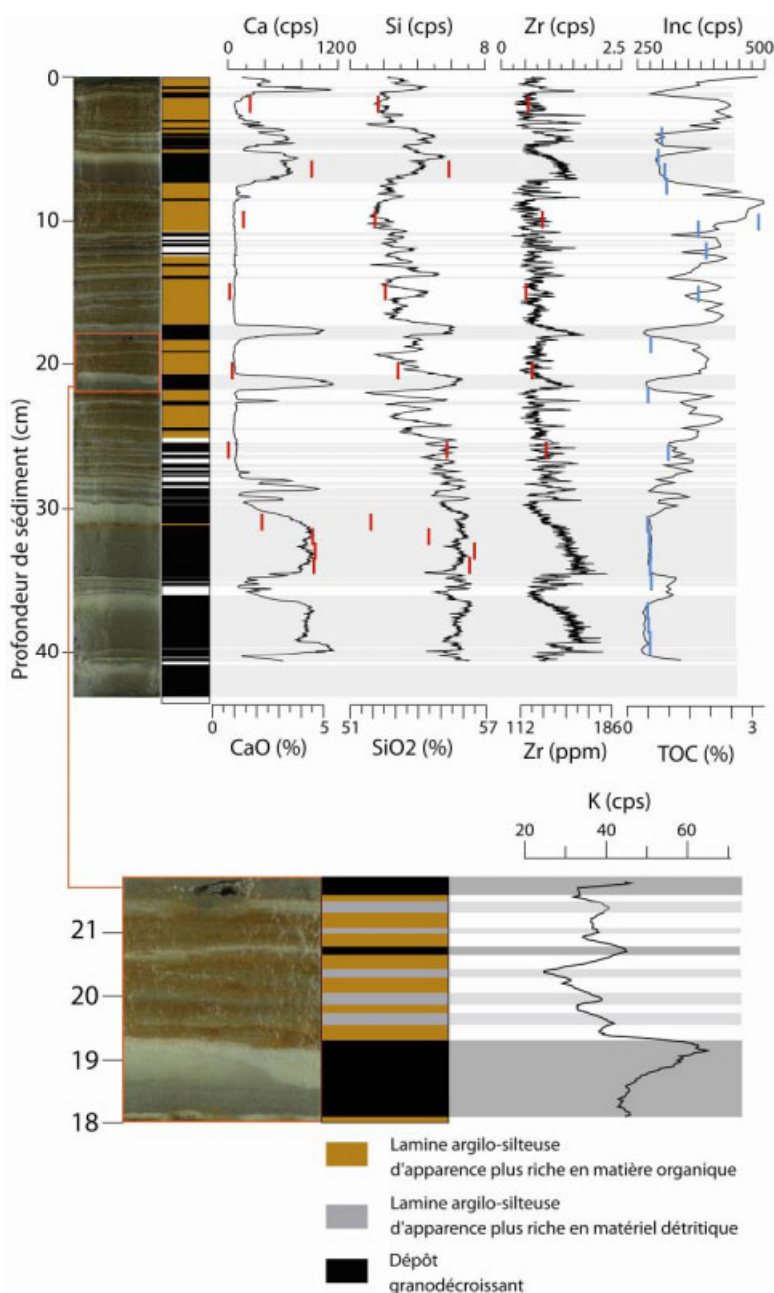


Figure II.3.7. Résultats d'analyses géochimiques réalisées sur la carotte ALO09P1, comparés à la lithologie, aux mesures de teneurs en carbone organique total (TOC) et aux mesures de géochimie minérale quantitative réalisées sur échantillons ponctuels par ICP-MS. Noter que toutes les valeurs en coups par seconde (cps) données pour les mesures de scanner de carottes sont à multiplier par 1000.

Or la granularité plus grossière permet de développer une plus grande porosité, et donc une teneur en eau plus élevée. L'Inc semble alors représenter les variations de la teneur en eau du sédiment qui augmente avec la teneur en matière organique ou la granularité. Ces observations indiquent que l'Inc peut être utilisé comme traceur des teneurs en matière organique uniquement pour les séquences sédimentaires qui présentent de faibles variations granulométriques : toutes les séquences du bassin sud et les séquences du bassin nord situées en position distales.

Nous avons ensuite cherché à identifier les éléments qui pourraient être utilisés pour tracer les fractions granulométriques à haute résolution. Le K, représentatif des argiles, pourrait être utilisé pour tracer la fraction fine à haute résolution. La comparaison du K avec la fraction granulométrique inférieure à 4 μm révèle des tendances très concordantes et une coévolution statistiquement représentative (Figure II.3.8.).

Le titane et le silicium (Si) peuvent être utilisés pour tracer les silts fins à moyens (Jacob *et al.*, 2009 ; Cuven *et al.*, 2010 ; Czymzik *et al.*, 2010). Pour le bassin nord, les bases de dépôts de crue sont cependant plus grossières (silts grossiers à sables) et ces éléments semblent de ce fait peu pertinents. Cette observation est supportée par les bons coefficients de corrélation entre ces éléments et le K (r entre 0.8 et 0.9 ; Annexe A.II.3.4.). Pour le bassin sud, ces éléments pourraient être pertinents mais semblent mal mesurés par scanner de carotte d'après la comparaison avec les données ponctuelles acquises par ICP-MS ; Figure II.3.7.).

Le Zr est généralement associé aux sables et pourrait être plus adapté à l'étude des dépôts plus grossiers (Cuven *et al.*, 2010). Dans le bassin nord, le Zr semble cependant correspondre à la fraction granulométrique intermédiaire (silts fins ; Figure II.3.8.). Dans le bassin sud où le sédiment est généralement plus fin, le Zr correspond bien à la fraction grossière ($r=0.79$ avec le Q90 ; Figure II.3.8.) et peut donc être utilisé pour tracer cette fraction à haute résolution.

Les échantillons de deltas présentent ici une augmentation de Ca avec la taille des grains. Nous retrouvons cette tendance lorsque nous comparons les évolutions du Q90 à celle du Ca en fonction de la profondeur (Figure II.3.8.). Cependant les valeurs des coefficients de corrélation (r entre 0.58 et 0.6) et la dispersion des points dans les diagrammes Q90-Ca suggèrent que le Ca est présent préférentiellement dans la fraction grossière, mais également dans d'autres classes granulométriques. Au contraire du K qui est très bien associé à la classe granulométrique inférieure à 4 μm .

Les éléments les plus pertinents pour tracer les fractions fines et grossières sont respectivement le K et le Zr dans le bassin sud et le K et le Ca dans le bassin nord. Les rapports d'éléments Zr/K et Ca/K permettent donc d'avoir une image satisfaisante de l'évolution de la granularité pour la détection des dépôts de crue à haute résolution. Ces

rapports apparaissent difficilement utilisables comme traceurs de l'intensité des crues car le Zr présente un signal bruité et le Ca présente une relation limitée avec la fraction grossière. Pour estimer l'intensité des crues, les relations épaisseur-Q90max apparaissent plus solides.

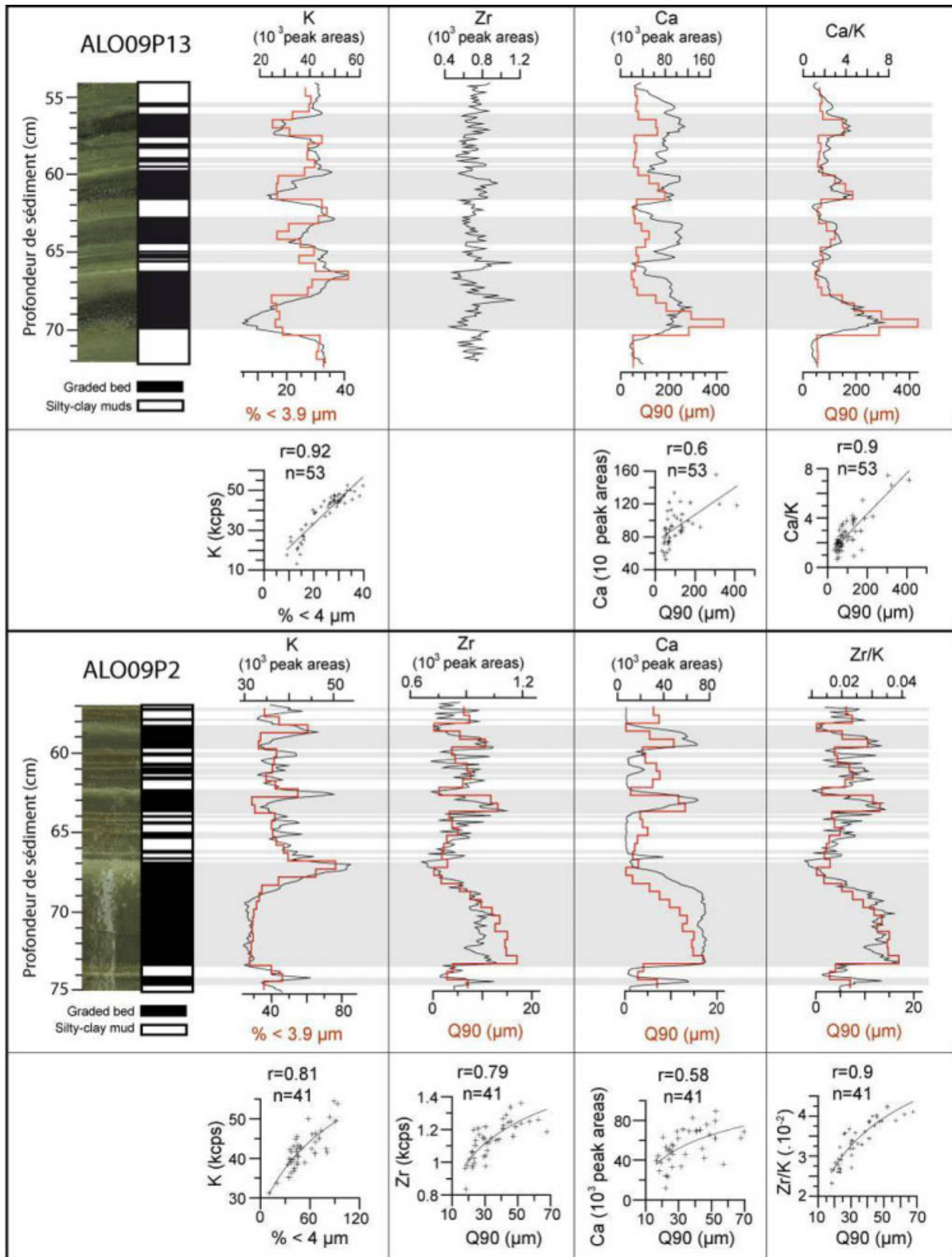


Figure II.3.8. Comparaison des résultats granulométriques et géochimiques sur les carottes ALO09P13 (bassin nord) et ALO09P2 (bassin sud)

3.4. Modèle de fonctionnement sédimentaire du lac d'Allos

Les torrents du Laus et de la Source ont été identifiés comme les contributeurs dominants en matériel détritique, *via* l'érosion de plaquages morainiques présents dans leurs bassins versants respectifs. La pente forte et soutenue du torrent du Laus lui fournit une énergie d'érosion et de transport importante. A l'inverse la pente plus faible du torrent de la Source et la plus faible taille des particules identifiées sur le delta suggèrent des processus d'érosion et de transport moindres. Ces observations suggèrent qu'au cours d'une crue la masse d'eau du torrent du Laus pourrait arriver au lac avec une densité plus importante que celle issue du torrent de la Source.

Nous avons vu également que les caractéristiques des dépôts de crue diffèrent entre les bassins sédimentaires sud et nord. Les dépôts de crue du torrent de la Source (bassin sud) présentent une répartition homogène d'une crue à l'autre : une épaisseur maximale au centre du bassin, minimale vers 30 m de profondeur sur la pente opposée au delta et intermédiaire aux positions les plus proximales (pied de prodeltas) (colonne I, Figure II.3.9.). De plus la granularité du dépôt semble homogène en toutes ces positions au cours d'un même événement (Figure II.3.5.). Ces caractéristiques suggèrent leur mise en place par des courants homopycnaux (colonne II, Figure II.3.9.), ce qui semble en accord avec le matériel fin et une densité relativement faible de la masse d'eau affluente.

Les dépôts du Laus (bassin nord) présentent à l'inverse une répartition plus variable. Nous avons pu identifier 3 situations caractéristiques :

- le dépôt de crue est concentré dans l'axe du torrent (cas A, colonne I, Figure II.3.9.). Le $Q_{90_{\max}}$ diminue très rapidement avec la distance au delta (cas A, Figure II.3.5.) ;
- le dépôt est relativement homogène sur l'ensemble du bassin en terme d'épaisseur et de granularité (cas B, Figure II.3.5. et cas B, colonne I, Figure II.3.9.) ;
- le dépôt est uniquement concentré dans une zone désaxée par rapport au torrent (cas C, Figure II.3.5. et cas C, colonne I, Figure II.3.9.).

Le cas A est le cas le plus fréquent alors que les cas B et C sont très occasionnels (Annexe A.II.3.2.). Le cas C ne semble se produire que lors de crues mineures (dépôts de faible épaisseur). Dans la situation extrême du cas C, il peut arriver que le dépôt de crue ne soit identifié que dans la séquence désaxée au delta. Les caractéristiques des dépôts de crue dans les cas A et C suggèrent une mise en place par des courants hyperpycnaux (turbidites) alors que des courants homopycnaux sont envisageable dans les cas B (peu fréquents) (colonne II, Figure II.3.9.). D'autre part dans le cas A, la répartition très concentrée du dépôt et la chute

marquée de granularité avec la distance au delta suggèrent un écoulement de densité élevée, certainement proche du seuil de 9%, qui perd quasiment toute son énergie lorsqu'il arrive en pied de pente.

La distinction entre ces différents courants et leurs dépôts associés a des implications sur la méthodologie appropriée pour reconstituer les chroniques de crue. Pour identifier de façon exhaustive l'ensemble des dépôts de crue, l'étude d'une carotte apparaît suffisante dans le bassin sud alors que dans le bassin nord, deux carottes semblent le minimum nécessaire pour prendre en compte les migrations du torrent sur le delta. Pour reconstituer l'intensité respective des crues, nous avons vu qu'il est possible d'utiliser l'épaisseur des dépôts quelque soit le bassin bien que la relation entre épaisseur et $Q_{90_{\max}}$ diffère de l'un à l'autre.

4. Réalisation de chroniques de crue

4.1. Bassin nord

4.1.A.1. Résumé de l'article

L'étude des sédiments du lac d'Allos a permis d'identifier 160 dépôts granodécroissants, déposés au cours des 1400 dernières années et interprétés comme des dépôts de crue. La comparaison des âges des dépôts de crues avec les dates de crues historiques ayant affecté le village d'Allos supporte cette interprétation. De plus la comparaison de la chronique de crue reconstituée avec des enregistrements de crues historiques de l'Ubaye et de ses affluents suggère que la majorité des crues enregistrées résultent d'événements de précipitations intenses de méso-échelle. En l'absence de changement majeur dans les processus érosifs du bassin versant depuis 800 ap. J.-C., ces interprétations ont été étendues à l'ensemble du dernier millénaire.

La chronique de crue d'Allos indique une fréquence de crue très faible au cours de la période chaude médiévale alors que les événements apparaissent à la fois plus fréquents et plus intenses au cours du Petit Age Glaciaire. Cette interprétation est en accord avec les reconstitutions des conditions d'humidité générale de la région nord-ouest de la Méditerranée.

Figure II.3.9. (page suivante) Modèle du fonctionnement sédimentaire des différents bassins du Lac d'Allos, en cas de crue. La colonne I représente un schéma de répartition des dépôts en plan à partir des informations présentées Figure II.3.5. Trois cas différents de répartition des dépôts de crue du Laus ont été identifiés et sont notés A, B et C en relation avec la Figure II.3.5. La colonne II présente la mise en place des dépôts en deux étapes et la colonne III présente quelques zooms sur les courants et dépôts associés.

Au sein de l'augmentation générale de l'activité torrentielle du Petit Age Glaciaire, des oscillations à haute fréquence se superposent et semblent reliées aux évolutions de l'activité solaire et de l'oscillation nord atlantique automnale. Enfin, la comparaison de reconstitutions de crues dans la région du nord-ouest de la Méditerranée a montré que les épisodes de précipitations intenses à Allos (à l'est de la vallée du Rhône) étaient en opposition de phase avec les événements dans les Cévennes (à l'ouest du Rhône), mais en phase avec les événements dans l'est de l'Espagne. Soutenues par des analyses météorologiques, ces observations suggèrent une oscillation dont la cyclicité serait de l'ordre de 50 à 150 ans dans les modes de circulation atmosphérique sur la Méditerranée nord-occidentale.

4.1 A.2. Article intitulé :

1400 years of extreme precipitation patterns over the Mediterranean French Alps and possible forcing mechanisms

Bruno Wilhelm¹, Fabien Arnaud¹, Pierre Sabatier¹, Christian Crouzet², Elodie Brisset^{3,4}, Eric Chaumillon⁵, Jean-Robert Disnar⁶, Frederic Guiter³, Emmanuel Malet¹, Jean-Louis Reyss⁷, Kazuyo Tachikawa⁴, Edouard Bard⁴, Jean-Jacques Delannoy¹

(1) EDYTEM, Université de Savoie – CNRS, Pôle Montagne, 73376 Le Bourget du Lac

(2) ISTERre, Université de Savoie – CNRS, bâtiment Belledonne, 73376 Le Bourget du Lac

(3) IMBE, Aix-Marseille Université – CNRS, Europôle de l'Arbois, BP 80 13545 Aix-en-Provence cedex 04

(4) CEREGE, Aix-Marseille Université – CNRS – IRD – Collège de France, Europôle de l'Arbois, BP 80 13545 Aix-en-Provence cedex 04

(5) LIENSs, Université de La Rochelle – CNRS, Institut du Littoral et de l'Environnement, 2 rue Olympe de Gouges, 17 000 La Rochelle

(6) ISTO, Université d'Orléans – CNRS, Campus Géosciences, bâtiment ISTE, 1A rue de la Férolerie 45071 ORLEANS cedex 2

(7) LSCE, Université de Versailles Saint-Quentin CEA-CNRS, avenue de la terrasse, 91198 Gif-sur-Yvette cedex

Keywords: paleoflood, flood intensity, last millennium, Mediterranean climate, solar activity, North Atlantic Oscillation

4.1.A.3. Abstract

Investigation of Lake Allos sediments revealed ~160 graded layers, interpreted as flood deposits, over the last 1400 yr. Comparisons with records of historic floods support the interpretation of flood deposits and suggest that most recorded flood events are the result of intense meso-scale precipitation events. As there is no evidence for any major changes in erosion processes in the catchment since the Medieval Warm Period (MWP), we interpret the Allos record in terms of repeated intense precipitation events over the last millennium, with a low flood frequency during the MWP and more frequent and more intense events during the Little Ice Age. This interpretation is consistent with the pattern of increasingly humid conditions in the northwestern Mediterranean region. This long-term trend is superimposed on high frequency oscillations that correlate with solar activity and autumnal North Atlantic Oscillation (NAO). Finally, a comparison of flood records across the northwestern Mediterranean region showed that intense precipitation events in Allos (east of the Rhône Valley) were out of phase with events in the Cévennes (west of the Rhône) but in phase with events in eastern Spain. Supported by meteorological analyses, this suggests an oscillation in atmospheric circulation patterns over the northwestern Mediterranean.

4.1.A.4. Introduction

Mountain-river floods triggered by extreme precipitation events can cause substantial human and economic losses (Gaume *et al.*, 2009). Global warming is expected to lead to an increase in the frequency and/or intensity of such events (IPCC, 2007), especially in the Mediterranean region (Giorgi and Lionello, 2008). However, it is difficult to determine the relationship between such flood events and past climate change because the stochastic nature of extreme events precludes the identification of trends. This problem is compounded by a lack of long-term instrumental data (e.g., Beniston *et al.*, 2007). Consequently, reconstructions of geological records of intense events are an essential tool for extending documentary records beyond existing observational data and thereby building a better understanding of how local and regional flood hazard patterns evolve in response to changes in climate. The results of such studies can be used to improve predictive models of the consequences of global warming (Solomon *et al.*, 2007, and references therein).

Lake sediments are continuous archives in which the identification of high-energy sediment layers can be used to reconstruct flood records (e.g., Arnaud *et al.*, 2002; Moreno *et al.* 2008) and the thickness of flood deposits can, in some cases, be used as a proxy for flood

intensity (Irmeler *et al.* 2006; Nesje *et al.* 2001). Although, changes in vegetation and/or land-use can modify soil stability/erodibility (Lanci *et al.*, 2001; Dapples *et al.*, 2002) and therefore the relationship between single-event terrigenous inputs and flood intensity (Giguët-Covex *et al.*, 2011), the size of the coarsest sediment fraction still reflects stream flow velocity (Francus *et al.*, 2002; Beierle *et al.*, 2002).

Analysis of a Spanish lake sediment archive allowed Moreno *et al.* (2008) to infer that intense precipitation events occurred more frequently during the Little Ice Age (LIA) than they did during the Medieval Warm Period (MWP). These authors also suggested that high flood frequencies were linked to both solar activity maxima and negative North Atlantic Oscillation (NAO) phases. In the northern Italian Alps, the distribution of debris-flow layers in a sequence of lake sediments deposited over the last 2000 yr was interpreted as indicating a high frequency of extreme precipitation events during the LIA (Irmeler *et al.*, 2006). However, the climatic interpretation of debris-flow records is site-dependent and subject to debate (e.g., Jakob *et al.*, 2005; Stoffel *et al.*, 2011). The lack of long-term records of extreme precipitation events (Luterbacher *et al.*, 2002; Pauling *et al.*, 2006) is shown by the fact that the above-mentioned studies are the only reconstructions of such events over the last millennium in the northern Mediterranean region, despite the area being particularly sensitive to flood hazards (Gaume *et al.*, 2009). The present study was designed to help redress this situation by constructing a flood record for a site in the Mediterranean French Alps for the last millennium. In order to ascertain the dominant forcing on erosion processes, we first analyzed the sedimentary sequence for signals indicating flood deposits and examined the pollen record to determine the area's land-use history. We then compared the record of paleoflood occurrences at Allos with local historic events and other long-term flood or climatic records. This enabled us to interpret the reconstructed flood signal and to investigate the relationship between extreme precipitation events and climate change in the northwestern Mediterranean region.

4.1.A.5. Site description and setting

4.1.A.5.1. Lake Allos and its tributaries

Lake Allos (2230 m a.s.l., 44°14' N, 6°42'35E) is a 1-km-long by 700-m-wide, high-altitude lake in the french Alps. It is located approximately 100 km from the Mediterranean Sea (Figure II.3.10.) and situated in a 5-km²-north-facing cirque, surrounded by sandstone mountains that rise to 2672 m a.s.l. Half of the catchment is drained by three permanent torrents, all of which flow into the lake (Figure II.3.10. and II.3.11.). The Laus torrent drains a regularly sloped sub-catchment (35°) made up of carbonate conglomerates locally covered by

several meters of easily erodible glacial till. This stream has built a steep delta where it enters the lake. In contrast, the Lac torrent incises the lakeshore, indicating reduced terrigenous flows toward the lake. The Source torrent drains an area of fractured limestone and enters the lake through a large delta. Hence, the Laus and Source torrents are the dominant sources of sediment entering the lake. Detrital inputs only occur during the summer and the fall, as the catchment is covered by snow and the lake is frozen from November/December to May/June. The lake's outlet, on its northern edge, feeds the Chadoulin River, which stops flowing during exceptionally dry summers. The outlet area is covered by larch forest, whereas the catchment has only very sparse tree cover. Most of the catchment (70%) consists of rock and scree (70%) with alpine meadow vegetation covering most (29%) of the remaining area.

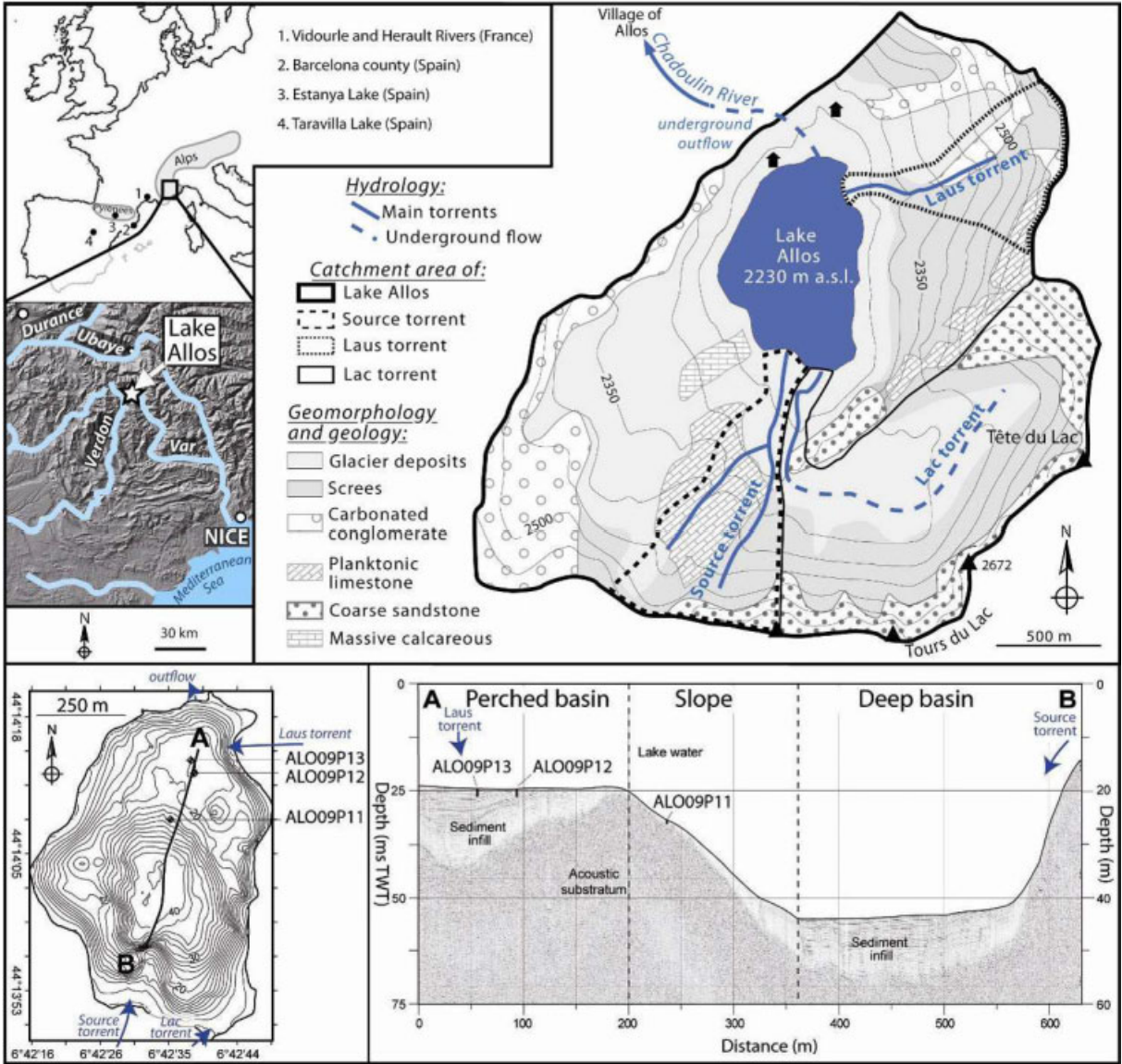


Figure II.3.10. Location of Lake Allos and other sites referred to in the article (upper left panel). Hydrological, geological and geomorphological characteristics of the Lake Allos catchment area (upper right panel). Bathymetric map of Lake Allos, A-B seismic profile and location of the three cores studied (lower panels)

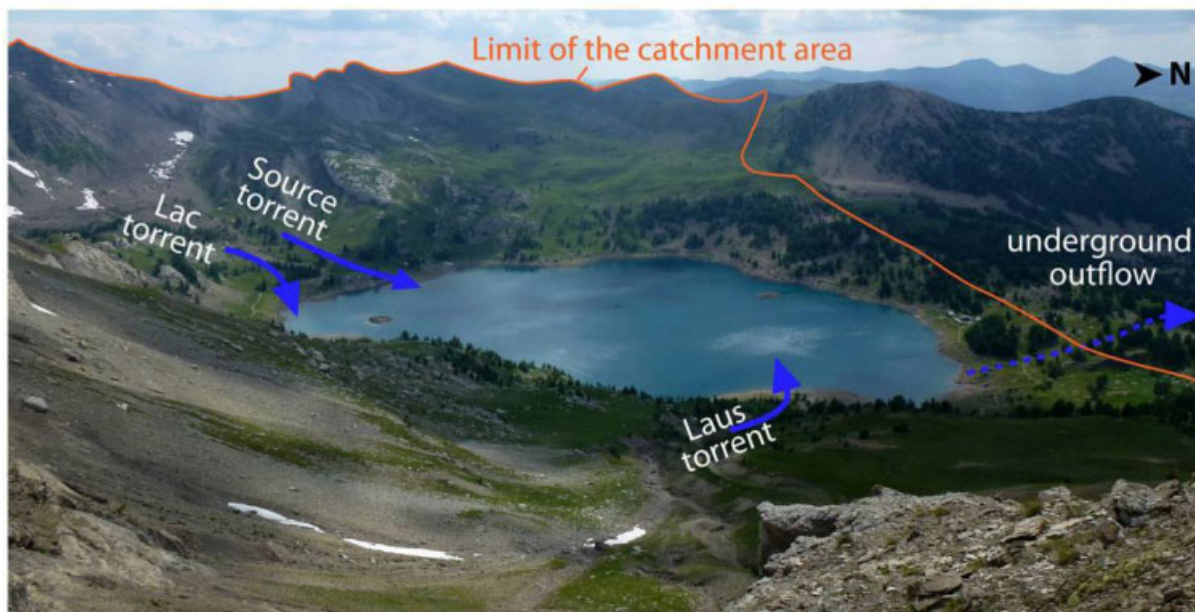


Figure II.3.11. Photograph of Lake Allos and its catchment area

4.1.A.5.2. Climate and historic floods

The Mediterranean climate is characterized by quite dry summers and relatively wet falls (Frei and Schär, 1998, Kieffer-Weisse, 1998). Most intense precipitation events occur between June and October/November (Kieffer-Weisse and Bois, 2001), with summer events being the result of local convective phenomena (Kieffer-Weisse, 1998, Remaître, 2006) and fall events generally resulting from meso-scale convective systems that affect more extensive areas and that can trigger regional catastrophic floods (Buzzi and Foschini, 2000; Boudevillain *et al.*, 2009). Past flood events have been documented from studies of local historical records. This data (stored in a free-to-access database managed by the National Forestry Office and the Mountain Terrain Restoration Service), shows that the village of Allos (5 km downstream from the lake) has been affected by flooding of the Chadoulin River eight times since the end of the 18th century; in 1788, 1 November 1843, 16 August 1868, in 1886, 23 September 1920, 24 September 1994, 5 November 1994 and 19 June 2005 (see the supplementary material for details on these events).

Date	Reference number	Vict.	Disr.	Dam.	Details on disruptions and/or damage
19 June 2005	400600070	N	Y	U	Disruptions: Traffic on the road from Lake Allos interrupted for several hours because of a violent storm
5 Nov. 1994	400600050	N	Y	Y	Damage: Embankment destroyed, 2 houses and crops flooded, road cut and a parking and torrent banks scoured
24 Sept. 1994	400600061	N	U	U	Disruptions: Exceptional increase of the water level of the Chadoulin torrent
23 Sept. 1920	400600060	N	Y	U	Disruptions: Aggradation of 50 cm of the torrent bed
In 1886	400600045	N	N	Y	Damage: Notre-Dame de Valvert church scoured
16 Aug. 1868	400600062	N	Y	Y	Damage: Bridge destroyed
1 Nov. 1843	400600059	U	U	Y	Damage: Crops flooded, road cut and a bridge destroyed
In 1788	400600044	N	N	Y	Damage: Notre-Dame de Valvert church scoured

Table. II.3.1. List of historical flood events on the ChadCoulin River, which runs through the village of Allos (based on the National Forestry Service’s free-of-access database, see text for details). Reference numbers enable these events to be easily found in the database. Vict. means Victims, Disr, Disruptions and Dam, Damages. N means No, Y means Yes and U, Uncertain.

4.1.A.6. Material and methods

4.1.A.6.1. Seismic survey and coring

We carried out a coupled bathymetric and seismic survey of the sediment infill, using a three-transducer CHIRP sonar (IXSEA, Echoes 5000) from the University of La Rochelle (LIENSs Laboratory) as the seismic source, combined with a short streamer mounted on a dinghy-towed fish. Chirp length was 10 ms and band pass frequency was 2 to 8 kHz (vertical resolution ~20 cm). Seismic data processing was carried out using Delph Seismic Software, consisting of gain correction and band-pass filtering. Two-way travel time to depth conversion was based on a P-wave velocity of 1600 m.s⁻¹ (Hamilton, 1972). Navigation was via a differential GPS system.

In order to constrain the sedimentological behavior of the lake basin, we retrieved thirteen sediment cores using an UWITEC gravity corer. The results presented here are for the three cores that were most representative of flood activity and that covered the longest period. Cores ALO09P12 (44°14’09.6”N, 6°42’33.6”E) and ALO09P13 (44°14’10.8”N, 6°42’33.1”E) were retrieved from the northern basin, at two different locations in front of the delta, in order to investigate changes in river paths on the delta. Core ALO09P11 (44°14’05.1”N, 6°42’30.6”E) was retrieved from the slope between the two basins, in a more distal position with respect to the two deltas. Sediment from this core was used for palynological analysis.

4.1.A.6.2. Core description and logging

The cores were split lengthwise and photographed for high-resolution (20 pixels.mm⁻¹) visual analysis of lithologies and sedimentary facies.

We carried out grain size analyses on core ALO09P13 (Malvern Mastersizer S), sampling at a continuous interval of 5mm. We then used the median (Q50) and coarsest fractions (Q90) to characterize interbedded deposits (Passega, 1964; Mulder *et al.*, 2001).

Geochemical analyses were carried out on the CEREGE laboratory's Itrax™ (Cox Analytical Systems) X-ray fluorescence (XRF) core scanner, using a chromium tube (35 keV, 45 mA) with a 15-s count-time and a 1-mm sampling step. The areas of the element peaks obtained are proportional to the concentrations of each element (Tachikawa *et al.*, 2011). We quantified total organic carbon contents (TOC) for cores ALO09P11 (1-cm sampling step) and ALO09P12 (2-cm sampling step) using a “Turbo” model RE6 pyrolyzer at the ISTO laboratory (see Lafargue *et al.*, 1998, for procedure details).

4.1.A.6.3. Pollen analysis

Pollen analyses were carried out at the IMBE laboratory. We chose core ALO09P11 for these analyses, as its distal position with respect to the stream inlets was more favorable to the preservation of pollen grains and spores. Constant volume (4 ml) pollen samples were taken and processed using the method described by Faegri and Iversen (1989). For each sample, we counted at least 300 terrestrial-vascular-plantpollen grains, which we identified under the microscope at 500x magnification under oil immersion. We identified and counted 78 taxa but our summary pollen diagram, drawn up using C2 software (Juggins, 2007), only shows selected taxa. We calculated the pollen frequency for each taxon as a percentage of the total pollen. For ecological reasons, we excluded spores from the pollen totals. We obtained the pollen curve for *Quercetum mixtum* (mixed oak forest) by aggregating percentages for the deciduous genera *Quercus*, *Tilia*, *Acer*, *Ulmus* and *Fraxinus*. The *Abies/Fagus* (beech/fir grove) curve shows total percentages for *Abies* and *Fagus*, and the Mediterranean trees curve shows total percentages for *Pistacia* and *Quercus ilex*. The “local anthropogenic taxa” curve summarizes the dynamics of flora associated with local human activities, that is, ruderal and nitrophilous herbs such as *Galium*, *Rumex*, *Urtica*, *Mentha*, *Plantago lanceolata* and *Plantago coronopus*.

4.1.A.6.4. Dating methods

We measured short-lived radionuclides (²¹⁰Pb, ¹³⁷Cs and ²⁴¹Am) in the uppermost 16 cm of core ALO09P12, following a non-regular sampling step of 0.5 to 1 cm, in order to match

facies boundaries, and using 1–3 g samples of dried sediment. Measurements were made by gamma spectrometry, using high-efficiency, very low background, well-type Ge detectors in the Modane underground laboratory (Reyss *et al.* 1995). Generally, counting times of 24 to 48 hours were required to reach a statistical error of less than 10% for excess ^{210}Pb in the deepest samples and for the 1963 ^{137}Cs and ^{241}Am peaks. Excess ^{210}Pb was calculated as the difference between total ^{210}Pb and ^{226}Ra activities. We then used the Constant Flux/Constant Sedimentation (CFCS) model and the decrease in excess ^{210}Pb to calculate the sedimentation rate (Goldberg, 1963). The uncertainty of the sedimentation rate obtained by this method was derived from the standard error of the linear regression of the CFCS model.

In order to obtain additional chronological markers, we compared the natural remnant magnetization (NRM) versus depth with known secular variations in the geomagnetic field (Barletta *et al.*, 2010). Paleomagnetic investigations were performed on u-channel sub-samples of core ALO09P12, using a 3-axis, 2-G enterprise cryogenic magnetometer at the CEREGE laboratory. Because the magnetometer has three orthogonal coils it was possible to use the alternating field demagnetization procedure. Each sample’s NRM was progressively demagnetized using (AF) in 10, 20, 30, 40 and 60 mT steps. The demagnetization diagrams (Zijderveld, 1967) showed that behavior was mainly unidirectional. In the small number of cases with two overlapping components, the softer component was removed above 30 mT AF. Thus, we used the characteristic remnant magnetization (ChRM) obtained after demagnetization of the $\text{NRM}_{40\text{mT}}$ for directional analyses. Samples affected by side effects were removed. We also imparted and demagnetized the samples’ isothermal and an hysteretic remnant magnetization in order to ensure there is no change in magnetic mineralogy. Because the magnetic carrier properties were very stable all along the studied section, we could be confident in the resulting NRM direction.

Small-size vegetal macro-remains were sampled at the base of flood deposits. Identifiable pine needles, buds, twigs and leaves were separated and sent for AMS ^{14}C analysis at France’s LMC14 carbon-dating laboratory. ^{14}C ages were calibrated (Intcal09 calibration curve, Reimer *et al.*, 2009; Table 1) and an age-model generated using the R-code package “clam” (Blaauw, 2010).

Lab. Code	Core depth (cm)	Synthetic sedimentary depth for core ALO09P12 (cm)	Radiocarbon age ^{14}C yr. BP	Calibrated yr. BP (2σ)	Calibrated yr. AD (2σ)
SacA 21326	71-73 (P12)	37.8	430 +/- 30	335-529	1421-1615
SacA 24170	151-152 (P13)	55.4	880 +/- 30	730-907	1043-1220
SacA 21330	130-132 (P12)	76.3	1295 +/- 30	1177-1287	663-773

Table. II.3.2. Radiocarbon dates for core ALO09P12 and ALO09P13. We calculated the synthetic sedimentary depth by removing the graded beds, which were considered to be instantaneous deposits. See text for explanation, nature of samples and calibration procedures.

Core ALO09P12 was dated using all the above dating methods, whereas core ALO09P13 was dated via the fine stratigraphic correlation of 156 thick, graded beds, and distal core, ALO09P11, was dated via synchronous geochemical variations.

4.1.A.7. Results and interpretations

4.1.A.7.1. Lake morphology and sediment infill

The lake basin consists of a shallow platform (20-m deep) to the north and a deep basin (42-m deep) to the south (Figure II.3.10.). Seismic data shows the sediment sequence to be well stratified with no evidence of major mass-wasting deposits. The morphology of the acoustic substratum, interpreted as bedrock, indicates flat areas correspond to two distinct sub-basins. Cores ALO09P12 and ALO09P13 were retrieved from the depocenter of the shallow basin, whereas core ALO09P11 was taken on the slope separating the two sub-basins.

4.1.A.7.2. Sedimentology

The sediment sequence consists of beds of homogeneous silty clay alternating with coarser, normally graded beds (Figs. 3 and 4). All the cores contained two horizons that were greatly enriched in organic carbon and sulfur (Figure II.3.12.). Stratigraphical correlations between the cores based on these horizons showed that ALO09P11 contains the most condensed sediment sequence. Analyses of the interbedded normally graded beds showed a sharp and coarse base overlain by a well-developed fining-upward basal unit and a thin, whitish, fine-grained uppermost unit (Figure II.3.13.). These beds had higher dry bulk densities, lower TOC values and higher calcium contents than the silty clay beds. In addition, the bases of the normally graded beds contained macro-remains of terrestrial vegetation. Normally graded beds are common features of lake sediments, where they are associated with turbidity currents triggered by gravity reworking or flood events (Sturm and Matter, 1978; Arnaud *et al.*, 2002; Gilbert *et al.*, 2006). Because the Lake Allos sequence consists of 160 normally graded beds in less than 2 meters of sediment, and because these beds all contained markers indicating an allochthonous origin for the sediment (terrestrial macro-remains and Ca-enrichment), we interpreted them as flood deposits rather than gravity-reworking deposits (e.g., Sturm and Matter, 1978; Gilbert *et al.*, 2006). In addition, 156 of the normally graded beds correlated well between cores ALO09P12 and ALO09P13, but six thin graded beds occurred only in core ALO09P13 (Figure II.3.12.). This suggests that changes in river paths on the delta during flood events occurred very rarely (4% of floods) and that the two cores are representative of the flood activity.

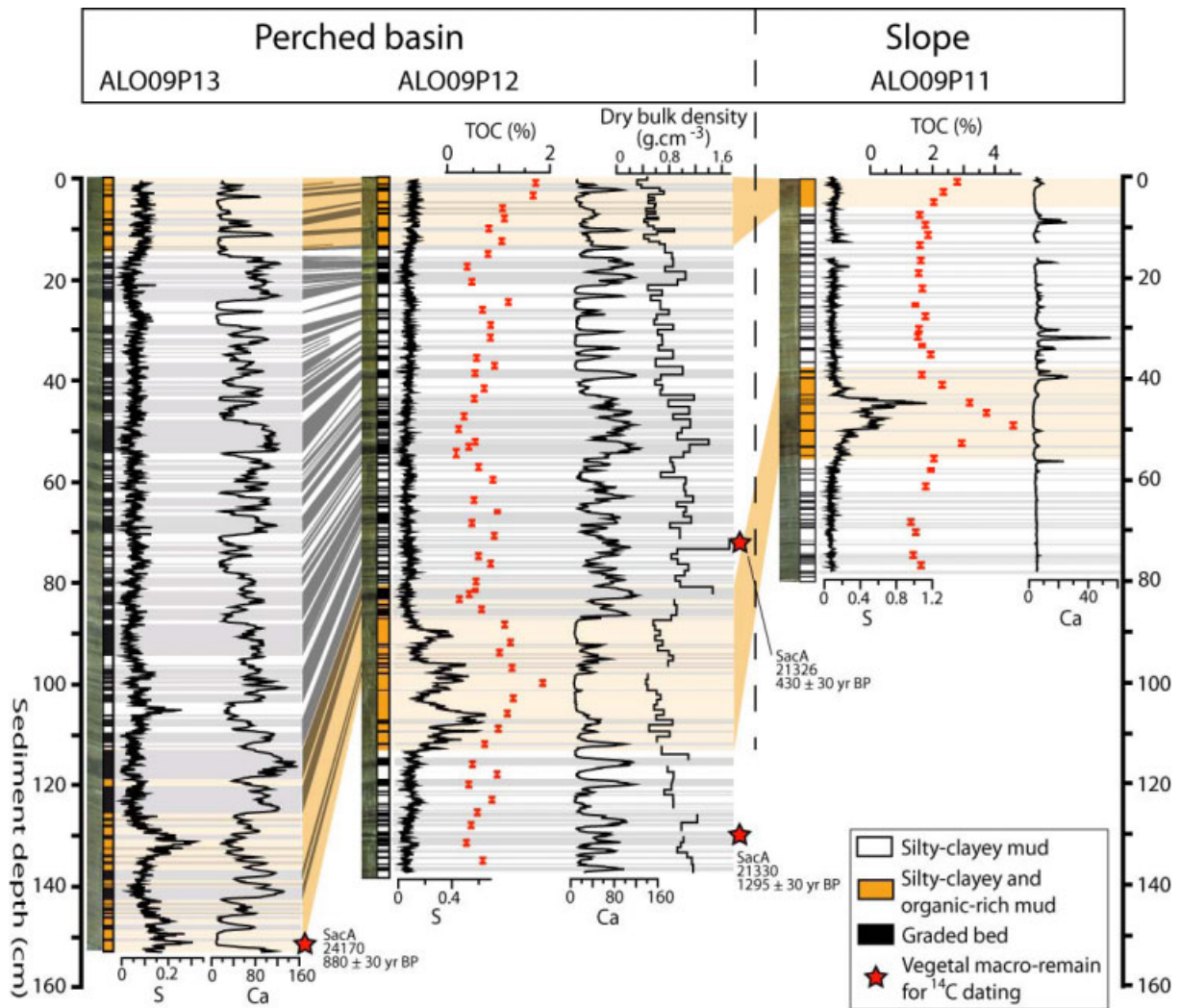


Figure II.3.12. Stratigraphic correlations of the cores studied, based on sedimentary facies, relative sulfur and calcium contents, and total organic carbon content (TOC). Relative sulfur and calcium contents were measured using core scanner analyses and are expressed in 10^3 peak area. The size of TOC points correspond to the sample thickness. ^{14}C samples are indicated by red stars.

Figure II.3.13. compares the thickness and the $Q_{90\text{max}}$ (i.e., the highest Q_{90} value of each graded bed) of the 53 beds thicker than 4 mm in core ALO09P13. This comparison could only be done for beds thicker than 4 mm because of the 5-mm sampling step used for grain size measurements. In the present case, the significant positive linear relationship between bed thickness and $Q_{90\text{max}}$ ($r=0.88$, $n=53$, $p<10^{-4}$) allowed us to use bed thickness as a high-resolution proxy for stream velocity during flood events (Molinaroli *et al.*, 2009, Parris *et al.*, 2010) and therefore as a proxy for flood intensity (e.g., Bøe *et al.*, 2006; Schiefer *et al.*, 2011).

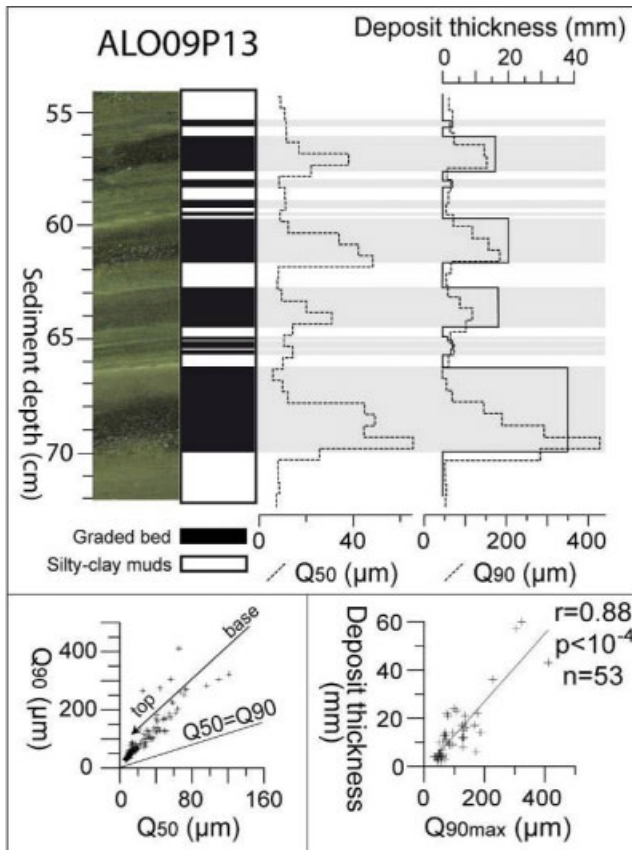


Figure II.3.13. Grain size features and $Q_{90\max}$ -thickness relationship for the graded deposits in core ALO09P13

4.1.A.7.3. Chronology

Short-lived radionuclides

The excess ^{210}Pb profile for core ALO09P12 showed a regular decrease down to a very low value (<15 Bq/kg), punctuated by sharp dips to low values for three layers (2.1-3.3 cm, 10.2-11.3 cm and 13.2-14.9 cm) of thick, graded deposits (Figure II.3.14.A). In line with Arnaud *et al.* (2002), we excluded ^{210}Pb values associated with instantaneous deposits in order to construct a synthetic sedimentary record (Figure II.3.14.B). Plotting the resulting excess ^{210}Pb profile on a logarithmic scale revealed two distinct point alignments. Applying the CFCS model (Goldberg, 1963) gave mean accumulation rates of 1.12 ± 0.1 mm.yr $^{-1}$ for the top 8 cm of the core and 0.8 ± 0.1 mm.yr $^{-1}$ for the lower section of the core. Ages derived using the CFCS mode were applied to the original sediment sequence to give a continuous age-depth relationship (Figure II.3.14.C). In addition, the profiles contained peaks for ^{241}Am and ^{137}Cs (Figure II.3.14.A). The ^{241}Am peak, between 5.1 and 6.1 cm, is characteristic of the decay of ^{241}Pu in fallout from atmospheric nuclear weapons tests (Appleby *et al.*, 1991); hence, the maximum ^{241}Am value can be taken to correspond to the end of nuclear weapon tests in the northern hemisphere, in 1963. The ^{137}Cs peak can be attributed to fallout from the Chernobyl accident in 1986. The agreement between these independent chronological markers

and the ^{210}Pb ages strongly support our age-depth model for the last century (Figure II.3.14.C).

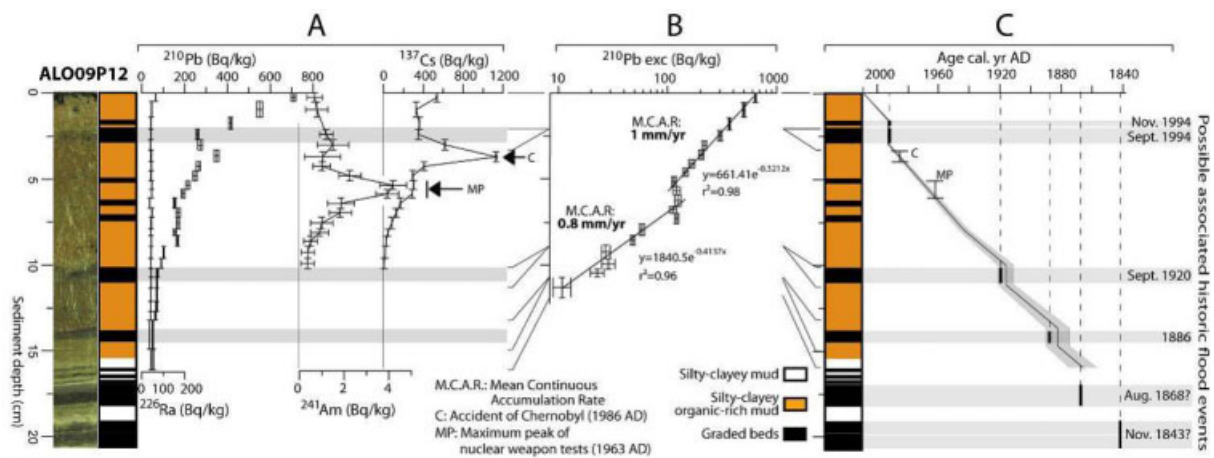


Figure II.3.14. (A) ^{226}Ra , ^{210}Pb , ^{137}Cs and ^{241}Am profiles for core ALO09P12. (B) Application of a CFCS model to the synthetic sedimentary profile of ^{210}Pb in excess (without thick graded beds considered as instantaneous deposits). (C) Resulting age-depth relationship with 1σ uncertainties and indications of historic flood dates, possibly associated to the thick graded deposits.

Age-depth model based on variations in the geomagnetic field and ^{14}C ages

We used measured and reconstructed declination variations over the last millennium (compilation from Bucur, 1994; Alexandrescu *et al.*, 1997; Gallet *et al.*, 2002) to identify magnetic declination minima and maxima. These occurred in AD 1805 ± 15 , 1530 ± 65 , 1360 ± 15 and 950 ± 40 (D-1 to D-4, respectively, Figure II.3.15.A). The ChRM declination profile of core ALO09P12 also showed four declination features during this period, at depths of 37 ± 1 , 56, 82 and 108 cm, allowing the correlation with the reconstructed declination variations (Figure II.3.15.A). These well-correlated declination features provided additional chronological markers that we combined with the short-lived radionuclides results and the ^{14}C ages (Table 1) to construct an age-depth model. As noted above, we removed flood layers in order to construct a synthetic sedimentary record (Bøe *et al.*, 2006, Giguët-Covex *et al.*, 2011). We then calculated an age-depth relationship using a smoothing spline and the “clam” R-code package (Blaauw, 2010; Figure II.3.15.B). We obtained reliable dates for the graded beds in core ALO09P13 based on the correlation of these beds with those in the dated-core ALO09P12 by using the visual lithological descriptions and the Ca signal (Figure II.3.12.). This allowed us to build a record of Laus torrent floods over the last 1400 yr. For each graded bed, the thickness was attributed to the age (Figure II.3.17.), and we calculated the mean thickness of corresponding flood deposit beds in cores ALO09P12 and ALO09P13, in order to take into account possible changes of river paths. Finally, we determined the age-depth relationship for core ALO09P11 by correlating the two organic-rich, silty clay layers.

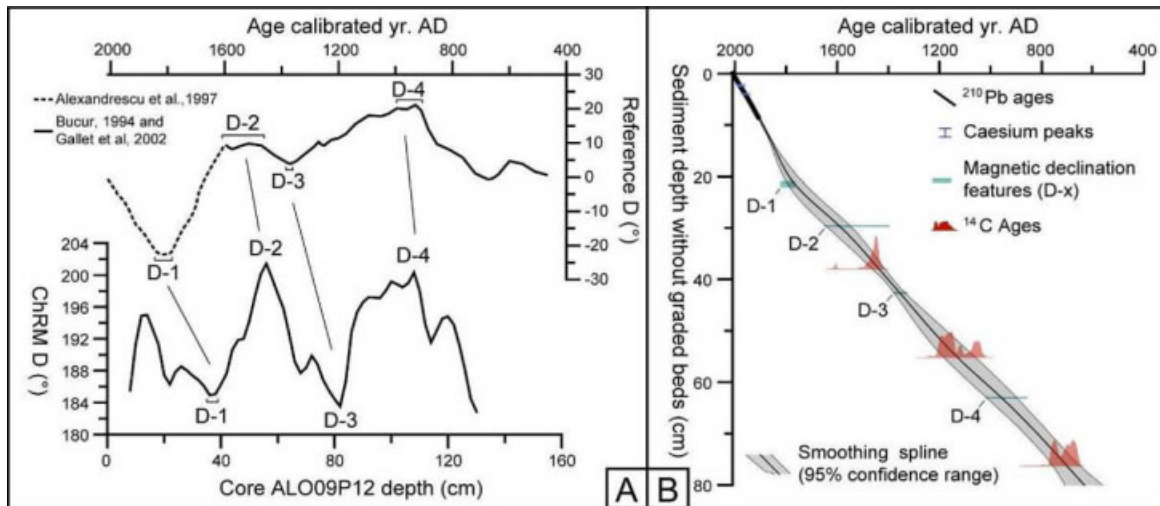


Figure II.3.15. Correlative magnetic features (D-1 to D-4) between the measured and reconstructed variations of the geomagnetic declination (Bucur, 1994; Alexandrescu *et al.*, 1997; Gallet *et al.*, 2002) and the ChRM declination profile of core ALO09P12 (A). Age-depth model for cores ALO09P12 produced with “clam” R-code package, combining historic ^{137}Cs peaks, ^{210}Pb resulted sedimentation rate, ^{14}C ages and magnetic declination features (B).

4.1.A.7.4. Vegetation dynamics

The pollen record is dominated by *Pinus* type *sylvestris* (Figure II.3.16.). *Pinus* pollen is generally over-represented in pollen records from high-mountain areas because it is widely and massively disseminated by the wind (Couteaux, 1991), particularly in open landscapes dominated by grassland. Consequently, high *Pinus* pollen values cannot be interpreted as indicating the presence of pine forests close to the lake. These pollen values are more probably due to the presence of scattered stands of pine trees in the upper parts of the valley. The base of core ALO09P11 (Local Pollen Assemblage Zone (LPAZ) 1; Figure II.3.16.) is characterized by the presence of *Juglans*, low *Quercetum mixtum* pollen concentrations, a major peak for *Poaceae* and continuous occurrences of “local anthropogenic taxa”. LPAZ 2 is characterized by the first occurrences of pollen from Mediterranean trees, a major peak for arboreal pollen and a continuous curve of *Artemisia*. There are no Mediterranean trees in the immediate vicinity of the lake, but the substantial quantities of Mediterranean tree pollen in these samples indicate that the landscape surrounding the lake was open. The subsequent zone, LPAZ 3, is characterized by a general decrease in tree pollen (decreasing AP/NAP curve) and high levels of wild grass pollen, such as *Poaceae*, *Cerealia* and *Ericaceae*. This may indicate a significant local and regional destabilization of the mountain ecosystem due to agro-pastoral activities. During LPAZ 4, an increase in the amount of *Olea* and *Juglans* pollen is accompanied by a decrease in *Quercetum mixtum* pollen. This zone also includes a second *Poaceae* peak, suggesting a continuation of the preceding major disruption in forest dynamics. The most recent zone, LPAZ 5, is characterized by a reduction in non-arboreal pollen and a simultaneous increase in *Pinus* pollen, as well as the appearance of macro-

remains of gymnosperms (sub-fossil xylem tracheids). The increase in *Pinus* pollen and the appearance of gymnosperm macro-remains suggest a recent and progressive recolonization of pine trees from the lower valley to the lake. This is consistent with the current landscape. Overall, the pollen record suggests that the landscape around the lake has been mostly open since LPAZ2, and that agro-pastoral activities occurred throughout the valley during the entire study period.

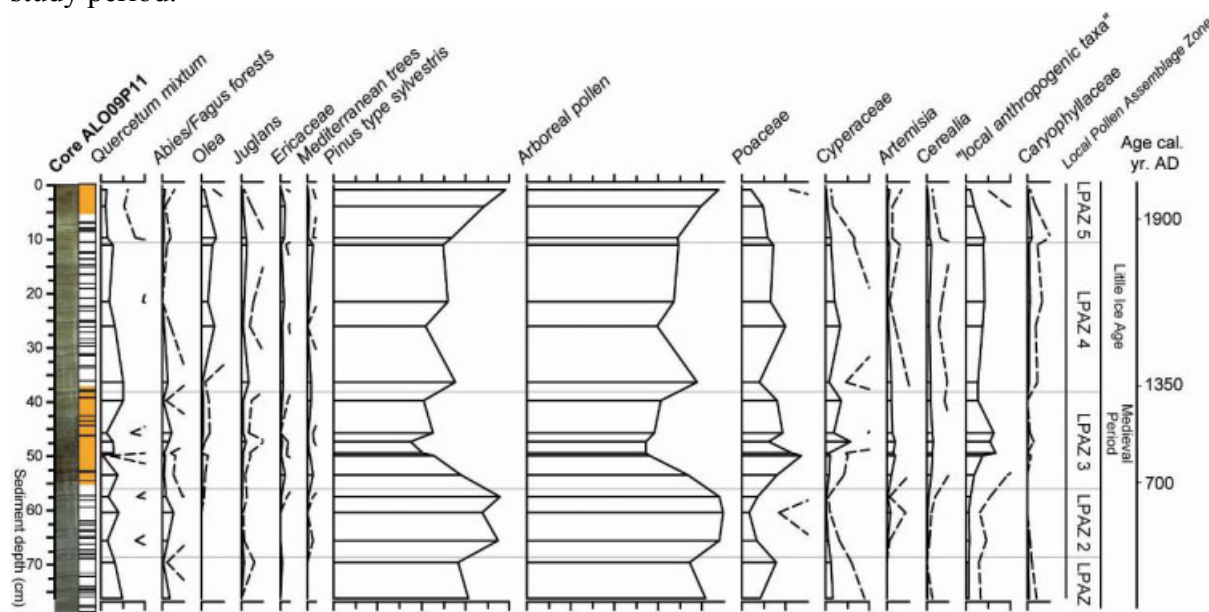


Figure II.3.16. Pollen diagram for core ALO09P11. Only selected palynological taxa and groups are shown (see text for explanation). Horizontal solid lines represent samples analyzed. Dashed lines show exaggeration curves used to magnify occurrences of rare pollen taxa (percentages are multiplied by 5). Indicated ages and historical periods derived from the ALO09P12 age-depth model and the core-to-core correlation of organic-rich layers.

4.1.A.8. Discussion

4.1.A.8.1. The Lake Allos flood record and its representativeness as a regional climate proxy

Once a flood record has been established from proxies, the representativeness of that record has to be determined. Graded beds are generally interpreted as being formed by increases in river discharge, with the high energy features of these beds suggesting that they are the result of flood events, rather than snow melt (e.g., Enters *et al.*, 2010; Giguet-Covex *et al.*, 2012; Wilhelm *et al.*, in press). In the case of Lake Allos, historical sources can be used to determine whether the record merely reflects flooding caused by local meteorological events or whether it can be used as a regional climate proxy. In addition, it is necessary to assess the effect of land-use changes on erosion patterns, which can be done using pollen data.

4.1.A.8.2. The historically well-documented period: local to regional comparison

In order to assess the local reliability of the Allos flood reconstruction, we used the ^{210}Pb -based ages to determine whether or not the uppermost thick graded beds correlate with

documented floods of the Chadoulin River. The most recent graded bed, which only occurred in core ALO09P13, was dated to AD 2005 ± 1 (Figure II.3.12.), suggesting that it corresponds to a local but violent storm that occurred in June 2005. Downcore, the two thick deposits were dated to AD 1995 ± 2 and 1994 ± 2 , respectively (Figure II.3.14.C). Both dates and the sediments between these deposits provide a good match with two catastrophic flood events that occurred in September and November 1994. Thick flood deposits lower in the cores were dated to AD 1915 ± 5 and 1881 ± 7 , and may correspond to deposits formed by the floods of 1920 and 1886. Other thick flood deposits occurred below the range of the ^{210}Pb dating method, suggesting that they were formed in the second part of the 19th century. The dates of AD 1862 ± 9 and 1851 ± 10 obtained for these deposits by extrapolating the mean sedimentation rate of 0.8 mm.yr^{-1} are consistent with their formation by the historical floods of August 1868 and 1843. However, the absence of evidence supporting the assumption of a continuous sedimentation rate below the range of the ^{210}Pb dating method makes these correlations uncertain. Although there are records of an older flood, in 1788, it would be hazardous to try and correlate this event with a sediment horizon due to the absence of independent chronological controls and the presence of numerous graded beds. Overall, the good agreement between major historical floods in the last 150 yr and the calculated ages of the thick graded beds supports the interpretation that these beds were deposited by intense flood events. However, some events (e.g., the June 2005 and November 1994 floods) occurred close to times of the year when the lake is usually covered by ice, suggesting that there is a possibility that a flood event may occur when the lake is still ice bound and therefore not be recorded.

To investigate whether or not the Allos flood record is representative of flood events across the region, we compared it with recorded floods for the River Ubaye, approximately 15 kilometers north of Lake Allos, and its main tributaries (Figure II.3.10.), covering periods of 400 and 150 yr, respectively (Remaitre, 2006; Sivan *et al.*, 2009, Figure II.3.17.). This comparison showed that high flood-frequency periods for the River Ubaye were concomitant with high flood-frequency periods of its tributaries and at Allos (Figure II.3.17.B). This concordance in flood timing over a range of catchment sizes (from 0.5 to 1000 km²) suggests that most major floods are caused by meso-scale intense precipitation events. In areas with a Mediterranean climate, such meso-scale events most commonly occur in the fall. In contrast, the extreme precipitation rates and torrential floods associated with summer thunderstorms tend to be highly localized (e.g., Merz and Blöschl, 2003; Sivan *et al.*, 2009; Wilhelm *et al.*, in press). These observations led us to interpret the Allos flood record as a signal dominated by regional events. Moreover, the good agreement between different flood records during a cold phase of the LIA (Guiot *et al.*, 2010; Corona *et al.*, 2011) also suggests that the Allos

flood signals reliable, even if some events are missed during winters when the lake is covered in ice for longer than usual.

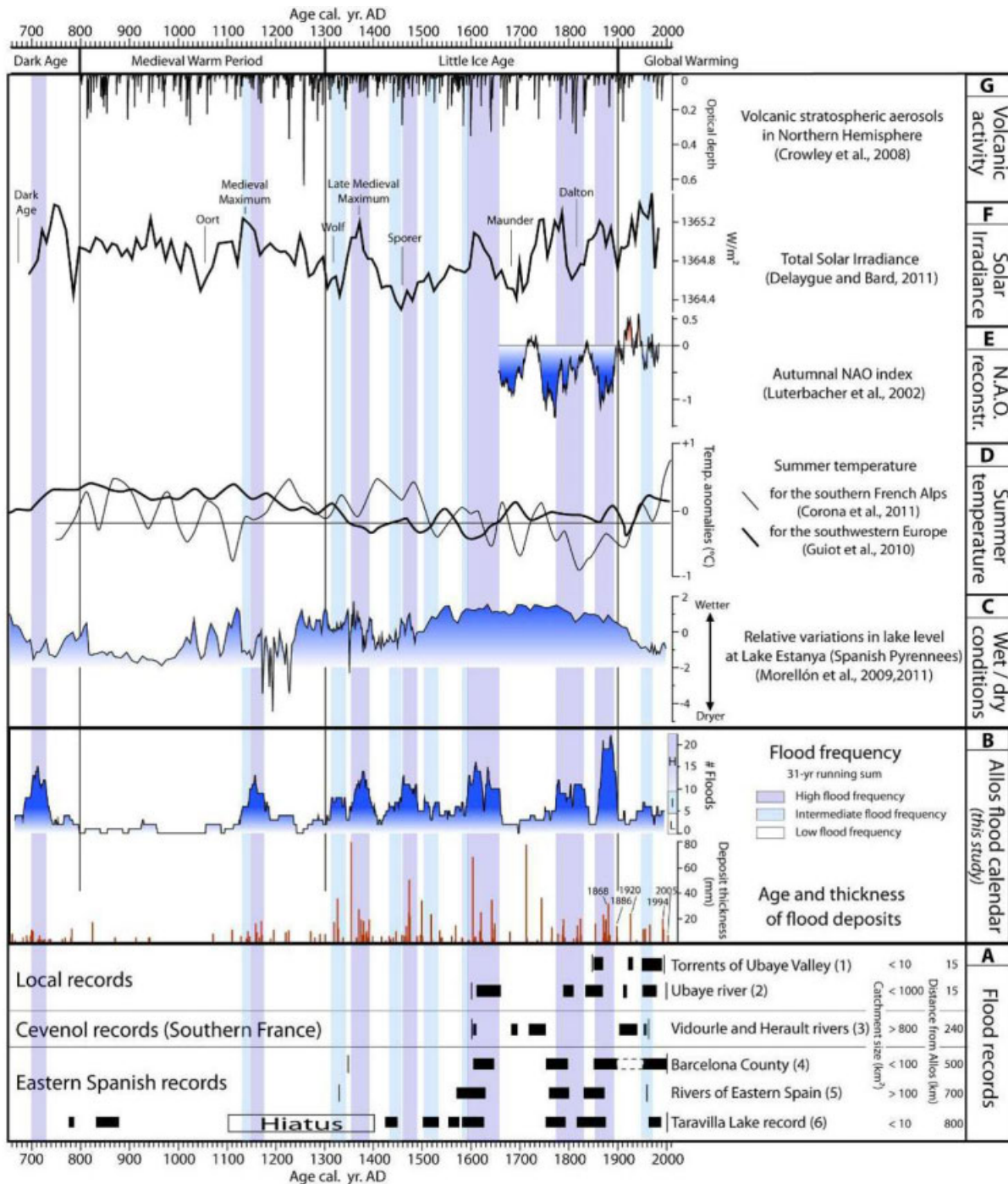


Figure II.3.17. Comparison of (B) reconstructed Allos flood frequency (31 yr running average) and intensity (thickness of flood deposits) with (A) periods of high flood frequency over a large study area and the reconstructions of (C) relative variations in the level of Lake Estanya (Spanish Pyrennees), (D) tree-ring-based summer temperature for the southern Alps and Europe, (E) autumnal NAO index, (F) solar activity and (G) major volcanic eruptions in northern hemisphere. References for the flood records are: (1) Remaître, 2006, (2) Sivan *et al.*, 2009, (3) Blanchemanche, 2009, (4) Barrera *et al.*, 2006, (5) Vallve and Martin-Vide, 1998 based on historical records and (6) Moreno *et al.*, 2008 based on a lake sediment sequence.

The last millennium: potential influence of land-use changes

The climatic information provided by our reconstruction of the Allos flood record for the last few centuries can be considered relevant to longer periods if there have not been any major changes in erosion processes. Changes in erosion processes in high-altitude regions can result from changes in land use and/or soil freeze/thaw due to the presence/absence of permafrost. However, the aspect (west) and altitude (up to *ca.* 2350 m a.s.l.) of the area eroded by the Laus tributary suggest that the area was unlikely to have been affected by permafrost (e.g., Haeberli, 1975; Stoffel *et al.*, 2005). In addition, an effect of permafrost on erosion processes is incompatible with the high frequency of flood layer formation during the LIA, and the fact that this period also saw the formation of the thickest flood layers. Consequently, our analysis focused uniquely on land use changes. The first high-flood-frequency period (around AD 700–800; Figure II.3.17.) was contemporaneous with major anthropogenic disturbance and with the greatest changes in vegetation dynamics during the study period (Figure 7). Hence, the peak in flood frequency may be a result of this change in land use (e.g., Dapples *et al.*, 2002). Pollen data suggest that human impact on the environment was greatest during the MWP (LPAZ3, Figure II.3.16.), whereas the lowest flood frequency occurred during this period, with only one peak around AD 1140. In contrast, during the LIA there was a general increase in stream activity, albeit with sharp variations. In addition, pollen analyses show that the percentages of anthropogenic taxa and cultivated trees remained almost constant during this period. Except for the period around AD 700, we did not find any correlation between local human activities and the flood signal during the last 1400 yr. Furthermore, the relationship between $Q_{90\max}$ and flood-deposit thickness (Figure II.3.13.) suggests that the amount of eroded material mainly depended on river flow velocity, rather than on the availability of erodible sediment. When soils are destabilized by pastoral land use, the amount of eroded material may become independent of the Q_{90} and a secondary pattern would be expected to appear (Giguet-Covex *et al.*, 2011). Hence, except during the 8th century, when land-use changes destabilized the geosystem, the Allos flood record appears to have been mostly driven by climate forcing.

4.1.A.8.3. Variations in Allos flood activity and climate change in the northwestern Mediterranean region

Multi-centennial scale

Multi-centennial climate variations during the last millennium can be summarized as an oscillation between “warm and dry” periods and “cold and wet” periods. Three periods of different duration can be recognized; known as the Medieval Warm Period (MWP), the Little

Ice Age (LIA) and the recent warm period. The MWP (AD 800–1300) was characterized by high summer temperatures in southern Europe (Guiot *et al.*, 2010), with the exception of a short, cooler and wetter period around AD 1100 (Corona *et al.*, 2011). Reconstructions of lake levels in southern Europe indicate that the MWP included two warmer and much dryer periods, from AD 800 to 1000 and from AD 1150 to 1300 (Morellón *et al.*, 2009, 2011, Figure II.3.17.C). In addition, the MWP was marked by very low hydrological activity in large rivers such as the Rhône (Arnaud *et al.*, 2005; Debret *et al.*, 2010), Moyenne Durance (Miramont *et al.*, 1998) and Tagus (Benito *et al.*, 2003), and in mountain streams such as the Taravilla lake inlet (Moreno *et al.*, 2008). The Allos flood record is consistent with this general dry pattern, although the sharp increase in flood frequency circa AD 1150 appears anomalous, as this was a warm, dry period. However, given the uncertainty of our age model at this depth (i.e., an age error of 50 yr over the last 1000 yr), this increase in flood frequency may correspond to the cold, wet phase circa AD 1100.

The onset of the LIA (*ca.* AD 1300) was marked by a progressive shift toward cooler and wetter conditions (Guiot *et al.*, 2010; Corona *et al.*, 2011; Morellón *et al.*, 2009, 2011, Figure II.3.17.). Research has shown higher flood activity in large rivers in southern Europe, notably in France (Miramont *et al.*, 1998; Arnaud *et al.*, 2005; Debret *et al.*, 2010), Italy (Belotti *et al.*, 2004; Giraudi, 2005) and Spain (Benito *et al.*, 2003), and in smaller catchments (e.g., in Spain, Moreno *et al.*, 2008). At Allos, the higher flood frequency during the LIA was accompanied by a substantial increase in deposit thickness, which we interpret as being due to an increase in the intensity of extreme rainfall events compared with the MWP (Figure II.3.17.). Thus, the northwestern Mediterranean region was characterized by lower temperatures and wetter conditions, and by more frequent and more intense flood events in the MWP than in the LIA. This pattern is shown by sedimentary records from both Allos and Taravilla. The increased frequency of flood events is consistent with the increased flood activity of large rivers in the northwestern Mediterranean region.

Sub-centennial scale

Although there was an overall multi-centennial increase in the frequency of floods at Allos during the LIA, flood frequencies were highly variable on a sub-centennial timescale. This type of short-term variation has been recognized in a small number of paleohydrological records in the northwestern Mediterranean region. In addition, extensive research using historical documents allowed us to compare the sub-centennial variability in our signal with a detailed flood reconstruction of the Barcelona area (Barrera *et al.*, 2006), as well as a summary of nine flood reconstructions of various rivers along Spain's Mediterranean coast (Barriendos-Vallve and Martín-Wide, 1998, Figure II.3.17.A). First, the timings of periods of

high flood frequencies shown by Spanish records, for all sizes of catchment area, are similar to those shown by records for the River Ubaye and its tributaries. In addition, there is good agreement between the flood chronologies for northeast Spain and the southern Alps (i.e., Allos and Ubaye) over the last four centuries, as high flood frequency periods (in the early 17th century, 1750–1900 and during the late 20th century) and low flood frequency periods (well-marked around 1700 and in the early 20th century) are almost synchronous. However, the concordance between flood reconstructions is weaker prior to AD 1600. This change may be due to the intrinsic limits of the reconstructions. For example, the reconstructions for Barcelona drawn up by Barrera *et al.* (2006) using historical documents did not reveal a consistent flood frequency trend during the first 200 yr. This may be linked to a lack of written sources for this period (Barrera *et al.*, 2006). This interpretation is supported by the fact that the Lake Taravilla reconstruction indicates two high-flood frequency periods between AD 1400 and 1550 that do not occur in other reconstructions, whereas both Spanish reconstructions present strong similarities since AD 1600. Furthermore, uncertainties in the ¹⁴C dates may affect the overall accuracy of the Taravilla and Allos lake sediment reconstructions.

However, the most intense precipitation events in the northwestern Mediterranean region occur in the Cévennes-Vivarais area (southern France), 250-km west of Allos. Known as “Cévenole” events, these episodes are associated with precipitation rates of up to 500 mm/day and are capable of triggering regional high-intensity floods. This type of meso-scale intense precipitation event is a typical feature of Mediterranean climates during the fall (Boudevillain *et al.*, 2009; Gaume *et al.*, 2009). Blanchemanche (2009) used historical documents to draw up a record of autumnal floods for the Rivers Vidourle and Hérault, which are affected by Cévenole events. On comparing this record with our Allos flood reconstruction, we found an inverse correlation between the high flood-frequency periods, measured on a decennial to centennial scale, in the two areas (Figure II.3.17.). This suggests that floods in the southern Alps (i.e., Allos and Ubaye) and the Cévennes-Vivarais region are caused by different meso-scale events. Furthermore, these comparisons showed that flood frequencies were higher in the southern Alps and on Spain’s Mediterranean coast than they were in the Cévennes-Vivarais area during the periods AD 1600–1660, 1750–1900 and 1950–2000, and higher in the Cévennes-Vivarais area than in the southern Alps and on the Spanish Mediterranean coast during the periods AD 1680–1750 and 1900–1950.

4.1.A.8.4. Possible climate mechanisms governing the frequency of torrential floods in the northwestern Mediterranean region

Major multi-centennial changes in general precipitation patterns during cooling phases, such as the LIA, associated with long periods of reduced solar activity (Delaygue and Bard, 2011) have been recorded in western (Magny *et al.*, 2003) and northern Europe (Bakke *et al.*, 2008). 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 (Trigo and Davies, 2000; Bengtsson and Hodges, 2006; Raible *et al.*, 2007). On the other hand, the general increase in hydrological activity at the beginning of the LIA was accompanied by a sub-centennial variability in flood frequency. Most periods of high flood frequency occurred during periods of high solar irradiance (Delaygue and Bard, 2011; Figure II.3.17.), and a relationship between solar maxima and high flood activity has been suggested from flood reconstructions for the River Tagus (Vacquero, 2004) and the Lake Taravilla inlet (Moreno *et al.*, 2008). According to Kirov and Georgieva (2002), secular solar activity and the NAO are linked: if secular solar activity increases, the “smoothed” NAO index decreases, and vice versa. In addition, negative NAO phases are associated with increased precipitation in southern Europe (e.g., Hurrell 1995; Sanchez-Gomez *et al.*, 2008). Luterbacher *et al.* (2002) reported good agreement between periods of high flood frequency and the reconstructed fall NAO index for the last three centuries, with periods of high flood frequency at around AD 1790 and 1880 being associated with highly negative NAO values. However, few floods occurred during the negative NAO period around AD 1680, corresponding to the Maunder solar minimum, although this period has been described as wet (e.g., Pauling *et al.*, 2006). However, the absence of a marked increase in flood frequency has already been noted in the northwestern Mediterranean region (Barriendos, 1997). Changes in atmospheric conditions on a multi-annual time scale can also be triggered by major volcanic eruptions, which can cause negative temperature anomalies (e.g., Crowley *et al.*, 2008), and either positive (e.g., Blass *et al.*, 2008) or negative (Peng *et al.*, 2010) precipitation anomalies. Comparisons between the paleo-volcanic record (Crowley *et al.*, 2008) and the Allos record suggest that some flood events may be related to major volcanic activity. However, a consistent correlation supporting volcanism as a main trigger of intense flood event did not appear.

Finally, over the last four centuries there has been a large degree of concordance in the timing of floods in the southern Alps and on Spain’s Mediterranean coast. Conversely, there is an inverse relation between flood frequencies in these two regions and those in the Cévennes-Vivarais region. The meteorological and atmospheric-circulation patterns that led to intense precipitation events in the southern Alps and the Cévennes-Vivarais region between 1994 and 2006 have been closely analyzed (Buzzi and Foschini, 2000; Jansa *et al.*, 2000; Ducrocq *et*

al., 2008; Boudevillain *et al.*, 2009; Figure II.3.18.). The results for both areas show that, in the fall, intense precipitation is linked to the still warm Mediterranean Sea moistening and warming the lower atmosphere. During periods of southerly airflow, unstable air masses are carried toward the coast where convection develops, often triggered by the air flowing over the cooler land and being pushed to higher altitudes by the relief. However, on a meso-scale, the direction of the prevailing winds in the lower layers of the atmosphere will depend on the position of the depression center (Boudevillain *et al.*, 2009). Meteorological analyses show that Cévenole events occur when the winds blow from the south or southeast, whereas extreme precipitation events in the southern Alps and the Gulf of Genoa occur when the winds are from the southwest (Boudevillain *et al.*, 2009; Figure II.3.18.). These differences might explain the differences in the reconstructed flood patterns for these two regions. Moreover, the fact that southern Alps-type flood events occur during periods of southwesterly airflow, that is, when the airflow comes from the eastern coast of Spain, suggests that the same meso-scale intense precipitation event might trigger flood events over both eastern Spain and the southern Alps. Combining this observation with reconstructed flood patterns may suggest a 50 to 150-yr oscillation between the two northwestern Mediterranean atmospheric circulation paths that result in intense precipitation events in the area, and that this oscillation has occurred for at least the last 400 yr.

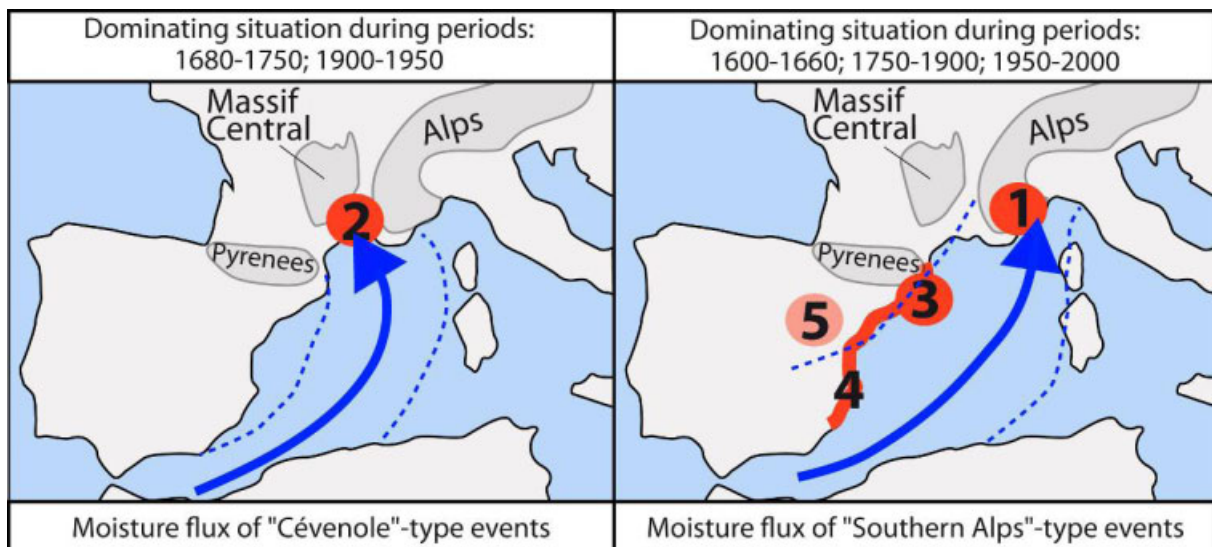


Figure II.3.18. Dominating situations over the last four centuries during which extreme events affected the dotted area: (1) Allos Lake, (2) Vidourle and Herault Rivers, (3) Rivers of Barcelona county, (4) Rivers of the Spanish Mediterranean coast and (5) Taravilla Lake. The blue arrow and the dashed lines indicate the main moisture flux and its approximate limits, determined from meteorological reanalysis of recent catastrophic “Cévenole” and “Southern Alps”-type events (from Boudevillain *et al.*, 2009).

4.1.A.9. Conclusion

A multi-proxy investigation of the Lake Allos sediment sequence revealed 160 interbedded layers formed over the last 1400 yr. These layers are characterized by a sharp and coarse base, a fining-upward trend, high density, low TOC values, the presence of terrestrial vegetal remains and systematic Ca enrichment. The characteristics and frequent occurrence of these deposits suggest that they were formed by high-energy sediment inputs during mountain-torrent floods resulting from extreme precipitation events. In addition, the relationship between the thickness of the graded beds and their basal grain size led us to use bed thickness as a proxy for flood intensity. Comparisons with reconstructions of local historical floods over the last 400 yr suggest that most of these floods were triggered by autumnal, meso-scale intense precipitation events. As there is no evidence for major changes in erosion processes linked to human activities since the MWP, the Lake Allos sediment sequence can be regarded as a record of floods caused by intense precipitation events during the last millennium.

On a multi-centennial time scale, the frequency of Allos flood events is consistent with the general moisture, large-river hydrology and temperature patterns in the northwestern Mediterranean region, that is, low flood activity during the warm/dry MWP and high flood activity during the cold/wet LIA. Although there was a general increase in flood frequency during the multi-centennial period of the LIA, on a sub-centennial scale flood frequencies were highly variable. This variability may be in phase with solar maxima. In addition, flood frequency peaks appear to be related to autumnal negative NAO phases. Such a relationship has already been reported following paleoflood reconstructions for Spanish rivers (Benito *et al.*, 2003; Moreno *et al.*, 2008). Finally, comparing flood-frequency patterns for different northwestern Mediterranean sites may suggest a 50 to 150-yr oscillation between the two northwestern Mediterranean atmospheric circulation paths that result in intense precipitation events in this region.

Acknowledgments

B. Wilhelm's PhD fellowship was supported by a grant from the Assemblée des Pays de Savoie and the Communauté de Communes du Grésivaudan. Logistical and financial support was provided by the French National Research Agency's Pygmalion project (ANR BLAN07-2_204489). Radiocarbon dating was performed by the national facility LM14C laboratory as part of an INSU ARTEMIS grant proposal. The authors would also like to thank Claire Dehlon for her help in identifying vegetal remains, François Demory for his helpful discussions and for providing access to the CEREGE's paleomagnetism laboratory, Jean-Pascal Dumoulin for his careful processing of our samples for radiocarbon dating, Marta

Garcia for her excellent technical advice on using core scanners, Paul Henderson for the improvement of English, Yoan Laurent for his assistance in processing the seismic data and the Mountain Terrain Restoration department of the National Forestry Service for allowing access to its database of historic floods. We would also like to thank Cécile Miramont, an anonymous reviewer, Lothar Schulte and the editor for their constructive comments that greatly improved this manuscript.

4.10. References (article)

Alexandrescu, M., Courtillot, V., Le Mouél, J.-L., 1997. High-resolution secular variation of the geomagnetic field in western Europe over the last 4 centuries : comparison and integration of historical data from Paris and London. *Journal of Geophysical Research* 102, 20245–20258.

Appleby, P.G., Richardson, N., Nolan, P.J., 1991. ²⁴¹Am dating of lake sediments. *Hydrobiologia* 214, 35–42.

Arnaud, F., Lignier, V., Revel, M., Desmet, M., Pourchet, M., Beck, C., Charlet, F., Trentesaux, A., Tribovillard, N., 2002. Flood and earthquake disturbance of ²¹⁰Pb geochronology (Lake Anterne, North French Alps). *Terra Nova* 14, 225–232.

Arnaud, F., Revel, M., Chapron, E., Desmet, M., Tribovillard, N., 2005. 7200 years of Rhône river flooding activity in Lake Le Bourget, France: a high-resolution sediment record of NW Alps hydrology. *The Holocene* 15(3), 420–428.

Bakke, J., Lie, Ø., Dahl, S.O., Nesje, A., Bjune, A.E., 2008. Strength and spatial patterns of the Holocene wintertime westerlies in the NE Atlantic region. *Global and Planetary Change* 60, 28–41.

Barriendos Vallve, M., Martin-Wide, J., 1998. Secular climatic oscillations as indicated by catastrophic floods in the Spanish Mediterranean coastal area (14th-19th centuries). *Climatic Change* 38, 473–491.

Barletta, F., St-Onge, G., Channell, J.E.T., Rochon, A., 2010. Dating of Holocene western Canadian Arctic sediments by matching paleomagnetic secular variation to a geomagnetic field model. *Quaternary Science Reviews* 29, 2315–2324.

Barrera, A., Llast, M.C., Barriendos, M., 2006. Estimation of extreme flash flood evolution in Barcelona County from 1351 to 2005. *Natural Hazards Earth Systems Sciences* 6, 505–518.

Barriendos, M., 1997. Climatic variations in the Iberian Peninsula during the late Maunder Minimum (AD 1675-1715): an analysis of data from rogation ceremonies. *The Holocene* 7, 105–111.

Beierle, B.D., Lamoureux, S.F., Cockburn, J.M.H., Spooner, I., 2002. A new method for visualizing sediment particle size distributions. *Journal of paleolimnology* 27, 279–283.

Belotti, P., Caputo, C., Davoli, L., Evangelista, S., Garzanti, E., Pugliese, F., Valeri, P., 2004. Morpho-sedimentary characteristics and Holocene evolution of the emergent part of the Ombrone River delta (southern Tuscany). *Geomorphology* 61, 71–90.

Beniston, M., Stephenson, D.B., Christensen, O.B., Ferro, C.A.T., Frei, C., Goyette, S., Halsnaes, K., Holt, T., Jylhä, K., Koffi, B., Palutlikof, J., Schöll, R., Semmler, T., Woth, K., 2007. Future extreme

events in European climate: an exploration of regional climate model projections. *Climatic Change* 81, 71–95.

Benito, G., Díez-Herrero, A., Fernández de Villalta, M., 2003. Magnitude and frequency of flooding in the Tagus Basin (Central Spain) over the last millennium. *Climatic Change* 58, 171–192.

Bengtsson, L., Hodges, K.I., 2006. Storm Tracks and Climate Change. *Journal of Climate* 19, 3518–3543.

Blaauw, M., 2010. Methods and code for ‘classical’ age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology* 5, 512–518.

Blanchemanche, P., 2009. Crues historiques et vendanges en Languedoc méditerranéen oriental : la source, le signal et l’interprétation. In : *Changement global, effets locaux : Le Petit Age Glaciaire dans le Sud de la France : Impacts morphogéniques et sociétaux*. *Archéologie du Midi Médiéval* 27, 225–235.

Blass, A., Grosjean, M., Livingstone, D.M., Sturm M., 2008. Signature of explosive volcanic eruptions in the sediments of a high-altitude Swiss lake. *Journal of Paleolimnology* 39, 35–42.

Bøe, A.G., Olaf Dahl, S., Lie, O., Nesje, A., 2006. Holocene river floods in the upper Glomma catchment, southern Norway: a high-resolution multiproxy record from lacustrine sediments. *The Holocene* 16(3), 445–455.

Boudevillain, B., Argence, S., Claud, C., Ducrocq, V., Joly, B., Lambert, D., Nuissier, O., Plu, M., Ricard, D., Arbogast, P., Berne, A., Chaboureau, J.P., Chapon, B., Crépin, F., Delrieu, G., Doerflinger, E., Funatsu, B.M., Kirstetter, P.E., Masson, F., Maynard, K., Richard, E., Sanchez, E., Terray, L., Walfpersdorf, A., 2009. Cyclogenèses et précipitations intenses en région méditerranéenne: origines et caractéristiques. *La Météorologie* 66, 18–28.

Bucur, I., 1994. The direction of the terrestrial magnetic field in France during the last 21 centuries. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 87, 95–109.

Buzzi, A., Foschini, L., 2000. Mesoscale Meteorological Features Associated with Heavy Precipitation in the Southern Alpine Region. *Meteorology and Atmospheric Physics* 72, 131–146.

Corona, C., Edouard, J.L., Guibal, F., Guiot J., Bernard, S., Thomas, A., Denelle, N., 2011. Long-term summer (AD751–2008) temperature fluctuation in the French Alps based on tree-ring data. *Boreas* 40(2), 351–366

Couteaux, M., 1991. La limite supérieure de la forêt et sa valeur de seuil. *Actes du colloque de Perpignan*, 139–159.

Crowley, J.C., Zielinski, G., Vinther, B., Udisti, R., Kreutz, K., Cole-Dai, J., Castellano, E., 2008. Volcanism and the Little Ice Age. *PAGES Newsletters* 16, 22–23.

Dapples, F., Lotter, A.F., van Leeuwen, J.F.N., van der Knapp, W.O., Dimitriadis, S., Oswald, D., 2002. Paleolimnological evidence for increased landslide activity due to forest clearing and land-use since 3600 cal BP in the western Swiss Alps. *Journal of Paleolimnology* 27, 239–248.

Debret, M, Chapron, E., Desmet, M., Rolland-Revel, M., Magand, O., Trentesaux, A., Bout-Roumazeille, V., Nomade, J., Arnaud F., 2010. North western Alps Holocene paleohydrology recorded by flooding activity in Lake Le Bourget, France. *Quaternary Science Reviews* 29, 2185–2200.

- Delaygue, G., Bard, E., 2011. An Antarctic view of Beryllium-10 and solar activity for the past millennium. *Climate Dynamics* 36, 2201–2218.
- Ducrocq, V., Nuissier, O., Ricard, D., Lebeauvin, C., Thouvenin, T., 2008. A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. II: Mesoscale triggering and stationarity factors. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 134, 131–145.
- Enters, D., Arnaud, F., Poulénard, J., Giguët-Covex, C., Malet, E., Wilhelm, B., 2009. A Coupled Environmental Monitoring and Lake Sediment Study to Understand Factors Generating Torrential Floods in an Alpine Catchment (Giffre Valley, NW French Alps). *Geophysical Research Abstracts* 11, EGU2009-8837-1, EGU General Assembly, Vienna, Austria.
- Fægri, K., Iversen, J., 1989. *Textbook of Pollen Analysis*. In: John Wiley & Sons, New York, 328 pp.
- Francus, P., Bradley, R.S., Abbott, M.B., Patridge, W., Keimig, F., 2002. Paleoclimate studies of minerogenic sediments using annually resolved textural parameters. *Geophysical Research Letters* 29(20), 1998.
- Frei C., Schär, C., 1998. A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *International Journal of Climatololgy* 18, 873–900.
- Gallet, Y., Genevey, A., Le Goff, M., 2002. Three millennia of directional variation of the Earth's magnetic field in western Europe as revealed by archeological artefacts. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 131, 81–89.
- Gaume, E., Bain, V., Bernardara, P., Newinger, O., Barbuc, M., Bateman, A., Blaškovicová, L., Blöschl, G., Borga, M., Dumitrescu, A., Daliakopoulos, I., Garcia, J., Irimescu, A., Kohnova, S., Koutroulis, A., Marchi, L., Matreata, S., Medina, V., Preciso, E., Sempere-Torres, D., Stancalie, G., Szolgay, J., Tsanis, I., Velasco, D., Viglione, A., 2009. A compilation of data on European flash floods. *Journal of Hydrology* 367, 70–78.
- Giguët-Covex, C., Arnaud, F., Poulénard, J., Disnar, J.R., Delhon, C., Francus, P., David, F., Enters, D., Rey, P.J., Delannoy, J.J., 2011. Changes in erosion patterns during the Holocene in a currently treeless subalpine catchment inferred and from lake sediment geochemistry (Lake Anterne, 2063 m a.s.l., NW French Alps): The role of climate human activities. *The Holocene* 21(4), 651–665.
- Giguët-Covex, C., Arnaud, F., Enters, D., Poulénard, J., Millet, L., Francus, P., David, F., Rey, P.J., Wilhelm, B., Delannoy, J.J., 2012. Frequency and intensity of high-altitude floods over the last 3.5 ka in NW European Alps, *Quaternary Research* 77(1), 12–22.
- Gilbert, R., Crookshanks, S., Hodder, K.R., Spagnol, J., Stull, R.B., 2006. The record of an extreme flood in the sediments of montane Lillooet Lake, British Columbia: implications for paleoenvironmental assessment. *Journal of Paleolimnology* 35, 737–745.
- Giorgi, F., Lionello, P., 2008. Climate change projections for the Mediterranean region. *Global and Planetary Change* 63, 90–104.
- Giraudi, C., 2005. Late-Holocene alluvial events in the Central Apennines, Italy. *The Holocene* 15, 768–773.
- Goldberg, E.D., 1963. Geochronology with lead-210. In: *Radioactive Dating*, 121–131 pp. IAEA, Vienna, Austria.

- Guiot J, Corona C, ESCARSEL members, 2010. Growing Season Temperatures in Europe and Climate Forcings Over the Past 1400 Years. *PLoS ONE* 5(4), e9972. doi:10.1371/journal.pone.0009972
- Haeberli, W., 1975. Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). *Mitteilung der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich* 17, 221 p.
- Hamilton, E.L., 1972. Compressional-wave attenuation in marine sediments. *Geophysics* 37, 620–646.
- Hurrell, J.W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperature and precipitations. *Science* 269(5224), 676–679.
- IPCC, Kostaschuck, R.A., MacDonald, G.M. (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2007. *Climate change 2007—the physical science basis*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Irmeler, R., Daut, G., Mäusbacher R., 2006. A debris flow calendar derived from sediments of lake Lago di Braies (N. Italy). *Geomorphology* 77, 69–78.
- Jakob, M., Bovis, M., Oden, M., 2005. The significance of channel recharge rates for estimating debris-flow magnitude and frequency. *Earth Surface, Processes and Landforms* 30, 755–766.
- Jansa, A., Genoves, A., Garcia-Moya, J.A., 2000. Western Mediterranean cyclones and heavy rain. Part 1: Numerical experiment concerning the Piedmont flood case. *Meteorological Applications* 7, 323–333.
- Juggins, S., 2007. *C2 Version 1.5 User guide*. Software for ecological and palaeoecological data analysis and visualisation. Newcastle University, Newcastle upon Tyne, UK. 73 pp.
- Kieffer-Weisse, A., 1998. *Etude des précipitations exceptionnelles de pas de temps court en relief accidenté (Alpes Françaises), Méthode de cartographie des précipitations extrêmes*. Thèse de doctorat, Institut National de Polytechnique, Grenoble. 309pp.
- Kieffer-Weisse, A., Bois, P., 2001. Estimation de paramètres statistiques des précipitations extrêmes dans les Alpes françaises. *La Houille Blanche* 1, 62–70.
- Kirov, B., Georgieva, K., 2002. Long Term Variations and Interrelations of ENSO, NAO and Solar Activity. *Physics and Chemistry of the Earth* 27, 441–448.
- Lafargue, E., Marquis, F., Pillot, D., 1998. Rock-Eval 6 applications in Hydrocarbon exploration, production, and soil contamination studies. *Revue de l'institut français du pétrole* 53: 422–437.
- Lanci, L., Hirt, A.M., Lotter, A.F., Sturm, M., 2001. A record of Holocene climate in the mineral magnetic record of Alpine lakes: Sägistalsee and Hinterburgsee. *Earth and Planetary Science Letters* 188, 29–44.
- Luterbacher, J., Xoplaki, E., Dietrich, D., Jones, P.D., Davies, T.D., Portis, D., Gonzalez-Rouco, J.F., von Storch, H., Gyalistras, D., Casty, C., and 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.

- Merz, R., Blöschl, G., 2003. A process typology of regional floods *Water Resources Research* 39(12), 1340
- Miramont, C., Jorda, M., Pichard, G., 1998. Évolution historique de la morphogenèse et de la dynamique fluviale d'une rivière méditerranéenne : l'exemple de la moyenne Durance (France du sud-est). *Géographie physique et Quaternaire* 52(3), 381–392.
- Molinaroli, E., Guerzoni, S., De Falco, G., Sarretta, A., Cucco, A., Como, S., 2009. Relationships between hydrodynamic parameters and grain size in two contrasting transitional environments: The lagoons of Venice and Cabras, Italy. *Sedimentary Geology* 219, 196–207.
- Morellón, M., Valero-Garcés, B., Vegas-Vilarrúbia, T., González-Sampériz, P., Romero, Ó., Delgado-Huertas, A., Mata, P., Moreno, A., Rico, M., Corella, J.P., 2009. Lateglacial and Holocene palaeohydrology in the western Mediterranean region: the Lake Estanya record (NE Spain). *Quaternary Science Reviews* 28, 2582–2599.
- Morellón, M., Valero-Garcés, B.L., González-Sampériz, P., Vegas-Vilarrúbia, T., Rubio, E., Rieradevall, M., Delgado-Huertas, A., Mata, P., Romero, O., Engstrom, D.R., López-Vicente, E., Navas, A., Soto, J., 2011. Climate changes and human activities recorded in the sediments of Lake Estanya (NE Spain) during the Medieval Warm Period and Little Ice Age. *Journal of Paleolimnology* 46, 423–452.
- Moreno, A., Valero-Garcés, B., Gonzales-Sampériz, P., Rico, M., 2008. Flood response to rainfall variability during the last 2000 years inferred from the Taravilla Lake record (Central Iberian Range, Spain). *Journal of Paleolimnology* 40, 943–961.
- Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B., Faugères, J.C., 2001. Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents? *Géo-Marine Letters* 21, 86–93.
- Nesje, A., Olaf Dahl, S., Matthews, J.A., Berrisdorf, M.S., 2001. A ~4500 years of river floods obtained from a sediment core in Lake Atnsjoen, eastern Norway. *Journal of Paleolimnology* 25, 329–342.
- Parris, A.S., Bierman, P.R., Noren, A.J., Prins, M.A., Lini, A., 2010. Holocene paleostorms identified by particle size signatures in lake sediments from the northeastern United States. *Journal of Paleolimnology* 43(1), 29–49.
- Passega, R., 1964. Grain-size representation by CM patterns as a geological tool. *Journal of Sedimentary Petrology* 34(4), 830–847.
- Pauling, A., Luterbacher, J., Casty, C., Wanner, H., 2006. Five hundred years of gridded high-resolution precipitation reconstructions over Europe and the connection to large-scale circulation. *Climate Dynamics* 26, 387–405.
- Peng, Y., Shen, C., Wang, W.C., Xu, Y., 2010. Response of Summer Precipitation over Eastern China to Large Volcanic Eruptions. *Journal of Climate* 23, 818–824.
- Raible, C.C., Yoshimori, M., Stocker, T.F., 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.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51, 1111–1150.

- Remaître, A., 2006. Morphologie et dynamique des laves torrentielles : Applications aux torrents des Terres Noires du bassin de Barcelonnette (Alpes du Sud). Thèse de doctorant, Université De Caen-Basse Normandie. 374pp.
- Reyss, J.L., Schimdt, S., Legeleux F., Bonte, P., 1995. Large low background well type detectors for measurements of environmental radioactivity. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research* 357, 391–397.
- Sanchez-Gomez E., Terray L., Joly B., 2008. Intra-seasonal atmospheric variability and extreme precipitation events in the European-Mediterranean region. *Geophysical Research Letters* 35, L15708.
- Schiefer, E., Gilbert, R., Hassan, M.A., 2011. A lake sediment-based proxy of floods in the Rocky Mountain Front Ranges, Canada. *Journal of Paleolimnology* 45, 137–149
- Sivan, O., Miramont, C., Pichard, G., Prosper-Laget, V., 2009. Les conditions climatiques de la torrentialité au cours du Petit Age Glaciaire de Provence. *Archéologie du Midi Médiéval* 26, 157–168.
- Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Marquis, M., Averyt, K., Tignor, M.M.B., Miller, H., Chen, Z. (Eds.), 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Stoffel, M., Lièvre I., Conus D., Grichting M. A., Raetzo H., Gärtner H. W., Monbaron M., 2005. 400 Years of Debris-Flow Activity and Triggering Weather Conditions: Ritigraben, Valais, Switzerland. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 37(3), 387–395.
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., Beniston, M., 2011. Rainfall characteristics for periglacial debris flows in the Swiss Alps: past incidences–potential future evolutions. *Climatic Change* 105, 263–280.
- Sturm, M., Matter, A., 1978. Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents. *Special Publications of International Association of Sedimentologists* 2, 147–168.
- Tachikawa, K., Cartapanis, O., Vidal, L., Beaufort, L., Barlyaeva, T., and Bard, E., 2011. The precession phase of hydrological variability in the Western Pacific Warm Pool during the past 400 ka. *Quaternary Science Review* 30, 3716–3727
- Trigo, I.F., Davies, T.D., 2000. Decline in Mediterranean rainfall caused by weakening of Mediterranean cyclones. *Geophysical Research letters* 27 (18), 2913–2916.
- Vacquero, J.M., 2004. Solar signal in the number of floods recorded for the Tagus River basin over the last millennium. *Climatic Change* 66, 23–26.
- Wilhelm, B., Arnaud, F., Enters, D., Allignol, F., Legaz, A., Magand, O., Revillon, S., Giguët-Covex, C., Malet, E., in press. Does global warming favour the occurrence of extreme floods in European Alps? First evidences from a NW Alps proglacial lake sediment record, *Climatic Change*. DOI: 10.1007/s10584-011-0376-2
- Zijderveld, J.D.A., 1967. AC demagnetization of rock: analysis of results. In: Collinson, D.W., Creer, K.M., Runcorn, S.K. (Eds.), *Methods in Paleomagnetism*. Elsevier, Amsterdam, pp. 254–286.

4.1.A.11. Conclusion

La chronique des crues reconstituée à partir de l'étude de carottes sédimentaires du bassin nord du Lac d'Allos présente 160 événements au cours des 1400 dernières années. Les terrains érodables du bassin versant étudié sont raides, non végétalisés et situés juste en amont du lac, ce qui semble peu favorable aux activités anthropique. La comparaison de la chronique de crue avec les résultats palynologiques suggère de même que les processus érosifs ont été peu affectés par les activités pastorales, à l'exception peut-être de la période 700-800 ap. J.-C. Ceci suggère que la chronique de crue représente un signal dominé par la variabilité climatique sur l'ensemble du dernier millénaire. Une faible activité torrentielle est reconstituée au cours de la période chaude de l'Optimum Médiéval (OM) et une activité torrentielle importante est au contraire reconstituée pour la période froide du Petit Age Glaciaire (PAG). Cette augmentation majeure et durable de l'activité hydrologique au PAG se retrouve dans les reconstitutions des niveaux de lacs et de l'hydrologie fluviale. Ce résultat suggère que l'activité torrentielle est plus activée au cours de périodes froides et humides prolongées. Superposée à cette augmentation généralisée au cours du Petit Age Glaciaire, une variabilité d'échelle pluri-décennale apparaît. Cette variabilité semble en phase avec les phases négatives de l'Oscillation Nord Atlantique automnale et les maxima d'irradiance solaire. Des relations similaires ont déjà été reportées pour des rivières espagnoles. Enfin, la comparaison des périodes de haute fréquence de crues pour différentes rivières du nord-ouest de la région méditerranéenne suggère une oscillation tous les 50 à 150 ans des deux principales circulations atmosphériques à l'origine des événements de précipitations intenses dans cette région.

Nous proposons maintenant de reconstituer l'activité du torrent de la Source à partir des séquences de la zone profonde. Les caractéristiques du bassin versant, différentes de celui du Laus (pente moins forte, surface de pelouse plus importante, etc.), peuvent induire un enregistrement différent des événements torrentiels.

4.2. Bassin profond

Nous avons vu précédemment que l'étude d'une carotte de la zone profonde suffit pour pouvoir reconstituer l'activité du torrent de la Source en termes de fréquence et d'intensité. Nous étudierons ici la séquence la plus longue ; la carotte ALO09P3 (1,8 mètres). La carotte ALO09P2 a été étudiée en parallèle pour la datation au ^{210}Pb . L'identification des dépôts de crue dans la carotte ALO09P3 a été réalisée visuellement et contrainte à l'aide du rapport Zr/K. Les méthodes et interprétations sont très similaires à celles utilisées précédemment pour le bassin nord.

4.2.1. Datation de la séquence

Les mesures de ^{210}Pb , ^{137}Cs et ^{241}Am ont été réalisées sur les 22 premiers centimètres de la carotte ALO09P2 et sont présentées en Figure II.3.19.A. Le ^{137}Cs et le ^{241}Am apparaissent vers 13 cm de profondeur et présentent un pic vers 11 cm qui correspond à la fois à un pic de ^{137}Cs et surtout un pic bien marqué de ^{241}Am . La première apparition de ces radionucléides est associée aux essais nucléaires atmosphériques. Le premier pic correspond très probablement au maximum des essais en 1963. Les fortes valeurs de ^{241}Am supportent cette interprétation. Les profils de ^{137}Cs et de ^{241}Am présentent ensuite un second pic où, à l'inverse, le ^{137}Cs présente de fortes valeurs alors que celles de ^{241}Am sont relativement faibles. Nous interprétons ce second pic comme les retombées liées à l'accident de Chernobyl en 1986, dont le nuage radioactif a fortement impacté le sud de la France.

Le profil du ^{210}Pb présente une augmentation régulière depuis la profondeur de 22 cm jusqu'au sommet de la carotte, avec cependant quatre niveaux marqués par de faibles valeurs (Figure II.3.19.). Ces niveaux correspondent à des dépôts de crue qui se produisent en un temps court et diluent le ^{210}Pb .

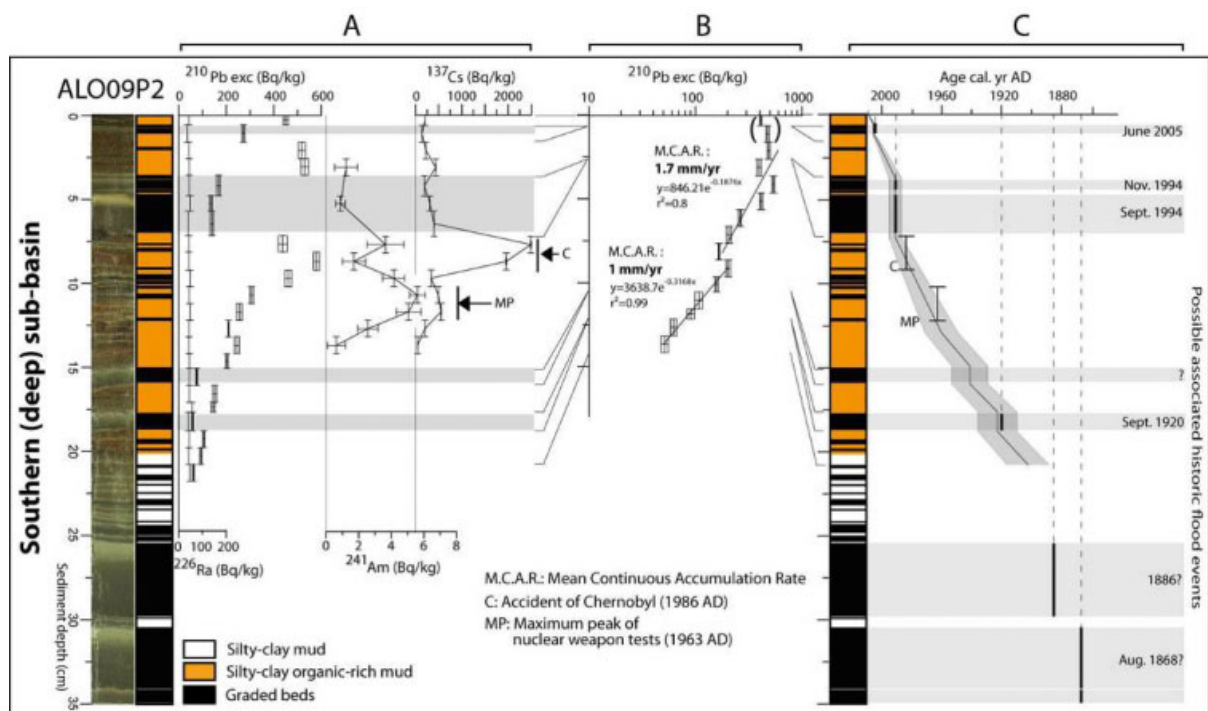


Figure II.3.19. (A) Profils de ^{226}Ra , ^{210}Pb en excès, ^{137}Cs et ^{241}Am de la carotte ALO09P2. (B) Profil de ^{210}Pb pour la séquence modèle (sans les dépôts de crue) et application du modèle CFCS pour l'estimation des taux de sédimentation. (C) Modèle âge-profondeur et comparaison des âges obtenus pour les dépôts de crue avec les dates de crue historiques (d'après Etienne *et al.*, soumis, Annexe A.II.3.1).

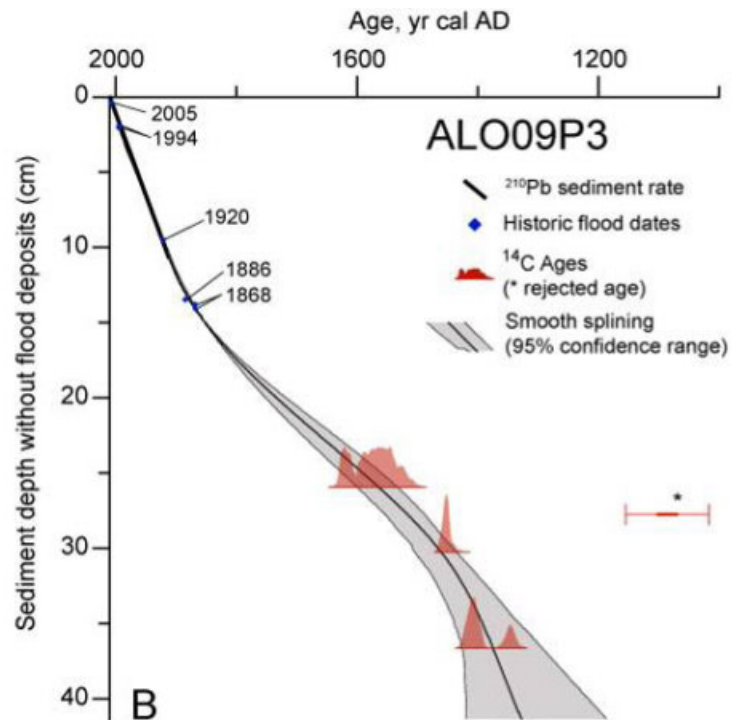
Ces dépôts ont donc été exclus de la séquence initiale pour constituer une séquence modèle sur laquelle nous pourrions appliquer un modèle de type CFCS (Arnaud *et al.*, 2002 ; Radakovitch, 1999). Le profil du ^{210}Pb de la séquence modèle présente deux alignements de points qui suggèrent un changement de taux de sédimentation. De plus deux points en sommet de carotte présentent des valeurs anormalement faibles par rapport aux points situés plus en profondeur. Ils n'ont donc pas été pris en compte dans l'estimation des taux de sédimentation. Les taux de sédimentation ont été estimés à 1 mm/an depuis le début du 20^{ème} siècle jusque dans les années 1960 puis à 1.7 mm/an pour la période plus récente. Il est à noter qu'un changement de taux de sédimentation a été déterminé au même moment dans le bassin nord. A partir de ces taux de sédimentation, nous avons pu réaliser le modèle d'âge de la séquence initiale. Ce modèle d'âge est supporté par la bonne concordance avec les niveaux associés à Chernobyl et au maximum des essais nucléaires atmosphériques. Nous avons ensuite comparé les âges ^{210}Pb des dépôts de crue les plus épais, c'est à dire les plus intenses, avec les dates de crues historiques. La très bonne concordance appuie notre chronologie et l'interprétation des dépôts granodécroissants en tant que dépôts de crue. Il faut cependant noter qu'il apparaît un dépôt de crue relativement épais dans les années 1940 qui n'est pas renseigné historiquement.

Le modèle d'âge a ensuite été extrapolé à l'ensemble de la séquence à l'aide d'âges ^{14}C (Table II.3.3.). Un âge paraît nettement plus vieux que les trois autres et a été exclu. Nous avons ensuite utilisé les codes « clam » développés par Blaaw (2010) qui fonctionne sur le logiciel R pour réaliser le modèle d'âge. Le modèle d'âge a été construit ici aussi sur la séquence modèle, c'est à dire sans les dépôts de crue, et en s'appuyant sur les taux de sédimentation précédemment estimés à partir du ^{210}Pb , des crues historiques et des trois âges ^{14}C retenus et calibrés (Figure II.3.20.).

Lab. Code	Core	Core depth (cm)	Synthetic sedimentary depth for core ALO09P3 (cm)	Radiocarbone Age BP	Cal yrs. AD
SacA 21325	ALO09P9	70-71	26	315 ± 30	1486-1647
SacA 21327	ALO09P9	75-77	27.8	970 ± 30	1017-1155
SacA 21328	ALO09P2	101-102	30.3	455 ± 30	1414-1472
SacA 21331	ALO09P3-2	135-137	36.7	535 ± 30	1319-1438

Table II.3.3. Echantillons mesurés en ^{14}C Carbone. L'échantillon en italique a été rejeté. Les calibrations ont été réalisées avec les codes « clam » développés par Blaaw (2010) qui utilise la courbe de calibration Intcal09 (Reimer *et al.*, 2009).

Figure II.3.20. Modèle âge-profondeur de la carotte ALO09P3 à partir de taux d'accumulation estimée en Figure II.3.19., des dates de crues historiques et de trois âges ^{14}C . Le modèle a été réalisé sur R avec les codes « clam » développés par Blaaw (2010).



Nous pouvons noter que le modèle d'âge ne passe pas par les plus fortes probabilités de l'âge le plus ancien. Des essais avec d'autres types de modèle (interpolation linéaire, etc.) apparaissent nécessaire pour améliorer la chronologie. Si le modèle d'âge passe par l'un des pics de plus fortes probabilités, cela peut rajeunir ou vieillir la base de la séquence d'une cinquantaine d'année. Enfin, il apparaît que l'ensemble de la séquence couvre les 650 dernières années, c'est à dire l'intégralité du PAG. Malheureusement nous ne disposons pas de l'OM comme dans le bassin nord.

4.2.2. Chronique de crue

A partir du modèle âge-profondeur réalisé, nous avons daté un par un les 165 dépôts de crue identifiés dans la carotte ALO09P3. L'épaisseur de ces dépôts est utilisée pour estimer l'intensité des crues (Figure II.3.6.). La chronique de crue qui en résulte est présentée en figure II.3.21. La fréquence de crue est calculée à partir d'une moyenne glissante sur une fenêtre de 31 ans. L'épaisseur de dépôt est représentée sur une échelle logarithmique conformément à la relation épaisseur- $Q_{90\text{max}}$ observée (Figure II.3.6.).

La fréquence événementielle présente des valeurs particulièrement élevées en début de chronique. Celles-ci peuvent cependant être exacerbée par le modèle spline qui ne passe pas par un maximum de probabilité de l'âge le plus ancien (Figure II.3.20). Nous remarquons une activité torrentielle relativement soutenue sur l'ensemble de la chronique, avec dans la grande tendance deux période de plus fortes activités (1350-1550 ap. J.-C et 1750-2010 ap. J.-C) entrecoupées d'une période de plus faible activité (1550-1750 ap. J.-C). Une variabilité à plus

haute fréquence apparaît également dans les périodes de fortes activités ; vers 1350, 1480, 1520 et 1880 ap. J.-C. D'autre part les événements les plus intenses semblent être plutôt regroupés sur la première partie du Petit Age Glaciaire (1350-1600 ap. J.-C). Pour aller plus loin dans l'interprétation de cette chronique, il apparaît utile de la comparer avec celle issue de l'étude du bassin nord.

4.3. Comparaison des chroniques de crues des deux bassins

La figure II.3.21 présente la comparaison entre cette nouvelle chronique de crue et la précédente acquise à partir de l'étude des carottes ALO09P12 et ALO09P13 du bassin nord. A l'exception du pic majeur du début de chronique du bassin sud qui est sujet à caution, il apparaît que l'ordre de grandeur des fréquences de crue est très similaire entre les chroniques et oscille entre 3 et 12 crues par 31 ans, soit 1 crue tous les 3 à 10 ans. Depuis 1400 ap. J.-C, la fréquence de crue moyenne est cependant un peu plus élevée dans la chronique du bassin sud avec une crue tous les 5 ans contre une crue tous les 7 ans pour le bassin nord, suggérant une sensibilité du bassin versant de la Source un peu plus importante aux événements de précipitations extrêmes. Cette observation semble cohérente avec un sédiment plus fin, nécessitant une moindre énergie hydraulique pour être érodé et transporté jusqu'au lac. Cela suggère que la chronique de crue du bassin sud inclut des événements de précipitations de moindre intensité que celle du bassin nord.

Quatre périodes majeures marquées par des hautes fréquences de crue, communes aux deux reconstitutions, ont pu être identifiées ; vers 1350, 1480, 1800 et 1880 ap. J.-C. Trois périodes de haute fréquence plus discrètes et mieux marquées dans la séquence du bassin sud peuvent également être notées pour les deux chroniques ; vers 1520, 1950 et 1990 ap. J.-C. Dans les grandes tendances, une bonne concordance apparaît donc entre les deux chroniques. La seule différence marquante est le pic de haute fréquence de crue, vers 1600-1640 ap. J.-C, n'apparaît que dans le bassin nord. Ce pic a été retrouvé dans les chroniques de crues historiques de l'Ubaye et de ses affluents (Figure II.3.17) appuyant son origine climatique. L'absence de ce pic dans la séquence du bassin sud semble donc résulter d'un biais dans l'enregistrement des crues, suggérant un changement temporaire des processus érosifs dans le bassin versant du torrent de la Source. L'hypothèse qui nous paraît la plus probable pour expliquer une diminution temporaire des processus érosifs est la présence prolongée du manteau neigeux liée à des hivers plus humides et plus froids. Le bassin versant de la Source est orienté au nord et pourrait en effet davantage conserver la neige que le bassin versant du Laus exposé ouest. Les reconstitutions de température d'hiver (Casty *et al.*, 2005) et de niveaux de lac (Figure II.3.17) suggèrent l'occurrence d'une période froide et humide

prolongée. Cette période correspond également à une phase d'avancée glaciaire majeure (Holzhauser *et al.*, 2005).

Nous pouvons noter que la fréquence des crues enregistrées dans le bassin sud reste relativement élevée au cours du 20^{ème} siècle alors qu'une diminution marquée caractérise le bassin nord. Cette observation est relativement surprenante et en contradiction avec la revegetalisation apparente des plaquages morainiques dans le bassin versant de la Source et la division par 3 du nombre de moutons, depuis la fin du 19^{ème} siècle (Etienne *et al.*, soumis ; Annexe A.II.3.1.). Cette différence pourrait suggérer que les événements de précipitations d'intensité moyenne sont relativement fréquents au cours de cette période alors que les événements de forte intensité diminuent. Des résultats de modélisations qui projettent une augmentation d'événements « intenses » sur cette région (Gao *et al.*, 2006) pourraient appuyer cette hypothèse.

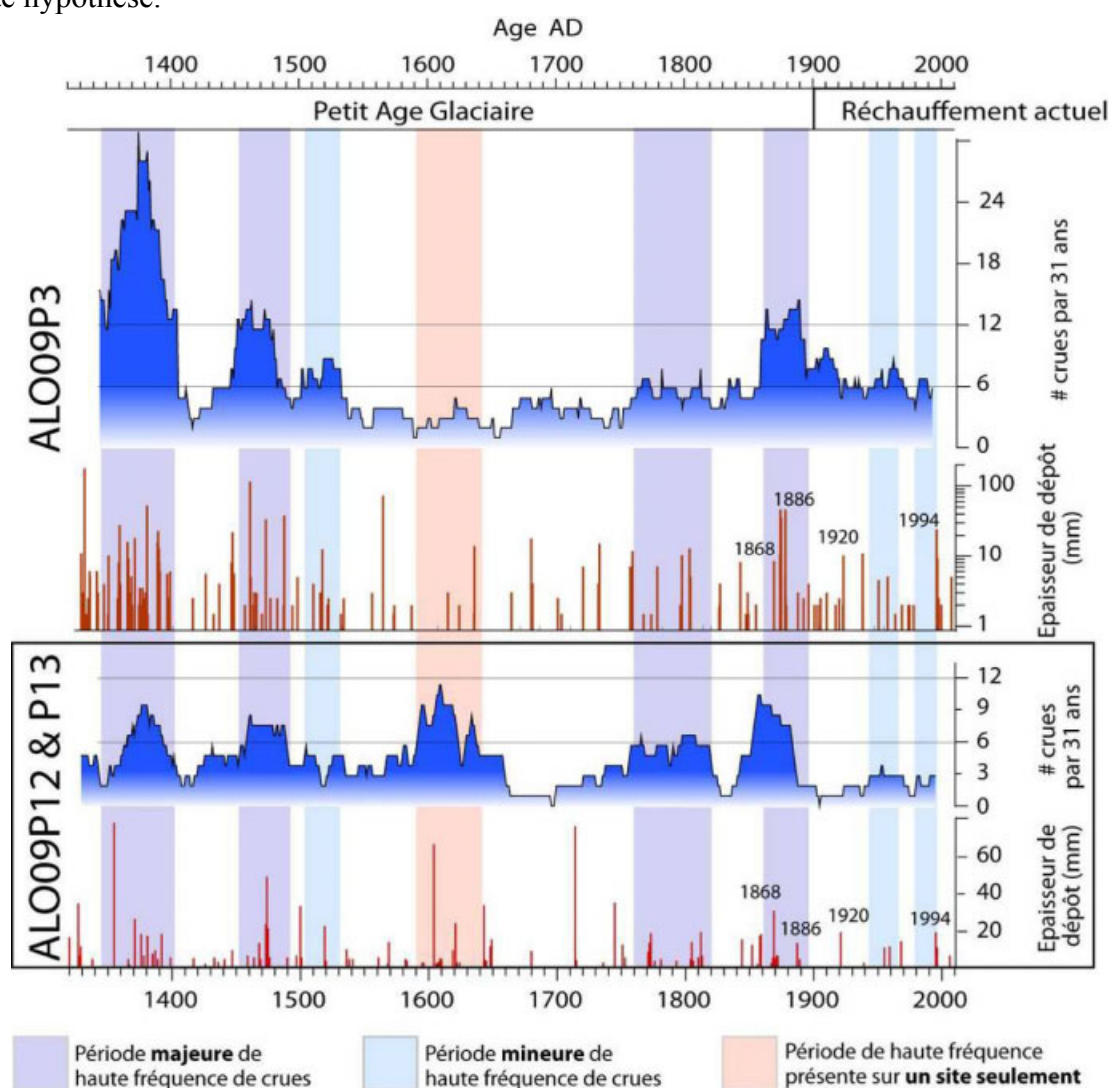


Figure II.3.21. Comparaison des chroniques de crue réalisées à partir de la carotte ALO09P3 (bassin sud) et des carottes ALO09P12 et ALO09P13 (bassin nord). Les dates de crues historiques sont indiquées sur les chroniques de crue. Les fréquences de crue résultent de moyennes glissantes avec une fenêtre de 31 ans.

En termes d'intensité, on note que les événements les plus intenses se produisent plutôt dans la première moitié du Petit Age Glaciaire sur les deux chroniques. Cependant les événements de 1994 et de la fin du 19^{ème} siècle apparaissent bien plus intenses dans la chronique du bassin sud que dans celle du bassin nord. Cela peut être lié à l'absence de compaction de la partie supérieure de la séquence qui peut induire une surestimation de l'épaisseur des dépôts (voir l'article, Partie II, Chapitre 1). Cependant les analyses granulométriques appuient ces résultats. L'intensité des événements de la chronique du bassin sud est beaucoup moins contrastée que celle du bassin nord. Ces deux observations suggèrent que derrière l'image de « paléo-intensité » reconstituée, les processus qui mènent à des augmentations du débit, et donc de taille des grains, peuvent différer d'un bassin versant à un autre. Aller plus loin dans ces interprétations nécessiterait un monitoring des transferts de sédiment et/ou de données météorologiques.

5. Conclusion

L'étude sédimentologique et l'analyse géochimique de sédiment des deltas du lac d'Allos ont permis de caractériser les bassins versants des torrents affluents. La nature des substrats présents dans les bassins versants et leur pente apparaissent être les agents déterminants des modalités des processus érosifs, de transport et de mise en place des dépôts de crue. Cette étape de compréhension de mise en place des dépôts de crue était nécessaire car elle a imposé une approche différenciée par bassin pour les reconstitutions de l'activité torrentielle. Dans le bassin sud, l'étude d'une carotte de la zone profonde a été jugée suffisante pour identifier les dépôts de crue de façon exhaustive. En effet la dispersion du sédiment lors des crues se fait par courant homopycnal, qui induit une répartition relativement homogène des dépôts d'un événement à l'autre. Alors que dans le bassin nord deux carottes ont été jugées nécessaires pour prendre en compte la migration du torrent sur le delta dans un système à courant hyperpycnal. Une troisième carotte, au nord de la carotte ALO09P13, serait désormais utile pour investiguer les déplacements du torrent vers le nord et ainsi affiner la reconstitution du bassin nord. Nous avons vu qu'en fonction des bassins, les rapports géochimiques qui permettent de tracer la granulométrie à haute résolution, diffèrent. Le rapport Ca/K nous est paru le plus approprié pour le bassin nord et le rapport Zr/K pour le bassin sud. Leur utilisation n'ait pas parue pertinente pour reconstituer la paléo-intensité. Nous avons privilégié les relations significatives entre épaisseur et $Q_{90_{max}}$. Ces relations sont cependant différentes puisque linéaire pour le bassin nord et exponentielle dans l'autre pour le bassin sud. Un travail reste à entreprendre pour mieux saisir l'origine de cette différence.

Les reconstitutions de l'activité torrentielle ainsi réalisées ont été testées par comparaison avec les chroniques de crues historiques sur les derniers siècles. La bonne concordance supporte l'origine hydrologique des dépôts granodécroissants et la reconstitution

d'un signal climatique. Une anomalie dans la reconstitution du bassin sud vers 1600-1640 ap. J.-C., suggérant une diminution temporaire des processus érosifs dans le bassin versant de la Source. Nous avons également pu constater que le plus ancien pic de fréquence de crue reconstitué, vers 700 ap. J.-C., est contemporain d'une période de fort impact anthropique d'après les analyses palynologiques. Les activités pastorales dans le bassin versant seraient dans ce cas un facteur aggravant d'érosion des sols. Cependant nous pensons que cela est peu probable pour le bassin versant du Laus car les plaquages morainiques qui fournissent le matériel sont très raides, érodés en permanence, non végétalisés et peu favorables au pastoralisme. Ces aspects et la plus longue période de temps couverte nous ont fait préférer la reconstitution du bassin nord pour la discussion climatique.

La fréquence de crue à l'échelle pluri-centennale suit les tendances d'humidité générale reconstituées à partir de variations de niveaux de lacs ou de l'activité hydrologique de grandes rivières. Ainsi une très faible activité de crues est reportée au cours de l'Optimum Médiéval chaud et sec alors qu'une augmentation des crues très marquée se produit au cours de la période plus froide et humide du Petit Age Glaciaire. De plus, les événements les plus intenses se produisent au cours du Petit Age Glaciaire. A l'échelle pluri-décennale, une haute variabilité de la fréquence de crue se superpose à l'augmentation générale du Petit Age Glaciaire. Cette variabilité pluri-décennale semble corrélée aux maxima d'irradiance solaire et aux phases négatives de l'oscillation nord atlantique. Enfin les périodes de haute fréquence de crue reconstituées à Allos semblent en opposition avec celles de rivières cévenoles et en phase avec celles de nombreuses rivières de l'est de l'Espagne. La distinction entre les circulations atmosphériques à l'origine d'événements de précipitations intenses sur les Cévennes ou sur les Alpes du sud et l'Espagne de l'est est supportée par des réanalyses météorologiques. Ces observations pourraient suggérer une oscillation entre ces deux circulations atmosphériques dont la cyclicité serait de l'ordre de 200 ans.

Références (Chapitre 3, hors article)

Arnaud, F., Lignier, V., Revel, M., Desmet, M., Pourchet, M., Beck, C., Charlet, F., Trentesaux, A., Tribouvillard, N., 2002. Flood and earthquake disturbance of 210Pb geochronology (Lake Anterne, North French Alps). *Terra Nova* 14, 225–232.

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

Boudevillain, B., Argence, S., Claud, C., Ducrocq, V., Joly, B., Lambert, D., Nuissier, O., Plu, M., Ricard, D., Arbogast, P., Berne, A., Chaboureau, J.P., Chapon, B., Crépin, F., Delrieu, G., Doerflinger, E., Funatsu, B.M., Kirstetter, P.E., Masson, F., Maynard, K., Richard, E., Sanchez, E., Terray, L., Walfpersdorf, A., 2009. Cyclogenèses et précipitations intenses en région méditerranéenne: origines et caractéristiques. *La Météorologie* 66, 18-28.

- Buzzi, A., Foschini, L., 2000. Mesoscale Meteorological Features Associated with Heavy Precipitation in the Southern Alpine Region. *Meteorology and Atmospheric Physics* 72, 131-146.
- 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
- Cuven S, Francus P, Lamoureux S., 2010. Estimation of grain size variability with micro X-ray fluorescence in laminated lacustrine sediments, Cape Bounty, Canadian High Arctic. *J Paleolimnol* 44(3):803–817.
- Czymzik M., Dulski P., Plessen B., von Grafenstein U., Naumann R., Brauer A., 2010. A 450 year record of spring/summer flood layers in annually laminated sediments from Lake Ammersee (southern Germany). *Water Resources Research* 46, W11528, doi:10.1029/2009WR008360
- Frei C., Schär C., 1998. A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *International Journal of Climatology* 18: 873–900.
- Gao X., Pal J.S., Giorgi F., 2006. Projected changes in mean and extreme precipitation over the Mediterranean region from a high resolution double nested RCM simulation. *Geophysical Research Letters*. 33, L03706,
- Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Enters, D., Poulencard, J., Millet, L., Francus, P., David, F., Rey, P.J., Wilhelm, B., Delannoy, J.J., 2012. Frequency and intensity of high-altitude floods over the last 3.5 ka in NW European Alps, *Quaternary Research* 77(1), 12–22.
- Holzhauser, H., Magny, M., Zumbühl, H.J., 2005. Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene* 15, 789–801
- Kieffer-Weisse, A., Bois, P., 2001. Estimation de paramètres statistiques des précipitations extrêmes dans les Alpes françaises. *La Houille Blanche* 1, 62–70.
- Lamoureux S., 1998. Spatial and interannual variations in sedimentation patterns recorded in nonglacial varved sediments from the Canadian High Arctic. *Journal of Paleolimnology* 21: 73–84
- Laurent Y., 2011. Architecture du comblement sédimentaire de deux lacs de haute montagne (Allos et Vens), révélée par la sismique très haute résolution. (Mission CAPRISES 2010). Mémoire de Master 2 AIEL Université de La Rochelle. 55 p.
- Merz, R., Blöschl, G., 2003. A process typology of regional floods *Water Resources Research* 39(12), 1340
- Radakovitch O., Charmasson S., Arnaud M. and Bouisset P., 1999. ²¹⁰Pb and Caesium accumulation in the Rhône Delta Sediments. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 48: 77–92.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51, 1111–1150.

Conclusion

Les études des séquences sédimentaires des Lacs Blanc de Belledonne (BLB), Blanc des Aiguilles Rouges (BAR) et d'Allos ont permis de développer des approches méthodologiques pour :

- i) **identifier de manière exhaustive les dépôts granodécroissants**, à partir des analyses conjointes de granulométrie et de géochimie minérale. Les éléments géochimiques, acquis à haute résolution par scanner de carotte, ont été comparés aux fractions granulométriques pour déterminer un traceur haute résolution des variations granulométriques. Les rapports d'éléments identifiés diffèrent pour chaque site en fonction de la lithologie du bassin versant et de la granulométrie du matériel transporté : Ca/Fe pour le Lac Blanc BLB, Zr/Fe pour le Lac Blanc BAR, Ca/K et Zr/K pour le lac d'Allos ;
- ii) **distinguer les dépôts de crue et les dépôts issus des remaniements gravitaires**, à partir de la caractérisation granulométrique et de l'estimation des extensions de dépôts. Les dépôts que nous avons pu identifier sur les trois sites sont des slumps (structures déformées), des dépôts granoclassés bien identifiables par des diagrammes de type Passega, des dépôts granodécroissants dont l'extension est restreinte au pied de delta et à la zone profonde et des dépôts granodécroissants dont l'épaisseur apparaît excessive par rapport à la granularité de la fraction grossière ;
- iii) **déterminer des marqueurs de paléo-intensité des événements de crue**, à partir de l'estimation indirecte de la fraction la plus grossière des dépôts de crue ($Q90_{max}$) ou du volume mobilisé pendant la crue. Pour cela, nous avons caractérisé la relation entre l'épaisseur des dépôts et le $Q90_{max}$. Dans le cas où cette relation ne pouvait pas être identifiée nous avons estimé indirectement le volume mobilisé pendant une crue à partir de l'épaisseur des dépôts dans la zone profonde. Ceci semble être possible dans le cas de courants homopycnaux qui dispersent le sédiment de façon homogène d'un événement à l'autre dans ces petits bassins lacustres.
- iv) **réduire les incertitudes des modèles d'âge sur les derniers siècles** en associant des remaniements gravitaires avec des contaminations historiques (plomb issu des essences par exemple) ou des événements historiques. Nous avons pour cela

comparé les âges des remaniements gravitaires et des événements historiques susceptibles de les avoir occasionné (séisme, avalanche). Nous avons également réutilisé la méthode employée par V. Lignier (2001) lorsque le modèle d'âge était trop peu contraint pour permettre une comparaison simple ;

- v) **réduire les incertitudes des datations ^{14}C** en les combinant aux méthodes paléomagnétiques (mesure des variations séculaires du champ magnétique terrestre) dans la construction du modèle d'âge.

L'ensemble de ces approches a permis de reconstituer trois chroniques de crues. La chronique du Lac Blanc BLB comprend 53 dépôts de crue répartis sur les 270 dernières années. Elle a pu être validée par comparaison avec la chronique historique des crues qui ont affecté la commune de Sainte-Agnès située à l'aval. La chronique du Lac Blanc comprend 190 dépôts de crue répartis sur les 1400 dernières années. L'absence de commune à l'aval n'a pas permis de validation similaire à celle réalisée pour le Lac Blanc BLB. Une validation de la distinction entre les dépôts de crue et les dépôts issus de remaniements gravitaires a cependant pu être réalisée par la comparaison entre les âges des remaniements gravitaires et des dates d'événements historiques susceptibles d'être à leur origine. Enfin la chronique du Lac d'Allos comprend 160 dépôts de crue répartis sur les 1450 dernières années. Cette chronique a pu être validée sur les derniers siècles par comparaison avec la chronique historique des crues qui ont affecté la commune d'Allos située à l'aval, et avec des chroniques historiques des crues de torrents de l'Ubaye. Ces trois chroniques de crue représentent chacune l'évolution de la fréquence et de l'intensité des événements hydrologiques extrêmes au cours des derniers siècles, voire du dernier millénaire. Les relations entre ces évolutions et les changements climatiques passés ont été abordées dans certains des chapitres précédents mais font l'objet d'une analyse plus détaillée dans la partie suivante de ce manuscrit.

Partie III

Evolutions des événements hydrologiques extrêmes et relations aux changements climatiques passés

Introduction

A partir de l'étude des séquences sédimentaires des Lacs Blanc BLB, Blanc BAR et d'Allos, nous avons pu reconstituer trois chroniques de crues couvrant les trois derniers siècles au dernier millénaire dans différentes régions des Alpes françaises. Chacune de celles-ci représente l'évolution de la fréquence et de l'intensité des crues passée. L'analyse des relations entre ces évolutions et les changements climatiques passés est abordée en deux temps.

Dans un premier temps, nous nous intéresserons à l'évolution des activités torrentielles reconstituées sur les 300 dernières années. En effet, de nombreuses informations sont disponibles sur les derniers siècles (historiques, instrumentales et reconstituées) et peuvent permettre de mieux comprendre les mécanismes à l'origine des crues et la variabilité des évolutions de l'activité torrentielle. Dans cet objectif nous chercherons dans le premier chapitre à (i) caractériser les crues qui constituent nos chroniques pour remonter aux processus hydro-météorologiques, (ii) à replacer les activités torrentielles reconstituées dans leur contexte hydrologique régional et (iii) à explorer les facteurs « forçant » des événements générateurs de crues en fonction des processus hydro-météorologiques.

Dans un deuxième temps, nous nous intéresserons à l'analyse de leurs évolutions au cours du dernier millénaire, à partir des enregistrements du Lac Blanc BAR et du Lac d'Allos. Discuter des tendances sur l'ensemble du dernier millénaire nous permettra d'explorer l'évolution des extrêmes hydrologiques au cours de périodes plus contrastées d'un point de vue climatique, comme la période chaude de l'Optimum Médiéval (OM, 800-1300 ap. J.-C.) et la période froide du Petit Age Glaciaire (PAG, 1300-1900 ap. J.-C.). Pour ce faire, nous replacerons les activités torrentielles reconstituées dans leur contexte hydrologique régional et nous explorerons les facteurs « forçant » des événements générateurs de crues en fonction des processus hydro-météorologiques (Chapitre 2).

Chapitre 1

Evolution des événements hydrologiques extrêmes et relations au climat au cours des derniers siècles

A partir de l'étude des séquences sédimentaires des Lacs Blanc BLB, Blanc BAR et d'Allos, nous avons pu reconstituer trois chroniques de crues couvrant les derniers siècles, voire les derniers millénaires dans différentes régions des Alpes françaises. La comparaison de ces chroniques sur les 300 dernières années indique de fortes similitudes pour les deux sites des Alpes du nord et des tendances très différentes avec le site des Alpes du sud, aussi bien en terme de fréquence que d'intensité de crue (Figure III.1.1.). Nous profitons ici des nombreuses informations disponibles sur les derniers siècles (historiques, instrumentales et reconstituées) pour comprendre les mécanismes à l'origine des crues dans chacune des régions et leur variabilité. Dans cet objectif nous chercherons à (i) caractériser les crues qui constituent nos chroniques pour remonter aux processus hydro-météorologiques, (ii) replacer les activités torrentielles reconstituées dans leur contexte hydrologique régional et (iii) explorer les facteurs « forçant » des événements générateurs de crues en fonction des processus hydro-météorologiques.

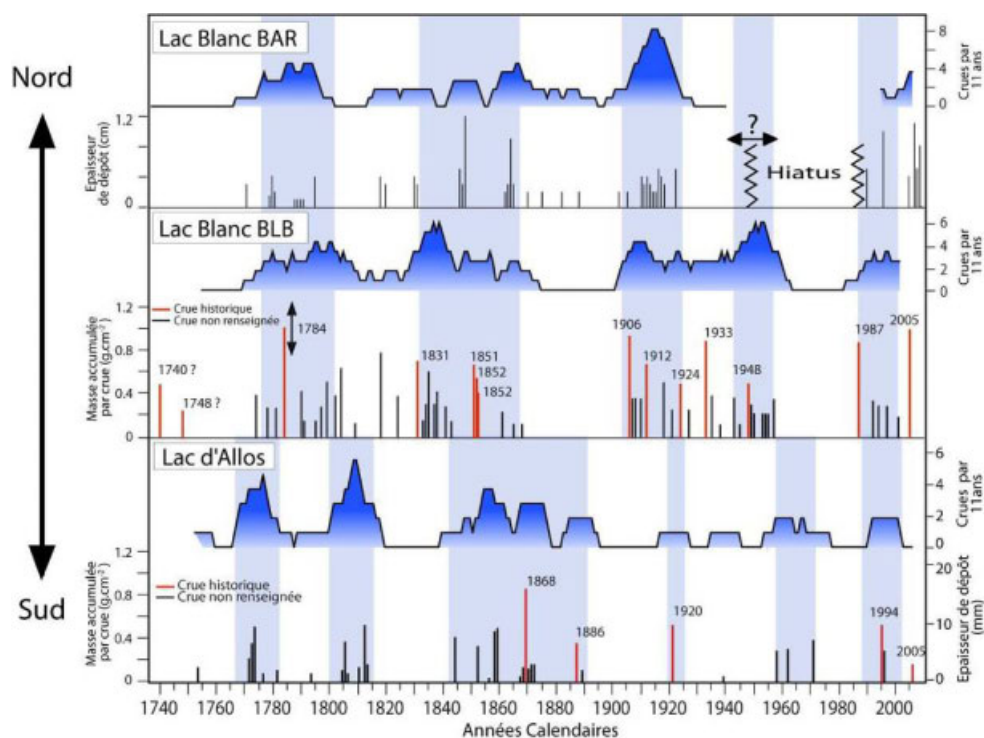


Figure III.1.1. Comparaison des chroniques de crue torrentielles issues de l'étude des séquences sédimentaires des Lacs Blancs BLB, BAR et d'Allos au cours des 300 dernières années. Les barres bleues verticales indiquent les périodes de haute fréquence de crue par site.

1. Origine des crues torrentielles

1.1 Dans les Alpes du nord

L'inventaire des crues historiques qui ont affecté le village de Sainte-Agnès (à l'aval du Lac Blanc de Belledonne) au cours des 200 dernières années indique que la majorité des crues résulte d'événements de précipitations i) localisés, ii) de courtes durées (< 1 jour) et iii) estivaux (de juin à septembre). D'après la typologie réalisée par Merz et Blöschl (2003) (Tableau III.1.1.), les crues recensées à Sainte-Agnès présentent des caractéristiques très proches de celles du type « flash flood ». Celles-ci résultent de précipitations de forte intensité associées à des événements convectifs localisés d'été (Collins, 1998 ; Merz et Blöschl, 2003 ; Gaume *et al.*, 2009 ; Schmocker-Fackel et Naef, 2010 ; Stoffel *et al.*, 2011). Il est cependant à noter que parmi les crues qui ont affecté le village de St-Agnès l'événement des 22 et 23 août 2005 présente des caractéristiques différentes car il a duré près de 2 jours et est connu pour avoir affecté d'autres régions des Alpes (Grieser *et al.*, 2005 ; Beniston, 2006 ; Jaun *et al.*, 2008).

Les chroniques de crue des Lacs Blancs BLB et BAR présentent chacune une distribution chronologique des dépôts de crue différente (Figure II.2.6.), suggérant que les événements de précipitations qui en sont à l'origine sont distincts. Ce constat est cohérent avec des précipitations intenses localisées typique des Alpes du nord (Schmocker-Fackel et Naef, 2010). La comparaison des fréquences de crue de ces deux chroniques révèle cependant de grandes similarités au cours des 300 dernières années, avec notamment des fréquences plus élevées vers 1800, 1850 et 1920, et plus basses vers 1750, 1820 et 1890 (Figures II.2.6.). Ces tendances communes, sur deux sites séparés de près de 100 km de distance, suggèrent que, dans les Alpes du nord, certaines périodes sont climatiquement plus favorables à l'occurrence d'événements convectifs localisés que d'autres.

1.2. Dans les Alpes du sud

Dans les Alpes du Sud les précipitations intenses peuvent être générées par des événements convectifs localisés en été (Kieffer-Weisse, 1998 ; Remaître, 2006) mais également par des événements d'extension régionale associés à des remontées de masses d'air humides en provenance de la Méditerranée, notamment en automne (Buzzi and Foschini, 2000; Boudevillain *et al.*, 2009). La caractérisation statistique des précipitations alpine montre en effet un changement progressif de la saisonnalité des précipitations intenses vers l'automne au fur et à mesure que l'on se rapproche de la côte méditerranéenne (Kieffer-Weisse et Bois, 2001).

Des travaux réalisés en Catalogne suggèrent que les événements d'automne sont à l'origine de la majorité des crues catastrophiques des régions méditerranéennes nord occidentales (Gaume *et al.*, 2009). La chronique historique des crues à Allos révèle également que la majorité des crues catastrophiques se sont produites à l'automne (septembre à début novembre ; Table II.3.1.). La comparaison de la chronique du Lac d'Allos et des crues historiques de l'Ubaye au cours des 400 dernières années (Remaître, 2006 ; Sivan *et al.*, 2010) a révélé une bonne concordance des périodes de haute fréquence de crue (Figure II.3.17). Sachant que les bassins versants respectifs sont caractérisés par des surfaces très différentes (de l'ordre de 1 à 1000 km²), cette observation suggère également que les crues intenses de grande échelle sont prédominantes, conformément aux observations précédentes. D'après la typologie de Merz and Blöschl (2003), ces crues caractérisées par une durée de l'ordre de la journée et une extension « régionale » sont du type « short-rain flood » (Tableau III.1.1.) et sont donc différentes de celles qui affectent les Alpes du Nord.

Ces observations suggèrent que l'origine des crues et des dépôts qui en résultent est à mettre en relation avec des processus hydro-météorologiques différents, selon que l'on se situe dans les Alpes du nord (BLB et BAR) ou dans les Alpes du sud (ALO). Nous retiendrons que les chroniques de crues de BLB et de BAR reflètent l'évolution des événements convectifs d'été, alors que la chronique d'Allos reflète l'évolution des entrées méditerranéennes automnales.

Process Type	Long-Rain Floods	Short-Rain Floods	Flash Floods	Rain-on-Snow Floods	Snowmelt Floods
Timing of flood	no pronounced seasonality	no pronounced seasonality	floods and extreme rainfall mainly in summer or late summer	mainly occur at the change between cold and warm periods	floods in spring to summer
Storm duration	long duration (>1-day)	duration of several hours to 1-day	short duration (<90 min), high intensities	moderate rainfall events can cause large floods	rainfall unimportant
Rainfall depths, snowmelt	substantial rainfall depths	moderate to substantial rainfall	small to moderate rainfall depths	snowmelt and rainfall	snowmelt, no or minor rainfall
Catchment state (SWE, soil moisture)	wet due to persistent rainfall	wet for large flood events	dry or wet	wet, snow covered	wet, snow covered
Runoff response dynamics	slow response	fast response	flashy response	fast or slow response	medium or slow response
Spatial coherence	large spatial extent of storms and floods (>10 ⁴ km ²)	local or regional extent	limited spatial extent of storms and floods (<30 km ²)	limited to areas of snow cover	medium spatial extent of floods

Tableau III.1.1. Indicateurs pour identifier les types de processus à l'origine des crues à une échelle régionale (d'après Merz et Blöschl, 2003)

2. Evolution des activités torrentielles dans leur contexte hydrologique régional

Des reconstitutions de l'activité de torrents proche de nos sites d'étude existent et peuvent permettre d'appuyer nos reconstitutions et interprétations. D'autre part chacun des sites que nous avons étudié se situe en tête de bassin versant de grandes rivières dont l'activité hydrologique a été documentée par ailleurs. En comparant les reconstitutions, nous pouvons

explorer les relations qui peuvent exister entre les crues torrentielles et les crues de rivières alpines qui affectent de vastes étendues. Chacune de ces grandes rivières alpines a connu des aménagements (endiguements, barrages, etc.) dont nous ne discuterons pas ici. Nous chercherons uniquement à identifier les tendances communes entre les différents cours d'eau, notamment les périodes de haute fréquence et haute intensité, marqueurs univoques de la variabilité hydro-climatique.

2.1. Dans les Alpes du nord

2.1.1. Dans le haut bassin du Rhône

Dans le cadre du programme de recherche Pygmalion, dans lequel s'inscrivent ces travaux, d'autres enregistrements de la torrencialité et de l'hydrologie à de plus larges échelles ont été récemment acquis dans le haut bassin du Rhône.

A proximité du Lac Blanc des Aiguilles Rouges (BAR), le lac d'Anterne (Partie I, Chapitre 2, § 2.) a fait l'objet d'une reconstitution de l'activité torrentielle (Giguet-Covex *et al.*, 2012). La paléo-intensité des crues a été reconstituée à partir d'analyses granulométriques pour les dépôts supérieurs à 5 mm et à partir de la mesure haute résolution du calcium pour les dépôts plus fins (Figure III.1.3.). A une échelle séculaire, il est apparu que la fréquence de crues augmente au cours des périodes froides, alors que les événements semblent plus intenses au cours des périodes chaudes. Cette interprétation climatique a cependant été rendue délicate parce que les flux érosifs semblent avoir été périodiquement modulés par l'impact des pratiques pastorales qui tendent à favoriser l'érosion. De plus, le monitoring sur ce site suggère que la relation entre les précipitations et les processus érosifs sont complexes et encore mal compris (Rapport LOST, 2008 ; Annexe A.III.1.1.). Il apparaît néanmoins i) que les crues catastrophiques qui affectent la vallée du Giffre sont « enregistrées » dans la séquence lacustre et ii) qu'il ne semble pas exister de relation entre l'épaisseur des dépôts et l'intensité des événements de précipitation.

Les tendances générales d'évolution de la fréquence des crues entre les chroniques des lacs Blanc BAR et d'Anterne présentent de bonnes similitudes, avec des périodes de haute fréquence de crue autour de 1780, 1830-1870 et 1910 et de basse fréquence autour de 1810, 1890 et post 1910. Dans le détail, il apparaît cependant des différences comme le décalage des pics de haute fréquence de crue autour de 1910. Ce décalage est pourtant réel car dans les deux séries un remaniement gravitaire associé au séisme historique de 1905 sert de marqueur chrono-stratigraphique (Arnaud *et al.*, 2002). Cette différence suggère que les caractéristiques des événements de précipitations à l'origine des dépôts de crue peuvent être différentes de

celles du Lac Blanc BAR. La fréquence de crue reconstituée au lac d'Anterne (jusqu'à ~30 crues par 11 ans) est bien supérieure à celle du Lac Blanc BAR (jusqu'à ~8 crues par 11 ans), suggérant également une plus grande sensibilité des processus érosifs aux précipitations dans le bassin versant d'Anterne. Enfin la principale divergence est le maintien de l'activité torrentielle à Anterne au milieu du 18^{ème} siècle, alors qu'au Lac Blanc aucun dépôt de crue n'est identifié. En terme d'intensité de crue, il est difficile d'établir une relation entre les deux sites. Sur Anterne, il apparaît une augmentation évidente de la paléo-intensité au cours du 20^{ème} siècle qu'il est difficile de voir à partir de la chronique du Lac Blanc BAR en raison du hiatus, mais qui concorde avec la tendance observée au Lac Blanc BLB.

Les torrents issus des Lacs Blanc BAR et d'Anterne se jettent dans l'Arve et le Giffre, respectivement (Figure III.1.3.). Les crues de ces deux rivières et de l'ensemble de leurs affluents ont été documentées par l'historien Alain Mélo à partir de l'étude d'archives historiques, dans le cadre du programme Pygmalion. La majorité d'entre elles se sont produites en été/automne et concernent aussi bien des petits torrents (crues de type « flash flood ») que l'ensemble de l'Arve ou du Giffre (crues de type « short-rain flood » et peut-être « long-rain flood »). L'évolution de la fréquence de crue des bassins de l'Arve et du Giffre présente des similitudes avec les chroniques de BAR et d'Anterne, notamment avec les basses fréquences de crues autour de 1800, 1880 et 1920. Dans le détail, une meilleure correspondance semble apparaître avec les chroniques d'Anterne qui présentent des pics de fréquence communs en 1830, 1850, 1870 et 1900. Cela suggère que la reconstitution d'Anterne peut être représentative des deux types de crues, « short-rain flood » et « flash flood ». Pour affiner les comparaisons avec la chronique du Lac Blanc BAR et l'interprétation hydro-météorologique de la chronique du Lac d'Anterne, il semble nécessaire d'extraire de la chronique des crues historiques du Giffre et de l'Arve les événements des affluents uniquement (type « flash flood ») puis des événements généralisés aux deux rivières (type « short-rain flood »).

Plus à l'aval le Giffre se jette dans l'Arve qui se jette à son tour dans le Rhône. Ce dernier rentre dans le Lac du Bourget en cas de crue. Des travaux récents se sont intéressés à quantifier la quantité de sédiment déposé au cours des crues majeures pour en reconstituer l'intensité (thèse de Jean-Philippe Jenny en cours). Ces crues majeures sont représentées sous la forme d'une chronique de crues avec en abscisse le volume de sédiment estimé pour chacune d'elle (Figure III.1.3.). La comparaison de la chronique des crues majeures avec celle des crues historiques de l'Isère a révélé une très bonne correspondance, supportant la reconstitution de l'intensité des crues du Rhône et que certaines périodes sont propices à l'occurrence de crues du type « long-rain flood » sur l'ensemble des Alpes du nord (Annexe A.III.1.2.).

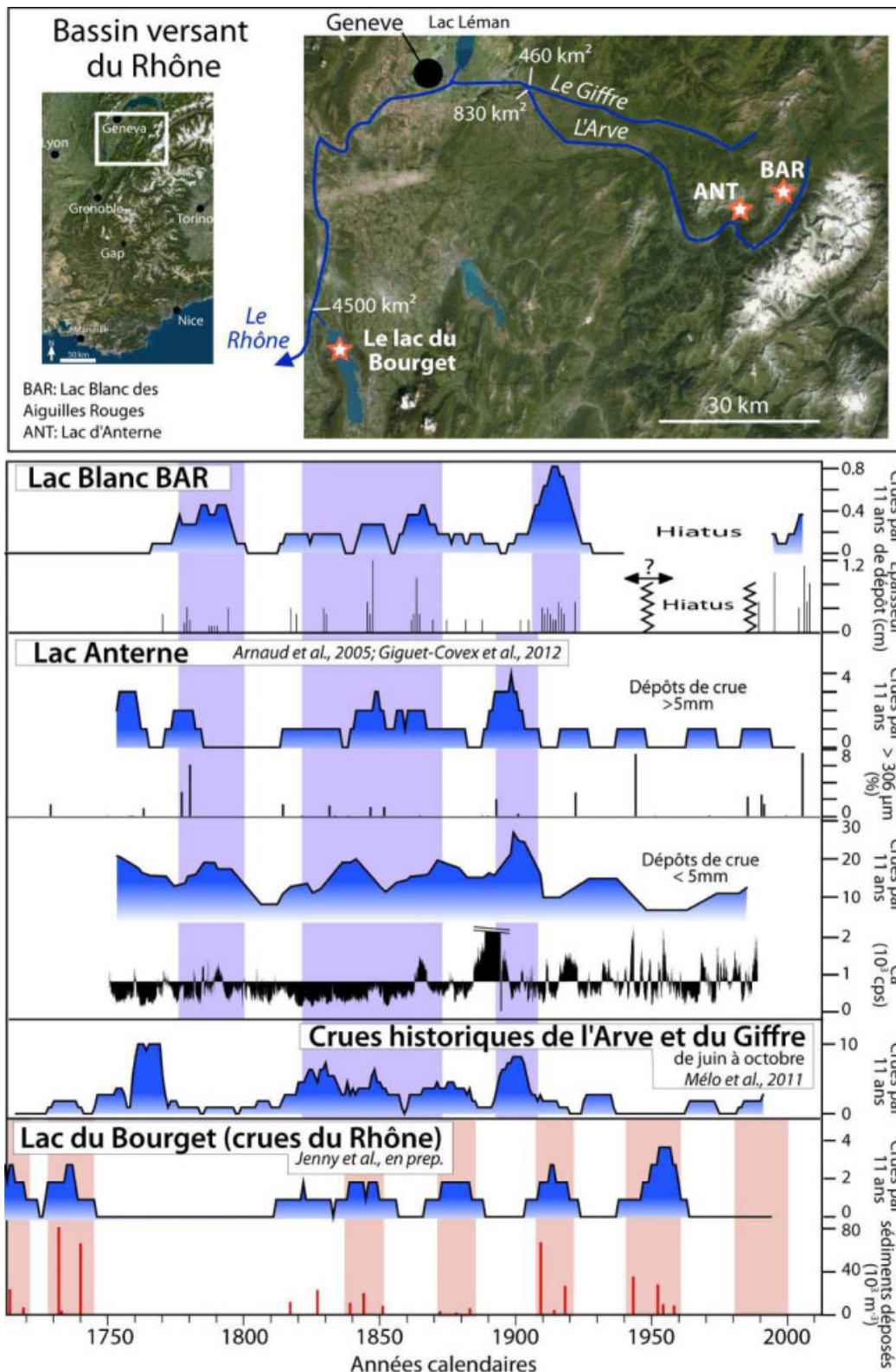


Figure III.1.3. Comparaison des reconstitutions de l'hydrologie dans le haut bassin du Rhône. La reconstitution du Lac d'Anterne est composée de 2 séries ; celles des dépôts supérieurs à 5 mm pour laquelle la paléo-intensité est évaluée à partir de la fraction grossière et celle des dépôts inférieurs à 5 mm pour laquelle la paléo-intensité est évaluée à partir de la mesure du Ca (associé à la fraction grossière) à haute résolution. Les barres verticales indiquent les périodes de haute fréquence de crue ; en bleu pour les torrents et rivières de petits bassins versants et en rouge pour les rivières de grands bassins versants (> 1000 km²).

La comparaison avec la chronique des crues historiques du Giffre et de l'Arve révèle plutôt une alternance des périodes de haute fréquence de crue, notamment au cours des 18^{ème} et 20^{ème} siècles. Considérant les paléo-intensités relatives, la comparaison avec la chronique du Lac Blanc BAR amène au même constat : les premières moitiés des 18^{ème} et 20^{ème} siècles sont marquées par des événements intenses et fréquents sur le Rhône alors que l'activité torrentielle est nulle ou peu intense.

De ces comparaisons entre différents types de crue et différents bassins, des périodes de hautes fréquences de crue de grande échelle sont apparues communes sur l'ensemble des Alpes du nord (1740, 1850, 1880, 1920). Ces périodes sont également marquées par l'occurrence d'événements plus intenses. Les crues torrentielles apparaissent également plus fréquentes au cours de périodes communes (en 1795, 1835, 1910, 1955 et 2000) sur les Alpes du nord, et plutôt en anti-phase avec celles des crues de grande échelle. Ces observations suggèrent une alternance entre des périodes climatiques favorables à l'occurrence des crues de grande échelle puis d'autres favorables à l'occurrence de crues intenses dans les têtes de bassins, pour l'ensemble des Alpes du nord. Concernant l'évolution des crues de type « short-rain flood », qui affectent également les hauts bassins et semblent être enregistrées dans la séquences du Lac d'Anterne, le travail de spatialisation et de typologie des crues historiques du Giffre et de l'Arve reste à entreprendre pour affiner l'interprétation des chroniques issues de la séquence du Lac d'Anterne.

2.1.2. Bassin versant de l'Isère

Le lac Blanc BLB se situe dans le bassin versant de l'Isère, en rive gauche de la vallée du Grésivaudan (Figure III.1.2.). Sur la rive opposée, dans le massif de Chartreuse, se situe le torrent du Manival caractérisé par l'occurrence de laves torrentielles. Les laves sont généralement générées par des précipitations intenses et de courte durée, tout comme les crues torrentielles (Theule *et al.*, 2011). Leur occurrence dépend également de la production en matériel dans le bassin versant et la recharge du chenal. De plus le chenal du torrent du Manival a connu une phase importante d'aménagements dans la seconde moitié du 19^{ème} siècle. La chronique des laves torrentielles du Manival (Lang *et al.*, 2003 ; Lopez Saez *et al.*, 2011) n'est donc pas une image directe de l'occurrence des événements de précipitations intenses (Figure III.1.2.). Nous pouvons néanmoins constater que (i) la gamme des fréquences de crue du Lac Blanc BLB et des laves du Manival est du même ordre de grandeur (de 0 à 6 événements par 11 ans) et que (ii) des périodes de haute fréquence sont communes aux deux reconstitutions, notamment autour de 1835, 1910, 1960, 1980 et dans une moindre mesure en 1860. Seule la période d'activité torrentielle du Manival centrée sur 1885 n'apparaît pas dans la chronique du Lac Blanc BLB. Cette bonne concordance entre les chroniques supporte le constat que l'occurrence d'événements convectifs localisés est favorisée au cours de certaines périodes à une échelle régionale.

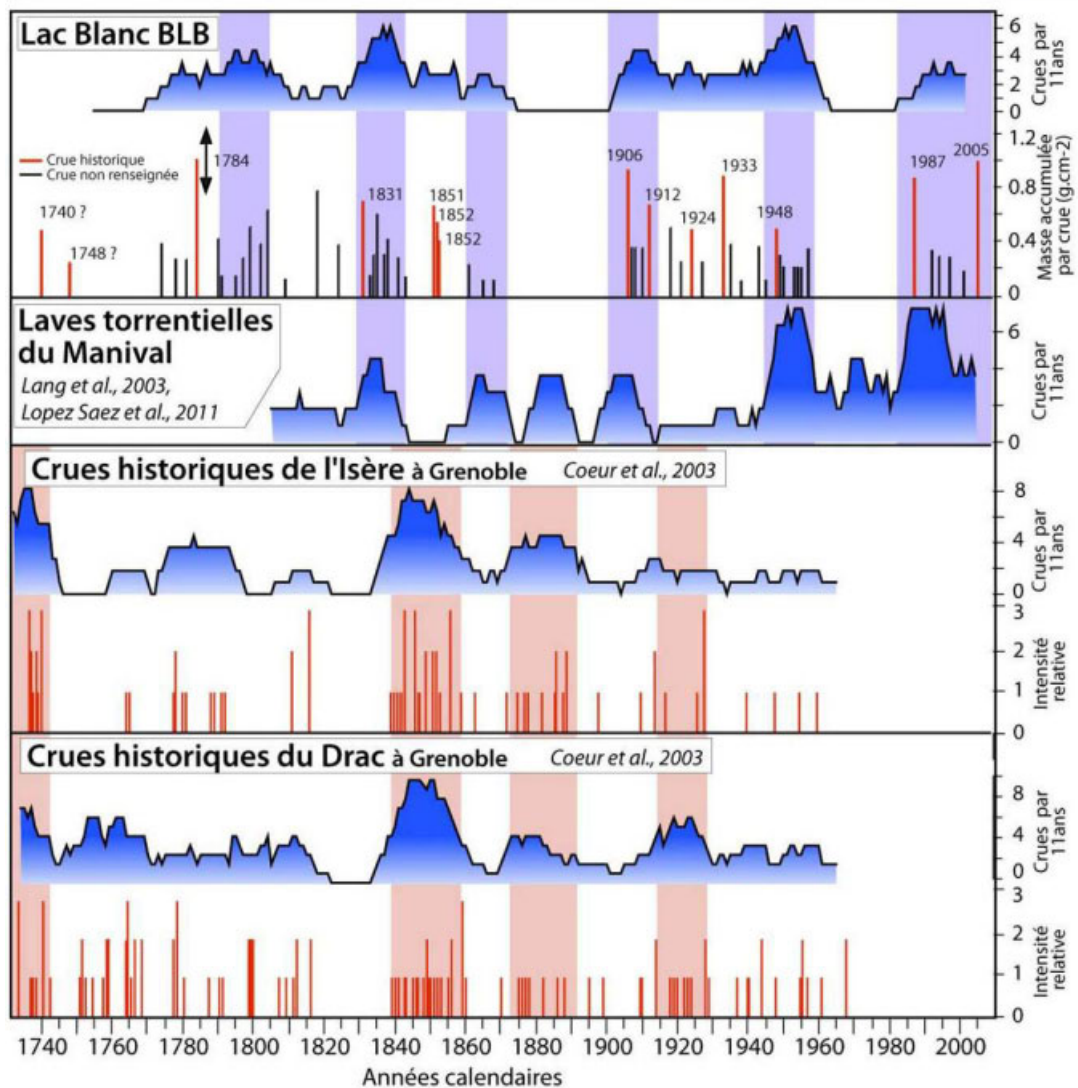
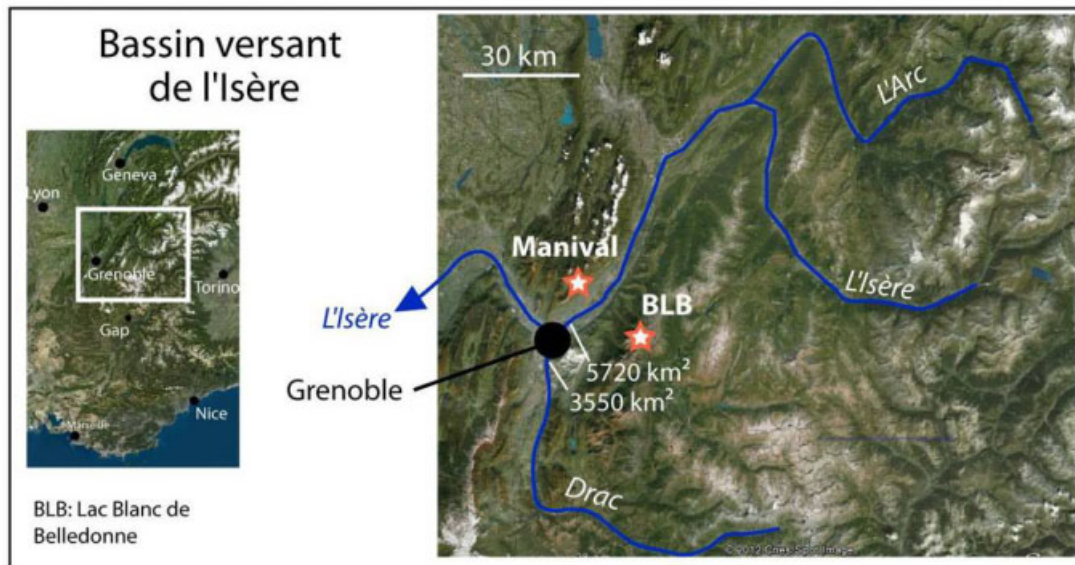


Figure III.1.2. Comparaison des reconstitutions de l'hydrologie dans le haut bassin du Rhône. Les barres verticales indiquent les périodes de haute fréquence de crue ; en bleu pour les torrents et rivières de petits bassins versants et en rouge pour les rivières de grands bassins versants (> 1000 km²).

Le Vorz, torrent exutoire du Lac Blanc BLB, et le Manival sont des affluents de l'Isère dont les crues à Grenoble ont été documentées par Denis Cœur (2003) à partir d'archives historiques. Ce même auteur a également renseigné les crues du Drac, à Grenoble avant sa confluence avec l'Isère (Figure III.1.2.). Des intensités relatives ont été attribuées à partir des dommages et hauteurs d'eau relevés. Les crues de l'Isère et du Drac résultent généralement d'événements caractérisés par des précipitations de longue durée, de l'ordre de plusieurs jours à plusieurs semaines (type « long-rain flood », Tableau III.1.1.), générées par de vastes perturbations qui se produisent à la fin de l'automne et en début d'hiver (Cœur, 2003 et références citées). Elles peuvent également être associées à la fonte de la neige au printemps (type « rain-on-snow floods»). Des crues importantes du Drac peuvent se produire à l'automne en cas d'événement méditerranéen de grande extension. Globalement, les fréquences et intensités de crue de ces deux cours d'eau sont très similaires, suggérant des périodes climatiques favorables à l'occurrence de crue de grande échelle. Les seules différences observées se produisent à la fin du 18^{ème} siècle où les crues du Drac sont plus fréquentes et plus intenses que celles de l'Isère. Cette différence peut être liée à une plus forte occurrence d'événements méditerranéens de grande extension au cours de cette période. Les chroniques de la Durance qui représente les crues associées aux influences méditerranéennes de grande échelle présentent en effet une augmentation de la fréquence de crue au cours de cette période (§ 2.1.3.).

La comparaison avec la chronique du Lac Blanc BLB suggère une opposition de phase entre les périodes de haute fréquence/intensité de crues torrentielles (1835, 1910, 1960) et les périodes de haute fréquence/intensité de crue des grandes rivières (1920, 1880, 1920 ; Figure III.1.2.). Cette observation suggère que les périodes où les conditions climatiques sont plus favorables au développement de larges perturbations d'automne/hiver alternent avec des périodes où les conditions climatiques sont plus favorables au développement d'événements convectifs localisés en été. Il apparaît également de courtes périodes au cours desquelles l'activité hydrologique de l'ensemble des cours d'eau semble faiblir (1825 et 1975).

2.2. Dans les Alpes du sud

Le Lac d'Allos se situe à 15 km au sud de la vallée de l'Ubaye. Cette vallée a été abondamment étudiée dans l'objectif de mieux comprendre les phénomènes torrentiels (Remaître, 2006 ; Sivan *et al.*, 2010 et références citées). Nous disposons ainsi de chroniques de crue pour plusieurs torrents de la vallée et pour la rivière de l'Ubaye elle-même (Figures II.3.17 et III.1.4.). La très bonne concordance avec ces chroniques nous a permis i) de confirmer la validité de la chronique de crue issue de la séquence du Lac d'Allos et ii)

d'établir que les crues « enregistrées » semblent principalement associées à des événements automnaux de méso-échelle.

La rivière du Buëch, située en rive droite de la Durance, présente un bassin versant de taille et altitudes similaires à celui de la rivière de l'Ubaye. Nous retrouvons dans la chronique de cette rivière (Simac, 2006) la crise torrentielle du milieu du 19^{ème} siècle (1840-1870) que nous avons identifié sur l'Ubaye, ses torrents affluents, et à Allos (Figure III.1.4.). Cependant l'augmentation de fréquence de crue de 1920 n'apparaît pas. Enfin, il apparaît un pic de fréquence bien marqué en début de série (~1790) qui pourrait correspondre à celui de l'Ubaye et surtout de la Haute Durance (Baraille, 2001). Les incertitudes sur le modèle d'âge de la séquence d'Allos pour cette période ne permettent pas de discuter à l'échelle décennale.

L'Ubaye et le Buëch se jettent dans la Durance pour laquelle nous disposons de deux chroniques historiques de crue ; l'une pour la Haute Durance (exutoire au lac de Serre-Ponçon ; Baraille, 2001) et l'autre pour la Moyenne Durance (exutoire à Manosque ; Miramont et Guilbert, 1997). Ces deux chroniques révèlent de fortes convergences avec des hautes fréquences de crue au cours de la seconde moitié du 18^{ème} siècle et vers 1840-1880 (Figure III.14.). Ces périodes de haute fréquence de crue sont globalement en bon accord avec la chronique d'Allos.

Le torrent exutoire du Lac d'Allos se jette dans le Verdon pour lequel nous ne disposons pas d'information quant aux crues historiques. Nous avons cependant trouvé un inventaire des crues historiques de la basse vallée du Var dans le dernier Plan de Prévention des Risques d'Inondation (PPRI, 2011). Il est à noter que cet inventaire a été constitué principalement à partir de coupures de presse et est certainement ni exhaustif, ni objectif. Les crues historiques de 1886, 1920 et 1994 que nous avons identifiés à Allos apparaissent dans cet inventaire, supportant l'enregistrement de crues régionales dans la séquence d'Allos. Nous retrouvons globalement les périodes de haute fréquence de crue précédemment évoquée vers 1990-2000, 1940-1960 et dans une moindre mesure 1840-1880.

Il apparaît donc une bonne concordance générale dans les périodes de haute fréquence de crue entre la chronique d'Allos et celles de torrents ou rivières de la région, qui pourtant présentent des tailles de bassins versants et des types de crues très différents. Ces périodes communes sont notamment la deuxième moitié du 18^{ème} siècle, vers 1840-1880, autour de 1960 et au cours des dernières décennies. Cela suggère que les conditions climatiques qui prévalent au cours de ces périodes sont favorables à l'occurrence de crue sur l'ensemble du réseau hydrographique des Alpes du sud. Les bonnes concordances avec des périodes de haute fréquence de crue de torrents et rivières l'Espagne de l'est (Figure II.3.17) et de régions du sud de la Suisse (Schmocker-Fackel et Naef, 2010) suggèrent même que ces conditions climatiques sont favorables à l'occurrence de crue sur une région plus étendue.

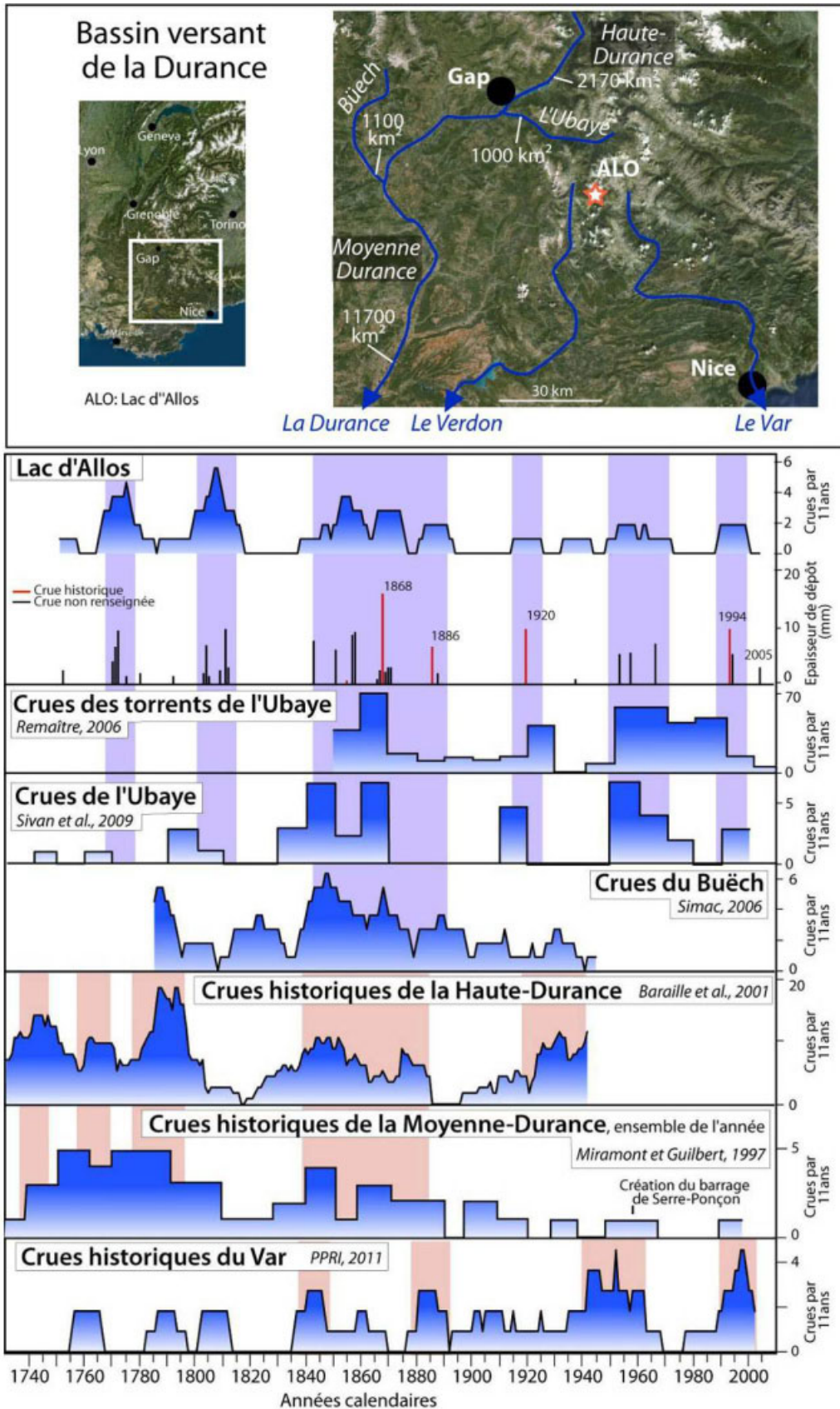


Figure III.1.4. Comparaison des reconstitutions de l'hydrologie dans le bassin de la Durance. Les barres verticales indiquent les périodes de haute fréquence de crue ; en bleu pour les torrents et rivières de petits bassins versants et en rouge pour les rivières de grands bassins versants (> 1000 km²).

Les processus hydro-météorologiques distincts entre Alpes du nord et du sud semblent donc induire des relations entre crues torrentielles et crues de grandes rivières très différentes entre les deux régions. Cela suggère également que les facteurs favorables à l'occurrence de crues torrentielles diffèrent en fonction des régions.

3. Les facteurs favorisant l'occurrence des crues torrentielles

3.1. Dans les Alpes du nord

Dans les Alpes du nord nous avons vu que les crues torrentielles sont principalement associées à des événements convectifs localisés d'été. Un air suffisamment chaud et humide en basses couches et suffisamment froid en altitude provoque l'instabilité de la masse d'air, entraînant un mouvement ascendant et la formation de nuages. On parle alors de nuages convectifs (Lafaysse, 2012). En l'absence de vents cisailants en altitude ce phénomène peut mener à la formation de nuages localisés de grande extension verticale, provoquant averses ou orages. Nous n'avons trouvé aucune étude traitant de l'évolution de leur occurrence dans les Alpes sur le long terme, avec laquelle nous aurions pu comparer nos résultats. C'est pourquoi nous chercherons à les comparer à des données représentant l'évolution de la température et de l'humidité qui semblent être les principaux facteurs pour générer des événements convectifs.

L'évolution de la température estivale au cours des 250 dernières années peut être évaluée dans les Alpes à partir des séries instrumentales de la base de données Histalp (Auer *et al.*, 2007). L'évolution de l'humidité dans les basses couches de l'atmosphère est plus difficile à évaluer. Des séries de précipitations de la même base de données sont utilisées pour avoir une image de l'évolution globale de l'humidité. En complément, l'indice de l'Oscillation Nord Atlantique (NAO) (Rodwell *et al.*, 1999) est utilisé. Les processus sur l'Atlantique Nord sont en effet reconnus pour fortement influencer le climat alpin, surtout à haute altitude (Beniston *et al.*, 1994 ; Wanner *et al.*, 1997 ; Beniston et Jungo, 2002 ; Casty *et al.*, 2005). L'indice de la NAO permet d'estimer la variabilité de ces processus et est calculé à partir de la différence de pression normalisée entre deux stations, généralement Lisbonne au Portugal et Stykkisholmur en Islande (Hurrell, 1995). Un indice positif (on parle de phase positive de la NAO ou NAO+) est associé à un renforcement du flux océanique entraînant davantage de précipitations sur le nord de l'Europe, alors que le bassin méditerranéen est plus sec. A l'inverse, un indice négatif (phase négative de la NAO ou NAO-) est associé à un flux océanique affaibli qui entraîne des conditions plus sèches sur l'Europe du Nord et plus humides sur le bassin méditerranéen. Les Alpes se trouvent dans la bande centrale de l'Europe pour laquelle l'influence de la NAO est la plus faible (Bartolini *et al.*, 2009). Sur le sud des

Alpes Françaises un lien assez faible mais statistiquement significatif existe avec des conditions plutôt humides en phase NAO- et sèches en phase NAO+.

Afin de tester les relations entre crues torrentielles, température et humidité, les chroniques de crue des Lacs Blancs BLB et BAR sont comparées aux évolutions de la température estivale, des précipitations moyennes estivales et des indices annuel et estival de la NAO en figure III.1.4. L'évolution des précipitations mensuelles estivales est estimée à partir de la série homogénéisée de Lyon St-Exupéry jusqu'en 1841 puis à partir de la série reconstituée au point de grille 46,5°N / 7°E jusqu'en 1760 (Auer *et al.*, 2007). Il n'apparaît pas de relation évidente entre l'évolution de la fréquence des crues et le régime de précipitations. Dans la tendance, les pics de fréquence de crues semblent plutôt se produire au cours de périodes sèches ou de conditions d'humidité intermédiaires (1780-1800, 1830-1840, 1860-1870, 1945-1960, vers 1990). Cette observation va à l'encontre de conditions plus humides qui pourraient théoriquement favoriser les processus convectifs. Elle correspond cependant aux étés postérieurs à 1980 pour lesquels Beniston (1997) décrit des étés globalement plus secs mais ponctués d'événements de précipitations plus intenses en Suisse.

Une bonne correspondance est remarquée entre les périodes de haute fréquence de crue et les phases positives de la NAO en été, à l'exception du pic du début du 20^{ème} siècle. Cependant les phases positives sont largement dominantes au cours des étés des 300 dernières années et il est donc difficile d'évaluer dans quelle mesure la NAO d'été peut-être un facteur forçant ou limitant pour le développement de processus convectifs. Le signal de NAO annuel est bien plus contrasté et la relation observée est excellente avec des périodes de haute fréquence de crue correspondant aux phases NAO+, et les périodes de faible activité torrentielle aux phases NAO-. Cette correspondance relativement bonne avec la NAO annuelle pourrait suggérer une augmentation générale de l'humidité au cours des phases NAO+. Cependant Beniston et Jungo (2002) et Casty *et al.* (2005) associent les phases positives de la NAO dans les Alpes du nord à des conditions plutôt chaudes et sèches. Kushnir (1999) et Trigo *et al.* (2002) indiquent que la relation entre la température et la NAO peut être expliquée par l'advection de chaleur par les circulations atmosphériques. De plus Trigo *et al.* (2002) remarquent que la distribution de la température à l'échelle européenne contrôle fortement la teneur en eau précipitable de l'atmosphère. Une relation avec la NAO est donc probable mais les interactions entre circulations atmosphériques, température et humidité semblent trop complexes pour qu'un lien de cause à effet puisse être clairement établi ici entre les événements convectifs et les crues torrentielles.

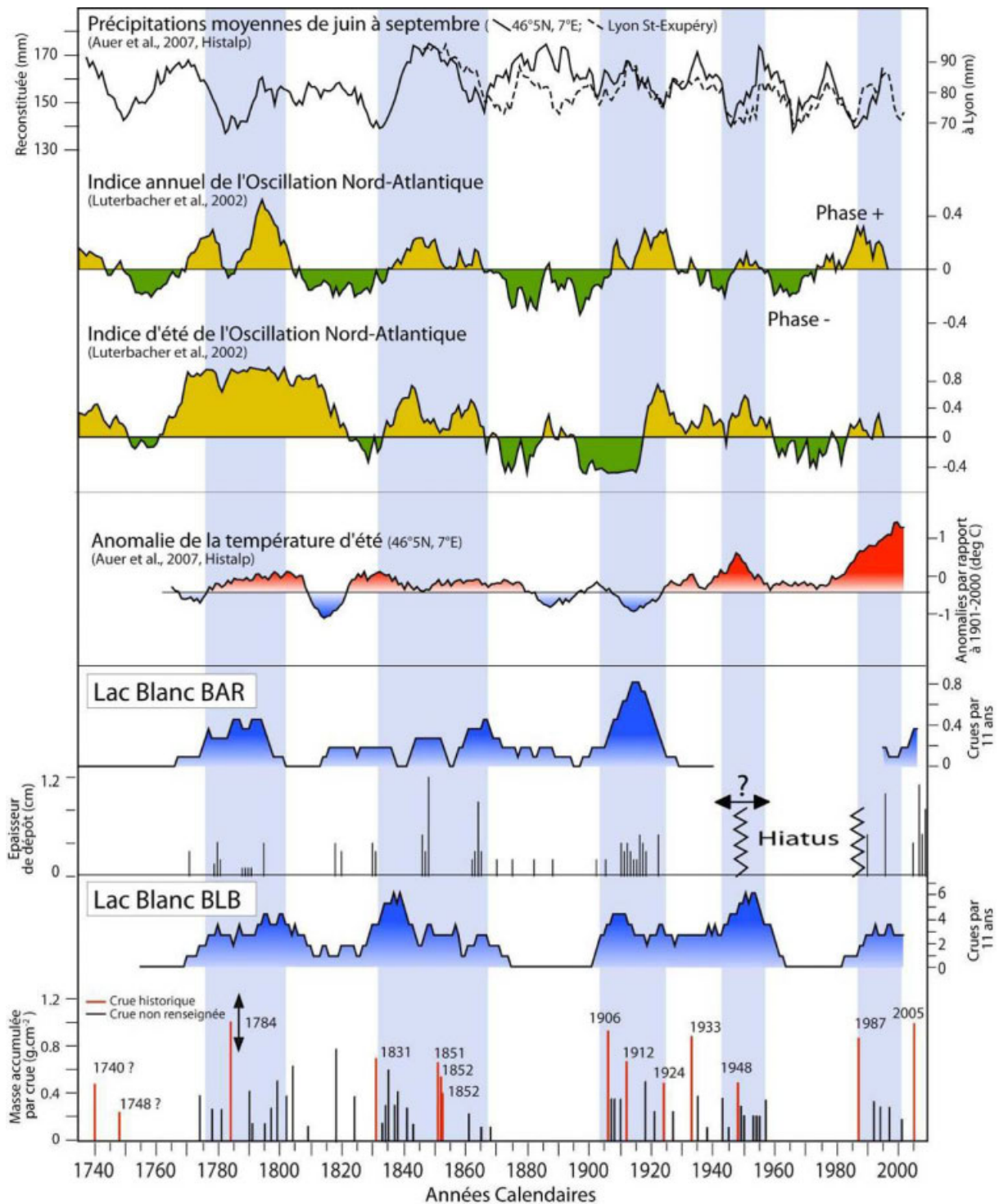


Figure III.1.4. Comparaison des chroniques de crue des Lacs Blanc BLB et BAR avec les évolutions des précipitations mensuelles moyennes estivales, de l'indice de l'Oscillation Nord Atlantique, de la température estivale. Toutes les séries continues (courbes) sont représentées par des moyennes glissantes sur 11 ans. Les barres verticales bleues représentent les périodes de haute fréquence de crue d'après les chroniques des lacs Blancs.

Une augmentation systématique des fréquences de crue est observée avec l'augmentation de la température estivale à l'échelle décennale, et *vice versa*. La bonne relation supporterait l'hypothèse d'une augmentation des phénomènes convectifs avec le réchauffement, menant à davantage d'événements de précipitations intenses. A nouveau la période autour de 1910 ne semble pas suivre la tendance générale, notamment pour la chronique du Lac Blanc BAR.

Concernant l'évolution de l'intensité des événements, le nombre relativement faible d'événements extrêmes sur les 300 dernières années rend difficile l'estimation d'une tendance ou d'un paramètre forçant. Par comparaison entre le 19^{ème} et le 20^{ème} siècle, qui marque la transition entre le Petit Age Glaciaire et le réchauffement global, une augmentation de l'intensité des événements les plus extrêmes semble apparaître. Cela pourrait suggérer qu'une augmentation de la température à l'échelle séculaire peut induire une augmentation de l'intensité des événements extrêmes.

Globalement, les périodes d'augmentation de l'activité torrentielle dans les Alpes du nord semblent donc fortement liées à des conditions estivales plus chaudes, et peut-être en lien avec les phases NAO+ annuelles. Celles-ci semblent correspondre à des périodes plus chaudes en raison d'apports de chaleur par advection via les flux d'ouest (Beniston et Jungo, 2002). La relation entre précipitations intenses et température est supportée par la théorie d'une intensification de l'activité du cycle hydrologique avec la température qui induirait une augmentation des précipitations intenses (Trenberth, 1999). Elle est également en accord avec des résultats de simulations (Schaer *et al.*, 1996 ; Frei *et al.*, 2006) et d'observations (Moberg *et al.*, 2006).

3.2. Dans les Alpes du sud

Dans les Alpes du sud nous avons vu que les crues torrentielles sont principalement associées à des événements de précipitations intenses de méso-échelle en relation avec les entrées méditerranéennes à l'automne. L'évolution de la chronique de crues reconstituée à partir de la séquence du Lac d'Allos semble donc être liées à la variabilité des circulations atmosphériques dans le bassin méditerranéen. La comparaison que nous avons réalisée avec les rivières d'Espagne de l'Est, où les crues répondent aux mêmes processus hydro-météorologiques, supportait une telle relation avec les circulations atmosphériques d'échelle synoptique, en lien avec la variabilité Nord Atlantique (Partie II, Chapitre 3, § 4.1.). La comparaison avec la chronique de crue de rivières cévenoles et de réanalyses météorologiques nous avait même permis d'identifier la trajectoire des circulations atmosphériques à l'origine des crues sur les Alpes du sud. Nous pouvons maintenant explorer plus en détail le lien potentiel qu'il peut exister entre les crues, les circulations atmosphériques sur le bassin

méditerranéen nord occidental et la variabilité de l'Atlantique Nord sur les derniers siècles. Pour ce faire, nous comparons la chronique de crue du Lac d'Allos avec les séries de précipitations de Marseille et Nice, de la température alpine et de la NAO d'automne.

Par comparaison avec les données instrumentales à Marseille et à Nice, nous retrouvons des anomalies positives très marquées de précipitations pour les automnes 1868, 1920 et 1994 qui correspondent à des crues majeures identifiées à Allos (Figure III.1.5.), supportant une étendue régionale de ces événements de précipitations. Nous pouvons cependant noter que toutes les anomalies positives de précipitations à Marseille et Nice ne correspondent pas à des événements de crue à Allos et *vice versa*. Cette observation suggère que l'étendue des événements de précipitations est variable d'un événement à l'autre.

Nous avons vu précédemment que les phases NAO- sont associées à des précipitations plus abondantes sur le bassin méditerranéen. A l'échelle décennale la relation avec les précipitations à Marseille ou Nice n'est pas évidente. Par contre, les périodes de haute fréquence de crue correspondent bien aux phases NAO- marquées en automne, appuyant une relation entre les crues et la variabilité de l'Atlantique Nord. Seule la période la plus ancienne (~1770) correspond à une période NAO+. Cependant il est tout à fait possible que ce pic soit décalé d'une dizaine d'année, correspondant aux années 1780, en raison des incertitudes du modèle d'âge (± 20 ans à 2σ) sur cette période pour laquelle nous ne disposons d'aucun marqueur chrono-stratigraphique. Enfin l'absence de crue pour la période vers 1750, marquée par de fortes valeurs négatives de la NAO, peut avoir une origine climatique. En comparant des séries de températures, de précipitations et de l'indice de la NAO, Casty *et al.* (2005) ont remarqué que l'influence de la NAO sur le climat alpin est inhomogène sur les 400 dernières années. Ils estiment que l'influence de la NAO est prédominante de 1780 à 1790 et après 1860, alors que la relation entre précipitations et NAO devient faible ou absente vers 1750, pour la fin du 18^{ème} siècle et pour la période 1920-1940. L'absence de haute fréquence de crues à Allos vers 1750 et 1940 pourrait alors être liée à un affaiblissement de l'influence de la NAO sur le climat alpin.

Enfin la comparaison avec l'évolution de la température d'automne des Alpes du sud-ouest ne révèle aucune relation avec l'activité torrentielle à Allos (Figure III.1.5). Cette observation confirme une origine et une variabilité de l'occurrence des crues distinctes de celles des Alpes du nord, qui présente un lien très fort avec les circulations atmosphériques et la variabilité de l'Atlantique Nord.

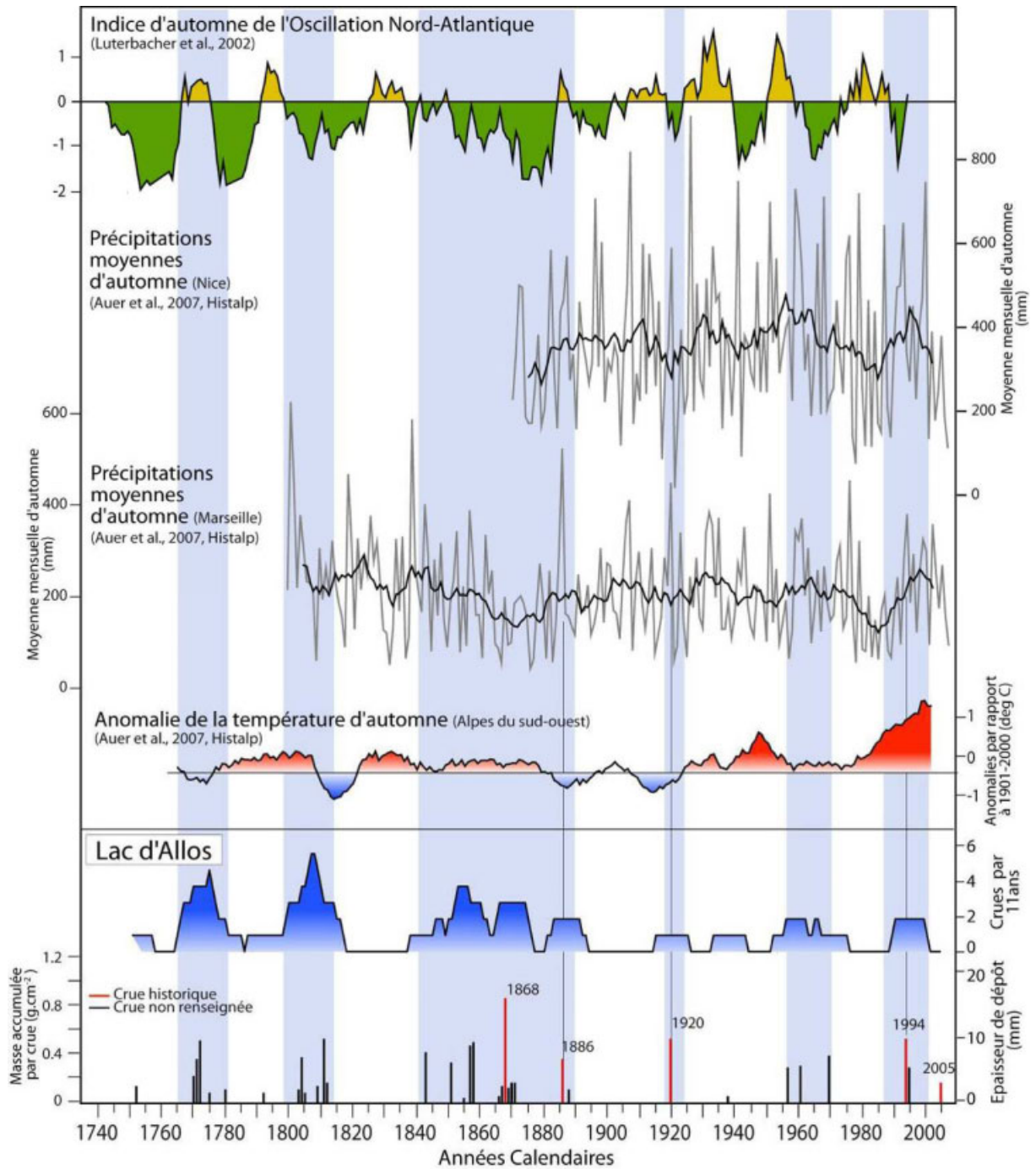


Figure III.1.5. Comparaison des chroniques de crue du Lac d'Allos avec les évolutions de la température estivale, des précipitations mensuelles moyennes automnale et de l'indice automnal de l'Oscillation Nord Atlantique. Toutes les séries continues (courbes) sont représentées par des moyennes glissantes sur 11 ans. Seules les données brutes de précipitations sont également présentées Les barres verticales bleues représentent les périodes de haute fréquence de crue d'après les chroniques des lacs Blancs.

4. Conclusion

La comparaison sur les derniers siècles des chroniques de crue des Lacs Blanc BAR, Blanc BLB et d'Allos suggère des tendances communes pour les Alpes du nord mais des tendances différentes entre Alpes du nord et du sud. Cette différence régionale semble être liée à des différences de processus hydro-météorologiques à l'origine des crues. En effet, à partir d'informations historiques, de la littérature et de comparaisons avec d'autres chroniques de crues, il est apparu que les processus hydro-météorologiques à l'origine des crues dans les Alpes du nord sont associés à des événements convectifs d'été. Alors que dans les Alpes du sud, les crues majeures semblent principalement résulter d'événements de méso-échelle en lien avec les entrées méditerranéennes d'automne.

La comparaison des chroniques de crue disponibles pour les Alpes du nord a révélé des tendances communes en termes de fréquence et d'intensité de crues, suggérant que certaines périodes sont plus favorables que d'autres à la mise en place de processus convectifs à l'échelle régionale. La comparaison avec des séries instrumentales indique en effet que l'activité torrentielle semble favorisée au cours des périodes chaudes. A l'échelle décennale, la fréquence des crues torrentielles semble augmenter avec la température. De plus l'intensité des événements extrêmes semble également augmenter par comparaison entre le 19^{ème} et le 20^{ème} siècle, même si ce constat est limité par la faible occurrence d'événements extrêmes au cours des 300 dernières années. Aucun lien n'a pu être clairement établi avec l'humidité, qui est théoriquement le second facteur favorisant la formation de nuage convectif. Une relation est apparue entre les hautes fréquences de crue et les phases positives de l'indice annuel de la NAO. Beniston et Jungo (2002) et Casty *et al.* (2005) suggèrent que ces phases induisent davantage un climat chaud que humide dans les Alpes du nord. La température semble donc jouer un rôle majeur dans la variabilité des extrêmes hydrologiques des Alpes du nord. Par contraste, les grandes rivières de la région présentent des périodes de haute fréquence et intensité de crue plutôt en anti-phase avec celles des torrents, c'est à dire plutôt au cours de périodes plus froides. Cette différence résulte de processus hydro-météorologiques à l'origine des crues des grandes rivières très différents, en lien avec de vastes perturbations d'échelle synoptique.

Dans les Alpes du sud, nous avons pu retrouver les tendances de la chronique d'Allos dans de nombreuses autres chroniques de crue ou séries instrumentales supportant le rôle majeur des entrées méditerranéennes à l'automne dans les extrêmes hydrologiques de la région. La comparaison avec les fréquences de crue de rivières des Cévennes et d'Espagne de l'est (Partie II, Chapitre 3, § 4.1.) suggère même que ces phénomènes atmosphériques d'automne affectent une plus large région et sont en lien avec des circulations atmosphériques de grande échelle. La bonne concordance qui est observée entre les périodes de haute fréquence/intensité de crues à Allos et les phases NAO- suggère en effet un lien fort avec la variabilité de l'Atlantique Nord.

Références bibliographiques (Chapitre 1)

Arnaud, F., Lignier, V., Revel, M., Desmet, M., Pourchet, M., Beck, C., Charlet, F., Trentesaux, A., Tribouvillard, N., 2002. Flood and earthquake disturbance of ²¹⁰Pb geochronology (Lake Anterne, North French Alps). *Terra Nova* 14, 225–232.

Auer I, Böhm R, Jukovic A, Lipa W, Orlik A, Potzmann R, Schöner W, Ungersböck M, Matulla C, Briffa K, Jones P, Efthymiadis D, Brunetti M, Nanni T, Maugeri M, Mercalli L, Mestre O, Moisselin JM, Begert M, Müller-Westermeier G, Kveton V, Bochnicek O, Stasny P, Lapin M, Szalai S, Szentimrey T, Szentimrey T, Cengar T, Dolinar M, Gajic-Capka M, Zaninovic K, Majstorovic Z, Nieplova E, 2007. HISTALP – historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *International Journal of Climatology* 27:17–46 .

Barraille S., 2001. Les crues dommageables dans le bassin de la Haute Durance. Thèse de l'Université de Savoie. 400 p.

Bartolini, E., Claps, P. et D'Odorico, P., 2009. Interannual variability of winter precipitation in the European Alps : relations with the North Atlantic Oscillation. *Hydrological Earth System Science* 13(1):17–25.

Beniston M, Rebetez M, Giorgi F, Marinucci MR. 1994. An analysis of regional climate change in Switzerland. *Theoretical and Applied Climatology* 49: 135–159.

Beniston M, Diaz HF, Bradley RS, 1997. Climatic change at high elevation sites: an overview. *Climatic Change* 36:233 – 251.

Beniston M., 2006. August 2005 intense rainfall event in Switzerland: Not necessarily an analog for strong convective events in a greenhouse climate. *Geophysical Research Letters* 33, L05701, doi:10.1029/2005GL025573

Beniston M. et Jungo P., 2002. Shifts in the distributions of pressure, temperature and moisture and changes in the typical weather patterns in the Alpine region in response to the behavior of the North Atlantic Oscillation. *Theoretical Applied. Climatology* 71(1-2):29–42.

Boudevillain, B., Argence, S., Claud, C., Ducrocq, V., Joly, B., Lambert, D., Nuissier, O., Plu, M., Ricard, D., Arbogast, P., Berne, A., Chaboureau, J.P., Chapon, B., Crépin, F., Delrieu, G., Doerflinger, E., Funatsu, B.M., Kirstetter, P.E., Masson, F., Maynard, K., Richard, E., Sanchez, E., Terray, L., Walfpersdorf, A., 2009. Cyclogenèses et précipitations intenses en région méditerranéenne: origines et caractéristiques. *La Météorologie* 66, 18-28.

Buzzi, A., Foschini, L., 2000. Mesoscale Meteorological Features Associated with Heavy Precipitation in the Southern Alpine Region. *Meteorology and Atmospheric Physics* 72, 131-146.

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.

Cœur D., 2003. La maîtrise des inondations dans la plaine de Grenoble (XVII-XXème siècle) ; enjeux techniques, politiques et urbains. Thèse soutenue à l'Université Pierre Mendès France de Grenoble. 348 p.

Collins D (1998) Rainfall-induced high-magnitude runoff events in highly-glacierized Alpine basins. *Hydrol., Water Resour. and Ecol. in Headwaters*. IAHS Publ. 248:69-78

Crowley T.J., 2000. Causes of Climate Change Over the Past 1000 Years. *Science* 289: 270-277.

- Frei C, Schöll R, Fukutome S, Schmidli J, Vidale PL (2006) Future change of precipitation extremes in Europe: Intercomparison of scenarios from regional climate models, *Journal of Geophysical Research-Atmosphere* 111, D06105, DOI: 10.1029/2005JD005965
- Gaume, E., Bain, V., Bernardara, P., Newinger, O., Barbuc, M., Bateman, A., Blaškovicová, L., Blöschl, G., Borga, M., Dumitrescu, A., Daliakopoulos, I., Garcia, J., Irimescu, A., Kohnova, S., Koutroulis, A., Marchi, L., Matreata, S., Medina, V., Preciso, E., Sempere-Torres, D., Stancalie, G., Szolgay, J., Tsanis, I., Velasco, D., Viglione, A., 2009. A compilation of data on European flash floods. *Journal of Hydrology* 367, 70–78.
- Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Enters, D., Poulenard, J., Millet, L., Francus, P., David, F., Rey, P.J., Wilhelm, B., Delannoy, J.J., 2012. Frequency and intensity of high-altitude floods over the last 3.5 ka in NW European Alps, *Quaternary Research* 77(1), 12–22.
- Grieser J., Beck C, Rudolf B., 2005. The Summer Flooding 2005 in Southern Bavaria – A Climatological Review. *Klimastatusbericht*, pp. 168-174.
- Hurrell, J.W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperature and precipitations. *Science* 269(5224): 676–679.
- Jacob J., Disnar J.R., Arnaud F., Gauthier E., Billaud Y., Chapron E. and Bardoux G., 2009. Impacts of new agricultural practices on soil erosion during the Bronze Age in the French Prealps. *The Holocene* 19: 241-251
- Jaun S, Ahrens B, Walser A, Ewen T, Schär T (2008) A probabilistic view on the August 2005 floods in the upper Rhine Catchment. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 8:281–291
- Kieffer-Weisse, A., 1998. Etude des précipitations exceptionnelles de pas de temps court en relief accidenté (Alpes Françaises), Méthode de cartographie des précipitations extrêmes. Thèse de doctorat, Institut National de Polytechnique, Grenoble. 309pp.
- Kieffer-Weisse, A., Bois, P., 2001. Estimation de paramètres statistiques des précipitations extrêmes dans les Alpes françaises. *La Houille Blanche* 1, 62–70.
- Kushnir Y., 1999. Europe's winter prospects. *Nature* 398 : 298-299.
- Lafaysse M., 2011. Changement climatique et régime hydrologique d'un bassin alpin. Génération de scénarios sur la Haute-Durance, méthodologie d'évaluation et incertitudes associées. Thèse de l'université de Toulouse. 365 p.
- Lang M., Cœur D., Brochot S., Naulet R., 2003 ; Etude - Gestion des milieux aquatique 18. Information historique et ingénierie des risques naturels - l'Isère et le torrent du Manival. Ed. CEMAGREF. 179p.
- Lopez Saez J., Coronat C, Stoffel M., Gotteland A., Berger F., Liébault F., 2011. Debris-flow activity in abandoned channels of the Manival torrent reconstructed with LiDAR and tree-ring data. *Nat. Hazards Earth System Science* 11, 1247–1257.
- Luterbacher, J., Xoplaki, E., Dietrich, D., Jones, P.D., Davies, T.D., Portis, D., Gonzalez-Rouco, J.F., von Storch, H., Gyalistras, D., Casty, C., and Wanner, H., 2002. Extending North Atlantic Oscillation Reconstructions Back to 1500. *Atmospheric Science Letters*, 2, 114–124
- Merz, R., Blöschl, G., 2003. A process typology of regional floods *Water Resources Research* 39(12), 1340.

Miramont C. et Guilbert X., 1997. Variations historiques de la fréquence des crues et évolution de la morphogénèse fluviale en Moyenne-Durance (France du Sud-Est). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 4 : 325-338.

Moberg A., Jones P.D., Lister D., Walther A., Brunet M., Jacobeit J., Alexander L.V., Della-Marta P.M., Luterbacher J., Yiou P., Chen D., Klein Tank A.M.G., Saladié O.M., Sigro J., Aguilar E., Alexandersson H., Almarza C., Auer I., Barriendos M., Begert M., Bergstrom M., Böhm R., Butler C.J., Caesar J., Drebs A., Founda D., Gerstengarbe F.W., Micela G., Maugeri M., Osterle H., Pandzic K., Petrakis M., Srncic L., Tolasz R., Tuomenvirta H., Werner P.C., Linderholm H., Philipp A., Wanner H., Xoplaki E., 2006. Indices for daily temperature and precipitation extremes in Europe analyzed for the period 1901–2000. *Journal of Geophysical Research* 111: D22106, doi:10.1029/2006JD007103

Plan de Prévention des Risques d'Inondations (PPRI), 2011. Historique du Risque d'Inondation de la basse vallée du Var. in : Rapport de présentation. Dir. Dép. des Territoires et de la mer des Alpes Maritimes. 14 p.

Rapport d'avancement du projet Long-term monitoring of Sediment Transfer processes in an alpine catchment (Lake Anterne, Haute Savoie) (LOST), Arnaud F., 2008. EDYTEM. 8p.

Remaître, A., 2006. Morphologie et dynamique des laves torrentielles : Applications aux torrents des Terres Noires du bassin de Barcelonnette (Alpes du Sud). Thèse de doctorant, Université De Caen-Basse Normandie. 374pp.

Rodwell M.J., Rowell D.P., Folland C.K., 1999. Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate. *Nature* 398: 320-323.

Schaer C., Frei C., Luthi D., Davies H.C., 1996. Surrogate climate-change scenarios for regional climate models. *Geophysical Research Letters* 23(6): 669-672.

Schmocker-Fackel P. et Naef F., 2010. More frequent flooding? Changes in flood frequency in Switzerland since 1850. *Journal of Hydrology* 381: 1–8.

Stoffel, M., Bollschweiler, M., Beniston, M., 2011. Rainfall characteristics for periglacial debris flows in the Swiss Alps: past incidences–potential future evolutions. *Climatic Change* 105, 263–280.

Simac, L., 2006. Evolution du paysage du Haut-Buëch et incision du lit fluvial : conséquence de la fin du Petit Age Glaciaire ou des actions anthropiques? Master 1 Géographie, Université de Savoie, 60 pp.

Sivan, O., Miramont, C., Pichard, G., Prosper-Laget, V., 2009. Les conditions climatiques de la torrencialité au cours du Petit Age Glaciaire de Provence. *Archéologie du Midi Médiéval* 26, 157–168.

Theule J.I., Liébault F., Loye A., Laigle D., Jaboyedoff M., 2011. Sediment budget monitoring of debris-flow and bedload transport in the Manival Torrent, SE France. *Natural Hazards Earth System Science*, 12, 731–749.

Trenberth KE (1999) Conceptual framework for changes of extremes of the hydrological cycle with climate change. *Clim Change* 42:327-339

Trigo R.M., Osborn T.J., Corte-Real J.M., 2002. The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms. *Climate Research* 20: 9-17.

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.

Chapitre 2

Evolution des événements hydrologiques extrêmes et relations au climat au cours du dernier millénaire

Dans le précédent chapitre, l'analyse des chroniques de crues des Lacs Blanc BLB, Blanc BAR et d'Allos a permis de relever des différences entre Alpes du nord et du sud. En effet, autant l'origine des crues que leur évolution au cours des trois derniers siècles diffèrent d'une région à l'autre. Nous nous intéressons ici à l'analyse de leurs évolutions au cours du dernier millénaire, à partir des enregistrements du Lac Blanc BAR et du Lac d'Allos (Figure III.2.1.). Discuter des variations tout au long du dernier millénaire permet d'appréhender l'évolution des extrêmes hydrologiques au cours de périodes plus contrastées d'un point de vue climatique, comme la période chaude de l'Optimum Médiéval (OM, 800-1300 ap. J.-C.) et la période froide du Petit Age Glaciaire (PAG, 1300-1900 ap. J.-C.).

La chronique du Lac Blanc BAR a permis de relever que les crues apparaissent globalement peu nombreuses mais de forte intensité au cours de l'OM, alors qu'elles sont très fréquentes et de moindre intensité au cours du PAG (Figure II.2.1.). Ces tendances ne sont cependant pas homogènes tout au long de ces deux périodes. Nous pouvons constater un pic de fréquence de crue au milieu de l'OM (1000-1100 ap. J.-C.), et des fortes fréquences concentrées sur la première moitié (1300-1600 ap. J.-C.) et la fin (après 1750 ap. J.-C.) du PAG. Enfin la haute variabilité pluri-décennale discutée dans le chapitre précédent se superpose à ces tendances. Celle-ci, analogue à celle.

La chronique du Lac d'Allos présente une évolution de la fréquence globalement similaire mais d'intensité opposée. En effet, l'OM est caractérisé par une faible fréquence et une faible intensité de crues, alors que le PAG est caractérisé par une nette augmentation à la fois de la fréquence et de l'intensité. A une échelle (pluri-) séculaire, nous retrouvons un pic de fréquence de crue vers le milieu de l'OM (1100-1150 ap. J.-C.), similaire à celui du Lac Blanc BAR, et deux périodes de haute fréquence de crues concentrées au début (1300-1650 ap. J.-C.) et à la fin (1750-1900 ap. J.-C.) du PAG. Une haute variabilité à l'échelle pluri-décennale se superpose également à toutes ces tendances.

Ces deux chroniques révèlent des tendances différentes en terme d'intensité, et de fortes similitudes en terme de fréquence de crue. Les similitudes suggèrent une réponse en partie commune à un forçage. Afin de définir l'origine de ce forçage, nous replacerons les chroniques dans leur contexte hydrologique régional respectif, tout en déclinant les différents processus hydrologiques qui pourraient expliquer ces similitudes. Enfin, à partir de ces observations et de la littérature, nous discuterons des processus qui peuvent induire les tendances hydrologiques qui apparaissent dans les Alpes du nord et du sud.

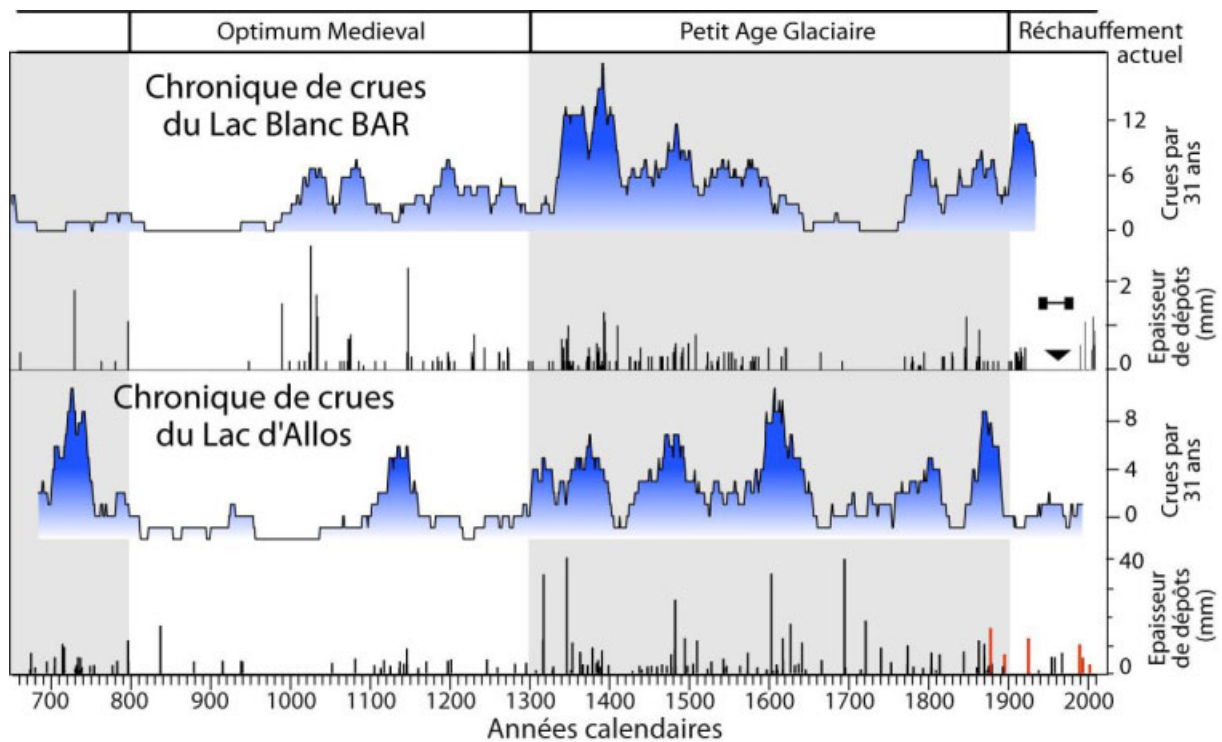


Figure III.2.1. Comparaison des chroniques de crue des Lacs Blanc BAR et Allos. Les bandes grises verticales délimitent les principales périodes climatiques du dernier millénaire : Optimum médiéval, Petit Age Glaciaire et le Réchauffement global actuel.

1. Evolution des activités torrentielles dans le contexte hydrologique régional

En Europe, seulement trois chroniques d'événements torrentiels couvrant le dernier millénaire existent à notre connaissance. Une chronique de crue a été réalisée à partir des séquences sédimentaires du Lac Taravilla situé dans l'est de Espagne (Moreno *et al.*, 2008) et une seconde à partir de celles du Lac d'Anterne dans les Alpes du nord (Giguet-Covex *et al.*, 2012). Une chronique de laves torrentielles a de plus été réalisée dans les Dolomites (nord de l'Italie) à partir de la séquence sédimentaire du Lago di Braies (Irmiler *et al.*, 2006). Nous avons vu que l'occurrence d'une lave ne dépend pas uniquement de l'occurrence d'un événement de précipitations intenses. L'occurrence d'une lave peut également dépendre de la recharge en matériel du chenal torrentiel. Nos résultats seront également comparés avec des reconstitutions de l'hydrologie au sens large incluant des reconstitutions de crues de grande échelle et de niveaux de lacs qui reflètent l'évolution des phases humides et sèches.

1.1. Dans les Alpes du nord

A proximité du Lac Blanc BAR se situe le Lac d'Anterne. Nous avons vu dans le chapitre précédent que le Lac d'Anterne n'est pas un analogue simple du Lac Blanc BAR car la sensibilité des processus érosifs aux précipitations semble plus importante. Il en résulte une chronique de crues qui semble intégrer, à la fois, des événements de type « flash flood » et

« short-rain flood » (Merz et Blösch, 2003 ; Tableau III.1.1.). Par comparaison entre l'OM et le PAG, les deux chroniques révèlent, néanmoins, une augmentation générale de la fréquence de crues (Figure III.2.2.). Par contre, en terme d'intensité, les tendances semblent très variées. Les dépôts épais (supérieurs à 5 mm) marqués par une forte granularité sont plus fréquents au PAG alors que la granularité maximale est atteinte à l'OM, quand les crues les plus intenses sont « enregistrées » au Lac Blanc BAR. Les dépôts fins (inférieurs à 5 mm) semblent à l'inverse plus riches en calcium au cours de l'OM et aux bornes du PAG. A ce stade il n'est pas aisé de déterminer des similitudes entre les deux chroniques. Enfin il n'apparaît pas de tendances communes dans la haute variabilité. Ainsi, seule la grande tendance entre les fréquences de crue de l'OM et du PAG semble en accord entre les deux sites.

L'enregistrement des crues du Rhône dans le Lac du Bourget (Arnaud *et al.*, 2005 ; Jacob *et al.*, 2009 ; Debret *et al.*, 2010 ; Arnaud *et al.*, soumis ; Figure III.2.2.) permet une comparaison de l'hydrologie à une échelle régionale. Nous ne disposons cependant pas de reconstitutions de l'intensité des événements sur cette période de temps. L'augmentation générale de la fréquence de crue entre l'OM et le PAG y est très marquée et concorde bien avec les chroniques de crue des Lacs d'Anterne et Blanc BAR. Nous pouvons relever des tendances communes entre les reconstitutions des Lacs du Bourget et Blanc BAR, comme la très faible activité hydrologique au début de l'OM, et l'augmentation progressive de l'activité hydrologique durant la seconde moitié de l'OM. Au cours du PAG, les fréquences de crue atteignent leur maximum dans une même période (1300-1400 ap. J.-C.) avant de diminuer progressivement jusqu'à la fin de cette période. Les tendances à plus haute fréquence semblent par contre diverger : elles rappellent les tendances en anti-phase évoquées précédemment (Partie III, Chapitre 1, § 2.1.2.). En terme d'intensité, les pics individualisés en Ti atteignent des valeurs nettement plus importantes au cours du PAG, suggérant que les crues de grandes échelles sont plus intenses au cours de cette période. Cette observation suggère que les crues de type « long-rain flood » semblent plus intenses au cours des longues périodes froides. Nous retiendrons, de la comparaison des chroniques de crues des Lacs du Bourget et Blanc BAR, que les périodes de hautes et basses fréquences de crue sont similaires à l'échelle pluri-séculaire, alors que les périodes de crues intenses apparaissent en opposition. La seule période qui ne suit pas ces tendances est centrée autour de 1700 ap. J.-C.

Les reconstitutions de niveaux de lacs jurassiens (Magny *et al.*, 2010, 2011 ; Figure III.2.2.) suggèrent (i) que l'OM est une période relativement sèche à l'exception d'une période humide vers 1050 ap. J.-C. et (ii) que la période froide du PAG apparaît plus humide, avec un maximum centré sur 1400-1450 ap. J.-C. et une diminution progressive jusqu'aux derniers siècles. Ces grandes tendances concordent avec celles décrites pour les reconstitutions de l'activité hydrologique des Lacs du Bourget et Blanc BAR. De plus, une

tripartition du PAG similaire à celle décrite pour la chronique du Lac Blanc BAR apparaît au Lac St-Point : périodes humides en début (1300-1600 ap. J.-C.) et fin (1750-1850 ap. J.-C.) de PAG, et séparées par une phase plus sèche (Magny *et al.*, 2010).

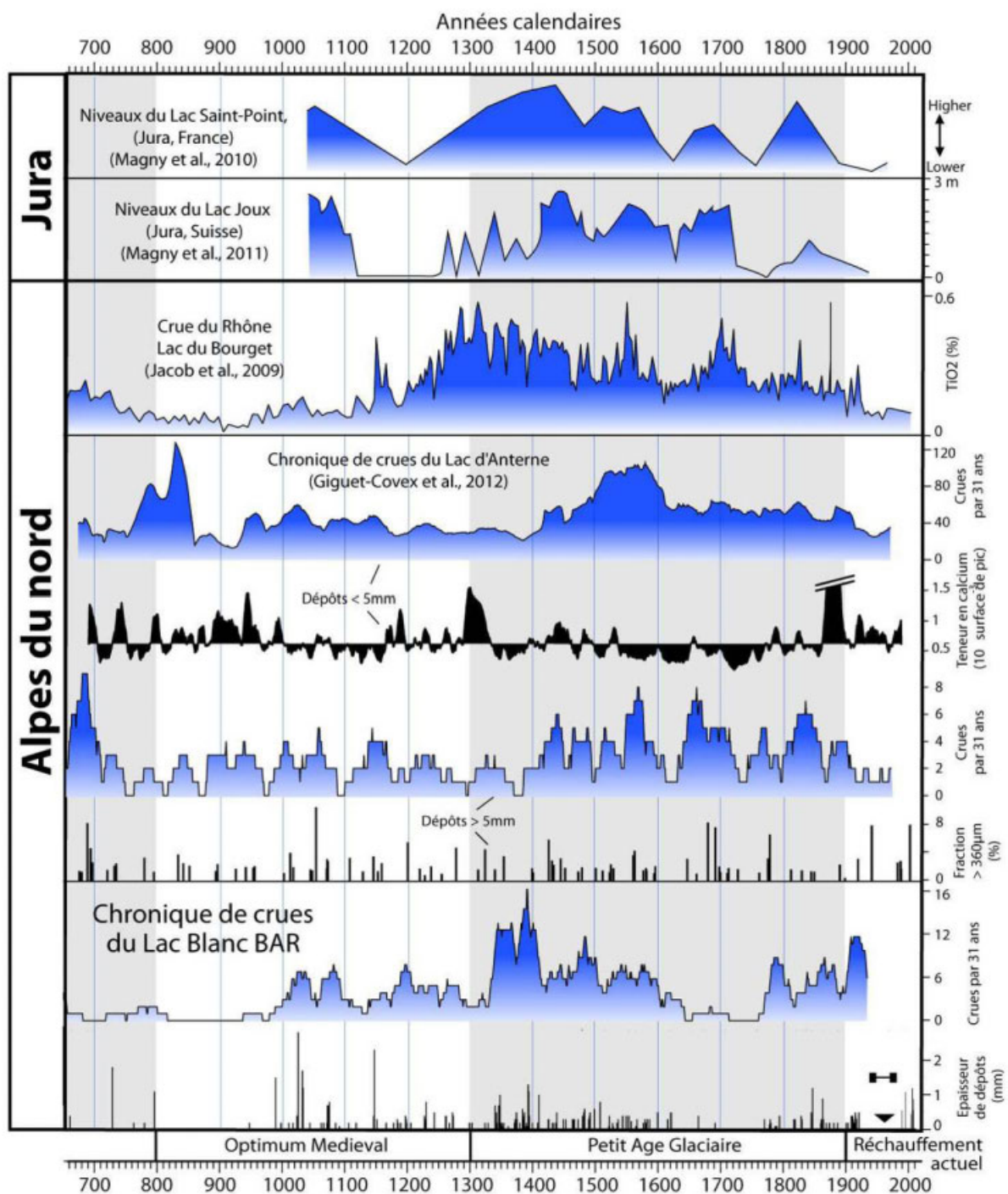


Figure III.2.2. Comparaison de la chronique de crue du Lac Blanc BAR avec des enregistrements hydrologiques nord alpins et jurassiens. Pour les explications sur les chroniques issues du Lac d'Anterne se référer à la figure III.1.3. Les bandes grises verticales délimitent les périodes climatiques principales du dernier millénaire. Les barres verticales indiquent les siècles. Les fréquences de crues résultent d'une moyenne glissante à 31 ans.

Au Lac St-Point, nous relevons également une variabilité séculaire durant le PAG, avec des maxima de niveau de lac vers 1330, 1450, 1550, 1700 et 1830 ap J.-C. Ces périodes correspondent bien aux périodes de haute fréquence (i) de crues du Rhône (Debret *et al.*, 2010 ; Magny *et al.*, 2010) et (ii) des dépôts de crue supérieurs à 5 mm au Lac d'Anterne.

Par comparaison entre l'OM et le PAG, une augmentation généralisée de l'activité hydrologique se produit sur l'ensemble des cours d'eau et apparaît synchrone d'une période plus humide. Les grandes tendances identifiées au Lac Blanc BAR (pic de fréquence du milieu de l'OM, maximum au début du PAG suivie d'une diminution progressive) apparaissent également dans les enregistrements des Lacs du Bourget, de St-Point, et dans une moindre mesure des Lacs de Joux et d'Anterne. Ces observations suggèrent qu'à une échelle séculaire à pluri-séculaire, l'hydrologie sous toutes ses formes (torrentielles à fluviales) est fortement dépendante des apports d'humidité, eux-mêmes en augmentation au cours de périodes froides prolongées.

1.2. Dans les Alpes du sud et le bassin méditerranéen nord-occidental

Dans les Alpes du sud, l'étude de la dynamique fluviale de la Moyenne Durance (Miramont *et al.*, 1998) indique des tendances similaires aux Alpes du nord, avec une faible activité hydrologique au cours de l'OM suivie d'une augmentation importante de l'activité au cours du PAG. Le même contraste entre l'OM et le PAG a été observé en Italie à partir des chroniques de crues historiques du Po (Camuffo et Enzi, 1995; Figure III.2.3.), du Tibre (Camuffo *et al.*, 2002 ; Figure III.2.3.) et de l'étude de la séquence sédimentaire du Lac Ledro (Vannière *et al.*, en prep.). Les mêmes tendances sont observées en Espagne à partir de la chronique historique du Tage (Benito *et al.*, 2003 ; Figure III.2.3.) et de l'étude de séquences sédimentaires (Moreno *et al.*, 2008 ; Moreno *et al.*, sous presse ; Figure III.2.3.). Cette transition OM/PAG est également visible dans des reconstitutions des niveaux de lacs d'Espagne (Morellón *et al.*, 2009a, 2009b ; 2012 ; Figure III.2.3.). Le changement majeur dans l'activité hydrologique observé dans les Alpes du nord peut être associé à celui observé dans les Alpes du sud et sur l'ensemble du bassin méditerranéen nord-occidental. Il semble associé à un changement général d'humidité sur l'Europe du sud-ouest.

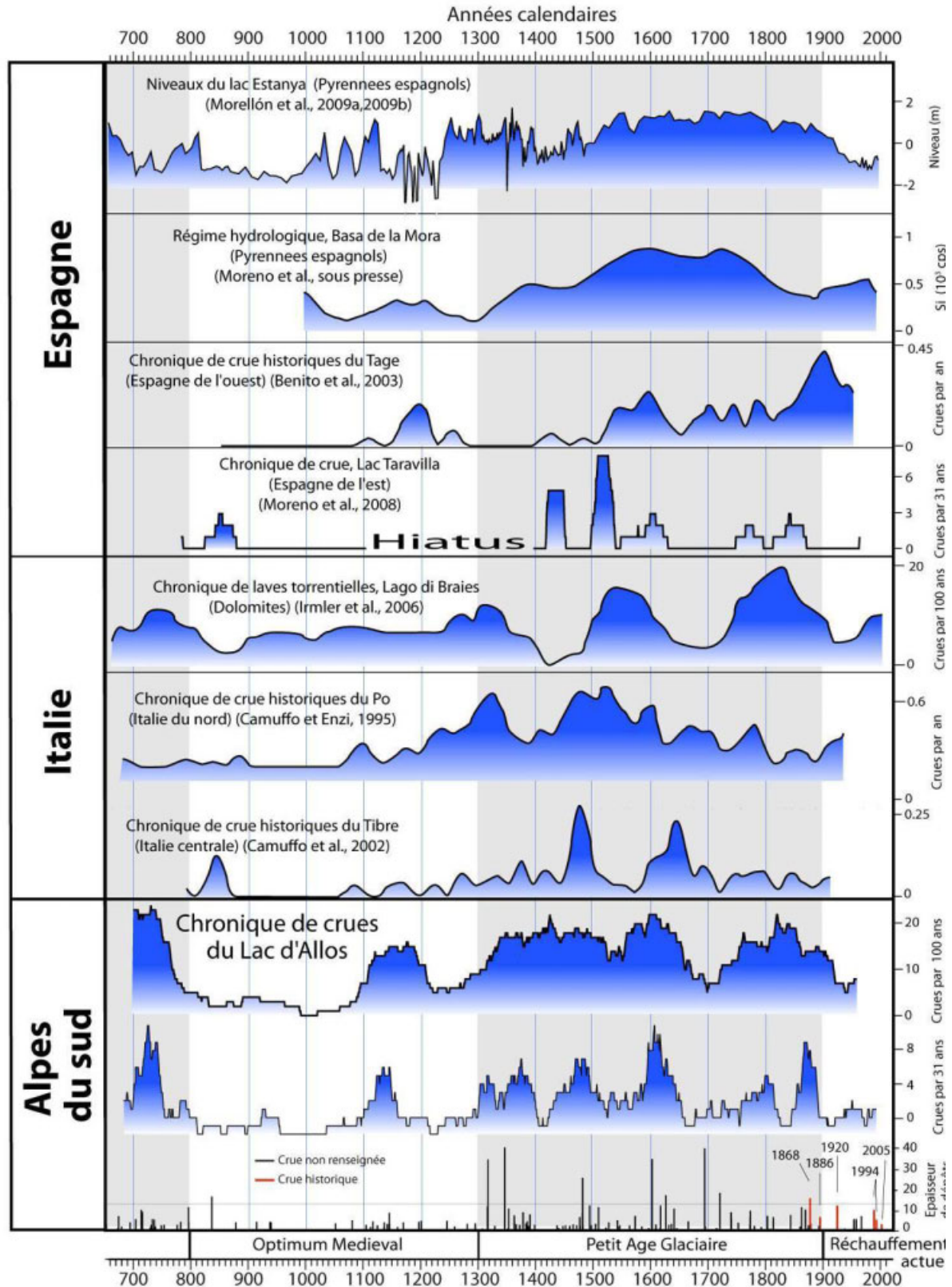


Figure III.2.3. Comparaison de la chronique de crue d'Allos avec des reconstitutions hydrologiques du bassin méditerranéen. La fréquence de crue à Allos a également été calculée avec une fenêtre à 100 ans pour pouvoir être comparée à celle du Lago di Braies. Les bandes grises verticales délimitent les périodes climatiques principales du dernier millénaire. Les barres verticales indiquent les siècles. Il est à noter que les fenêtres des moyennes glissantes pour le calcul des fréquences de crues diffèrent en fonction des auteurs.

A une échelle séculaire à infra-séculaire, il est plus difficile d'identifier clairement des similitudes entre ces différentes séries (Figure III.2.3.). Cela peut être associé à la diversité des processus hydro-météorologiques qu'elles intègrent. La série dont les processus sont les plus proches de ceux affectant le Lac d'Allos est la chronique du Lac Taravilla (Moreno *et al.*, 2008 ; Figure III.2.3.). La comparaison des chroniques d'Allos et de Taravilla nous avait suggéré que l'origine des événements de précipitations intenses qui affectent les deux régions pourrait être commune, et ainsi dépendre du même régime de circulations atmosphériques. Cette association est attestée par des réanalyses météorologiques récentes (Boudevillain *et al.*, 2009 ; Partie II, Chapitre 3, § 4.1.). A l'inverse, Camuffo *et al.* (2002) suggèrent que les crues de grande échelle qui affectent le Tibre (Italie centrale) et le Tage (Espagne de l'ouest) sont distinctes et pourraient être associées à des circulations atmosphériques différentes.

La chronique de laves torrentielles du Lago di Braies (Irmler *et al.*, 2006 ; Figure III.2.3.) peut être représentative de l'évolution des événements de précipitations intenses à l'image du torrent du Manival dans les Alpes du nord (Partie III, Chapitre 1, § 2.1.2.). Le Lago di Braies est de plus situé dans les Dolomites, au nord du Golfe de Gênes, dans la continuité des trajectoires des circulations atmosphériques à l'origine des événements de précipitations intenses qui affectent les Alpes du sud (Boudevillain *et al.*, 2009). A l'image de la comparaison entre les chroniques d'Allos et de Taravilla, la comparaison entre la chronique d'Allos et du Lago di Braies pourrait permettre d'identifier des périodes similaires de haute fréquence d'événements en lien avec une trajectoire atmosphérique commune. Deux aspects limitent cependant une telle comparaison. Les événements enregistrés sont différents (crues et laves). Si les laves sont générées par des précipitations intenses, leur occurrence peut aussi dépendre d'autres facteurs tels que la production en matériel et la recharge du chenal. D'autre part, Irmler *et al.* (2006) ont calculé une fréquence d'événements avec une fenêtre glissante de 101 ans, ne permettant qu'une comparaison pour les échelles de temps séculaires à pluriséculaires. Nous avons donc recalculé la fréquence d'Allos en vue d'une comparaison dans des conditions similaires. Nous retrouvons dans la chronique du Lago di Braies la transition OM/PAG, caractérisée par l'augmentation du nombre d'événements au PAG. Par contre, les concordances à l'échelle séculaire apparaissent beaucoup plus nuancées. Des tendances similaires peuvent être identifiées avant 1000 ap. J.-C. et après 1600 ap. J.-C. alors que la période 1000-1600 ap. J.-C. révèle des tendances très différentes, voire en opposition. La relation entre les événements de précipitations qui affectent les Lacs d'Allos et de Taravilla n'a été établie que pour la période 1600-2000 ap. J.-C. La comparaison avec le Lago di Braies pourrait suggérer que cette association ne se vérifie plus avant 1600 ap. J.-C. et, par là, que des changements dans les circulations atmosphériques auraient pu se produire autour de 1600 ap. J.-C. Ceci reste très hypothétique et devrait être vérifié à l'avenir par l'acquisition de chroniques de crue dans cette région.

Dans les Alpes du sud, et plus généralement en Europe du sud-ouest, une augmentation généralisée et concomitante de l'activité hydrologique de nombreux cours d'eau et des phases humides à la transition OM/PAG ressort de nos observations. A Allos, le PAG est également marqué par une augmentation de l'intensité des événements. A l'échelle séculaire ou sub-séculaire, il n'a pas été possible d'identifier clairement de tendances similaires entre les chroniques comme nous avons pu le faire avec l'est de l'Espagne ou les Cévennes (Partie II, Chapitre 3, § 4.1.). L'absence de similitudes peut être associée à la comparaison de chroniques qui intègrent différents types de crues et présentent de ce fait des signaux imbriqués et complexes. Isoler les différents types de crues de chacune des chroniques permettrait de comparer des évolutions de processus hydro-météorologiques similaires, et ainsi, de mieux identifier leur évolution spatio-temporelle. Sur le long terme, cela pourrait permettre de proposer des (paléo-) trajectoires des circulations atmosphériques à l'origine des événements de précipitations intenses.

2. Les facteurs favorisant l'occurrence des crues torrentielles

2.1. Optimum médiéval *versus* Petit Age Glaciaire

La transition entre l'OM et le PAG apparaît comme une période clé car elle correspond à une augmentation concomitante de l'activité hydrologique de nombreux cours d'eau et des phases humides en Europe du sud-ouest. L'augmentation concomitante pourrait suggérer un lien de cause à effet entre l'augmentation des apports d'humidité et l'augmentation de la fréquence des crues. Cependant, une augmentation du nombre de crues majeures est également documentée pour de grandes rivières d'Ecosse (Macklin *et al.*, 2012) et de Norvège (Nesje *et al.*, 2001 ; Bøe *et al.*, 2006). Alors que dans ces mêmes pays, une diminution générale des précipitations est suggérée au PAG (Proctor *et al.*, 2000, 2002 ; Bakke *et al.*, 2009 ; Figure III.2.3.). On observe donc une augmentation généralisée à l'Europe du nord et du sud-ouest de l'occurrence d'extrêmes hydrologiques des fleuves et rivières, alors que les apports d'humidité diminuent en Europe du nord et augmentent en Europe du sud-ouest. Si les apports d'humidité sont favorables à l'occurrence de crue, ils ne permettent donc pas d'expliquer l'occurrence des extrêmes hydrologiques au PAG.

Une intensification de la cyclonicité (« storminess ») est suggérée par contre sur l'ensemble de l'Europe, au PAG, à partir d'enregistrement de tempêtes en Méditerranée (Dezileau *et al.*, 2011 ; Sabatier *et al.*, 2012), en Grande Bretagne (Hanson et Hall, 2009), en Ecosse (Wilson, 2002), au Danemark (Agaard *et al.*, 2007), au Groenland (Dawson *et al.*, 2007) et plus généralement sur la façade Atlantique (Clarke *et al.*, 2009). L'intensification globale de la cyclonicité au PAG est associée à une augmentation du gradient thermique entre

les hautes et basses latitudes au cours de périodes froides prolongées (Trigo and Davies, 2000 ; Magny *et al.*, 2003 ; Bengtsson and Hodges, 2006 ; Raible *et al.*, 2007 ; Dezileau *et al.*, 2011). La diminution de température (Corona *et al.*, 2010 ; Büntgen *et al.*, 2011) à cette échelle de temps pourrait être associée à la diminution, à basse fréquence, de l'irradiance solaire (Mann *et al.*, 1998 ; Delaygue et Bard, 2010). L'augmentation de la cyclonicité peut favoriser l'occurrence de perturbations puissantes et ainsi l'occurrence de crues majeures, lorsque celles-ci sont en relation avec les circulations atmosphériques. Cette hypothèse est en accord avec l'augmentation au PAG (i) de la fréquence des crues en Europe du nord et du sud-ouest et (ii) de l'intensité des crues enregistrées au Lac d'Allos, au Lac du Bourget (Jacob *et al.*, 2009 ; Arnaud *et al.*, soumis) et en Ecosse (Macklin *et al.*, 2012).

A l'inverse, les processus hydro-météorologiques à l'origine des crues dans les Alpes du nord ne sont pas en lien direct avec les circulations atmosphériques, puisque celles-ci sont associées à des événements convectifs localisés. Nous avons précédemment fait l'hypothèse que les événements convectifs pouvaient être favorisés par l'augmentation de la température et de l'humidité. L'occurrence des événements les plus intenses au cours de la période chaude et sèche de l'OM suggère que la température pourrait effectivement être le facteur dominant pour la genèse d'événements extrêmes. Alors que les plus hautes fréquences de crue se produisent au cours de la période globalement plus froide et humide du PAG, suggérant que les apports d'humidité favorisent l'occurrence de crues torrentielles dans les Alpes du nord. Cette observation devrait être vérifiée par la réalisation de chroniques de crues torrentielles en Europe du nord. En effet, l'OM apparaît comme une période humide en Europe du nord (Proctor *et al.*, 2002 ; Bakke *et al.*, 2009 ; Figure III.2.3.). La réalisation d'une telle chronique devrait souligner l'existence de hautes fréquences de crues au cours de cette période.

2.2. A l'échelle séculaire et pluri-séculaire

A l'échelle séculaire et pluri-séculaire, l'OM se caractérise par une faible activité hydrologique, à l'exception d'une période au cœur de l'OM (1000-1100 ap. J.-C.). Celle-ci correspond à de hautes fréquences de crues dans les chroniques des Lacs Blanc BAR et du Bourget (Figure III.2.3.). Au Lac d'Allos une période similaire à celle identifiée au Lac du Bourget apparaît, mais décalée de 50 ans environ. Ce décalage peut toutefois être associé aux incertitudes des modèles d'âges. Cette période correspond à la seule phase humide de l'OM en Europe du sud-ouest (Morellón *et al.*, 2009a, 2009b, 2011 ; Magny *et al.*, 2010, 2011 ; Figures III.2.1. et III.2.2.) et a été interprété comme l'occurrence d'une phase de type NAO négative (Proctor *et al.*, 2002). Ceci suggère qu'en phase NAO négative, les apports d'humidité pourrait favoriser l'occurrence de crue en Europe du sud-ouest à l'échelle séculaire.

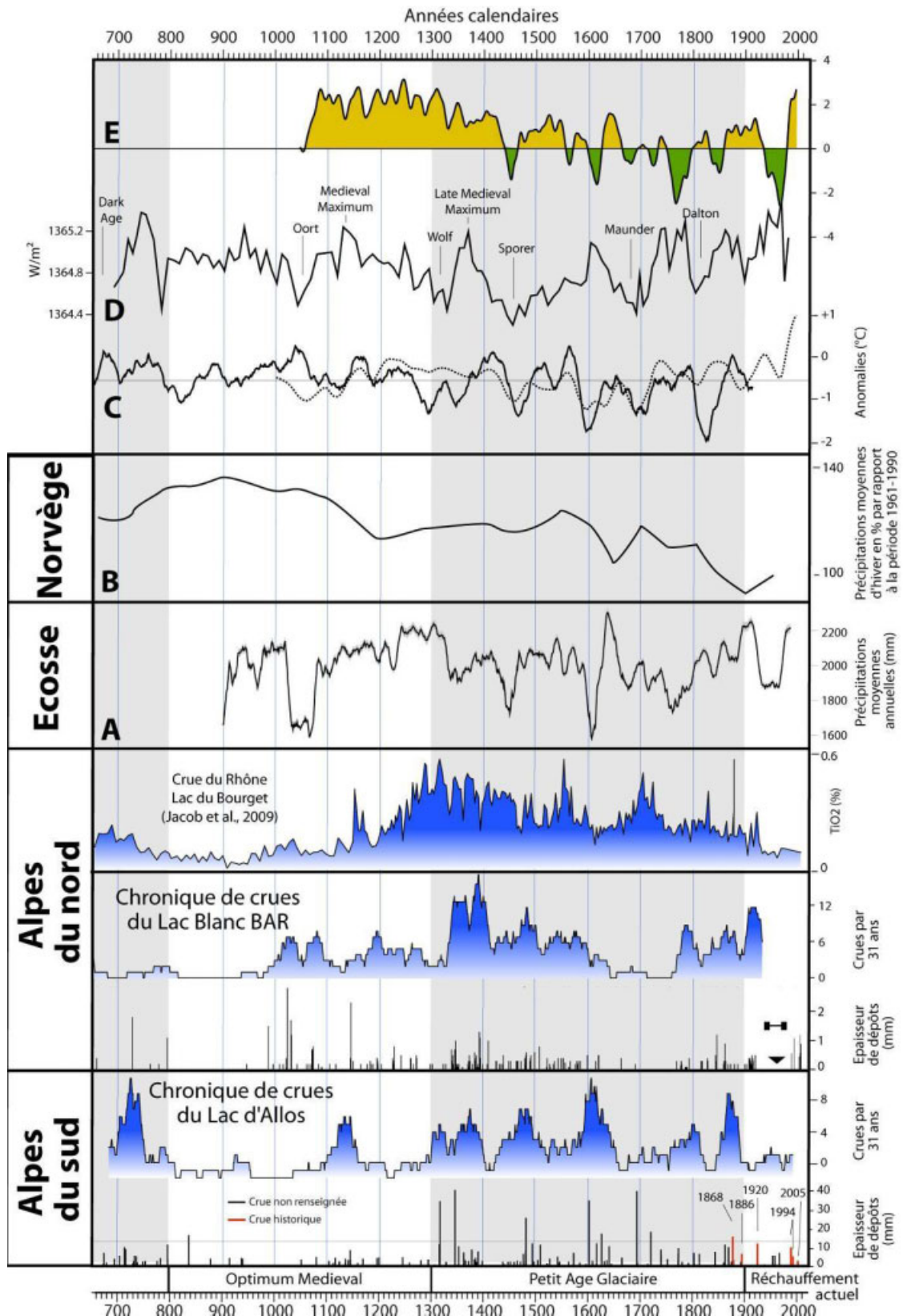


Figure III.2.3. Comparaison des chroniques de crues de Blanc BAR et d'Allos avec des reconstitutions (A) des précipitations annuelles en Ecosse (Proctor *et al.*, 2000 ; 2002) et (B) hivernales holocènes sur la côte norvégienne (Bakke *et al.*, 2009), (C) de température estivale pour les Alpes (Corona *et al.*, 2010, courbe en pointillé) et pour l'Europe centrale et du nord (Büntgen *et al.*, 2011, courbe trait plein), (D) d'irradiance solaire (Delaygue et Bard, 2010), et (E) de l'indice NAO d'hiver (Trouet *et al.*, 2009).

A l'échelle séculaire à pluri-séculaire, l'activité hydrologique des cours d'eau présente un maximum au début du PAG (1300-1400 ap. J.-C.) suivi d'une diminution progressive, sur l'ensemble des enregistrements (Figure III.2.3.). Des tendances très similaires sont identifiées dans les reconstitutions des niveaux de lacs du Jura (Magny *et al.*, 2010, 2011 ; Figure III.2.2.). A l'inverse, une diminution durable des précipitations est observée en Ecosse (Proctor *et al.*, 2002) et en Norvège (Bakke *et al.*, 2009). Le contraste nord-sud dans les apports d'humidité suggère des processus de type NAO négatif prédominants au cours du PAG à des échelles de temps (pluri-) séculaires. A cette même échelle de temps, la variabilité dans les apports d'humidité en Europe du sud-ouest semble correspondre à la variabilité de l'irradiance solaire (Magny *et al.*, 2010). Ces observations pourraient suggérer qu'une diminution durable de l'irradiance solaire est associée à des processus de type NAO négatif dominant. Ainsi, la diminution pluri-séculaire de l'irradiance solaire pourrait engendrer à la fois une intensification de la cyclonicité et une augmentation de l'occurrence de processus de type NAO négatif.

2.3. A l'échelle infra-séculaire

Une variabilité à l'échelle pluri-décennale a été relevée dans les chroniques de crues des Lacs Blanc BAR et d'Allos. A cette échelle de temps, les augmentations de la fréquence et de l'intensité des crues torrentielles dans les Alpes du nord ont précédemment été associées à l'augmentation de la température estivale (Partie III, Chapitre 1). La bonne correspondance observée entre les pics de fréquence et d'intensité des crues de la chronique du Lac Blanc BAR et les pics de température à l'échelle pluri-décennale (Corona *et al.*, 2010 ; Büntgen *et al.*, 2011 ; Figures II.2.6. et III.2.3.) suggère que cette relation température – fréquence de crue prévaut pour l'ensemble du dernier millénaire. Nous constatons que les événements sont nettement plus intenses au cours de l'OM, alors que les températures estivales reconstituées pour le début du PAG et l'OM sont similaires. Si on en croit ces reconstitutions, la température ne semble donc pas le seul paramètre influençant l'intensité des événements. Cette période de l'OM (1000-1100 ap. J.-C.) est également caractérisée par des apports d'humidité importants et une cyclogenèse peu intenses (par contraste au PAG). Or température, humidité et absence de vents cisailants en altitude semblent les conditions « optimales » pour le développement de nuages convectifs de grande extension verticale (Lafaysse, 2011). Par contraste, les crues semblent d'intensité moindre au début du PAG, caractérisé par une forte humidité, des températures encore relativement élevées et une cyclonicité plus intense.

A l'échelle de temps pluri-décennale, les augmentations de la fréquence et de l'intensité des crues torrentielles dans les Alpes du sud ont précédemment été associées aux

phases NAO négatives en automne, à partir de la chronique du Lac d'Allos. A l'échelle du millénaire, il n'existe pas à notre connaissance de reconstitution de la NAO en automne qui permettrait d'étendre la comparaison. La comparaison à cette échelle de temps avec la reconstitution de la NAO d'hiver (Trouet *et al.*, 2009 ; Figure III.2.3.) semble inappropriée, car la NAO peut révéler des tendances saisonnières marquées (Figure III.1.4. et Annexe III.2.1.). Par ailleurs, nous observons une certaine concordance entre les maxima solaires et les pics de fréquence de crue à l'échelle (infra-) séculaire (Figures III.2.3. et Annexe III.2.2.). Kirov et Georgieva (2002) et Vacquero (2004) suggèrent que l'activité solaire à l'échelle séculaire et la NAO sont liées : si l'activité solaire augmente, la NAO à l'échelle pluri-décennale diminue, et *vice versa*. Cette observation semble en effet se vérifier sur les derniers siècles (Figure II.3.17.).

3. Conclusion

L'analyse des chroniques de crue du dernier millénaire a permis de discuter de l'évolution de l'activité hydrologique au cours des périodes chaudes de l'OM et froides du PAG. De l'OM au PAG, une augmentation de la fréquence des crues torrentielles apparaît aux Lacs Blanc BAR et d'Allos et concorde avec une augmentation généralisée de l'activité hydrologique de nombreux cours d'eau en Europe du sud-ouest et du nord. Cette augmentation généralisée de la fréquence se traduit également par une augmentation de l'intensité des crues. Les enregistrements de tempêtes (Trouet *et al.*, 2012 et références citées) suggèrent une intensification de la cyclonicité sur l'ensemble de l'Europe pendant le PAG. Celle-ci pourrait être à l'origine de l'augmentation de la fréquence et surtout de l'intensité des crues, lorsque celles-ci sont en relation avec les circulations atmosphériques.

A une échelle de temps séculaire à pluri-séculaire, de fortes similitudes apparaissent sur l'ensemble des chroniques des Lacs Blanc BAR, d'Allos et du Bourget, et des reconstitutions de niveaux de lacs d'Europe du sud-ouest (Morellón *et al.*, 2009a, 2009b ; Magny *et al.*, 2010, 2011). Elles suggèrent qu'une augmentation des apports d'humidité favorise l'occurrence de crue à cette échelle de temps. Ces similitudes sont la période de haute fréquence de crue isolée au cœur de l'OM et la grande tendance du PAG marquée par les plus fortes fréquences de crues vers 1300-1400 ap. J.-C. puis par une diminution progressive. En Europe du nord, des tendances opposées d'humidité apparaissent (Proctor *et al.*, 2002 ; Bakke *et al.*, 2009). Ces évolutions d'humidité contrastées entre Europe du nord et du sud-ouest semblent correspondre à un processus de type NAO, avec une phase NAO positive « persistante » à l'OM et la récurrence de phases NAO négative au PAG (Trouet *et al.*, 2009 ; 2012). L'augmentation des apports d'humidité à cette échelle de temps en Europe du sud-ouest semble également correspondre aux variations de l'activité solaire (Magny *et al.*, 2010).

A une échelle de temps pluri-décennale, les maxima solaires semblent bien associés aux pics de fréquences de crues de la chronique du Lac d'Allos. D'après Kirov et Georgieva (2002) et Vacquero (2004), les maxima solaires à l'échelle pluri-décennale et les phases NAO négative pourraient être associées. Cette relation entre hautes fréquences de crues et maxima solaire peut ainsi être l'extension au dernier millénaire de la relation avec la NAO observée sur les derniers siècles. La variabilité de la fréquence et de l'intensité des crues semble donc fortement influencée dans les Alpes du sud par les variations de l'activité solaire et de l'Oscillation de l'Atlantique nord, tant à l'échelle pluri-séculaire que pluri-décennale.

A une échelle pluri-décennale, une bonne concordance a pu être relevé entre les maxima de températures et les pics de fréquence de crues sur l'ensemble du millénaire, suggérant que la température et l'activité torrentielle dans les Alpes du nord apparaissent fortement liées sur l'ensemble de la période étudiée. L'intensité des crues ne semble cependant pas dépendre uniquement de la température. Les crues les plus intenses se sont produites pendant l'OM (1000-1100 ap. J.-C.) dans un contexte où plusieurs conditions étaient réunies ; (i) une température élevée, (ii) une forte humidité et (iii) une cyclonicité peu intense. Ces conditions sont en accord avec celles décrites comme étant favorables à l'occurrence de nuages convectifs de grande extension verticale (Lafaysse, 2011).

Références bibliographique (Chapitre 2)

- Aagaard, T., Orford, J., Murray, A.S., 2007. Environmental controls on coastal dune formation; Skallingen Spit, Denmark. *Geomorphology*, 83(1-2), 29-47.
- Arnaud, F., Revel, M., Chapron, E., Desmet, M., Tribovillard, N., 2005. 7200 years of Rhône river flooding activity in Lake Le Bourget, France: a high-resolution sediment record of NW Alps hydrology. *The Holocene* 15(3), 420–428.
- Arnaud F., Révillon S., Debret M., Revel-Rolland M., Chapron E., Jacob J., Giguet-Covex C., Poulénard J., Magny M., soumis. Reconstructed regional erosion patterns reveal Holocene NW European Alps soil evolution and paleohydrology *The Holocene*.
- Bakke, J., Lie, Ø., Dahl, S.O., Nesje, A., Bjune, A.E., 2008. Strength and spatial patterns of the Holocene wintertime westerlies in the NE Atlantic region. *Global and Planetary Change* 60, 28–41.
- Benito, G., Díez-Herrero, A., Fernández de Villalta, M., 2003. Magnitude and frequency of flooding in the Tagus Basin (Central Spain) over the last millennium. *Climatic Change* 58, 171–192.
- Bengtsson, L., Hodges, K.I., 2006. Storm Tracks and Climate Change. *Journal of Climate* 19, 3518–3543.
- Bøe, A.G., Olaf Dahl, S., Lie, O., Nesje, A., 2006. Holocene river floods in the upper Glomma catchment, southern Norway: a high-resolution multiproxy record from lacustrine sediments. *The Holocene* 16(3), 445–455.
- Boudevillain, B., Argence, S., Claud, C., Ducrocq, V., Joly, B., Lambert, D., Nuissier, O., Plu, M., Ricard, D., Arbogast, P., Berne, A., Chaboureau, J.P., Chapon, B., Crépin, F., Delrieu, G., Doerflinger, E., Funatsu, B.M., Kirstetter, P.E., Masson, F., Maynard, K., Richard, E., Sanchez, E., Terray, L., Walfpertsdorf, A., 2009. Cyclogenèses et précipitations intenses en région méditerranéenne: origines et caractéristiques. *La Météorologie* 66, 18-28.
- Büntgen U., Tegel W., Nicolussi K., McCormick M., Frank D., Trouet V., Kaplan J.O., Herzig F., Heussner K.U., Wanner H., Luterbacher J., Esper J., 2011. 2500 Years of European Climate Variability and Human Susceptibility. *Science* 331(6017):578-582
- Camuffo, D. and Enzi, S. The Analysis of two Bi-millenary Series: Tiber and Po River Floods, Climatic Variations and Forcing Mechanisms of the last 2000 years, ed. P.D. Jones, R.S. Bradley, & J. Jouzel, NATO ASI Series, Series I: Global Environmental Change, Stuttgart: Springer Verlag. 41: 433-450.
- Camuffo D., Sturaro G., Benito G., 2002. An opposite flood pattern teleconnection between the Tagus (Iberian Peninsula) and Tiber (Italy) rivers during the last 1000 years. *In*: V.R.Thorndycraft, G. Benito, M. Barriendos and M.C. Llasat (2003). Palaeofloods, Historical Floods and Climatic Variability: Applications in Flood Risk Assessment (Proceedings of the PHEFRA Workshop, Barcelona, 16-19th October, 2002). 6 p.
- Corona C., Guiot J., Edouard J.L., Chalié F., Büntgen U, Nola P., Urbinati C., 2010. Millennium-long summer temperature variations in the European Alps as reconstructed from tree rings. *Climate of the Past* 6: 379–400
- Dawson, A.G., Hickey, K., Mayewski, P.A., Nesje, A., 2007. Greenland (GISP2) ice core and historical indicators of complex North Atlantic climate changes during the fourteenth century. *Holocene*, 17(4), 10.1177/0959683607077010

- Debret, M., Chapron, E., Desmet, M., Rolland-Revel, M., Magand, O., Trentesaux, A., Bout-Roumazeille, V., Nomade, J., Arnaud F., 2010. North western Alps Holocene paleohydrology recorded by flooding activity in Lake Le Bourget, France. *Quaternary Science Reviews* 29, 2185–2200.
- Delaygue, G. et Bard, E., 2011. An Antarctic view of Beryllium-10 and solar activity for the past millennium. *Climate Dynamics* 36, 2201–2218.
- Dezileau, L., Sabatier, P., Blanchemanche, P., Joly, B., Swingedouw, D., Cassou, C., Castaings, J., Martinez, P., Von Grafenstein, U., 2011. Intense storm activity during the Little Ice Age on the French Mediterranean coast. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 299(1-2), 10.1016/j.palaeo.2010.11.009
- Hansom, J.D., Hall, A.M., 2009. Magnitude and frequency of extra-tropical North Atlantic cyclones: A chronology from cliff-top storm deposits. *Quaternary International*, 195, 10.1016/j.quaint.2007.11.010
- Jacob, J., Disnar, J.-R., Arnaud, F., Gauthier, E., Billaud, Y., Chapron, E., Bardoux, G., 2009. Impacts of new agricultural practices on soil erosion during the Bronze Age in the French Prealps. *The Holocene* 19 (2), 241–249
- Kirov, B., Georgieva, K., 2002. Long Term Variations and Interrelations of ENSO, NAO and Solar Activity. *Physics and Chemistry of the Earth* 27, 441–448.
- Irmeler R, Daut G, Mäusbacher R (2006) A debris flow calendar derived from sediments of lake Lago di Braies (N. Italy). *Geomorphology* 77:69–78
- Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Enters, D., Poulenard, J., Millet, L., Francus, P., David, F., Rey, P.J., Wilhelm, B., Delannoy, J.J., 2012. Frequency and intensity of high-altitude floods over the last 3.5 ka in NW European Alps, *Quaternary Research* 77(1), 12–22.
- Lafaysse M., 2011. Changement climatique et régime hydrologique d'un bassin alpin. Génération de scénarios sur la Haute-Durance, méthodologie d'évaluation et incertitudes associées. Thèse de l'université de Toulouse. 365 p.
- Macklin M.G., Lewin J., Woodward J.C., 2012. The fluvial record of climate change. *Philosophical Transactions of the Royal Society A* 370: 2143–2172
- 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.
- Magny M., Arnaud F., Holzhauser H., Chapron E., Debret M., Desmet M., Leroux A., Millet L., Revel M., Vannièrre B., 2010. Solar and proxy-sensitivity imprints on paleohydrological records for the last millennium in west-central Europe. *Quaternary Research* 73: 173–179
- Magny, M., Peyron, O., Gauthier, E., Vannièrre, B., Millet, L., Vermot-Desroches, V., 2011. Quantitative estimates of temperature and precipitation changes over the last millennium from pollen and lake-level data at Lake Joux, Swiss Jura Mountains. *Quaternary Research* 75, 45–54.
- Mann M.E., Bradley R.S., Hughes M.K., 1998. Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature* 392 : 779-787.
- Miramont, C., Jorda, M., Pichard, G., 1998. Évolution historique de la morphogénèse et de la dynamique fluviale d'une rivière méditerranéenne : l'exemple de la moyenne Durance (France du sud-est). *Géographie physique et Quaternaire* 52(3), 381–392.

- Morellón, M., Valero-Garcés, B., Vegas-Vilarrúbia, T., González-Sampérez, P., Romero, Ó., Delgado-Huertas, A., Mata, P., Moreno, A., Rico, M., Corella, J.P., 2009a. Lateglacial and Holocene palaeohydrology in the western Mediterranean region: the Lake Estanya record (NE Spain). *Quaternary Science Reviews* 28, 2582–2599.
- Morellón, M., Valero-Garcés, B.L., González-Sampérez, P., Vegas-Vilarrúbia, T., Rubio, E., Rieradevall, M., Delgado-Huertas, A., Mata, P., Romero, O., Engstrom, D.R., López-Vicente, E., Navas, A., Soto, J., 2011. Climate changes and human activities recorded in the sediments of Lake Estanya (NE Spain) during the Medieval Warm Period and Little Ice Age. *Journal of Paleolimnology* 46, 423–452.
- Moreno, A., Valero-Garcés, B., Gonzales-Sampérez, P., Rico, M., 2008. Flood response to rainfall variability during the last 2000 years inferred from the Taravilla Lake record (Central Iberian Range, Spain). *Journal of Paleolimnology* 40, 943–961.
- Moreno A., Pérez A., Frigola J., Nieto-Moreno V., Rodrigo-Gámiz M., Martrat B., González-Sampérez P., Morellón M., Martín-Puertas C., Corella J.P., Belmonte A., Sancho C., Cacho I., Herrera G., Canals M., Grimalt J.O., Jiménez-Espejo J., Martínez-Ruiz F., Vegas-Vilarrúbia T., Valero-Garcés B.L., sous presse. The Medieval Climate Anomaly in the Iberian Peninsula reconstructed from marine and lake records. *Journal of Quaternary Science Reviews*.
- Nesje, A., Olaf Dahl, S., Matthews, J.A., Berrisdorf, M.S., 2001. A ~4500 years of river floods obtained from a sediment core in Lake Atnsjoen, eastern Norway. *Journal of Paleolimnology* 25: 329–342.
- Proctor, C. J., Baker, A., Barnes, W.L., Gilmour, M.A., 2000. A thousand year speleothem proxy record of North Atlantic climate from Scotland. *Climate Dynamics*: 815–820.
- Proctor, C.J., A. Baker, and W.L. Barnes, 2002. A Three Thousand Year Record of North Atlantic Climate. *Climate Dynamics* 19(5-6): 449–454
- Raible, C.C., Yoshimori, M., Stocker, T.F., 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.
- Sabatier P., Dezileau L., Colin C., Briquieu L., Bouchette F., Martinez P., Siani G., Raynal O., Von Grafenstein U., 2012. 7000 years of paleostorm activity in the NW Mediterranean Sea in response to Holocene climate events. *Quaternary Research* 77: 1–11.
- Trigo, I.F., Davies, T.D., 2000. Decline in Mediterranean rainfall caused by weakening of Mediterranean cyclones. *Geophysical Research letters* 27 (18), 2913–2916.
- Trouet V., Esper J., Graham N.E., Baker A., Scourse J.D., Frank D., 2009. Persistent positive North Atlantic Oscillation mode dominated the Medieval Climate Anomaly. *Science* 324: 78–80
- Trouet V., Scourse J.D., Raible C.C., 2012. North Atlantic storminess and Atlantic Meridional Overturning Circulation during the last Millennium: Reconciling contradictory proxy records of NAO variability. *Global and Planetary Change* 84–85: 48–55.
- Vacquero, J.M., 2004. Solar signal in the number of floods recorded for the Tagus River basin over the last millennium. *Climatic Change* 66, 23–26.
- Wilson, P., 2002. Holocene coastal dune development on the South Erradale peninsula, Wester Ross, Scotland. *Scottish Journal of Geology* 38, 5–13.

Conclusion

L'analyse d'informations sur des crues historiques des Alpes du nord a révélé que les processus hydro-météorologiques à l'origine des crues torrentielles dans cette région sont principalement associés à des événements convectifs localisés d'été. Ce résultat apparaît cohérent avec des études portant sur des inventaire de crues et leur typologie. L'analyse des chroniques de crues des Lacs Blancs BLB et BAR, et la comparaison avec la chronique des laves torrentielles du Manival, a de plus révélé que les événements torrentiels sont plus fréquents au cours de certaines périodes à l'échelle régionale. Ce constat suggère que des conditions climatiques, réunies au cours de certaines périodes, peuvent favoriser l'occurrence d'événements de précipitations intenses. Les événements convectifs semblent pouvoir être favorisés par la température, l'humidité dans les basses couches de l'atmosphère et l'absence de vents cisailants en altitude.

La comparaison sur les derniers siècles avec des séries instrumentales de température et des reconstitutions de la NAO estivale et annuelle a en effet révélé une relation marquée avec la température estivale. A une échelle décennale, lorsque la température augmente, la fréquence de crue augmente. Cette relation semble être appuyée par la bonne correspondance entre les hautes fréquences de crues et les phases positives de la NAO, qui semblent être associées à des conditions plus chaudes dans les Alpes du nord.

Au cours du dernier millénaire la relation avec la température a également été observée à une échelle (pluri-) décennale. Les hautes fréquences de crue au cours du PAG suggèrent cependant qu'à l'échelle du siècle l'humidité joue également un rôle important sur l'occurrence des crues. Des périodes à la fois humide et chaude semblent donc les plus favorables à l'occurrence des crues, comme au début du PAG où les plus hautes fréquences de crues sont « enregistrées ». Les crues les plus intenses ne se produisent cependant pas au cours de cette période mais pendant l'OM. Ces périodes semblent relativement similaires d'un point de vue des températures estivales et de l'humidité (reconstituée via les niveaux de lacs). La principale différence entre les deux périodes pourrait être l'activité des circulations atmosphériques, qui semblent être plus intenses au cours du PAG, comme suggérées par de nombreux enregistrements de tempête en Europe. Nous supposons que des circulations atmosphériques plus intenses sont moins propices au développement de nuages convectifs de grande extension.

L'ensemble de ces résultats suggère donc que la fréquence des crues torrentielles dans les Alpes du nord dépend essentiellement (i) de la température à une échelle (pluri-) décennale et (ii) de l'humidité à une échelle (pluri-) séculaire. Alors que l'intensité des crues

semble être favorisée lorsque des conditions (i) d'humidité élevée, (i) de température élevée et (i) de faible intensité des circulations atmosphériques sont réunies.

L'analyse d'informations sur des crues historiques des Alpes du sud a révélé que les processus hydro-météorologiques à l'origine des crues torrentielles dans cette région sont principalement associés à des événements d'échelle régionale en lien avec les remontées de masses d'air humides en provenance de la Méditerranée, notamment en automne. Cette observation est en accord avec des périodes de hautes fréquences de crues en Espagne de l'est et avec des réanalyses météorologiques des événements de précipitations intenses qui affectent les Alpes du sud. A l'échelle décennale, ces événements semblent être favorisés par des phases NAO-. En effet, les périodes de hautes fréquences de crues correspondent bien aux phases NAO- d'automne au cours des derniers siècles. Au cours du dernier millénaire une bonne concordance entre ces périodes et les maxima solaires est observée à l'échelle séculaire et notamment au cours du PAG. Des auteurs indiquent que NAO- et maxima solaires à l'échelle séculaire pourraient être liés. Ces observations suggèrent que la variabilité des processus sur l'Atlantique nord est le principal contrôle de l'occurrence des crues dans les Alpes du sud à l'échelle décennale à séculaire. Quant à l'intensité des crues dans les Alpes du sud, elle semble favorisée lorsque (i) l'augmentation du gradient thermique au PAG provoque une intensification des circulations atmosphériques sur l'Atlantique nord et que (ii) ces circulations sont « dirigées » vers le bassin méditerranéen en phase NAO-.

Conclusion générale

Notre travail doctoral avait pour objectif de mieux appréhender les phénomènes hydrologiques extrêmes dans une double perspective ; (i) temporelle en travaillant sur l'évolution de la fréquence et de l'intensité des crues torrentielles passées en montagne et (ii) dynamique en identifiant les contextes climatiques favorables ou non à un accroissement de leur fréquence et intensité. Cette double perspective avait pour but de répondre à une des interrogations des acteurs de la montagne : le réchauffement global actuel est-il le générateur d'un accroissement de la fréquence et/ou de l'intensité des risques torrentiels.

Pour répondre à ces différentes attentes, nous avons fait le choix de travailler sur les sédiments des lacs d'altitude. De récents travaux (Arnaud *et al.*, 2002 ; Bøe *et al.*, 2006 ; Schiefer *et al.*, 2011 ; Giguët-Covex *et al.*, 2012) avaient mis en avant la possibilité de reconstituer les dynamiques hydrologiques sur le temps long en milieu de montagne à partir de séquences sédimentaires lacustres. Ces études se sont appuyées sur les concepts d'érosion, de transport et de dépôt par des processus de haute énergie. D'autres travaux ont, cependant, montré que les processus érosifs pouvaient être modifiés par les activités anthropiques (Dapples *et al.*, 2002 ; Giguët-Covex *et al.*, 2011), rendant plus délicate la lecture climatique de l'enregistrement (Giguët-Covex *et al.*, 2012). Enfin, les phénomènes hydrologiques soudains et catastrophiques qui affectent les versants en montagne ont pour origine les conditions climatiques et météorologiques de haute montagne. Ces différents paramètres ont renforcé notre choix de travailler sur les lacs de haute montagne en tant qu'enregistreurs des variations climatiques et hydrologiques passées.

Pour mener à bien l'ensemble de cette démarche, il a fallu définir les lacs et les méthodes les plus pertinents pour isoler le « signal crue » le plus univoque possible dans les séquences sédimentaires. Trois lacs ont été plus particulièrement étudiés : le lac Blanc du massif de Belledonne, le lac Blanc dans le massif des Aiguilles Rouges et le lac d'Allos dans le massif du Mercantour : ce transect nord-sud avait pour objectif de travailler dans deux contextes climatiques différents (Alpes du Nord ; Alpes du Sud). Ce choix était également lié au fait que les bassins versants de ces trois lacs sont tous caractérisés par : (i) une surface réduite, (ii) une pente forte, (iii) la présence d'une quantité importante de matériel facilement érodable et non végétalisé (plaquages morainiques frais ou hérités). De part leur situation en haute altitude et les caractéristiques lithologiques, les activités pastorales y sont a priori réduites, voire absentes. Par la conjonction de ces différents paramètres, les bassins versants étudiés sont affectés par des processus érosifs intenses lors des crues torrentielles. Il en résulte des dépôts de crue identifiables dans les séquences sédimentaires lacustres.

La caractérisation et la datation des dépôts de crue au sein des séquences sédimentaires lacustres ont permis de reconstituer sur le temps long à la fois l'évolution de la fréquence et de l'intensité des crues torrentielles. L'identification des dépôts de crue et l'acquisition d'un marqueur d'intensité de crue ont pu se faire par la mise en place d'un protocole couplant des analyses granulométriques, géochimiques à haute résolution et de caractérisation de microfaciès sur lames minces. La distinction des dépôts de crue et des remaniements gravitaires a, quant à elle, été traitée par la caractérisation granulométrique et l'estimation des extensions de dépôts. Une attention particulière a été portée pour réduire au mieux les incertitudes sur les modèles d'âge en combinant différentes méthodes de datation : radioéléments à courte période (^{210}Pb , ^{137}Cs), datations ^{14}C , paléomagnétisme et corrélations avec des événements historiques (contaminations, séisme, avalanche). Trois chroniques de crues ont ainsi pu reconstituer ; celles-ci couvrent des trois derniers siècles (BLB) au dernier millénaire (BAR et ALO) et sont réparties sur les Alpes françaises du nord (BLB et BAR) et du sud (ALO).

Les chroniques de crues torrentielles que nous avons pu extraire des archives lacustres ont permis de mettre en avant des évolutions de la fréquence et de l'intensité des crues différentes entre les Alpes du Nord et du Sud. Ces différences ont été interprétées comme le reflet de processus hydro-météorologiques différents. La comparaison avec des séries instrumentales et des reconstitutions nous a permis de proposer (i) un schéma régional dans lequel s'inscrivent ces évolutions et (ii) des facteurs à l'origine de la variabilité de la fréquence et/ou de l'intensité des crues en fonction des processus hydro-météorologiques régionaux dominants.

Dans les Alpes du Nord, il ressort que les crues torrentielles d'altitude ont pour origine des événements convectifs localisés et estivaux. Les chroniques de crues issues de l'étude des BAR et BLB présentent des périodes de haute fréquence de crue similaires au cours des derniers siècles. Ce premier constat suggère que certaines périodes sont favorables au développement de forts processus convectifs estivaux à l'échelle régionale. Ces périodes présentent une augmentation de la température estivale à l'échelle décennale. Cette relation entre température et fréquence de crue à l'échelle (pluri-) décennale peut être étendue sur l'ensemble du dernier millénaire. Néanmoins, pendant le Petit Age Glaciaire (période globalement plus humide), ont été relevées de plus hautes fréquences de crue. L'humidité aurait pour incidence de favoriser l'occurrence des crues dans les Alpes du nord à une échelle (pluri-) séculaire. Des crues extrêmes ont également été identifiées durant l'Optimum Médiéval (vers 1050 ap. J.-C.) qui se caractérise par (i) un contexte à la fois chaud (Büntgen *et al.*, 2011) et relativement humide (Magny *et al.*, 2010, 2011) et (ii) une cyclogenèse peu intense (Clarke *et al.*, 2009 ; Sabatier *et al.*, 2012). Ces conditions sont en accord avec celles

décrites comme étant favorables à l'occurrence de nuages convectifs de grande extension verticale (Lafaysse, 2011).

Dans les Alpes du Sud, les crues torrentielles ont été associées aux événements convectifs estivaux qui sont par définition localisés en montagne mais également d'événements de méso-échelle en lien avec les entrées méditerranéennes à l'automne. La comparaison de la chronique de crue d'Allos avec la chronique de crues historiques de la rivière de l'Ubaye souligne que les crues torrentielles résultent pour l'essentiel des événements régionaux d'automne. Ce constat est en accord avec des observations faites dans l'est de l'Espagne où les processus hydro-météorologiques à l'origine des crues sont similaires. Une bonne concordance a également pu être mise en avant entre les périodes de haute fréquence de crues à Allos et dans l'est de l'Espagne, suggérant une origine commune des événements de précipitations intenses. La réanalyse des données météorologiques relève une trajectoire commune pour les circulations atmosphériques à l'origine de ces événements. La mise en évidence du rôle majeur des circulations atmosphériques sur l'occurrence de crues torrentielles à Allos suggère un lien fort avec l'Oscillation de l'Atlantique Nord (NAO). Cette dynamique est confortée par la très bonne concordance entre les périodes de haute fréquence de crue à Allos et les phases NAO négatives au cours des derniers siècles. Une bonne concordance est également observée avec les maxima solaires au cours du dernier millénaire, et pourrait être le prolongement sur le dernier millénaire de la relation avec la NAO. Enfin, les crues extrêmes qui ont pu être observées pendant le PAG correspondent à une augmentation générale de la cyclonicité en Europe. L'augmentation de l'intensité des crues dans les Alpes du sud pourrait alors résulter de la concomitance (i) de l'augmentation du gradient thermique au PAG qui est à l'origine de l'intensification de la cyclonicité sur l'Atlantique nord et (ii) de phases NAO négatives qui « dirigerait » les flux d'ouest vers le bassin méditerranéen.

L'analyse de l'évolution des crues à partir des séquences sédimentaires lacustres a permis de poser les bases d'un schéma explicatif cohérent pour chacune de ces régions. A partir de ce schéma, des trajectoires ont pu être dégagées pour l'avenir : celles-ci suggèrent une évolution très contrastée pour chacune des régions étudiées. Une diminution, à la fois, de la fréquence et de l'intensité pourrait se produire dans les Alpes du sud dans le(s) siècle(s) à venir. Alors que dans les Alpes du nord, une augmentation de l'intensité pourrait être attendue si les phases humides s'accroissent. Les bases de ces schémas sont, cependant, élaborées sur des relations « visuelles » entre des séries. Afin de consolider ces hypothèses, il apparaît essentiel de quantifier ces relations ou, tout au moins, de les confirmer par des analyses statistiques. Les méthodes statistiques simples sont peu adaptées dans ce cas précis car les chroniques de crue sont des séries discontinues qui, de fait, ne peuvent pas être directement comparées à des séries continues. Des analyses statistiques complexes (analyses fréquentielles par algorithmes génétiques) semblent plus appropriées. Les premières analyses réalisées sur la

chronique du Lac Blanc BLB semblent confirmer les hypothèses proposées sur l'évolution des crues dans les Alpes du nord au cours des derniers siècles. En effet les résultats préliminaires suggèrent (i) une relation significative entre l'augmentation de la fréquence de crue et l'augmentation de la température annuelle et (ii) une relation significative entre l'augmentation de la fréquence de crue et l'augmentation de l'indice annuel de la NAO. Cette méthode prometteuse devra être appliquée à l'ensemble du jeu de données pour appuyer nos schémas explicatifs.

Enfin, notre recherche doctorale a souligné qu'il est possible de reconstituer les trajectoires des circulations atmosphériques et leurs variabilités par la comparaison de chroniques de crues enregistrées dans les séries sédimentaires des lacs d'altitude. Cette perspective de recherche est conditionnée par le fait que ces chroniques dépendent de processus hydro-météorologiques communs et soient en relation avec les circulations atmosphériques. Nos premiers résultats ouvrent, à notre sens, de nouvelles perspectives, notamment dans le bassin méditerranéen où les circulations atmosphériques semblent jouer un rôle majeur sur l'occurrence des événements de précipitations intenses.

Références bibliographiques (Conclusion générale)

Arnaud, F., Lignier, V., Revel, M., Desmet, M., Pourchet, M., Beck, C., Charlet, F., Trentesaux, A., Tribovillard, N., 2002. Flood and earthquake disturbance of ^{210}Pb geochronology (Lake Anterne, North French Alps). *Terra Nova* 14, 225–232.

Bøe, A.G., Olaf Dahl, S., Lie, O., Nesje, A., 2006. Holocene river floods in the upper Glomma catchment, southern Norway: a high-resolution multiproxy record from lacustrine sediments. *The Holocene* 16(3), 445–455.

Clarke M.L. et Rendell H.L., 2009. The impact of North Atlantic storminess on western European coasts: A review. *Quaternary International* 195 : 31–41.

Dapples, F., Lotter, A.F., van Leeuwen, J.F.N., van der Knapp, W.O., Dimitriadis, S., Oswald, D., 2002. Paleolimnological evidence for increased landslide activity due to forest clearing and land-use since 3600 cal BP in the western Swiss Alps. *Journal of Paleolimnology* 27, 239–248.

Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Poulénard, J., Disnar, J.R., Delhon, C., Francus, P., David, F., Enters, D., Rey, P.J., Delannoy, J.J., 2011. Changes in erosion patterns during the Holocene in a currently treeless subalpine catchment inferred from lake sediment geochemistry (Lake Anterne, 2063 m a.s.l., NW French Alps): The role of climate human activities. *The Holocene* 21(4), 651–665.

Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Enters, D., Poulénard, J., Millet, L., Francus, P., David, F., Rey, P.J., Wilhelm, B., Delannoy, J.J., 2012. Frequency and intensity of high-altitude floods over the last 3.5 ka in NW European Alps, *Quaternary Research* 77(1), 12–22.

Lafaysse M., 2011. Changement climatique et régime hydrologique d'un bassin alpin. Génération de scénarios sur la Haute-Durance, méthodologie d'évaluation et incertitudes associées. Thèse de l'université de Toulouse. 365 p.

Magny M., Arnaud F., Holzhauser H., Chapron E., Debret M., Desmet M., Leroux A., Millet L., Revel M., Vannière B., 2010. Solar and proxy-sensitivity imprints on paleohydrological records for the last millennium in west-central Europe. *Quaternary Research* 73: 173–179

Magny, M., Peyron, O., Gauthier, E., Vannière, B., Millet, L., Vermot-Desroches, V., 2011. Quantitative estimates of temperature and precipitation changes over the last millennium from pollen and lake-level data at Lake Joux, Swiss Jura Mountains. *Quaternary Research* 75, 45–54.

Sabatier P., Dezileau L., Colin C., Briquieu L., Bouchette F., Martinez P., Siani G., Raynal O., Von Grafenstein U., 2012. 7000 years of paleostorm activity in the NW Mediterranean Sea in response to Holocene climate events. *Quaternary Research* 77: 1–11.

Schiefer E., Gilbert R., Hassan M.A., 2011. A lake sediment-based proxy of floods in the Rocky Mountain Front Ranges, Canada. *Journal of Paleolimnology* 45:137–149.

Références Bibliographiques

A

Aagaard, T., Orford, J., Murray, A.S., 2007. Environmental controls on coastal dune formation; Skallingen Spit, Denmark. *Geomorphology*, 83(1-2), 29-47.

Alexandrescu, M., Courtillot, V., Le Mouél, J.-L., 1997. High-resolution secular variation of the geomagnetic field in western Europe over the last 4 centuries : comparison and integration of historical data from Paris and London. *Journal of Geophysical Research* 102, 20245–20258.

Allignol F, Arnaud F, Champagnac J.D, Delannoy JJ, Deline P, Fudral S, Paillet A, Ployon E, Ravanel L, Saulnier GM, Wilhelm B, 2008. Etude intégrée du bassin versant du Vorz (Belledonne, Isère) consécutive à la crue des 22 et 23 août 2005. Rapport scientifique, Laboratoire EDYTEM, Le Bourget du Lac, 202 p.

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.

Appleby P. et Oldfield F., 1992. Uranium Series Disequilibrium, Application to Earth, Marine and Environmental Sciences., chapter Application of lead-210 to sedimentation studies, pages 731–778. Clarendon Press, Oxford

Ariztegui D., Anselmetti F.S., Robbiani J.-M., Bernasconi S.M., Brati E., Gilli A., Lehmann M.F., 2010. Natural and human-induced environmental change in southern Albania for the last 300 years — Constraints from the Lake Butrint sedimentary record. *Global and Planetary Change*

Arnaud F., 2003. Signatures climatique et anthropique dans les sédiments holocènes des Lacs du Bourget et d'Anterne (Nord-Ouest des Alpes) – Paléohydrologie et contamination au plomb. Thèse de l'université de Lille 1. 196 p.

Arnaud, F., Lignier, V., Revel, M., Desmet, M., Pourchet, M., Beck, C., Charlet, F., Trentesaux, A., Tribovillard, N., 2002. Flood and earthquake disturbance of ^{210}Pb geochronology (Lake Anterne, North French Alps). *Terra Nova* 14, 225–232.

Arnaud F., Revel-Rolland M., Bosch D., Winiarski T., Desmet M., Tribovillard N., Givelet N., 2004. A 300 year history of lead contamination in northern French Alps reconstructed from distant lake sediment records. *Journal of Environmental Monitoring* 6: 448–456.

Arnaud, F., Revel, M., Chapron, E., Desmet, M., Tribovillard, N., 2005a. 7200 years of Rhône river flooding activity in Lake Le Bourget, France: a high-resolution sediment record of NW Alps hydrology. *The Holocene* 15(3), 420–428.

Arnaud F., Serralongue J., Winiarski T., Desmet M., Paterné M., 2005b. Pollution au plomb dans la Savoie antique (II–IIIe s. apr. J.-C.) en relation avec une installation métallurgique de la cité de Vienne. *Comptes-rendus géosciences* 338 : 244-252.

Arnaud F., Révillon S., Debret M., Revel-Rolland M., Chapron E., Jacob J., Giguet-Covex C., Poulénard J., Magny M., soumis. Reconstructed regional erosion patterns reveal Holocene NW European Alps soil evolution and paleohydrology *The Holocene*.

Auer I, Böhm R, Jukovic A, Lipa W, Orlik A, Potzmann R, Schöner W, Ungersböck M, Matulla C, Briffa K, Jones P, Efthymiadis D, Brunetti M, Nanni T, Maugeri M, Mercalli L, Mestre O, Moisselin JM, Begert M, Müller-Westermeier G, Kveton V, Bochnicek O, Stasny P, Lapin M, Szalai S, Szentimrey T, Szentimrey T, Cengar T, Dolinar M, Gajic-Capka M, Zaninovic K, Majstorovic Z, Nieplova E (2007) HISTALP – historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *Int. J. Climatol.* 27:17–46

B

Bakke, J., Lie, Ø., Dahl, S.O., Nesje, A., Bjune, A.E., 2008. Strength and spatial patterns of the Holocene wintertime westerlies in the NE Atlantic region. *Global and Planetary Change* 60, 28–41.

Barraille S., 2001. Les crues dommageables dans le bassin de la Haute Durance. Thèse de l'Université de Savoie. 400 p.

Ballesteros Cánovas J.A., Eguibar M., Bodoque J. M., Díez-Herrero A., Stoffel M., Gutiérrez-Pérez I., 2011. Estimating flash flood discharge in an ungauged mountain catchment with 2D hydraulic models and dendrogeomorphic palaeostage indicators. *Hydrological Processes* 25(6) : 970-979.

Barletta, F., St-Onge, G., Channell, J.E.T., Rochon, A., 2010. Dating of Holocene western Canadian Arctic sediments by matching paleomagnetic secular variation to a geomagnetic field model. *Quaternary Science Reviews* 29, 2315–2324.

Barrerra A, Llast MC, Vallve MB, 2006. Estimation of extreme flash flood evolution in Barcelona County from 1351 to 2005. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 6: 505–518.

Barriandos, M., 1997. Climatic variations in the Iberian Peninsula during the late Maunder Minimum (AD 1675-1715): an analysis of data from rogation ceremonies. *The Holocene* 7, 105–111.

Barriandos Vallve, M., Martin-Wide, J., 1998. Secular climatic oscillations as indicated by catastrophic floods in the Spanish Mediterranean coastal area (14th-19th centuries). *Climatic Change* 38, 473–491.

Bartolini, E., Claps, P. et D'Odorico, P., 2009. Interannual variability of winter precipitation in the European Alps : relations with the North Atlantic Oscillation. *Hydrological Earth System Science* 13(1):17–25.

Bates, C. C., 1953, Rational theory of delta formation: *AAPG Bulletin*, v. 37, no. 9, p. 2119–2162.

Baumann F. et Kaiser K.F., 1999. The Murtetta Debris Fan, Eastern Swiss Alps: A 500-Year Debris Flow Chronology. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 31(2) : 128-134

Beierle, B.D., Lamoureux, S.F., Cockburn, J.M.H., Spooner, I., 2002. A new method for visualizing sediment particle size distributions. *Journal of paleolimnology* 27, 279–283.

Belotti, P., Caputo, C., Davoli, L., Evangelista, S., Garzanti, E., Pugliese, F., Valeri, P., 2004. Morpho-sedimentary characteristics and Holocene evolution of the emergent part of the Ombrone River delta (southern Tuscany). *Geomorphology* 61, 71–90.

Beniston M, Rebetez M, Giorgi F, Marinucci MR. 1994. An analysis of regional climate change in Switzerland. *Theoretical and Applied Climatology* 49: 135–159.

- Beniston M, Diaz HF, Bradley RS, 1997. Climatic change at high elevation sites: an overview. *Climatic Change* 36:233 – 251
- Beniston M. et Jungo P., 2002. Shifts in the distributions of pressure, temperature and moisture and changes in the typical weather patterns in the Alpine region in response to the behavior of the North Atlantic Oscillation. *Theoretical Applied. Climatology* 71(1-2):29–42.
- Beniston M. et Stephenson D.B., 2004. Extreme climatic events and their evolution under changing climatic conditions. *Global and Planetary Change* 44: 1 –9.
- Beniston M, 2006. August 2005 intense rainfall event in Switzerland: Not necessarily an analog for strong convective events in a greenhouse climate. *Geophysical Research Letters* 33;L05701
- Beniston, M., Stephenson, D.B., Christensen, O.B., Ferro, C.A.T., Frei, C., Goyette, S., Halsnaes, K., Holt, T., Jylhä, K., Koffi, B., Palutikof, J., Schöll, R., Semmler, T., Woth, K., 2007. Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections. *Climatic Change* 81, 71–95.
- Benito, G., Díez-Herrero, A., Fernández de Villalta, M., 2003. Magnitude and frequency of flooding in the Tagus Basin (Central Spain) over the last millennium. *Climatic Change* 58, 171–192.
- Benito G, Lang M, Barriendos M, Llasat MC, Francés F, Ouarda T, Thorndycraft VR, Enzel Y, Bardossy A, Coeur D, Bobée B, 2004. Use of Systematic, Palaeoflood and Historical Data for the Improvement of Flood Risk Estimation, Review of Scientific Methods. *Nat Hazards* 3:623–643
- Bengtsson, L., Hodges, K.I., 2006. Storm Tracks and Climate Change. *Journal of Climate* 19, 3518–3543.
- Benn DI et Evans DJA, 1998. *Glaciers and Glaciation*. Edward Arnold, London. 734 pp.
- Bertrand, S., Charlet F., Chapron E., Fagel N., De Batist M., 2008. Reconstruction of the Holocene seismotectonic activity of the Southern Andes from seismites recorded in Lago Icalma, Chile, 39°S. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 259; 301–322.
- Besonen M.R., Bradley R.S., Mudelsee M., Abbott M.B., Francus P., 2008. A 1,000-year, annually-resolved record of hurricane activity from Boston, Massachusetts. *Geophysical Research Letters* 35, L14705, doi:10.1029/2008GL033950
- Blaauw, M., 2010. Methods and code for ‘classical’ age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology* 5: 512-518.
- Blanchemanche, P., 2009. Crues historiques et vendanges en Languedoc méditerranéen oriental : la source, le signal et l’interprétation. In : *Changement global, effets locaux : Le Petit Age Glaciaire dans le Sud de la France : Impacts morphogéniques et sociétaux*. *Archéologie du Midi Médiéval* 27: 225-235.
- Blass A, Anselmetti FS, Ariztegui D., 2003. 60 years of glaciolacustrine sedimentation in Steinsee (Sustenpass, Switzerland) compared with historic events and instrumental meteorological data, *Eclogae Geologicae Helvetiae* 96(1):59–71
- Blass A., Anselmetti F.S., Grosjean M., Sturm M., 2005. The last 1300 years of environmental history recorded in the sediments of Lake Sils (Engadine, Switzerland). *Eclogae geol. Helv.* 98: 319-332.

- Blass A., Grosjean M., Troxler A., Sturm M., 2007. How stable are twentieth-century calibration models? A high-resolution summer temperature reconstruction for the eastern Swiss Alps back to AD 1580 derived from proglacial varved sediments. *The Holocene* 17: 51-63.
- Blass A., Grosjean M., Livingstone D.M., 2008. Signature of explosive volcanic eruptions in the sediments of a high-altitude Swiss lake. *Journal of paleolimnology* 39: 35-42.
- Bøe, A.G., Olaf Dahl, S., Lie, O., Nesje, A., 2006. Holocene river floods in the upper Glomma catchment, southern Norway: a high-resolution multiproxy record from lacustrine sediments. *The Holocene* 16(3), 445-455.
- Böhm O, Wetzel KF (2006) Flood history of the Danube tributaries Lech and Isar in the Alpine foreland of Germany. *Hydrol Sci J* 51(5):784-798
- Bollschweiler M. et Stoffel M., 2010. Variations in debris-flow occurrence in an Alpine catchment — A reconstruction based on tree rings. *Global and Planetary Change* 73 : 186–192.
- Bollschweiler M., Stoffel M., Schläppi R., 2011. Debris flood reconstruction in a pre-alpine catchment in Switzerland based on tree-ring records of coniferous and broadleaved trees. *Geografiska Annaler Series A*, 93, 1–15
- Boudevillain, B., Argence, S., Claud, C., Ducrocq, V., Joly, B., Lambert, D., Nuissier, O., Plu, M., Ricard, D., Arbogast, P., Berne, A., Chaboureau, J.P., Chapon, B., Crépin, F., Delrieu, G., Doerflinger, E., Funatsu, B.M., Kirstetter, P.E., Masson, F., Maynard, K., Richard, E., Sanchez, E., Terray, L., Walfpersdorf, A., 2009. Cyclogenèses et précipitations intenses en région méditerranéenne: origines et caractéristiques. *La Météorologie* 66, 18-28.
- Bouma A. H., 1962. Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. Amsterdam, Netherlands, Elsevier, 168 p.
- Bourget, J., Zaragosi S., Mulder T., Garlan T., Schneider J.-L., Ellouz-Zimmermann N., Van Toer A., et Mas V., 2010. Hyperpycnal-fed turbidite lobe architecture and recent sedimentary processes: A case study from the Al Batha turbidite system, Oman margin: *Sedimentary Geology* 229: 144–159.
- Brazdil R, Pfister C, Wanner H, Von Storch H, Luterbacher JR, 2005. Historical climatology in Europe – the state of the art. *Climatic change* 70: 363–430.
- Brisset E., Guiter F., Miramont C., Arnaud F., Delhon C., Wilhelm B., Disnar J.R., Pailles C., en révision. Etude pluridisciplinaire de la séquence lacustre du Lac Petit (Mercantour, alt. 2200 m) : des dynamiques sédimentaires sous contrôle anthropique et climatique ? *Quaternaire*
- Brodzikowski, K. et Van Loon A., 1991. Review of glacial sediments. *Development in Sedimentology* 49, 6888 p.
- Bronstert A (2003) Floods and Climate Change: Interactions and Impacts, *Risk Anal* 23(3):545-557
- Brown S.L., Bierman P., Lini A., Southon J., 2000. 10 000 yr record of extreme hydrologic events. *Geology* 28(4) : 335–338.
- Brown S.L., Bierman P., Lini A., Davis P.T., Southon J., 2002. Reconstructing lake and drainage basin history using terrestrial sediment layers: analysis of cores from a post-glacial lake in New England, USA. *Journal of Paleolimnology* 28: 219–236.
- Brunner C. A., Normark W. R., Zuffa G. G. and Serra F., 1999. Deep-sea sedimentary record of the late Wisconsin cataclysmic floods from the Columbia River. *Geology* 27(5): 463–466

Bucur, I., 1994. The direction of the terrestrial magnetic field in France during the last 21 centuries. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 87, 95–109.

Büntgen U, Frank DC, Nievergelt D, Esper J., 2006. Summer Temperature Variations in the European Alps, A.D. 755–2004. *J. Clim.*, 19: 5606-5623.

Büntgen U., Tegel W., Nicolussi K., McCormick M., Frank D., Trouet V., Kaplan J.O., Herzig F., Heussner K.U., Wanner H., Luterbacher J., Esper J., 2011. 2500 Years of European Climate Variability and Human Susceptibility. *Science* 331(6017):578-582

Bussman F., Anselmetti F.S., 2010. Rossberg landslide history and flood chronology as recorded in Lake Lauerz sediments (Central Switzerland). *Swiss Journal of Geosciences* 103:43–59

Buzzi A., Tartaglione N., Malguzzi P., 1998. Numerical Simulations of the 1994 Piedmont Flood: Role of Orography and Moist Processes. *Monthly Weather Review* 126: 2369-2383.

C

Campbell C., 1998. Late Holocene lake sedimentology and climate change in southern Alberta, Canada. *Quaternary Research* 49: 96-101.

Camuffo, D. and Enzi, S. The Analysis of two Bi-millenary Series: Tiber and Po River Floods, Climatic Variations and Forcing Mechanisms of the last 2000 years, ed. P.D. Jones, R.S. Bradley, & J. Jouzel,. NATO ASI Series, Series I: Global Environmental Change, Stuttgart: Springer Verlag. 41: 433-450.

Camuffo D., Sturaro G., Benito G., 2002. An opposite flood pattern teleconnection between the Tagus (Iberian Peninsula) and Tiber (Italy) rivers during the last 1000 years. In: V.R.Thorndycraft, G. Benito, M. Barriendos and M.C. Llasat (2003). *Palaeofloods, Historical Floods and Climatic Variability: Applications in Flood Risk Assessment (Proceedings of the PHEFRA Workshop, Barcelona, 16-19th October, 2002)*. 6 p.

Caput G., 2009. Méthode d'acquisition et de traitement des données de sismique haute résolution : l'exemple des Lacs Blancs Alpines. Mémoire de Master 1, Univ. de Perpignan. 28 p.

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

Champion D.E., 1980. Holocene geomagnetic secular variation in the western United States : implications for the global geomagnetic field. Thèse de l'Insitute of Technology, California.

Chapron E, Beck C, Pourchet M, Deconinck JF (1999) 1822 earthquake-triggered homogenite in Lake Le Bourget (NW Alps). *Terra Nova* 1:86-92

Chapron E., Desmet M., De Putter T., Loutre M. F., Beck C., Deconinck J. F., 2002. Climatic variability in the northwestern Alps, France, as evidenced by 600 years of terrigenous sedimentation in Lake Le Bourget. *The Holocene* 12(2): 177-185

Chapron, E., E. Juvigne, S. Mulsow, D. Ariztegui, O.Magand, S.Bertrand, M. Pino, and O. Chapron, 2007a. Recent clastic sedimentation processes in Lake Puyehue (Chilean Lake District, 40.58S): *Sedimentary Geology* 201: 365–385.

- Chapron E, Faïn X, Magand O, Charlet L, Debret M, Mélières MA., 2007. Reconstructing recent environmental changes from proglacial lake sediments in the Western Alps (Lake Blanc Huez, 2543 m a.s.l., Grandes Rousses Massif, France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 252: 586–600
- Chauvin A., Garcia Y., Lanos P., Laubenheimer F., 2000. Paleointensity of the geomagnetic field recovered on archaeomagnetic sites from France. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 120 : 111–136.
- Christensen O.B., Christensen J.H., 2004. Intensification of extreme European summer precipitation in a warmer climate. *Global and Planetary Change* 44: 107– 117
- Clarke M.L. et Rendell H.L., 2009. The impact of North Atlantic storminess on western European coasts: A review. *Quaternary International* 195 : 31–41.
- Cockburn J.M.H. et Lamoureux S.F., 2007. Century-scale variability in late-summer rainfall events recorded over seven centuries in subannually laminated lacustrine sediments, White Pass, British Columbia. *Quaternary Research* 67: 193–203.
- Cœur D., 2003. La maîtrise des inondations dans la plaine de Grenoble (XVIIe-XXe siècle) : Enjeux techniques, politiques et urbains. Thèse Université Pierre Mendès France Institut d'Urbanisme de Grenoble 342p.
- Collins D., 1998. Rainfall-induced high-magnitude runoff events in highly-glacierized Alpine basins. *Hydrology, Water Resources and Ecology in Headwaters*. IAHS Publ 248: 69–78
- Corbett L.B. et Munroe J.S., 2010. Investigating the influence of hydrogeomorphic setting on the response of lake sedimentation to climatic changes in the Uinta Mountains, Utah, USA. *Journal of Paleolimnology* 44: 311–325.
- Corella J.P., Moreno A., Morellón M., Rull, V., Giralt S., Rico M.T., Pérez-Sanz A., Valero-Garcés B.L., 2011. Climate and human impact on a meromictic lake during the last 6,000 years (Montcortès Lake, Central Pyrenees, Spain). *Journal of Paleolimnology* 46:351–367
- Corona C., Guiot J., Edouard J.L., Chalié F., Büntgen U, Nola P., Urbinati C., 2010. Millennium-long summer temperature variations in the European Alps as reconstructed from tree rings. *Climate of the Past* 6: 379–400
- Corona, C., Edouard, J.L., Guibal, F., Guiot J., Bernard, S., Thomas, A., Denelle, N., 2011. Long-term summer (AD751–2008) temperature fluctuation in the French Alps based on tree-ring data. *Boreas* 40(2), 351-366.
- Couteaux, M., 1991. La limite supérieure de la forêt et sa valeur de seuil. Actes du colloque de Perpignan, 139–159.
- Croudace I.W., Rindby A. and Rothwell G., 2006. ITRAX: description and evaluation of a new multifunction X-ray core scanner. In: R. G. Rothwell (ed.), *New Techniques in Sediment Core*
- Crowley, J.C., Zielinski, G., Vinther, B., Udisti, R., Kreutz, K., Cole-Dai, J., Castellano, E., 2008. Volcanism and the Little Ice Age. *PAGES Newsletters* 16, 22–23.
- Cuven S, Francus P, Lamoureux S., 2010. Estimation of grain size variability with micro X-ray fluorescence in laminated lacustrine sediments, Cape Bounty, Canadian High Arctic. *J Paleolimnol* 44(3):803–817.

Cuven S., Francus P., Lamoureux S., 2011. Mid to Late Holocene hydroclimatic and geochemical records from the varved sediments of East Lake, Cape Bounty, Canadian High Arctic. *Quaternary Science Reviews* 30: 2651-2665

Czymzik M., Dulski P., Plessen B., von Grafenstein U., Naumann R., Brauer A., 2010. A 450 year record of spring!summer flood layers in annually laminated sediments from Lake Ammersee (southern Germany). *Water Resources Research* 46, W11528, doi:10.1029/2009WR008360

D

Dapples, F., Lotter, A.F., van Leeuwen, J.F.N., van der Knapp, W.O., Dimitriadis, S., Oswald, D., 2002. Paleolimnological evidence for increased landslide activity due to forest clearing and land-use since 3600 cal BP in the western Swiss Alps. *Journal of Paleolimnology* 27, 239–248.

Dasgupta S., Saar M.O., Edwards R.L., Shen C.C, Cheng H., Alexander E.C., 2011. Three thousand years of extreme rainfall events recorded in stalagmites from Spring Valley Caverns, Minnesota. *Earth and Planetary Science Letters* 300 (2010) 46–54

Davies TRH, Smart CC, Turnbull JM (2003) Water and sediment outbursts from advanced Franz Josef glacier, New Zealand. *Earth Surf. Process. Landforms* 28:1081-1096

Dawson, A.G., Hickey, K., Mayewski, P.A., Nesje, A., 2007. Greenland (GISP2) ice core and historical indicators of complex North Atlantic climate changes during the fourteenth century. *Holocene*, 17(4), 10.1177/0959683607077010

Debret M., 2005. Sédimentologie de la grande carotte du lac du Bourget : Implications paléoclimatologiques et paléohydrologiques depuis 11 000 ans. Mémoire Master 2 recherche Géosciences des milieux sédimentaires. Université de Lille 1, 56p.

Debret M., Chapron E., Desmet M., Rolland-Revel M., Magand O., Trentesaux A., Bout-Roumazeille V., Nomade J., Arnaud F., 2010. North western Alps Holocene paleohydrology recorded by flooding activity in Lake Le Bourget, France. *Quaternary Science Reviews* 29: 2185-2200.

Debret M., Sebag D., Desmet M., Balsam W., Copard Y., Mourier B., Susperrigui A.S., Arnaud F., Bentaleb I., Chapron E., Lallier-Vergès E., Winiarski T., 2011. Spectrocolorimetric interpretation of sedimentary dynamics: The new “Q7/4 diagram”. *Earth-Science Reviews* 109 : 1–19

De Geer G., 1912. A geochronology of the last 12 000 years. *Compte rendu XI Session du Congrès Géologique International Stockholm 1910* :241-257.

Delaygue, G., Bard, E., 2011. An Antarctic view of Beryllium-10 and solar activity for the past millennium. *Climate Dynamics* 36, 2201–2218.

Dezileau, L., Sabatier, P., Blanchemanche, P., Joly, B., Swingedouw, D., Cassou, C., Castaings, J., Martinez, P., Von Grafenstein, U., 2011. Intense storm activity during the Little Ice Age on the French Mediterranean coast. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 299(1-2), 10.1016/j.palaeo.2010.11.009

Di Lauro A, Fernex F, Fierro G, Ferrand JL, Pupin JP, Gasparro J (2004) Geochemical approach to the sedimentary evolution of the Bay of Nice (NW Mediterranean sea). *Cont Shelf Res* 24:223–239

Djrboua A., 2001. Prédétermination des pluies et crues extrêmes dans les Alpes Franco-italiennes – Préviation quantitative des pluies journalières par la méthode des analogues Thèse Institut National Polytechnique de Grenoble. 214p.

Doig R (1990) 2300 yr history of seismicity from silting events, in Lake Tadoussac, Charlevoix, Quebec. *Geology* 18(9): 820-823

Ducrocq, V., Nuissier, O., Ricard, D., Lebeaupin, C., Thouvenin, T., 2008. A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. II: Mesoscale triggering and stationarity factors. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 134, 131–145.

E

Eden D.N. et Page M.J., 1998. Palaeoclimatic implications of a storm erosion record from late Holocene lake sediments, North Island, New Zealand. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 139: 37-58

Edouard J.L., 1994. Les lacs d'altitude dans les Alpes françaises, contribution à la connaissance des lacs d'altitude et à l'histoire des milieux montagnards depuis la fin du Tardiglaciaire. Thèse soutenue à l'University J. Fourier de Grenoble

Elbert J., Grosjean M., von Gunten L., Urrutia R., Fischer D., Wartenburger R., Ariztegui D., Fujak M., Hamann Y., 2011. Quantitative high-resolution winter (JJA) precipitation reconstruction from varved sediments of Lago Plomo 47°S, Patagonian Andes, AD 1530–2002. The Holocene. DOI: 10.1177/0959683611425547

Engstrom D.R., Swain E.B., 1986. The chemistry of lake sediments in time and space. *Hydrobiologia* 143: 37-44.

Enters, D., Arnaud, F., Poulenard, J., Giguët-Covex, C., Malet, E., Wilhelm, B., 2009. A Coupled Environmental Monitoring and Lake Sediment Study to Understand Factors Generating Torrential Floods in an Alpine Catchment (Giffre Valley, NW French Alps). *Geophysical Research Abstracts* 11, EGU2009-8837-1, EGU General Assembly, Vienna, Austria.

F

Faegri, K., Iversen, J., 1989. *Textbook of Pollen Analysis*. In. John Wiley & Sons, New York, 328 pp.

Fanetti D., Anselmetti F.S., Chapron E., Sturm M., Vezzoli L., 2008. Megaturbidite deposits in the Holocene basin fill of Lake Como (Southern Alps, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 259: 323–340

Faure G, 1986. *Principles of isotope geology*. John Wiley & Sons, New York. 286 pp.

Fouinat L., 2010. Etude sédimentologique du lac proglaciaire de l'Eychauda (2517 m). Relations avec les facteurs climatiques depuis le XVIIIème siècle (massif des Ecrins, Hautes-Alpes). Mémoire de stage de Master 2 Recherche, Université de Perpignan Via Domitia, 46 p.

Francus P., 1998. An image-analysis technique to measure grain-size variation in thin sections of clastic sediments. *Sedimentary Geology* 121: 289-298.

Francus, P., Bradley, R.S., Abbott, M.B., Patridge, W, Keimig, F., 2002. Paleoclimate studies of minerogenic sediments using annually resolved textural parameters. *Geophysical Research Letters* 29(20), 1998.

Frei C., Schär, C., 1998. A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *International Journal of Climatolgy* 18, 873–900.

Frei C et 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

Frei C, Schöll R, Fukutome S, Schmidli J, Vidale PL, 2006. Future change of precipitation extremes in Europe: Intercomparison of scenarios from regional climate models, *J Geophys Res-Atm* 111, D06105, DOI: 10.1029/2005JD005965

G

Gallet, Y., Genevey, A., Le Goff, M., 2002. Three millennia of directional variation of the Earth's magnetic field in western Europe as revealed by archeological artefacts. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 131, 81–89.

Gao X., Pal J.S., Giorgi F., 2006. Projected changes in mean and extreme precipitation over the Mediterranean region from a high resolution double nested RCM simulation. *Geophysical Research Letters*. 33, L03706,

Gasiorowski M., Hercman H., 2005. Recent changes of sedimentation rate in three vistula oxbow lakes determined by 210 Pb dating. *Geochronometria* vol. 24: 33-39.

Gaume E, Bain V, Bernardara P, Newinger O, Barbuc M, Bateman A, Blaškovičová L, Blöschl G, Borga M, Dumitrescu A, Daliakopoulos I, Garcia J, Irimescu A, Kohnova S, Koutroulis A, Marchi L, Matreata S, Medina V, Preciso E, Sempere-Torres D, Stancalie G, Szolgay J, Tsanis I, Velasco D, Viglione A, 2009. A compilation of data on European flash floods. *J Hydrol* 367:70–78

Giguet-Covex C., 2010. Contribution des sédiments laminés lacustres à l'étude des changements environnementaux Holocène. Thèse de l'Université de Savoie, 335p. http://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00553247_v1/

Giguet-Covex C., Arnaud F., Poulénard J., Enters D., Reyss J-L., Millet L., Lazzaroto J., Vidal O., 2010. Sedimentological and geochemical records of past trophic state and hypolimnetic anoxia in large, hardwater Lake Bourget, French Alps. *Journal of Paleolimnology* 43(1): 171-190.

Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Poulénard, J., Disnar, J.R., Delhon, C., Francus, P., David, F., Enters, D., Rey, P.J., Delannoy, J.J., 2011. Changes in erosion patterns during the Holocene in a currently treeless subalpine catchment inferred and from lake sediment geochemistry (Lake Anterne, 2063 m a.s.l., NW French Alps): The role of climate human activities. *The Holocene* 21(4), 651–665.

Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Enters, D., Poulénard, J., Millet, L., Francus, P., David, F., Rey, P.J., Wilhelm, B., Delannoy, J.J., 2012. Frequency and intensity of high-altitude floods over the last 3.5 ka in NW European Alps, *Quaternary Research* 77(1), 12–22.

Gilbert R., Crookshanks S., Hodder K.R., Spagnol J., Stull R.B., 2006. The record of an extreme flood in the sediments of montane Lillooet Lake, British Columbia: implications for paleoenvironmental assessment. *Journal of Paleolimnology* 35: 737–745

Gilli A, Anselmetti FS, 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(1):49-58

Giorgi, F. Lionello, P., 2008. Climate change projections for the Mediterranean region. *Global and Planetary Change* 63, 90–104.

Girardclos S., Schmidt O.T., Sturm M., Ariztegui D., Pugin A., Anselmetti F.S., 2007. The 1996 AD delta collapse and large turbidite in Lake Brienz. *Marine Geology* 241: 137–154

Giraudi, C., 2005. Late-Holocene alluvial events in the Central Apennines, Italy. *The Holocene* 15, 768–773.

Goldberg, E.D., 1963. Geochronology with lead-210. In: *Radioactive Dating*, 121–131 pp. IAEA, Vienna, Austria.

Grieser J, Beck C, Rudolf B, 2005. The Summer Flooding 2005 in Southern Bavaria – A Climatological Review. *Klimastatusbericht 2005*:168-173

Guiot J, Corona C, ESCARSEL members, 2010. Growing Season Temperatures in Europe and Climate Forcings Over the Past 1400 Years. *PLoS ONE* 5(4), e9972.
doi:10.1371/journal.pone.0009972

Guyard, H., St Onge G., Chapron E., Anselmetti F., Francus P., 2007a. The AD 1881 earthquake-triggered slump and late Holocene flood-induced turbidites from Proglacial lake Bramant, western French Alps. In V. D. Lykousis, D. Sakellariou, and J. Locat, eds., *Submarine mass movements and their consequences*: Dordrecht, Netherlands, Springer, p. 279–286.

Guyard H., Chapron E., St-Onge G., Anselmetti F.S., Arnaud F., Magand F., Francus P., Mélières M.A., 2007b. High-altitude varve records of abrupt environmental changes and mining activity over the last 4000 years in the Western French Alps (Lake Bramant, Grandes Rousses Massif). *Quaternary Science Reviews* 26 : 2644-2660

H

Haerberli W., 1975. Untersuchungen zur Verbreitung von Parmafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). *Mitteilung der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich*, 17, 221 p.

Hamilton, E.L., 1972. Compressional-wave attenuation in marine sediments. *Geophysics* 37, 620–646.

Hansom, J.D., Hall, A.M., 2009. Magnitude and frequency of extra-tropical North Atlantic cyclones: A chronology from cliff-top storm deposits. *Quaternary International*, 195, 10.1016/j.quaint.2007.11.010

Helsen M.M., Koop P.J.M., van Steijn H., 2002. Magnitude – Frequency relationship for debris flows on the fan of the Chalance Torrent, Valgaudemar (French Alps). *Earth Surface Processes Landforms* 27: 1299–1307

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

Houbolt, J. et J. Jonker, 1968. Recent sediments in the Eastern part of the Lake of Geneva (Lac Léman). *Geologie en Mijnbouw* 47: 131–148.

Hsü K.J., 1989. *Physical Principles of Sedimentology*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York London Paris Tokyo Hong Kong (233 p). 40-47.

Huntington TG, 2006. Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis. *J Hydrol* 319:83-95

Hurrell, J.W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperature and precipitations. *Science* 269(5224), 676–679.

Hutchinson G. E., 1957, *A treatise on limnology, Geography, physics, and chemistry*, vol. 1, Wiley & Sons Inc., 1015p.

Hyodo M., 1984. Possibility of reconstruction of the past geomagnetic field from homogeneous sediments. *Journal of geomagnetism and geoelectricity* 36(2) : 45-62

I

Inoue S. & Yamazaki T., 2010. Geomagnetic relative paleointensity chronostratigraphy of sediment cores from the Okhotsk Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 291 : 253–266

Intergovernmental Panel on Climate Change, 2001. *Climate Change: Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge Univ. Press, New York.

IPCC, Kostaschuck, R.A., MacDonald, G.M. (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2007. *Climate change 2007—the physical science basis*. Cambridge University Press, Cambridge.

Irmiler R, Daut G, Mäusbacher R (2006) A debris flow calendar derived from sediments of lake Lago di Braies (N. Italy). *Geomorphol* 77:69–78

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.

Ivy-Ochs S., Kerschner H., Maisch M., Christl M., Kubik P.W., Schlüchter, 2009. Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. *Quaternary Science Reviews* 28 : 2137–2149

J

Jacob J., Disnar J.R., Arnaud F., Gauthier E., Billaud Y., Chapron E. and Bardoux G., 2009. Impacts of new agricultural practices on soil erosion during the Bronze Age in the French Prealps. *The Holocene* 19: 241-251

Jakob, M., Bovis, M., Oden, M., 2005. The significance of channel recharge rates for estimating debris-flow magnitude and frequency. *Earth Surface, Processes and Landforms* 30, 755–766.

Jansa, A., Genoves, A., Garcia-Moya, J.A., 2000. Western Mediterranean cyclones and heavy rain. Part 1: Numerical experiment concerning the Piedmont flood case. *Meteorological Applications* 7, 323–333.

Jaun S, Ahrens B, Walser A, Ewen T, Schär T (2008) A probabilistic view on the August 2005 floods in the upper Rhine Catchment. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 8:281–291

Jasper K, Gurtz J, Lang H (2002) Advanced flood forecasting in Alpine watersheds by coupling meteorological observations and forecasts with a distributed hydrological model. *J Hydrol* 267:40-52

Juggins, S., 2007. C2 Version 1.5 User guide. Software for ecological and palaeoecological data analysis and visualisation. Newcastle University, Newcastle upon Tyne, UK. 73 pp.

Jomelli V, Brunstein D, Grancher D and Pech P (2007) Is the response of hill slope debris flows to recent climate change univocal? A case study in the Massif des Ecrins (French Alps). *Clim Change* 85:119–137

K

Karl T.R, Trenberth K.E, 2003. Modern Global Climate Change. *Sci* 302: 1719-1723.

Kastner S., Enters D., Ohlendorf C., Haberzettl T., Kuhn G., Lücke A., Mayr C., Reyss J.L., Wastegård S., Zolitschka B., 2010. Reconstructing 2000 years of hydrological variation derived from laminated proglacial sediments of Lago del Desierto at the eastern margin of the South Patagonian Ice Field, Argentina. *Global and Planetary Change* 72: 201–214

Kieffer-Weisse A., 1998. Etude des précipitations exceptionnelles de pas de temps court en relief accidenté (Alpes Françaises), Méthode de cartographie des précipitations extrêmes. Thèse de doctorat, Institut National de Polytechnique, Grenoble. 309pp.

Kieffer-Weisse A and Bois P., 2001. Estimation de paramètres statistiques des précipitations extrêmes dans les Alpes françaises. *La Houille Blanche* 1:62-70

Kirov, B., Georgieva, K., 2002. Long Term Variations and Interrelations of ENSO, NAO and Solar Activity. *Physics and Chemistry of the Earth* 27, 441–448.

Kuhn M, Markl G, Kaser G, Nickus U, Obleitner F, Schneider H (1985) Fluctuations of climate and mass balance: different responses of two adjacent glaciers. *Zeitschrift Gletscher und Glazialgeologie* 21(1–2): 409–416

Kushnir Y., 1999. Europe's winter prospects. *Nature* 398 : 298-299.

L

Lafargue E., Marquis F., Pillot D., 1998. Rock-Eval 6 applications in Hydrocarbon exploration, production, and soil contamination studies. *Revue de l'institut français du pétrole* 53 : 422-437

Lafaysse M., 2011. Changement climatique et régime hydrologique d'un bassin alpin. Génération de scénarios sur la Haute-Durance, méthodologie d'évaluation et incertitudes associées. Thèse de l'université de Toulouse. 365 p.

- Lajeunesse, P. et Saint-Onge G., 2008. The subglacial origin of the Lake Agassiz-Ojibway final outburst flood. *Nature Geoscience* 3: 184–188.
- Lambert J, Levret-Albaret A., 1996. Mille ans de séismes en France. Ouest Editions, Nantes, 79 pp.
- Lamoureux S., 1998. Spatial and interannual variations in sedimentation patterns recorded in nonglacial varved sediments from the Canadian High Arctic. *Journal of Paleolimnology* 21: 73–84
- Lamoureux S., 2000. Five centuries of interannual sediment yield and rainfall-induced erosion in the Canadian High Arctic recorded in lacustrine varves. *Water Resources Research* 36: 309-318.
- Lanci, L., Hirt, A.M., Lotter, A.F., Sturm, M., 2001. A record of Holocene climate in the mineral magnetic record of Alpine lakes: Sägistalsee and Hinterburgsee. *Earth and Planetary Science Letters* 188, 29–44.
- Lang M., Cœur D., Brochot S., Naulet R., 2003 ; Etude - Gestion des milieux aquatique 18. Information historique et ingénierie des risques naturels - l'Isère et le torrent du Manival. Ed. CEMAGREF. 179p.
- Laurent Y., 2011. Architecture du comblement sédimentaire de deux lacs de haute montagne (Allos et Vens), révélée par la sismique très haute résolution. (Mission CAPRISES 2010). Mémoire de Master2, Univ de La Rochelle, 56 p.
- Lauterbach S., Chapron E., Brauer A., Hüls M., Gilli A., Arnaud F., Piccin A., Nomade J., Desmet M., von Grafenstein U. and DecLakes Participants, 2012. A sedimentary record of Holocene surface runoff events and earthquake activity from Lake Iseo (Southern Alps, Italy). *The Holocene*.
- Leeman, A., Niessen, F., 1994a. Laminated sediments against hydrological and meteorological data Varve formation and the climatic record in an Alpine proglacial lake: calibrating annually. *The Holocene* 4: 1-8.
- Leeman A., Niessen F., 1994b. Holocene glacial activity and climatic variations in the Swiss Alps: reconstructing a continuous record from proglacial lake sediments. *The Holocene* 4, 259-268.
- Lefèvre C. et Schneider J.L., 2002. Les risques naturels majeurs. Paris, Editions scientifiques GB, 324
- Lepley S.W., Dorale J.A., Edwards R.L., 2005. A high resolution holocene El Niño record from flood deposited sediments preserved in speleothems. 39th Annual Meeting, Geological Society of America Abstracts with Programs 37(5): 36
- Lignier V., 2001. Les sédiments lacustres et l'enregistrements de la paléosismicité, étude comparative de différents cas dans le Quaternaire des Alpes Nord-Occidentales et du Tien-Shan Kyrghyze. Thèse soutenue à l'University de Savoie, 228 p.
- Lima L.A., Hubeny B.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
- Lopez-Saez J., Corona C, Stoffel M., Gotteland A., Berger F., Liébault F., 2011. Debris-flow activity in abandoned channels of the Manival torrent reconstructed with LiDAR and tree-ring data. *Nat. Hazards Earth System Science* 11, 1247–1257.
- Loso M.G., Anderson R.S., Anderson S.P., Reimer P.J., 2006. A 1500-year record of temperature and glacial response inferred from varved Iceberg Lake, southcentral Alaska. *Quaternary Research* 66: 12-24.

Lotter A.F., Sturm M., Teranes J.L., Wehrli B., 1997. Varve formation since 1885 and high-resolution varve analyses in hypertrophic Baldeggersee (Switzerland). *Aquatic Sciences*. 59: 304-325

Lotter A.F., Birks H.J.B., 1997. The separation of the influence of nutrients and climate on the varve time-series of Baldeggersee, Switzerland. *Aquatic Sciences* 59: 362-375.

Lotter AF, Lemcke G, 1999. Methods for preparing and counting biochemical varves. *Boreas* 28(2):243-252

Luterbacher, J., Xoplaki, E., Dietrich, D., Jones, P.D., Davies, T.D., Portis, D., Gonzalez-Rouco, J.F., von Storch, H., Gyalistras, D., Casty, C., and Wanner, H., 2002. Extending North Atlantic Oscillation Reconstructions Back to 1500. *Atmospheric Science Letters*, 2, 114–124.

M

Macklin M.G., Lewin J., Woodward J.C., 2012. The fluvial record of climate change. *Philosophical Transactions of the Royal Society A* 370: 2143–2172

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.

Magny, M., 2004. Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International* 113, 65–79.

Magny M., Arnaud F., Holzhauser H., Chapron E., Debret M., Desmet M., Leroux A., Millet L., Revel M., Vannière B., 2010. Solar and proxy-sensitivity imprints on paleohydrological records for the last millennium in west-central Europe. *Quaternary Research* 73: 173–179

Magny, M., Peyron, O., Gauthier, E., Vannière, B., Millet, L., Vermot-Desroches, V., 2011. Quantitative estimates of temperature and precipitation changes over the last millennium from pollen and lake-level data at Lake Joux, Swiss Jura Mountains. *Quaternary Research* 75, 45–54.

Mangili G., Brauer A., Moscariello A., Naumann R., 2005. Microfacies of detrital event layers deposited in Quaternary varved lake sediments of the Pia`nico-Se`llere Basin (northern Italy). *Sedimentology* 52: 927–943.

Mann M.E., Bradley R.S., Hughes M.K., 1998. Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature* 392 : 779-787.

Martin C., 2010. Les inondations du 15 juin 2010 dans le Centre Var : réflexion sur un épisode exceptionnel. * tudes de Géographie Physique*, n  XXXVII-2010, p. 41-76.

Martin-Puertas C., Valero-Garcés B.L., Pilar Mata M., Moreno A., Giralt S., Martinez-Ruiz F., Jiménez-Espejo F., 2011. Geochemical processes in a Mediterranean Lake: a high-resolution study of the last 4,000 years in Zon r Lake, southern Spain. *Journal of Paleolimnology* 46:405–421

Merz, R., Blöschl, G., 2003a. Regional flood risk_what are the driving processes? Water resources systems-hydrological risk, management and development (proceedings of symposium HS02b held during IUGG2003 at Sapporo). *IAHS* 281: 49–58

- Merz, R., Blöschl, G., 2003b. A process typology of regional floods *Water Resources Research* 39(12), 1340
- Meunier M., 1990. La catastrophe du Grand Bornand : crue torrentielle du Borne le 14 juillet 1987. *Revue de géographie alpine* 78(1): 103 – 113.
- Michel H., Barci-Funel G., Dalmasso J., Ardisson G., Appleby P.G., Haworth E., El-Daoushy F., 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., Arnaud, F., Heiri, O., Magny, M., Verneaux, V., Desmet, M., 2009. Late-Holocene summer temperature reconstruction from chironomid assemblages of Lake Anterne, northern French Alps. *The Holocene* 19 (2), 317–328.
- Milly P.C.D., Dunne K.A., Vecchia A.V., 2002. Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. *Nature* 438(17): 347-350.
- Miramont C. et Guilbert X., 1997. Variations historiques de la fréquence des crues et évolution de la morphogénèse fluviale en Moyenne-Durance (France du Sud-Est). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 4 : 325-338.
- Miramont, C., Jorda, M., Pichard, G., 1998. Évolution historique de la morphogénèse et de la dynamique fluviale d'une rivière méditerranéenne : l'exemple de la moyenne Durance (France du sud-est). *Géographie physique et Quaternaire* 52(3), 381–392.
- Moberg A., Jones P.D., Lister D., Walther A., Brunet M., Jacobeit J., Alexander L.V., Della-Marta P.M., Luterbacher J., Yiou P., Chen D., Klein Tank A.M.G., Saladié O.M., Sigro J., Aguilar E., Alexandersson H., Almarza C., Auer I., Barriendos M., Begert M., Bergstrom M., Böhm R., Butler C.J., Caesar J., Drebs A., Founda D., Gerstengarbe F.W., Micela G., Maugeri M., Osterle H., Pandzic K., Petrakis M., Srncic L., Tolasz R., Tuomenvirta H., Werner P.C., Linderholm H., Philipp A., Wanner H., Xoplaki E., 2006. Indices for daily temperature and precipitation extremes in Europe analyzed for the period 1901–2000. *Journal of Geophysical Research* 111: D22106, doi:10.1029/2006JD007103
- Molinaroli, E., Guerzoni, S., De Falco, G., Sarretta, A., Cucco, A., Como, S., 2009. Relationships between hydrodynamic parameters and grain size in two contrasting transitional environments: The lagoons of Venice and Cabras, Italy. *Sedimentary Geology* 219, 196–207.
- Monecke K, Anselmetti FS, Becker A, Sturm M, Giardini D, 2004. The record of historic earthquakes in lake sediments of Central Switzerland. *Tectonophysics* 394:21–40
- Morellón, M., Valero-Garcés, B., Vegas-Vilarrúbia, T., González-Sampériz, P., Romero, Ó., Delgado-Huertas, A., Mata, P., Moreno, A., Rico, M., Corella, J.P., 2009. Lateglacial and Holocene palaeohydrology in the western Mediterranean region: the Lake Estanya record (NE Spain). *Quaternary Science Reviews* 28, 2582–2599.
- Morellón, M., Valero-Garcés, B.L., González-Sampériz, P., Vegas-Vilarrúbia, T., Rubio, E., Rieradevall, M., Delgado-Huertas, A., Mata, P., Romero, O., Engstrom, D.R., López-Vicente, E., Navas, A., Soto, J., 2011. Climate changes and human activities recorded in the sediments of Lake Estanya (NE Spain) during the Medieval Warm Period and Little Ice Age. *Journal of Paleolimnology* 46, 423–452.
- Moreno, A., Valero-Garcés, B., Gonzales-Sampériz, P., Rico, M., 2008. Flood response to rainfall variability during the last 2000 years inferred from the Taravilla Lake record (Central Iberian Range, Spain). *Journal of Paleolimnology* 40: 943–961.

Moreno A., Pérez A., Frigola J., Nieto-Moreno V., Rodrigo-Gámiz M., Martrat B., González-Sampériz P., Morellón M., Martín-Puertas C., Corella J.P., Belmonte A., Sancho C., Cacho I., Herrera G., Canals M., Grimalt J.O., Jiménez-Espejo J., Martínez-Ruiz F., Vegas-Vilarrúbia T., Valero-Garcés B.L., sous presse. The Medieval Climate Anomaly in the Iberian Peninsula reconstructed from marine and lake records. *Journal of Quaternary Science Reviews*.

Moreau K., Roumagnac A., 2010. Feedback on floods in Var, south of France, 15th June 2010 : different societal impacts and responses linked to levels of prevention, organization and information. 12th Plinius Conference on Mediterranean Storms, Corfu Island Greece, September 2010

Moreno A., López-Merino L., Leira M., Marco-Barba J., González-Sampériz P., Valero-Garcés B.L., Antonio J., López-Sáez J.A., Santos L., Mata P., Ito E., 2010. Revealing the last 13,500 years of environmental history from the multiproxy record of a mountain lake (Lago Enol, northern Iberian Peninsula). *Journal of Paleolimnology* 46(3): 327-349.

Morehead M. D., Syvitski J. P. M., Hutton E. W. H., Peckham S. D., 2003. Modeling the inter-annual and intra-annual variability in the flux of sediment in ungauged river basins. *Global and Planetary Change* 39: 95–110.

Mulder T. et Alexander J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48: 269-299.

Mulder T. et Cochonat P., 1996. Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research* 66: 43-57.

Mulder T. et Syvitski J.P.M., 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology* 103: 285-299

Mulder T. et Syvitski J.P.M., 1996 Climatic and morphologic relationships of rivers: Implications of sea level fluctuations on river loads: *Journal of Geology* 104: 509–523,

Mulder T., Savoye B., Syvitski J.P.M., Parize O., 1997. Des courants hyperpycnaux dans la tête de canyon du Var. Données hydrologiques et observations de terrains. *Océanologie Acta* 20 : 607-626.

Mulder T., Syvitski J.P.M., Skene K.I., 1998. Modelling of erosion and deposition by turbidity currents generated at river mouths. *Journal of Sedimentary Research* 68 : 124–137.

Mulder T., Migeon S., Savoye B., Faugères J.C., 2001. Inversely graded turbidite sequences in the Deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents. *Geo-Marine Letters* 21: 86-93.

Mulder T. et Chapron E., 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: 1–30.

N

Nakajima T., 2006. Hyperpycnites deposited 700 km away from river mouths in the central Japan Sea. *Journal of Sedimentary Research* 76(1): 60–73.

Nesje, A., Olaf Dahl, S., Matthews, J.A., Berrisdorf, M.S., 2001. A ~4500 years of river floods obtained from a sediment core in Lake Atnsjoen, eastern Norway. *Journal of Paleolimnology* 25,329-342.

Nienow P, Sharp M, Willis I (1998) Seasonal changes in the morphology of the subglacial drainage system, Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Earth Surf. Process. Landforms* 23:825-843

Nomade J, Chapron E, Desmet M, Reyss JL, Arnaud F, Lignier V (2005) Reconstructing historical seismicity from lake sediments (Lake Laffrey, Western Alps, France). *Terra Nova* 17: 350-357

Noren A.J., Bierman P.R., Steig E.J., Lini A., Southon J., 2002. Millennial-scale storminess variability in the northeastern United States during the Holocene epoch. *Nature* 419: 821-824.

Nussbaumer S.U. and Zumbühl H.J., 2012. The Little Ice Age history of the Glacier des Bossons (Mont Blanc massif, France): a new high-resolution glacier length curve based on historical documents. *Climatic Change* 111: 301–334.

O

OcCC (Organe consultatif sur les Changements Climatiques), 2007. Les changements climatiques et la Suisse en 2050 : Impacts attendus sur l'environnement, la société et l'économie. Bern, 168p.

Obermeier SF (1998) Liquefaction evidence for strong earthquakes of Holocene and latest Pleistocene ages in the states of Indiana and Illinois, USA. *Engineering Geology* 50: 227–254

Ohlendorf C., Niessen F., Weissert H., 1997. Glacial varve thickness and 127 years of instrumental climate data: a comparison. *Climatic change* 36: 391-411.

Ojala A.E.K., Heinsalu A., Saarnisto M., Tiljander M., 2005. Annually laminated sediments date the drainage of the Ancylus Lake and early Holocene shoreline displacement in central Finland. *Quaternary International* 130: 63-73

ONERC (Observatoire National sur les Effets du Réchauffement Climatique), 2008. Changements climatiques dans les Alpes : Impacts et risques naturels. Rapport Technique N°1 de l'ONERC. Paris, 87p.

Osleger D.A., Heyvaert A.C., Stoner J.S., Verosub K.L., 2009. Lacustrine turbidites as indicators of Holocene storminess and climate: Lake Tahoe, California and Nevada. *Journal of Paleolimnology* 42:103–122.

P

Page M.J., Trustrum N. A. , DeRose R. C., 1994. A high resolution record of storm-induced erosion from lake sediments, New Zealand. *Journal of Paleolimnology* 11: 333-348.

Page M.J., Trustrum N.A., Orpin A.R., Carter L., Gomez B., Cochran U.A., Mildenhall D.C., Rogers K.M., Brackley H.L., Palmer A.S., Northcote L., 2010. Storm frequency and magnitude in response to Holocene climate variability, Lake Tutira, North-Eastern New Zealand. *Marine Geology* 270 : 30–44

Parris A.S., Bierman P.R., Noren A.J., Prins M.A., Lini. A., 2010. Holocene paleostorms identified by particle size signatures in lake sediments from the northeastern United States. *Journal of Paleolimnology* 43(1), 29-49.

- Passega, R., 1964. Grain-size representation by CM patterns as a geological tool. *Journal of Sedimentary Petrology* 34(4), 830-847.
- Pauling, A., Luterbacher, J., Casty, C., Wanner, H., 2006. Five hundred years of gridded high-resolution precipitation reconstructions over Europe and the connection to large-scale circulation. *Climate Dynamics* 26, 387–405.
- Pelfini M. et Santilli M., 2008. Frequency of debris flows and their relation with precipitation: A case study in the Central Alps, Italy. *Geomorphology* 101 : 721–730
- Peng, Y., Shen, C., Wang, W.C., Xu, Y., 2010. Response of Summer Precipitation over Eastern China to Large Volcanic Eruptions. *Journal of Climate* 23, 818–824.
- Peterson J.O., 2010. Etude du potentiel d'enregistrement paléosismique des sédiments du Lac de Vens. Mémoire de stage de Master 2 Recherche, Université Nice-Sophia Antipolis, 83 p.
- Pinglot J.F., Pourchet M., 1995. Radioactivity measurements applied to glaciers and lake sediments. *The Science of the Total Environment* 173/174: 211-223.
- Plan de Prévention des Risques d'Inondations (PPRI), 2011. Historique du Risque d'Inondation de la basse vallée du Var. in : Rapport de présentation. Dir. Dép. des Territoires et de la mer des Alpes Maritimes. 14 p.
- Proctor, C. J., Baker, A., Barnes, W.L., Gilmour, M.A., 2000. A thousand year speleothem proxy record of North Atlantic climate from Scotland. *Climate Dynamics*: 815-820.
- Proctor, C.J., A. Baker, and W.L. Barnes, 2002. A Three Thousand Year Record of North Atlantic Climate. *Climate Dynamics* 19(5-6): 449-454
- Prudent-Richard G, Gillet M, Vengeon JM, Descotes-Genon S., 2008. Changements climatiques dans les Alpes : Impacts et risques naturels. Rapport Technique de l'O.N.E.R.C., 99 pp

R

- Radakovitch O., Charmasson S., Arnaud M. Bouisset P. , 1999. 210Pb and Caesium Accumulation in the Rhône Delta Sediments. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 48 : 77–92
- Raible, C.C., Yoshimori, M., Stocker, T.F., 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.
- Rapport d'avancement du projet Long-term monitoring of Sediment Transfer processes in an alpine catchment (Lake Anterne, Haute Savoie) (LOST), Arnaud F., 2008. EDYTEM. 8p.
- Rebetz M, Lugon R, Baeriswyl PA (1997) Climatic change and debris flows in high mountain regions: the case study of the Ritigraben Torrent (Swiss Alps). *Clim.Change* 36: 371–389
- Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Bertrand C., Blackwell P.G., Buck C.E., Burr G., Cutler K.B., Damon P.E., Edwards R.L., Fairbanks R.G., Friedrich M., Guilderson T.P., Hughen K.A., Kromer B., McCormac F.G., Manning S., Bronk Ramsey C., Reimer R.W., Remmele S., Southon J.R., Stuiver M., Talamo S., Taylor F.W., van der Plicht J., and Weyhenmeyer C.E., 2004. *Radiocarbon* 46:1029-1058.

Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51, 1111–1150.

Remaître, A., 2006. Morphologie et dynamique des laves torrentielles : Applications aux torrents des Terres Noires du bassin de Barcelonnette (Alpes du Sud). Thèse de doctorant, Université De Caen-Basse Normandie. 374pp.

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

Rodwell M.J., Rowell D.P., Follank C.K., 1999. Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate. *Nature* 398: 320-323.

Rothe E., 1972. *Annales de l'Institut de Physique du Globe*, 3e Partie géophysique. T. IX, University Louis Pasteur, 134 pp.

Reyss, J.L., Schimdt, S., Legeleux F., Bonte, P., 1995. Large low background well type detectors for measurements of environmental radioactivity. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research* 357, 391–397.

Robbins, J., Edgington, D., 1975. Determination of recent sedimentation rates in Lake Michigan using Pb-210 and Cs-137. *Geochim. Cosmochim. Acta* 39, 285–304.

Romero-Viana L., Julià R., Camacho A., Vicente E., Miracle M.R., 2008. Climate signal in varve thickness: Lake La Cruz (Spain), a case study. *Journal of paleolimnology* 40: 703-714.

S

Sabatier P., Dezileau L., Colin C., Briquieu L., Bouchette F., Martinez P., Siani G., Raynal O., Von Grafenstein U., 2012. 7000 years of paleostorm activity in the NW Mediterranean Sea in response to Holocene climate events. *Quaternary Research* 77: 1–11.

Sagnotti L., Smedile A., Marco De Martini P., Pantosti D., Speranza F., Winkler A., Del Carlo P., Bellucci L.G. and Gasperini L., 2011. A continuous palaeosecular variation record of the last four millennia from the Augusta Bay (Sicily, Italy). *Geophysical Journal International* 184 : 191–202

Saint-Onge G., Mulder T., Piper D.J.W, Hillaire-Marcel C., Stoner J., 2003. Earthquake and flood-induced turbidites in the Saguenay Fjord (Québec): A Holocene paleoseismicity record: *Quaternary Science Reviews* 23: 283–294.

Sanchez-Gomez E., Terray L., Joly B., 2008. Intra-seasonal atmospheric variability and extreme precipitation events in the European-Mediterranean region. *Geophysical Research Letters* 35, L15708.

Schär C., Frei C., Ltithi D., Davies H.C., 1996. Surrogate climate-change scenarios for regional climate models. *Geophysical Research Letters* 23 (6): 669–672

Schiefer E., Gilbert R., Hassan M.A., 2011. A lake sediment-based proxy of floods in the Rocky Mountain Front Ranges, Canada. *Journal of Paleolimnology* 45:137–149

Schmocker-Facke P. et Naef F., 2010. More frequent flooding? Changes in flood frequency in Switzerland since 1850. *Journal of Hydrology* 381: 1–8.

- Schneider J.L., Pollet N., Chapron E., Wessels M., Wassmer P., 2004. Signature of Rhine Valley sturzstrom dam failures in Holocene sediments of Lake Constance, Germany. *Sedimentary Geology* 169: 75–91.
- Schnellmann M., Anselmetti F.S., Giardinio D., Mc Kenzie J.A., 2005. Mass movement-induced fold-and-thrust belt structures in unconsolidated sediments in Lake Lucerne (Switzerland). *Sedimentology* 52: 271–289.
- Seierstad J., Nesje A., Olaf Dahl S., Simonsen J.R., 2002. Holocene glacier fluctuations of Grovabreen and Holocene snow-avalanche activity reconstructed from lake sediments in Grningstlsvatnet, western Norway. *The Holocene* 12(2): 211-222
- Shanmugam, G., Bloch, R.B., Mitchell, S.M., Beamish, G.W.J., Hodgkinson, R.J., Damuth, J.E., Straume, T., Syvertsen, S.E. et Shields, K.E., 1995. Basin-floor fans in the North Sea: Sequence Stratigraphic Models vs. Sedimentary Facies. *AAPG Bulletin* 79: 477-512.
- Shiki T, Kumon F, Inouchi Y, Kontani Y, Sakamoto T, Tateishi M, Matsubara H, Fukuyama K, 2000. Sedimentary features of the seismo-turbidites, Lake Biwa, Japan. *Sediment Geol* 135:37–50.
- Siegenthaller C. et Sturm M., 1991a. Die Häufigkeit von Ablagerungen extremer Reuss-Hochwasser. Die Sedimentationsgeschichte im Urnersee seit dem Mittelalter. *Mitt. Bundesamtf. Wasserwirtschaft* 4: 127-139.
- Siegenthaler C., & Sturm M., 1991b. Slump Induced Surges and Sediment Transport in Lake Uri, Switzerland. *Internationale Vereinigung fuer Theoretische und Angewandte Limnologie. Verhandlungen IVTLAP* 24 (2) : 955–958.
- Simac, L., 2006. Evolution du paysage du Haut-Buëch et incision du lit fluvial : conséquence de la fin du Petit Age Glaciaire ou des actions anthropiques? Master 1 Géographie, Université de Savoie, 60 pp.
- Simonneau A., Chapron E., Courp T., Galop D., Le Roux G., Tachikawa K., Desmet M., Bard E., 2011a. Caractérisation pluridisciplinaire de la sédimentation lacustre pyrénéenne en moyenne montagne (Étang Majeur, Haut Vicdessos, Ariège, France). 13ème Congrès Français de Sédimentologie – Livre des résumés, Publ. ASF, Paris, 68, p. 312
- Simonneau A., Chapron E., Vannière B., Di Giovanni C., Wirth S., Gilli A., Anselmetti F., Magny M., 2011b. Caractérisation des événements sédimentaires et des processus de mise en place associés à partir des signaux organiques dans les archives lacustres (Lac Ledro, Trentino, Italie). 13ème Congrès Français de Sédimentologie – Livre des résumés, Publ. ASF, Paris, 68, p. 313
- Sivan, O., Miramont, C., Pichard, G., Prosper-Laget, V., 2009. Les conditions climatiques de la torrencialité au cours du Petit Age Glaciaire de Provence. *Archéologie du Midi Médiéval* 26, 157–168.
- Skempton. A.W. et Hutchinson J.N., 1969. Stability of natural slopes and embankment foundations. State-of-the-Art. Report, in 7th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Proceedings, Mexico City 2: 291-335.
- Smith J.T., Appleby P.G., Hilton J., Richardsnson N., 1997. Inventories and fluxes of ^{210}Pb , ^{137}Cs and ^{241}Am determined from the soils of three small catchments in Cumbria, UK. *Journal of Environmental Radioactivity* 37: 127-142
- Smith JN (2001) Why should we believe ^{210}Pb sediment geochronologies? *Journal of Environmental Radioactivity* 55:121-123.

Snowball I. & Sandgren P., 2002. Geomagnetic field variations in northern Sweden during the Holocene quantified from varved lake sediments and their implications for cosmogenic nuclide production rates. *The Holocene* 12(5): 517-530

Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Marquis, M., Averyt, K., Tignor, M.M.B., Miller, H., Chen, Z. (Eds.), 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge.

Stewart M.M., Larocque-Tobler I., Grosjean M., 2011a. Quantitative inter-annual and decadal June–July–August temperature variability ca. 570 BC to AD 120 (Iron Age–Roman Period) reconstructed from the varved sediments of Lake Silvaplana, Switzerland. *Journal of Quaternary Science* 26(5): 491–501.

Stewart M.M., Grosjean M., Kuglitsch F.G., Nussbaumer S.U., von Gunten L., 2011b. Reconstructions of late Holocene paleofloods and glacier length changes in the Upper Engadine, Switzerland (ca. 1450 BC–AD 420). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 311 : 215–223

Stoffel M., Lièvre I., Conus D., Grichting M.A., Raetzo H., Gärtner H.W., Monbaron M., 2005. 400 years of debris flow activity and triggering weather conditions: Ritigraben, Valais, Switzerland. *Arctic Antarctic Alpine Research* 37: 387–395

Stoffel M, Bollschweiler M., 2008. Tree-ring analysis in natural hazards research—an overview. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 8:187–202

Stoffel M., Bollschweiler M., Beniston M., 2011. Rainfall characteristics for periglacial debris flows in the Swiss Alps: past incidences–potential future evolutions. *Climatic Change* 105: 263–280.

Stoll H., Vadillo I., Fortes J.F., Moreno A., Jimenez-Sanchez M., 2009. Variability in flood frequency and mean hydrological balance in NW Iberia over the last 2 ky. *Geophysical Research Abstracts* 11, EGU2009-7994.

Storen E.N., Olaf Dahl S., Nesje A., Paasche Ø., 2010. Identifying the sedimentary imprint of high-frequency Holocene river floods in lake sediments: development and application of a new method. *Quaternary Science Reviews* 29: 3021-3033.

Strunk H, 1992. Reconstructing debris flow frequency in the southern Alps back to AD 1500 using dendrogeomorphological analysis. *Erosion, Debris Mows and Environment in Mountain Regions* (Proceedings of the Chengdu, Symposium, July 1992). *IAHS Publ.* 209: 299-306.

Stuiver M., Reimer P.J., Bard E., Beck J.W., Burr G.S., Hughen K.A., Kromer B., McCormac F.G., van der Plicht J. and Spurk M., 1998. 1998 Residual delta 14C and standard deviation in per mil. *INTCAL 98 Radiocarbon Age Calibration, Radiocarbon*, 1999, 40, 1041-1083.

Sturm M., Matter A., 1978. Turbidite and varves in Lake Brienz in Switzerland, deposition of clastic detritus by density currents. In: *Sp. Publ. Int. Ass. Sediment.* 2: 147-168.

Susperregui A.-S., 2008. Caractérisation hydro-sédimentaire des retenues de Cointzio et d'Umécuaro (Michoacan, Mexique) comme indicateur du fonctionnement érosif du bassin versant. Thèse de l'Université de Grenoble, 289 p.

Syvitski J. P. M. et Alcott J. M., 1993. Grain2: Prediction of particle size seaward of river mouths. *Computers and Geosciences* 19: 399–446.

T

Tachikawa, K., Cartapanis, O., Vidal, L., Beaufort, L., Barlyaeva, T., and Bard, E., 2011. The precession phase of hydrological variability in the Western Pacific Warm Pool during the past 400 ka. *Quaternary Science Review* 30, 3716–3727

Theule J.I., Liébault F., Loye A., Laigle D., Jaboyedoff M., 2011. Sediment budget monitoring of debris-flow and bedload transport in the Manival Torrent, SE France. *Natural Hazards Earth System Science*, 12, 731–749.

Thorndycraft V., Hu Y., Oldfield F., Crooks P.R.J., Appleby P.G., 1998. Individual flood events detected in the recent sediments of the Petit Lac d'Annecy, eastern France. *Holocene* 8(6): 741–746

Tomkins J.D., Lamoureux S.F., 2005. Multiple hydroclimatic controls over recent sedimentation in proglacial Mirror Lake, southern Selwyn Mountains, Northwest Territories. *Canadian Journal of Earth Science* 42: 1589-1599.

Tomkins J.D., Lamoureux S.F., Sauchyn D.J., 2008. Reconstruction of climate and glacial history based on a comparison of varve and tree-ring records from Mirror Lake, Northwest Territories, Canada. *Quaternary Science Reviews* 27: 1426-1441.

Trenberth KE, 1999. Conceptual framework for changes of extremes of the hydrological cycle with climate change. *Clim Change* 42:327–339

Trigo, I.F., Davies, T.D., 2000. Decline in Mediterranean rainfall caused by weakening of Mediterranean cyclones. *Geophysical Research letters* 27 (18), 2913–2916.

Trigo R.M., Osborn T.J., Corte-Real J.M., 2002. The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms. *Climate Research* 20: 9-17.

Trouet V., Esper J., Graham N.E., Baker A., Scourse J.D., Frank D., 2009. Persistent positive North Atlantic Oscillation mode dominated the Medieval Climate Anomaly. *Science* 324: 78-80

Trouet V., Scourse J.D., Raible C.C., 2012. North Atlantic storminess and Atlantic Meridional Overturning Circulation during the last Millennium: Reconciling contradictory proxy records of NAO variability. *Global and Planetary Change* 84-85: 48–55.

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.

U

UNSCEAR (2000) United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation, Sources and Effects of Ionizing Radiation. In: Report to the General Assembly (ed) United Nations, New-York, Annex C, exposures to the public from man-made sources of radiation, pp 158-291

V

Vacquero, J.M., 2004. Solar signal in the number of floods recorded for the Tagus River basin over the last millennium. *Climatic Change* 66, 23–26.

Vincent C, Le Meur E, Six D, Funk M (2005) Solving the paradox of the end of the Little Ice Age in the Alps. *Geophys res lett* 32, L09706, doi:10.1029/2005GL022552

W

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.

Wilson, P., 2002. Holocene coastal dune development on the South Erradale peninsula, Wester Ross, Scotland. *Scottish Journal of Geology* 38, 5–13.

Wischmeier W.H., 1976. Use and misuse of the Universal soil loss equation. *Journal of soil and water conservations* 31(1): 5-9

Wolfe B.B, Hall R.I., Last W.M., Edwards T.W.D., English M.C., Karst-Riddoch T.L., Paterson A., Palmi R., 2006. Reconstruction of multi-century flood histories from oxbow lake sediments, Peace-Athabasca Delta, Canada. *Hydrological Processes* 20: 4131 – 4153.

Z

Zananiri I., Batt C.M., Lanos P, Tarling D.H., Linford P., 2007. Archaeomagnetic secular variation in the UK during the past 4000 years and its application to archaeomagnetic dating. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 160 : 97–107

Zielonka T., Holeksa J., Ciapała S., 2008. A reconstruction of flood events using scarred trees in the Tatra Mountains, Poland. *Dendrochronologia* 26 : 173–183.

Zijderveld, J.D.A., 1967. AC demagnetization of rock: analysis of results. In: Collinson, D.W., Creer, K.M., Runcorn, S.K. (Eds.), *Methods in Paleomagnetism*. Elsevier, Amsterdam, pp. 254-286.

Zolitschka B., 2003. Dating based on freshwater and marine laminated sediments. In: Mackay A, Battarbee R, Birks J, Oldfield F. (ed) *Global change in the Holocene*. Edward Arnold Publishers, London, pp 92-106.

Annexes

Annexe A.II.3.1.

Influences of sampled environments and livestock number on *Sporormiella* abundances: the example of modern sediments in the lake Allos (French Alps).

David ETIENNE ^{a, b} (corresponding author) • Bruno WILHELM ^c • Pierre SABATIER ^c • Jean-Louis REYSS ^d • Fabien ARNAUD ^c

a Chrono-environment Laboratory, UMR 6249
Université de Franche-Comté-CNRS
16 Route de Gray
25001 Besançon Cedex

b CARTEL Laboratory
Université de Savoie, Campus scientifique
73376 Le Bourget du Lac Cedex
Mail: david.etienne@univ-savoie.fr
Tel: 04 79 75 86 37
Fax: 04 79 75 88 80

c EDYTEM Laboratory, UMR 5204
Université de Savoie-CNRS,
Pôle Montagne, Campus scientifique
73376 Le Bourget du Lac

d LSCE Laboratory, UMR 8212
Université de Versailles Saint-Quentin CEA-CNRS
Avenue de la terrasse
91198 Gif-sur-Yvette Cedex

Article accepté à Journal of Paleolimnology en mars 2012

Key words: *Sporormiella*, *Sordaria*, Coprophilous fungi, Grazing reconstruction, Modern sediment, French Alps.

Abstract

Spores of coprophilous fungi, especially *Sporormiella*, are often well conserved in sedimentary archives. They may be used as a tool to quantify livestock presence and abundance. However, the numerical relationship between fungal spore abundance and livestock populations is not well established, as well as the mechanisms of transport and deposition in a lacustrine system. A multi-coring approach was performed in the Lake Allos (a large high elevation lake in the Southern Alps) to map the modern abundance of *Sordaria* and *Sporormiella* spores in the different environments within a lake system. We observed a large spatial heterogeneity according to the sampling locations. No correlation with the distance to the shoreline was noted, but rather with the distance to the two main lake inlets. According to these results, two fungi-rich sedimentary cores were selected to investigate grazing pressure changes over the last two centuries and compare with chronics of cattle densities on the catchment area. First, a sharp and significant decrease of *Sporormiella* influxes is observed around AD 1894/1895 while a strong decrease of livestock in the Allos catchment area is also reported at this date by the historical archives. Second, the mean influxes of *Sporormiella* decreased on the same proportion, a factor three, between the 19th and the 20th century then the domestic herbivores quantities were limited from 6000 to 2000 head of cattle on the catchment area of the Lake Allos. Hence, this study confirmed the use of *Sporormiella* spore abundance in lake sediments as a proxy for herbivore abundance in paleo-ecological reconstructions. Unless, it suggests that the processes of coprophilous spores transfer from the catchment area toward the lake, and the core sampling selection, need to be investigating prior to undertake grazing pressure reconstructions.

Introduction

In high altitudes landscapes, pastoral activity was historically the main anthropogenic pressure on soils (Mocci *et al.* 2008; Mazier *et al.* 2009; Van der Knapp *et al.* 2011). For millennia, cattle grazing have strongly impacted the local vegetation dynamics and plant biodiversity (Galop *et al.* 2011). Grazing and catastrophic climatic events, independently or together may have increased soil erosion, as registered in lake sediments (Giguet-Covex *et al.* 2011). However, deciphering the climate and human pressure effects on soil erosion in high altitude landscapes remains a difficult task. Coprophilous fungal spore, especially *Sporormiella*, have been proposed as a proxy to measure the presence and density of wild and domestic herbivores (Davis 1987; West 2003; Robinson *et al.* 2005; Davis and Schaffer 2006). This kind of study in sedimentary archives could be also used to reconstruct the history of grazing pressure during the Holocene (Williams *et al.* 2011; Cugny 2011; Currás *et al.*

2012). However, the relationship between fungal spore abundance (concentration or influx) and livestock density is still not well established.

Furthermore, the distribution of coprophilous fungi in lake sediments may depend on the transfer processes from superficial soils to the lake. Recent researches (Raper and Bush 2009; Parker and Williams in press) have tested the reliability of *Sporormiella* spore concentrations in modern sediments of several lakes. They noticed a non homogeneous concentration of *Sporormiella* between sediments sampling close to the shoreline or from the depocenter. In some cases, no *Sporormiella* spore was identified in sediments sampled in the centre of the lake which the watershed was historically and presently pastured. In fact, spores may be directly deposited by cattle along the lake shoreline, transferred to the lake by runoff and enrich mostly lake sediment located close to the shoreline. However, spores may be also deposited in remote areas drained by rivers connected to the lake. In this case, lake sediment in the depocenter will be more enriched in spores. Therefore, the mechanisms of *Sporormiella* transfer and dispersion in lake systems should also be investigated prior to undertake grazing reconstructions.

In this study, we intend to (1) map the abundance (concentration and influx) of coprophilous fungal spore, especially *Sporormiella*, over a large high mountain lake, in relation to catchment characteristics; and (2) study the relation between the record of grazing pressure by local chronics and the coprophilous fungi abundance (concentration and influx) in sediments.

Study are and settings

Study area

Lake Allos, its tributaries and its sediment infill

Lake Allos (2230 m a.s.l., 44°14 N, 6°42'35 E) is the largest natural high-elevation lake of the French Alps (*ca.* 1 km-long and 700-m wide) (Fig. 1a). It is located in a 5 km²-north-facing cirque, closed in the south by high summits (2672 m a.s.l.). An alpine meadow covers 29% of the catchment area close to the lake. Bedrock and scree (70%) cover the upper part of the catchment (Fig. 1b). Some sparse trees (*Pinus cembra* and *Larix decidua*) grow within the catchment. About half of the catchment area is drained by three permanent torrents; the *Laus* torrent in the northern and *Lac* and *Source* torrents in the southern part. Only the *Laus* and *Source* torrents have built large deltas at their lake inlets, indicating that they provide the main sediment inputs to the lake. The bathymetric map (Fig. 1c) and seismic investigations have shown the presence of two distinct sedimentary sub-basins; the northern one fed by the *Laus* torrent and the southern and deeper one fed by the *Source* torrent (Wilhelm *et al.* in press).

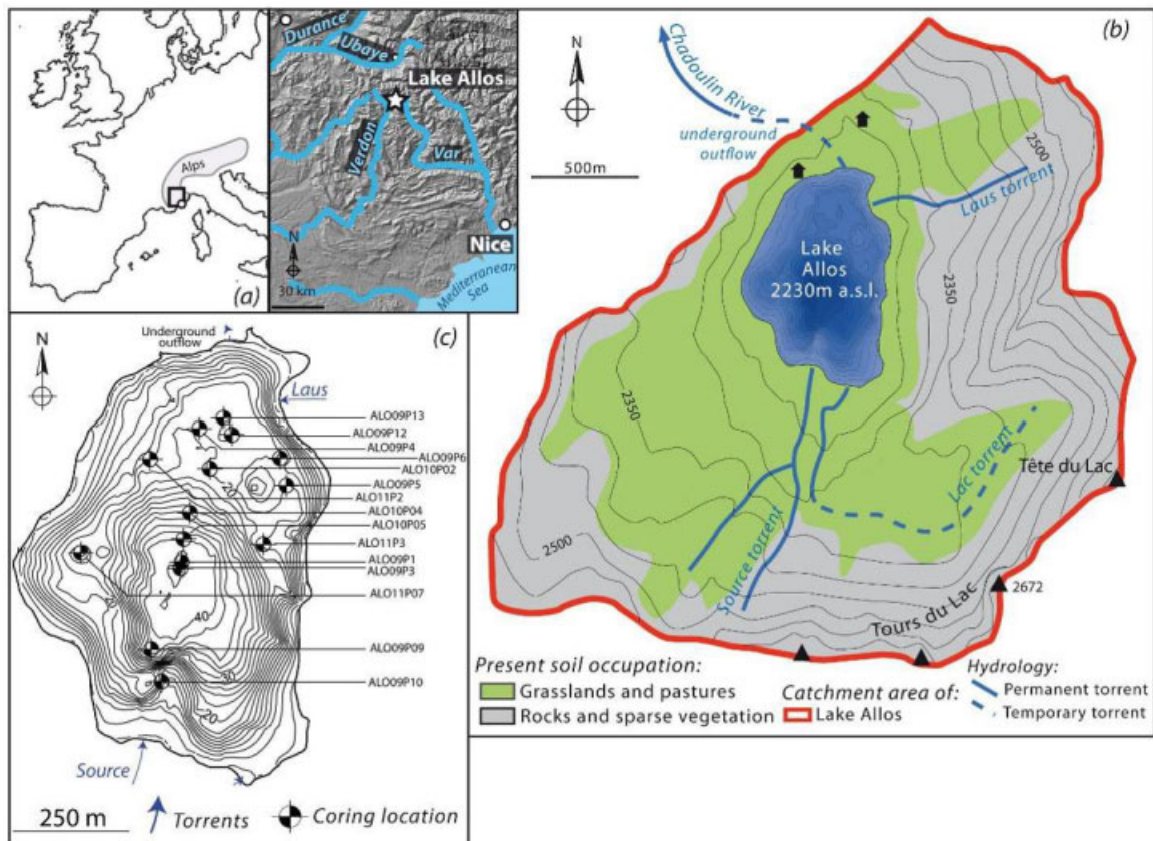


Figure 1 - Location of Allos Lake in Europe and a focus of its geographical implantation in French Alps (a). Hydrological characteristics and present soil occupation of the catchment area surrounding the Allos Lake (b). Bathymetric map of Allos Lake and location of the several coring points.

Historical cattle abundance

During the 19th century AD, the catchment area was grazed by herd of about 6000 free-ranging sheep from May-June to August-September (Pellissier 2007). In AD 1894/1895, the surrounding area of Lake Allos was bought by the French Forest administration (RTM) in order to decrease the grazing pressure and plant trees (*Pinus cembra* and *Larix decidua*). Livestock abundance dropped from 6000 to 2000 heads of cattle. The catchment of the Lake Allos is still a place of cattle transhumance. Domestic animals are assumed to be the primary source of coprophilous spores. In comparison, wild herbivores are considered as a negligible source.

Materials and Methods

Coring strategy

Between 2009 and 2011, fourteen gravity short cores (diameter 90 mm) were sampled from both sub-basins at different distance from the torrent inlets (cores ALO09P1, ALO09P2,

ALO09P3, ALO09P9, ALO09P11, ALO10P04 and ALO10P05 from the southern basin and ALO09P4, ALO09P12, ALO09P13, ALO10P02, ALO11P2 from the northern one) as well as from the eastern and western margins (cores ALO09P6, ALO11P3 and ALO11P7, *cf.* Fig. 1c). This sampling protocol was established to cover the different lacustrine depositional environments.

Core correlation and dating

Cores were split lengthwise, photographed and described. The identification of interbedded deposits, previously attributed to flood deposits (Wilhelm *et al.* in press), are used to establish the stratigraphical correlation of cores. Short-lived radionuclide (^{210}Pb , ^{137}Cs and ^{241}Am) were then measured on the uppermost 16 cm of core ALO09P12 (northern basin; Wilhelm *et al.* in press) and 24 cm of core ALO09P2 (southern basin), following a non-regular sampling step of 0.5 to 1 cm, to match facies boundaries. Measurements were made on 1-3 g of dried sediment by gamma spectrometry using high-efficiency, very-low-background, and well-type Ge detectors located in the underground laboratory of Modane (Reyss *et al.* 1995). Generally 24-48 hours of counting time were required to reach a statistical error below 10% for ^{210}Pb excess in deepest samples and for the 1963 peaks of ^{137}Cs and ^{241}Am . The ^{210}Pb excess was calculated as the difference between the total ^{210}Pb and ^{226}Ra activities. The sedimentation rate was then calculated based on the Constant Flux Constant Sedimentation rate (CFCS) model from the decrease of the ^{210}Pb excess (Goldberg 1963). The uncertainty of the sedimentation rate obtained by this method was derived from the standard error of the CFCS linear regression model. Resulting ^{210}Pb age-depth models are then compared to historic ^{137}Cs and ^{241}Am contaminations for supporting the chronology (Appleby *et al.* 1991). Finally ^{210}Pb -based ages of the thickest flood deposits have been compared to major historic flood dates having affected the village of Allos (supplied by the free-of-access database of French Forest Office; Wilhelm *et al.* in press). This offered a supplementary chronological control and allowed to date other cores based on the stratigraphical correlation.

Sampling and chemical preparation for coprophilous fungi analysis

To obtain the modern abundances of coprophilous fungal spore, the uppermost 1.5 cm of the fourteen cores was sampled (*cf.* Fig. 1c) and treated according to Faegri and Iversen (1989). *Lycopodium clavatum* tablets were added to each sample in order to facilitate quantitative analysis of spore concentrations (per cm^3) (Stockmarr 1971). Coprophilous fungi were identified according to the Van Geel classification (2002). Their numbers are determined during a count of 500 spores of *Lycopodium clavatum* for each sample.

The identification of coprophilous fungus in modern sediments was limited to *Sporormiella*-type (HdV113), *Podospora*-type (HdV368), *Cercophora*-type (HdV112) and *Sordaria*-type (HdV55A). *Sporormiella*-type/HdV113 is an ascomycete fungus found only in the dung of herbivores and used as a specific indicator of herbivores presence (Davis 1987; Davis and Shafer 2006; Cugny *et al.* 2011). They were identified in dung of numerous domestic herbivores but also in several species of wild herbivores (Richardson 2001). *Podospora*-type/HdV368 occurs in archaeological sites (Van Geel *et al.* 2003) and provides evidences of dung and grazing herbivores (Innes and Blackford 2003) similarly to *Sporormiella*-type; however it is found less frequently than other coprophilous fungi types (Van Geel *et al.* 2007). Ascospores of *Sordaria*-type/HdV55A are common in samples from archaeological sites (Van Geel *et al.* 2003, 2007) but they grow on decaying wood and dung residues (Mighall *et al.* 2006). *Cercophora*-type/HdV112 is a coprophilous fungus found in decaying wood and herbaceous stems and leaves (Van Geel *et al.* 2003).

Cores containing the highest concentration of coprophilous fungal spores within each sub-basin were then investigated to study the time variation of coprophilous spore abundance over the last 170 years. In this aim, cores ALO09P3 (northern basin) and ALO09P13 (southern basin) (*cf.* Fig. 1c) were continuously sampled at constant volume. However, layers corresponding to thick flood deposits were not analysed because they correspond to intense and abrupt hydrological events that may have drained unusual quantities of *Sporormiella* spores. Samples were submitted to the same chemical preparation, *Lycopodium clavatum* tablets adjunctions and counts methodology than modern samples. Results are expressed in concentrations (nb/cm³) and influx values (nb/cm²/year).

Results

Sediment dating

The ²¹⁰Pb-excess profiles of cores ALO09P2 and ALO09P12 show regular decreases until very low values (<15 Bq/kg), punctuated by sharp levels of low values corresponding to the thickest flood deposits (Fig. 2A). Following Arnaud *et al.* (2002), we excluded ²¹⁰Pb values associated to these instantaneous deposits to construct a synthetic sedimentary record (Fig. 2B). The resulting ²¹⁰Pb excess profiles plotted in a logarithmic scale suggest hence two distinct point alignments. The Constant Flux Constant Sedimentation rate (CFCS) model (Goldberg 1963) was applied on this two part of the profile and provided thus two mean continuous accumulation rates (MCAR) per sequence. The MCAR of the core ALO09P2 evolves from 1.7 ± 0.1 mm/yr for the first 12 cm until 1 ± 0.1 mm/yr for the lower part. For the core ALO09P12 the MCAR evolves from 1 ± 0.1 mm/year for the first 8 cm until 0.8 ± 0.1 mm/year for the lower part CFCS model-derived ages were finally reported to the original

sediment sequence to obtain continuous age-depth relationships (Fig. 2C). Furthermore ^{137}Cs and ^{241}Am profiles present two peaks for each sequence (*cf.* Fig. 2A).

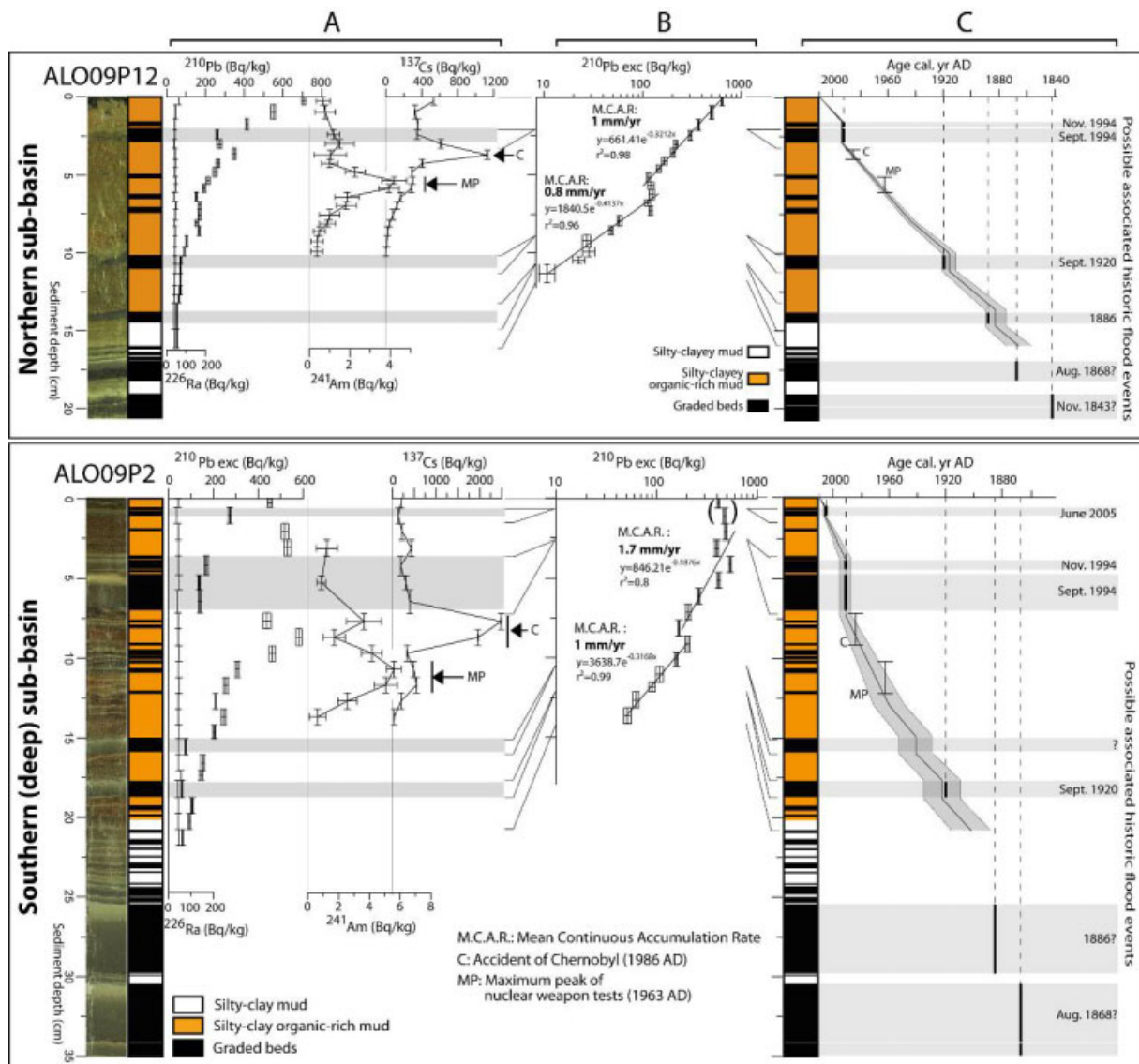


Figure 2 - (A) Profiles of ^{210}Pb , ^{137}Cs and ^{241}Am for the core ALO09P2. (B) Application of CFCS models on the synthetic sedimentary ^{210}Pb profile (without thick graded beds considered as instantaneous deposits). (C) Resulting age-depth relationship (with 1σ -uncertainties) and indications of historic flood dates, possibly associated to the thick graded deposits.

The first peaks around 11.5cm in core ALO09P2 and 6cm in ALO09P12 are well-marked in ^{241}Am , characteristics to the decay of ^{241}Pu originating from atmospheric nuclear weapons test fallouts (Appleby *et al.* 1991). Maximum values of ^{241}Am correspond thus to the culmination in 1963 AD of nuclear weapon tests in the northern hemisphere. The uppermost peaks presenting high values of ^{137}Cs is associated to the Chernobyl accident fallouts in 1986. The concordance between these independent chronological markers and ages deduced from the ^{210}Pb model supports strongly our age-depth model (*cf.* Fig. 2C). Moreover, one can notices

that ^{210}Pb -based ages of the thickest flood deposits are both very similar between the two sequences and in agreement with dates of major historic flood events having affected the village of Allos, especially for AD 2005, 1994, 1920 and 1886 events (Wilhem *et al.* in press). In addition, ages of deeper flood deposits may well correspond to older events (in 1868 and 1843), suggesting that the extrapolation of the MCAR may be relevant over the 19th century. A solid chronology was thus obtained over two last centuries for each sub-basin. The core correlation based on the dated flood deposits allowed then to assess the time-span of all samples (Fig. 3).

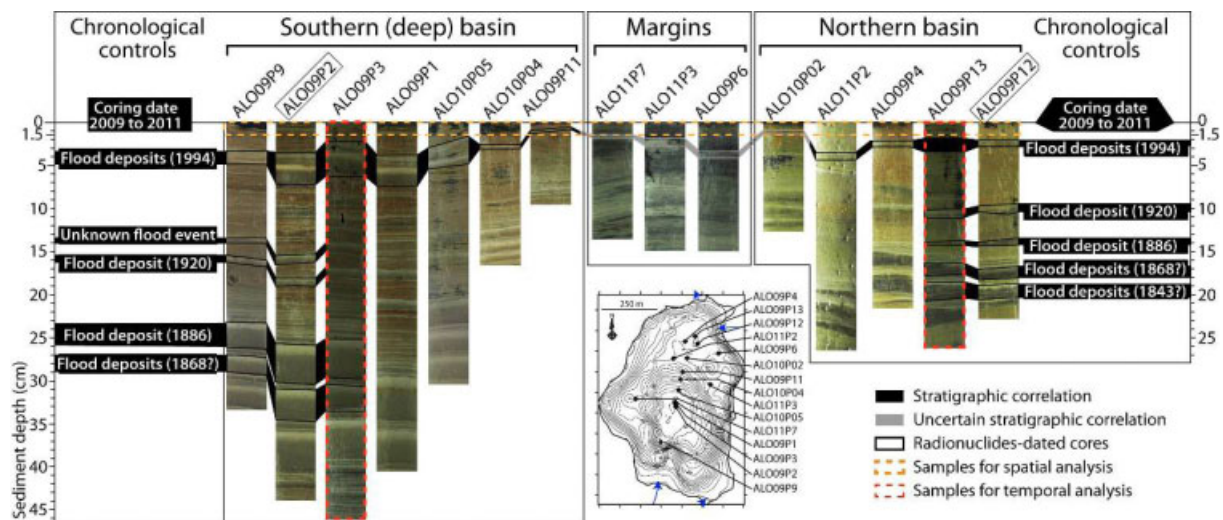


Figure 3 - Core correlation based on the identification of flood deposits dated to 1994, 1886 and 1868. Flood deposits are less marked in cores from the margin areas and correlations remain thus less certain.

Spatial analysis of coprophilous fungi abundance

The results of *Sordaria* and *Sporormiella* concentrations and influxes in modern samples are presented on Figure 4 and Figure 5. The results of correlograms are presented in Table 1.

In concentrations (nb/cm³)

Sporormiella concentrations vary from ~80 spores per cm³ (ALO 11 P3) and more than 580 spores per cm³ (ALO 09 P6, ALO 09 P12 and ALO 09 P13). *Sordaria* concentrations are lower and vary between ~30 per cm³ (ALO 11 P3 and ALO 11 P07) to ~350 per cm³ (ALO 09 P12). *Cercophora* and *Podospora* spores are identified in surface samples only in some sequences (ALO 09 P13, ALO 09 P12, ALO 09 P4 and ALO 09 P10) (Fig. 4).

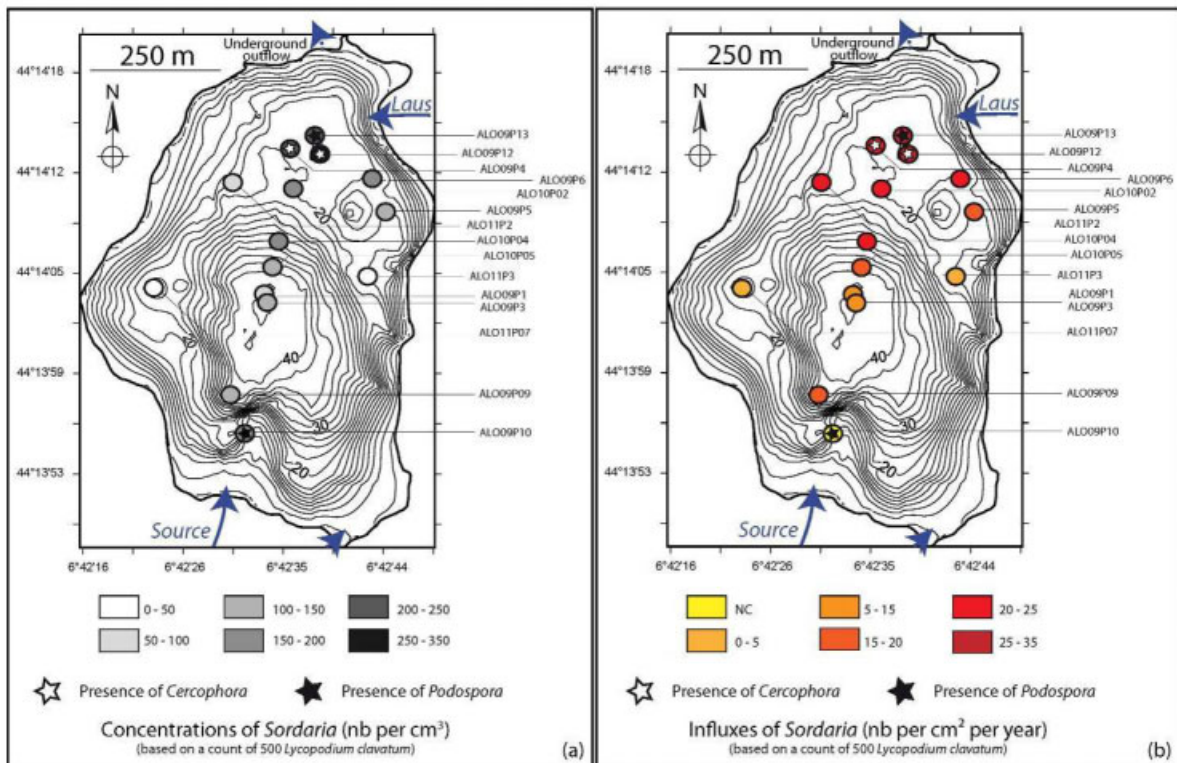


Figure 4 - Map of *Sordaria* concentrations (a) and influxes (b) recorded in modern samples (1.5 cm tops) on the Allos Lake after a count of 500 spores of *Lycopodium clavatum*. “NC” corresponds to Non Calculated. In “NC” modern sample, core correlations have not allowed to estimate the sedimentation rate and to calculate an influx of *Sordaria*.

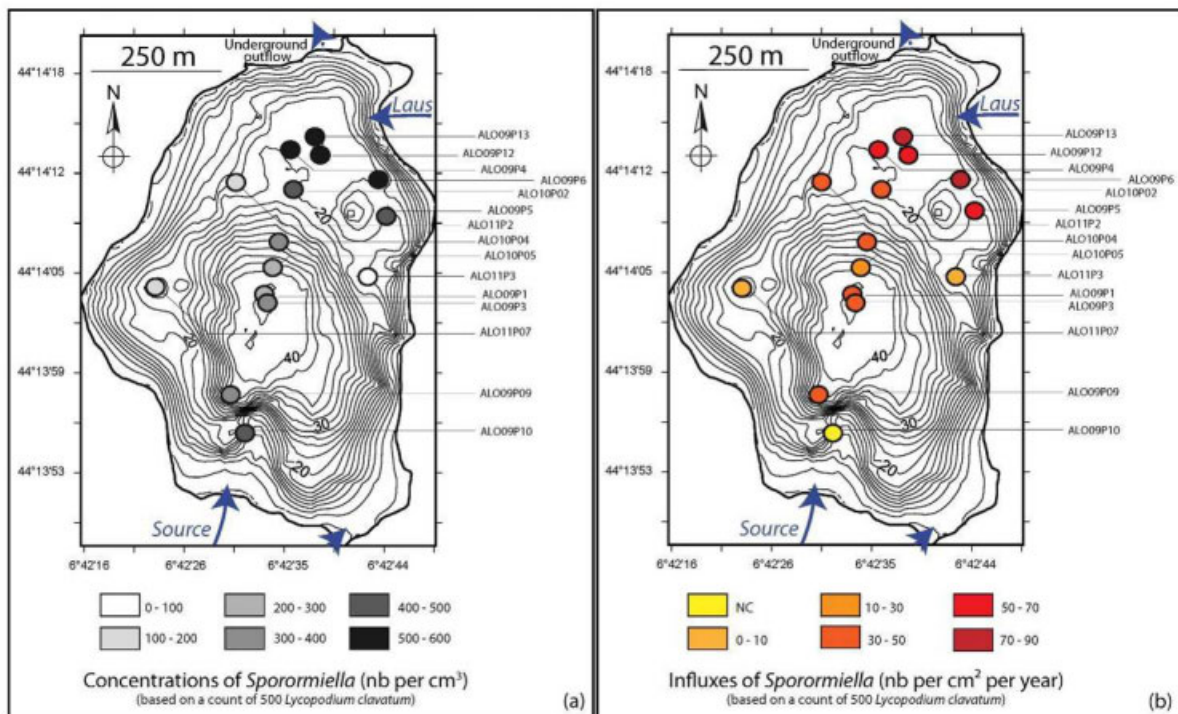


Figure 5 - Map of *Sporormiella* concentrations (a) and influxes (b) recorded in modern samples (1.5 cm tops) on the Allos Lake after a count of 500 spores of *Lycopodium clavatum*. “NC” corresponds to Non Calculated. In “NC” modern samples, core correlations have not allowed to estimate the sedimentation rate and to calculate an influx of *Sporormiella*.

Sporormiella and *Sordaria* concentrations are tested in relation with the distance to the shoreline and the distance to the closest streams torrent. There is no correlation between the distance to the shoreline and *Sordaria* ($r^2=0.01$) or *Sporormiella* ($r^2=0.04$) concentrations, but *Sordaria* ($r^2=0.41$) and *Sporormiella* ($r^2=0.64$) concentrations were correlated to the distance to the closest torrent (*Laus* or *Source*) (Tab. 1).

In influx (nb/cm³/year)

Sporormiella influxes varied from ~8 spores per cm²/year (ALO 11 P3) and more than 80 spores per cm²/year (ALO 09 P6). *Sordaria* influxes are lower and varied between ~2 per cm²/year (ALO 11 P3 and ALO 11 P07) to ~35 per cm²/year (ALO 09 P12). There is no correlation between the distance to the shoreline of coring points and *Sporormiella* ($r^2=0.1$) or *Sordaria* ($r^2=0.02$) influxes, but there is again a better correlation between the distance to the closest torrent with *Sordaria* ($r^2=0.42$) influxes and a real correlation with *Sporormiella* ($r^2=0.59$) influxes (*cf.* Tab. 1).

The *Sordaria* and *Sporormiella* concentrations ($r^2= 0.54$) and influxes ($r^2= 0.46$) are correlated in surface sediment samples. Their concomitant presence is also described in fresh dung of several species of wild and domestic herbivores (Richardson 2001). However, *Sordaria* spores should be considered mainly as an associated indicator of herbivore presence because they are also recorded in sediments with high organic matter contents but no or few palynological indicators of pastoral activities (Mighall *et al.* 2006; Etienne *et al.* 2011).

Temporal analysis of coprophilous fungi abundance

The results of *Sporormiella* concentrations and influxes in the sequences ALO09P3 and ALO09P13 are presented in Figure 6.

In ALO 09 P3, the deepest (and central) coring point

The concentrations (nb/cm³) of *Sporormiella* in this short sequence (Fig. 6a) varied from 250 to 1600 per cm³ with a mean value of 522 per cm³. In comparison, the influx (nb/cm²/year) of *Sporormiella* (Fig. 6b) varied from 30 to 176 with a mean value of 76 per cm²/year. The temporal variations of *Sporormiella* (concentrations and influxes) could be split in two main periods: the first one from 1839 to 1898 (4 samples) with the highest concentrations and influx record (mean value: 167 *Sporormiella*/cm²/year), followed by an abrupt drop after 1898/1903 cal. AD; and the second period from 1898 to 2009 cal. AD (12 samples) with much lower values.

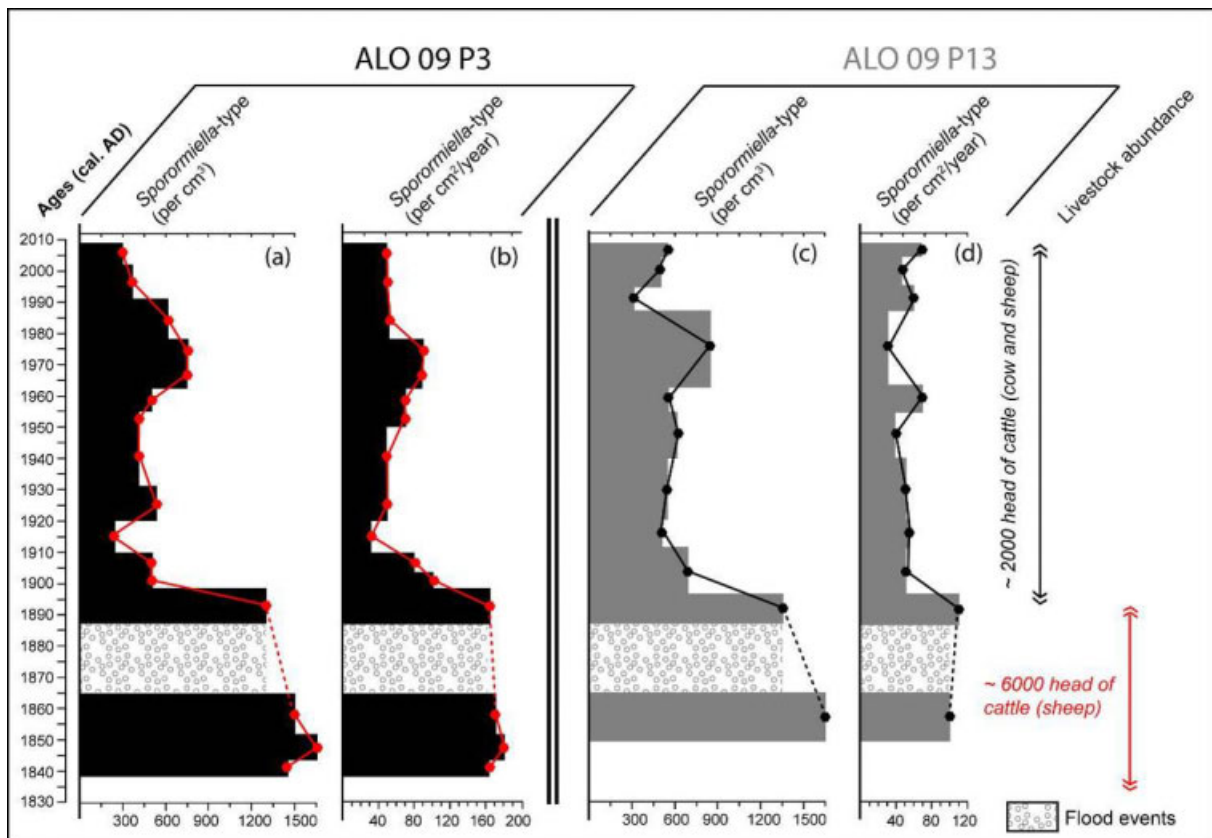


Figure 6 - Diagrams of *Sporormiella* concentrations (number per cm^3) and influxes (number per cm^3 per year) from the 170 last years in the ALO09P3 and ALO09P13 sequences. Sediments dated from 1886 to 1868 have not been analysed due to the presence of strong flood events.

In ALO 09 P13, at the outlet of the Laus torrent

The concentrations of *Sporormiella* in this short sequence (Fig. 6c) varied from 300 to 1700 per cm^3 with a mean value of 553 per cm^3 . In comparison, the influx of *Sporormiella* (Fig. 6d) varied from 30 to 110 with a mean value of 50 per cm^2/year . There is a clear modification in *Sporormiella* abundances between the 19th century (2 samples) and the 20th century with a decrease (in a factor 2) of these values which further oscillated around the mean value until nowadays.

Discussion

Spatial distribution of *Sporormiella* in lake sediments

Depending on the sampling place in the lake the abundance of *Sporormiella* and *Sordaria* in modern sediments varied considerably both in concentrations (factor * 7 or * 11) and influxes (factor * 10 or * 17). Raper and Bush (2009) found a sharp decline of *Sporormiella* concentrations with increasing distance from the lake shore whereas Parker and Williams (in

press) found the opposite. Depending on the location of the chosen transect, these two trends could be found in the lake Allos: East-West (ALO11P07 and ALO11P3 < ALO09P3) or South-North (ALO09P10 and ALO09P13 > ALO09P3).

In Lake Allos, no relation was observed between *Sporormiella* (or *Sordaria*) abundances and the distance to the shoreline (*cf.* Fig. 5a-b; *cf.* Tab. 1). Inputs of *Sporormiella* by direct streaming may be important very close to the lake shore (< 20 m), as observed by Raper and Bush (2009), but these inputs are not transferred at deeper depth toward the lake center. Low abundances recorded in modern samples (ALO011P3, ALO011P07 and ALO11P2) located close to the shoreline (less than 150 m), but far away from the *Laus* and the *Source* torrents (over 300 m), seems to confirm this assumption. After their production, spores are released close to the ground and their gelatinous sheath facilitates their catchment on nearby vegetation (Ahmad and Cain 1972; Davis and Shafer 2006). Thus, they are poorly dispersed but they could be transported into the lake fixed on eroded soil particles. The correlation obtained, in modern sediments, between the abundance of *Sporormiella* and the distance to the closest torrents outlet suggested that they entered into the lacustrine system throughout the stream flood.

Sporormiella concentrations and influxes in lake sediments as a proxy for cattle abundances variations

The time variation of coprophilous fungal spore abundance (concentration or influx) during the last 170 years matched pretty well with the local history of grazing pressure documented by historical archives. Unless, the expression of *Sporormiella* abundances in influxes is necessary to establish a correlation between their quantities in sediment and cattle abundances in the catchment area and further compare with other lacustrine systems. Indeed in a same lacustrine system, the sedimentation rate could vary in several order factors between sediments cored in the lake border, in the depocentre and in the torrent or river inlet. In a temporal aspect this assumption is truer. The expression of *Sporormiella* abundances in influx is indispensable to reconstruct the history of grazing pressure.

The two short temporal sequences (ALO09P03 and ALO09P13) have recorded the same trend with higher values during the 19th century AD and a rapid collapse of influxes at the beginning of the 20th century AD.

The abundances of *Sporormiella* recorded until 1892/1898 cal. AD in ALO09P3 (~170 *Sporormiella*/cm²/year) and 1886/1897 cal. AD in ALO09P13 (~102 *Sporormiella*/cm²/year) differ significantly. This could be due to a real difference in grazing pressure between the catchment of the *Laus* torrent, corresponding to ALO09P13, and the catchment of the *Source* torrent, corresponding to ALO09P3. Then, the historical archives documented after 1894/1895 a large and quick decrease in cattle abundances from 6000 until approximately

2000 head of cattle. This induced in ALO09P3 a progressive decrease in *Sporormiella* abundances from ~161 *Sporormiella*/cm²/year (1892/1898 cal. AD), to ~98 and ~82 *Sporormiella*/cm²/year (1898/1903 and 1903/1909 cal. AD), until ~30 *Sporormiella*/cm²/year (1909/1917 cal. AD). In ALO09P13, this decrease in *Sporormiella* abundances from 1886/1897 (~110 *Sporormiella*/cm²/year) to 1897/1911 cal. AD (~48 *Sporormiella*/cm²/year) is faster. It is interesting to notice the delay in ALO09P13, approximately fifteen years, between the date of the diminution of livestock presence on the catchment area and the establishments of a new mean values in correlation with the new quantity in head of cattle. This temporality could be an illustration of the resilience of *Sporormiella* in soils and their temporary overestimation in lake sediments after a decrease in head of cattle quantities in the catchment.

Moreover, higher abundances of *Sporormiella* in ALO09P3 (167 per cm²/year) than in ALO09P13 (102 per cm²/year) during the 19th century, and their larger collapse in ALO09P3 (80%) than in ALO09P13 (55%) after 1894/1895, may traduced the cattle location at the scale of local catchment area. It could suggest that during the 19th century, most of the 6000 heads of cattle were implanted on the *Source* catchment (*cf.* Fig. 1). This hypothesis is supported by the record of higher *Sporormiella* abundances in modern samples cored at the inlet of the *Laus* torrent, at the outlet of the catchment area which is more pastured nowadays.

All along the 20th century AD, the quantities of head of cows oscillated around 2000 (cattle and/or sheep). In ALO09P3 (center of the lake) and in ALO09P13 (inlet of the *Laus* torrent), the mean values of *Sporormiella* during this period are quick the same and between 50 and 60 *Sporormiella*/cm²/year (*cf.* Fig. 6). A small increase of *Sporormiella* abundances is recorded in these two sequences during a short period approximately between 1960 and 1980 cal. AD. However, the local data of pastoral activities are not accurate enough to determine if it could be linked with a real small change in livestock abundance.

Conclusions

The spatial analysis of coprophilous fungi spore concentrations in Lake Allos suggest that spores are transferred to the lake with sediments, mainly by stream flood. The parallel and the same amplitude of *Sporormiella* influxes decreases and livestock quantities, attested by the historical archives, confirmed the potentiality of coprophilous fungi abundances as a proxy to reconstruct past livestock quantities in paleo-ecological studies.

The *Sporormiella* distribution into the lake system suggest that the better coring point to reconstruct the past history of grazing pressure should be selected in relation to the stream influx. Unless, sediments cores for paleo-ecological analysis are conventionally raised from the deepest point of the lake which often corresponded to the centre of the lake. Thus, the influxes of *Sporormiella* in sediments are related to the livestock quantities, the search data,

but also adjust by disseminations and depositions biases until their accumulation on the “standard coring point”. These parameters should be taken into account for the reconstruction of past livestock quantities by paleo-ecological studies. Finally, the weight of each biases, in relation with local parameters of the catchment area and the lacustrine system, should be measured in order to be integrated in a “transfer function”.

References

Ahmad SE, Cain RF (1972) Revisions of the genera *Sporormia* and *Sporormiella*. *Can J Bot* 50: 419-477.

Appleby PG, Richardson N, Nolan PJ (1991) ²⁴¹Am dating of lake sediments. *Hydrobiologia* 214: 35-42.

Arnaud F, Lignier V, Revel M, Desmet M, Pourchet M, Beck C, Charlet F, Trentesaux A, Tribovillard N (2002) Flood and earthquake disturbance of ²¹⁰Pb geochronology (Lake Anterne, North French Alps). *Terra Nova* 14: 225-232.

Cugny C (2011) Apports des microfossiles non-polliniques à l’histoire du pastoralisme sur le versant nord-pyrénéen. Entre référentiels actuels et reconstitution du passé. PhD Thesis, University of Toulouse le Mirail, France.

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

Currás A, Zamora L, Reed JM, García-Soto E, Ferrero S, Armangol X, Mezquita-Joanes F, Marqués MA, Riera S, Julià R (2012) Climate change and human impact in central Spain during Roman times: High-resolution multi-proxy analysis of a tufa lake record (Somolinos, 1280 m asl). *CATENA* 89: 31-53.

Davis OK (1987) Spores of the dung fungus *Sporormiella*: increased abundance in historic sediments and before Pleistocene megafaunal extinction. *Quat Res* 28: 290-294.

Davis OK, Schafer D (2006) *Sporormiella* fungal spores, a palynological means of detecting herbivore density. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 237: 40-50.

Etienne D, Ruffaldi P, Goepf S, Ritz F, Georges-Leroy M, Pollier B, Dambrine E (2011) The origin of closed depressions in Northeastern France: a new assessment. *Geomorphology* 126: 121-131.

Fægri K, Iversen I (1989) *Textbook of Pollen Analysis*, 4th Edition. John Wiley & Sons, Chichester, England.

Galop D, Houet T, Mazier F, Leroux G, Rius D (2011) Grazing activities and biodiversity history in the Pyrenees: New insights on high altitude ecosystems in the framework of a Human-Environment Observatory. *PAGES news* 19: 53-55.

Giguet-Covex C, Arnaud F, Poulénard J, Disnar JR, Delhon C, Francus P, David F, Enters D, Rey PJ, Delannoy JJ (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 human activities. *The Holocene* 21: 651-665.

Goldberg ED (1963) Geochronology with ^{210}Pb . Radioactive Dating. IAEA, Vienna, pp 121-131.

Innes JB, Blackford JJ (2003) The ecology of Late Mesolithic woodland disturbances: model testing with fungal spore assemblage data. *J Archaeol Sci* 30: 185-194.

Mazier F, Galop D, Gaillard MJ, Rendu C, Cugny C, Amaia L, Peyron O, Buttler A (2009) Multidisciplinary approach to reconstruct pastoral activities. An example from the Pyrenean Mountains (Pays Basque). *The Holocene* 19: 171-188.

Mighall TM, Martínez Cortizas A, Biester H, Turner SE (2006) Proxy climate and vegetation changes during the last five millennia in NW Iberia: Pollen and non-pollen palynomorph data from two ombrotrophic peat bogs in the North Western Iberian Peninsula. *Rev Palaeobot Palynol* 141: 203-223.

Mocci F, Walsh K, Richer S, Court-Picon M, Talon B, Tzortzis S, Palet-Martinez JP, Bressy, C (2008) Archaeology and paleoenvironment in the Southern French Alps: The Late Neolithic to the Roman Period in the Argentiérois, Champsaur and Ubaye high altitude massifs. *Cah Paléoenvironnement* 6: 253-272.

Parker NE, Williams JW (in press) Influence of climate, cattle density and lake morphology on *Sporormiella* abundances in modern lake sediments in the U.S. Great Plains. *The Holocene*, DOI: 10.1177/095968361145550.

Pelissier JE (2007) *Histoire d'Allos - depuis les temps les plus reculés jusqu'à nos jours*. Tome I and Tome II, Le Livre d'Histoire, Paris.

Rapper D, Bush M (2009) A test of *Sporormiella* representation as a predictor of megaherbivore presence and abundance. *Quat Res* 71: 490-496.

Reyss JL, Schimdt S, Legeleux F, Bonte P (1995) Large low background well type detectors for measurements of environmental radioactivity. *Nuc Instrum Methods Phys Res* 357: 391-397.

Richardson MJ (2001) Diversity and occurrence of coprophilous fungi. *Mycol Res* 105: 387-402.

Stockmarr J (1971) Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen Spore* 13: 615-621.

Van der Knaap WO, Lamentowicz M, van Leeuwen JFN, Hangartner S, Leuenberger M, Mauquoy D, Goslar T, Mitchell EAD, Lamentowicz L, Kamenik C (2011) A multi-proxy, high resolution record of peatland development and its drivers during the last millennium from the subalpine Swiss Alps. *Quat Sci Rev* 30: 3467-3480.

Van Geel B (2002) Non-pollen palynomorphs. In: Smol JD, Birks JB, Last WM (Eds) *Tracking environmental change using lake sediments. Volume 3: Terrestrial, algal, and siliceous indicators*. Kluwer, Dordrecht, pp 99-119.

Van Geel B, Buurman J, Brinkkemper O, Schelvis J, Aptroot A, van Reenen G, Hakbijl T (2003) Environmental reconstruction of a Roman Period settlement site in Uitgeest (The Netherlands), with special reference to coprophilous fungi. *J Archaeol Sci* 30: 873-883.

Van Geel B, Zazula GD, Schweger CE (2007) Spores of coprophilous fungi from under the Dawson tephra (25,300 14C yeras BP), Yukon Territory, northwestern Canada. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 252: 481-485.

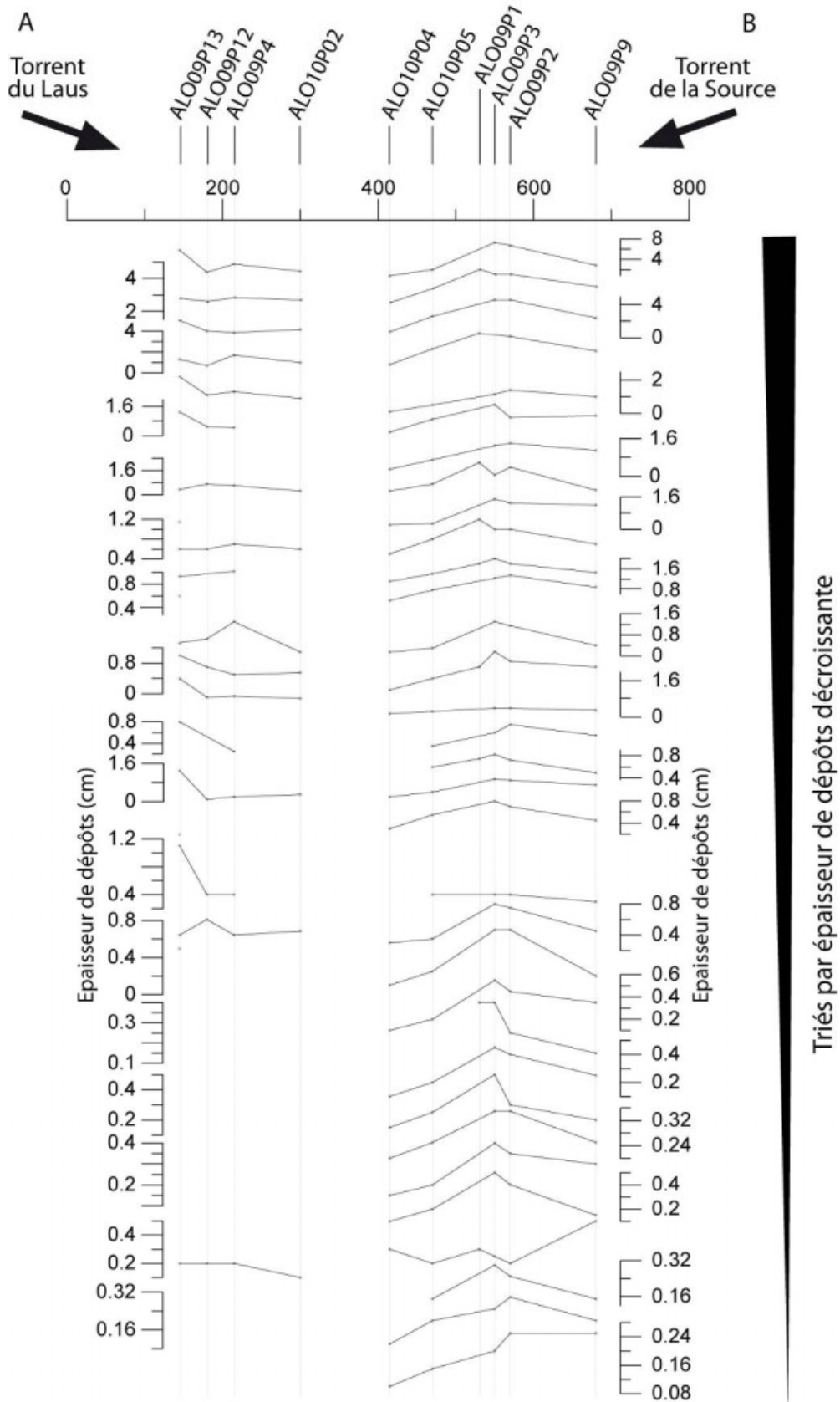
West GJ (2003) A late Pleistocene-Holocene pollen record of vegetation change from Little Willow Lake, Larsen Volcanic National Park, California. *Conference Proceedings: PACLIM* 65-80.

Wilhelm B, Arnaud F, Sabatier P, Brisset E, Chaumillon E, Disnar JP, Guiter F, Malet E, Reyss JL, Tachikawa K, Bard E, Delannoy JL (in press) 1500 years of extreme precipitation patterns and forcing over the Mediterranean French Alps. *Quat Res*.

Williams JJ, Gosling WD, Coe AL, Brooks SJ, Gulliver P (2011) Four thousand years of environmental change and human activity in the Cochabamba Basin, Bolivia. *Quat Res* 76: 58-68.

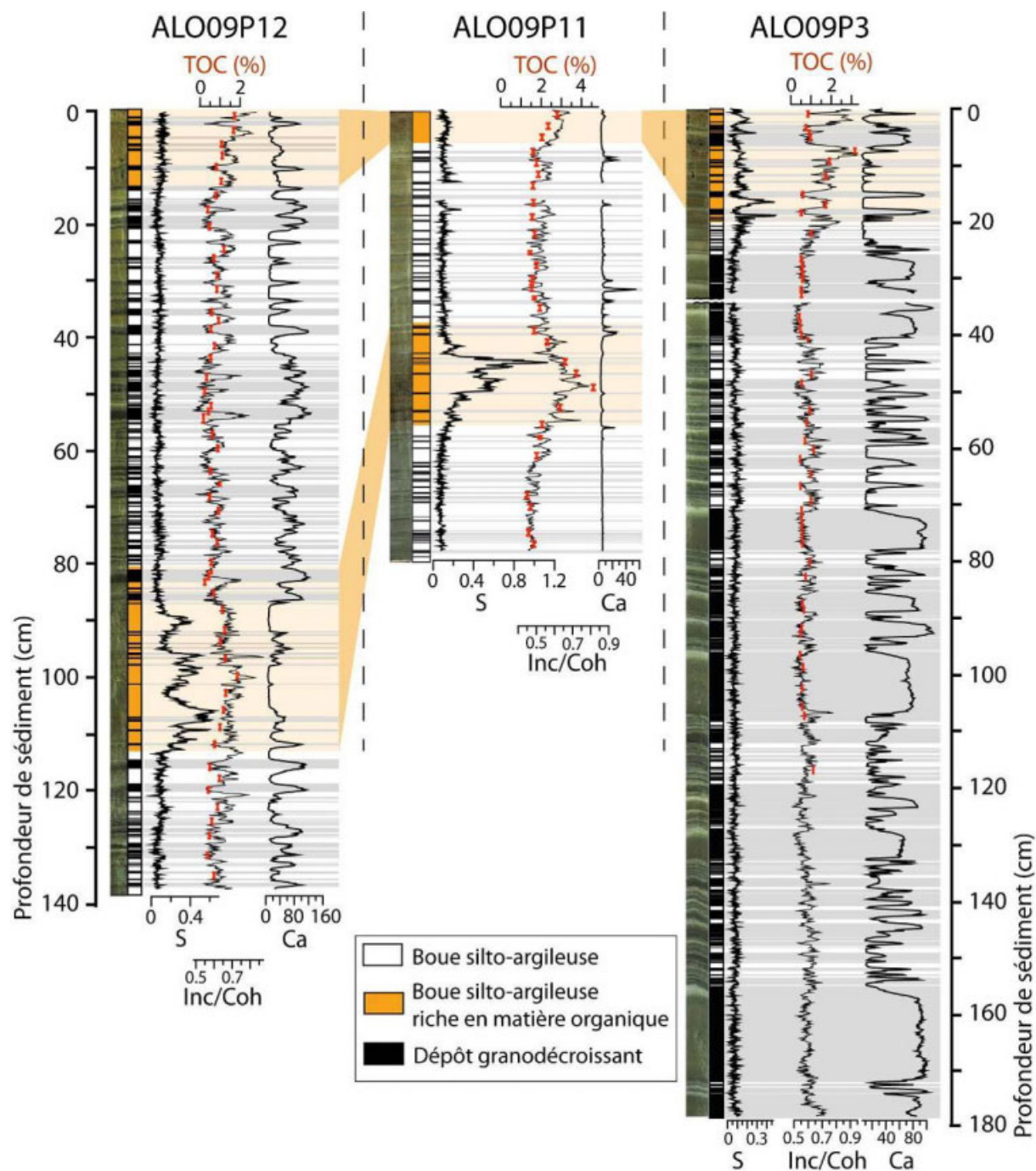
Annexe A.II.3.2.

Evolution des épaisseurs des dépôts de crue au Lac d'Allos selon un transect nord-sud. Cette figure complète la figure II.3.5.



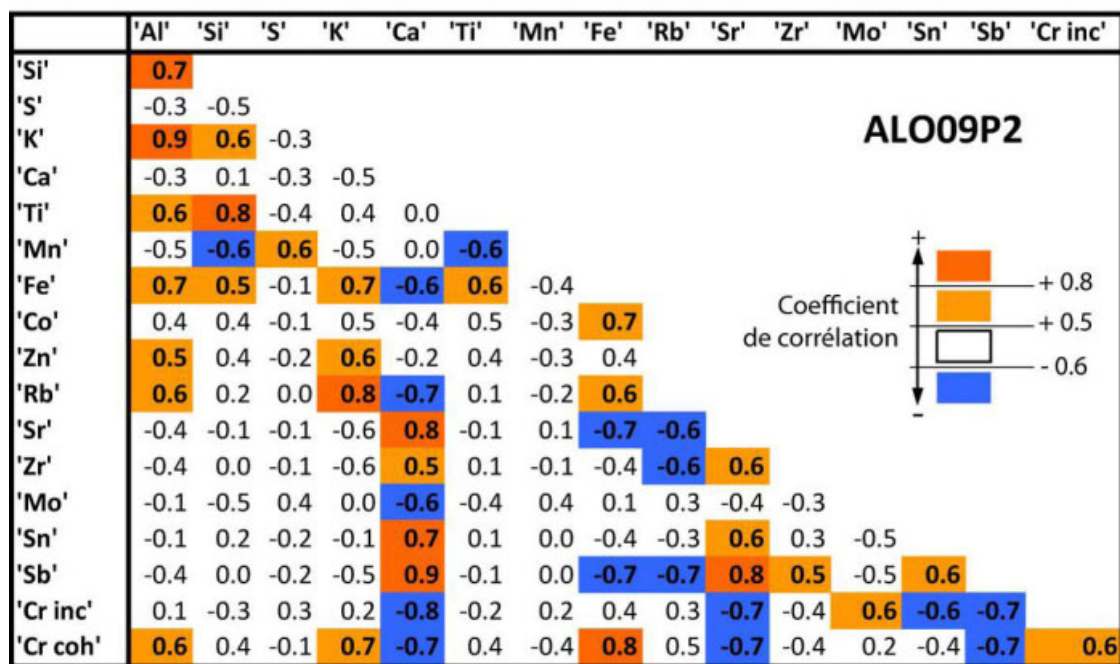
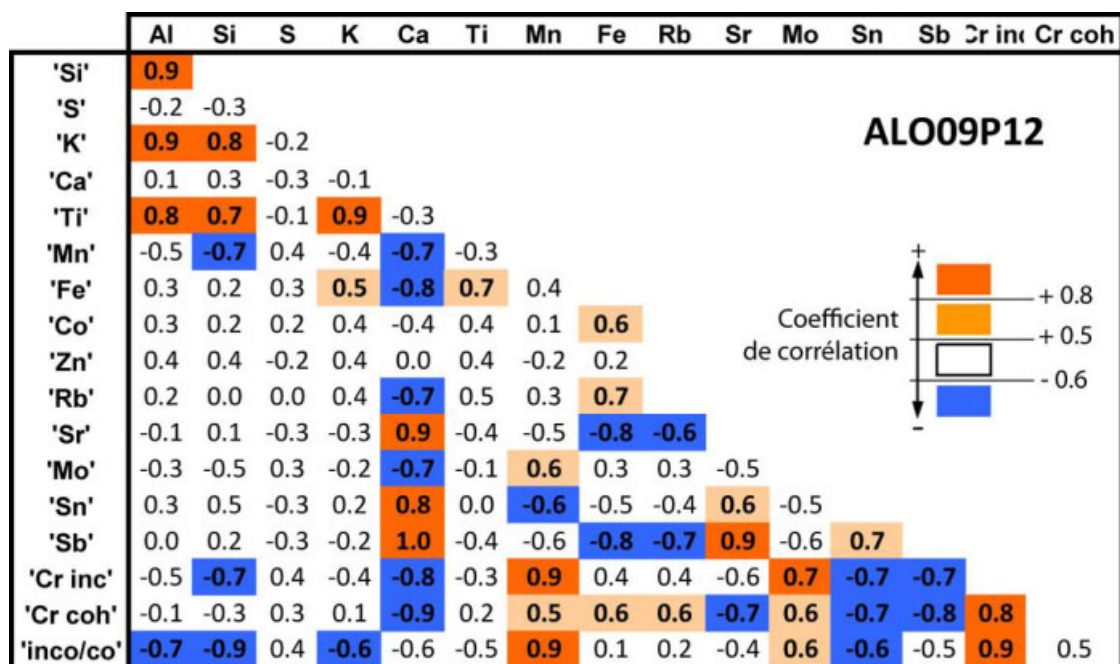
Annexe A.II.3.3.

Corrélation stratigraphique des carottes ALO09P12 (bassin nord), ALO09P11 (talus) et ALO09P3 (bassin sud). La corrélation s'appuie sur l'identification de niveaux riches en matière organique reconnus visuellement, par les mesures de soufre (S), de carbone organique total (TOC) et du rapport Inc/Coh (traceur de la teneur en matière organique). Elle s'appuie ensuite sur l'identification des dépôts granodécroissants qui s'est faite visuellement et est supporté par les mesures de calcium (Ca) et de diminution du TOC. Les valeurs de Ca et de S sont à multipliées par 1000.



Annexe A.II.3.4.

Matrice de corrélation des éléments géochimiques et mesures obtenues par scanner de carotte pour les carottes ALO09P12 (bassin nord) et ALO09P2 (bassin sud).



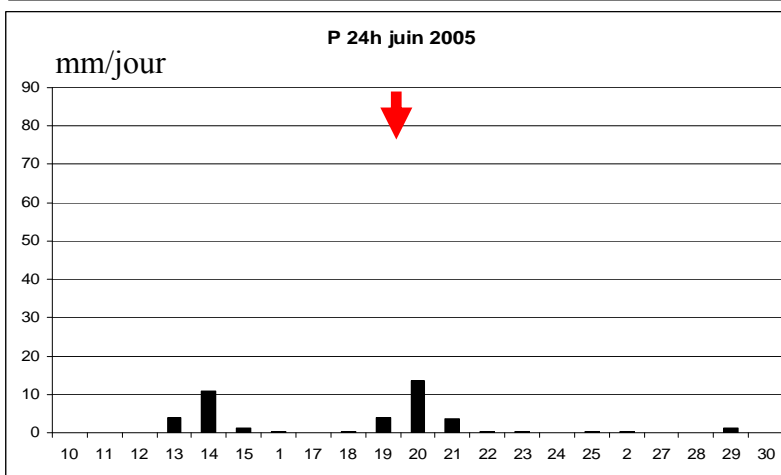
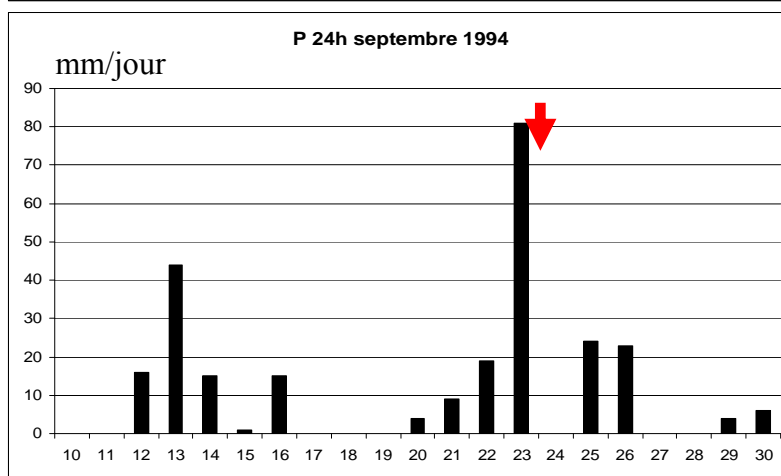
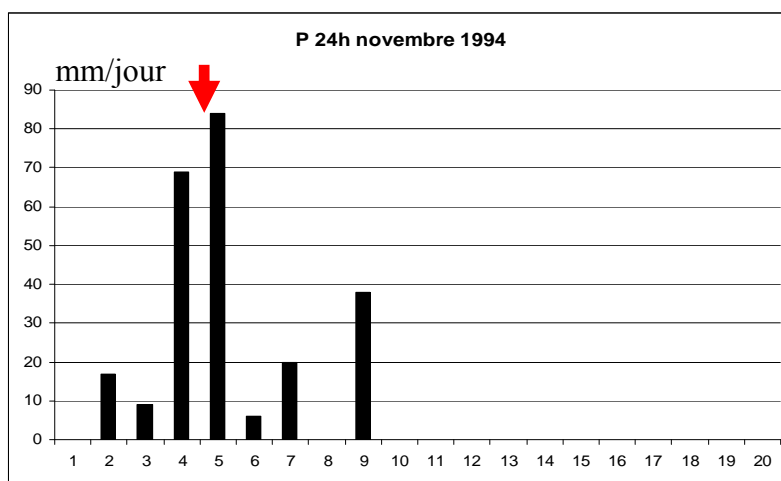
Annexe A.II.3.5. (Page suivante)

Composition géochimiques des fractions tamisés des sédiments des deltas d'Allos (TL : torrent du Laus, TLac : Torrent du Lac, TS : Torrent de la Source, 50 : fraction < 50 µm, 125 : fraction < 125 µm, 200 : fraction < 200 µm, 800 : fraction < 800 µm).

Analyte Symbol	Mg	Al	K	Ca	Fe	Cd	V	Mn	Hf	Ni	Er	Be	Ag	Co	Bi	Se	Zn	Ga	As	Rb	Y	Sr	Zr	Nb	Mo	In	Sn	Sb	Te	Ba	La	Ce					
Unit Symbol	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm					
ALO_TL_50	1.2	7.03	1.7	6.9	3.44	0.2	39	477	1.5	62.7	2.2	3.3	0.17	12.7	0.53	0.9	119	20.4	6.1	134	24.9	227	73	6.1	0.1	0.1	3	0.3	0.3	464	35.9	70.7					
ALO_TL_125	1.2	7.84	2.1	9.35	3.55	0.2	26	521	0.7	54.9	1.9	3.4	0.14	14.1	0.51	0.8	97.5	19.1	10.4	129	22.8	282	39	0.7	0.1	0.1	< 1	0.1	0.2	445	30.2	59.4					
ALO_TL_200	1.2	7.43	2.3	10.7	3.42	0.2	32	571	0.4	54.2	1.9	3.2	0.14	14.6	0.49	0.9	94.4	17.8	10.4	148	22.9	300	26	0.5	0.1	0.1	< 1	0.1	0.2	444	30.8	59.9					
ALO_TL_800	1.2	8.02	2.4	12.4	3.59	0.2	29	635	0.7	55.9	2.2	3.3	0.12	15.2	0.53	0.9	95.1	18.4	9	143	24.1	335	36	0.7	0.1	0.1	< 1	0.1	0.3	503	33.8	65.4					
ALO_TLac_50	1.3	9.22	2.4	0.96	3.95	0.3	51	422	1.6	57.6	2.7	4.5	0.17	14.8	0.55	1.8	174	25.4	11.6	160	34.6	79.4	78	1.6	0.1	0.1	9	0.4	0.2	569	36	68.9					
ALO_TLac_125	0.8	6.24	2.2	0.54	1.97	0.1	25	218	0.8	26.1	1.3	2.6	0.06	7.9	0.21	0.6	61.9	14.6	8	114	14.3	73.7	38	2.7	0.1	0.1	3	0.1	0.1	452	17.9	35.3					
ALO_TLac_200	0.7	6.3	1.5	0.52	1.93	0.1	24	206	1	25.6	1.2	2.6	0.05	7.7	0.23	1	56.7	15	9.6	105	14.3	75.1	47	7	0.1	0.1	9	0.3	0.1	433	20	39.5					
ALO_TLac_800	0.8	7.08	1.4	0.38	2.64	0.1	41	229	1.1	32.9	1.4	3	0.05	9.9	0.39	0.7	69.5	17.8	13.7	110	16.3	74.5	53	8.5	0.1	0.1	34	0.5	0.2	444	23.3	46.3					
ALO_TS_50	1.3	9.53	1.9	5.13	3.95	0.3	65	528	2	65.3	2.3	3.7	0.11	15.1	0.59	1.4	122	26	10.6	138	26.2	194	98	15.1	0.6	0.1	5	0.6	0.2	615	37.9	74.5					
ALO_TS_125	1.1	7.67	1.9	6.7	3.6	0.1	31	460	1	55.2	1.9	3	0.11	13.9	0.51	1.1	96.5	20.6	12	130	22.2	251	51	2.2	0.1	0.1	< 1	0.1	0.2	520	30.2	59.9					
ALO_TS_200	1.1	8.02	2.7	7.39	3.8	0.1	28	525	0.8	59.4	2	3.3	0.13	15.5	0.52	0.8	104	22.7	11.1	162	23.1	269	46	1.7	0.1	0.1	< 1	0.1	0.1	561	32.6	65.7					
ALO_TS_800	1.3	8.56	2.4	8.03	4.15	0.2	28	680	0.8	62.8	2.2	3.6	0.13	17.3	0.53	0.9	111	24.1	10.8	145	25.5	295	49	1.1	0.1	0.1	< 1	0.1	0.1	612	35.1	71.5					
Analyte Symbol	Pr	Nd	Sm	Gd	Tb	Dy	Cu	Ge	Tm	Yb	Lu	Ta	W	Re	Tl	Pb	Th	U																			
Unit Symbol	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm																		
Detection Limit	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.001	0.05	0.5	0.1	0.1																			
ALO_TL_50	8.5	31	5.7	5.3	0.7	4	129	0.9	0.3	2	0.3	0.4	1.1	0.001	0.88	43.5	15	2.8																			
ALO_TL_125	7.3	26.9	5.1	4.7	0.6	3.6	48.7	0.7	0.3	1.8	0.3	0.1	< 0.1	0.001	0.79	29.8	13.7	2.2																			
ALO_TL_200	7.4	27	5.2	4.6	0.6	3.7	46.3	0.7	0.3	1.7	0.3	0.1	< 0.1	0	0.81	26	12.6	2.2																			
ALO_TL_800	7.9	29.3	5.6	5.1	0.7	4	44.9	0.7	0.3	2	0.3	0.1	< 0.1	0	0.93	25	16.2	2.4																			
ALO_TLac_50	8.4	30.8	6.1	5.7	0.8	4.8	205	1.3	0.4	2.5	0.4	0.1	< 0.1	0.001	1.11	121	18.3	4.1																			
ALO_TLac_125	4.3	15.5	3.1	2.8	0.4	2.3	33.8	0.8	0.2	1.2	0.2	0.2	0.3	0.001	0.77	22	7.4	2.2																			
ALO_TLac_200	4.7	16.8	3.2	2.9	0.4	2.3	39.1	0.6	0.2	1.1	0.2	0.6	1.1	0.001	0.75	23.6	12.5	2.1																			
ALO_TLac_800	5.5	19.7	3.6	3.1	0.4	2.5	34.2	0.6	0.2	1.3	0.2	0.6	1.4	0.001	0.83	27.9	10.8	2.2																			
ALO_TS_50	8.7	31.5	5.7	5.2	0.7	4.1	91.7	2	0.3	2.2	0.3	1.1	2.5	0	0.96	37.2	17	3																			
ALO_TS_125	7.1	25.9	5.1	4.8	0.6	3.6	45.2	1.1	0.3	1.8	0.3	0.1	0.2	0	0.74	24.5	14.8	2.5																			
ALO_TS_200	7.7	27.7	5.2	4.6	0.6	3.7	46.8	1.1	0.3	1.9	0.3	0.1	< 0.1	0	0.87	26.3	15.4	2.3																			
ALO_TS_800	8.4	30	5.6	5	0.7	4	48.3	1.2	0.3	2	0.3	0.1	< 0.1	0	0.91	27.6	16.4	2.4																			

Annexe A.II.3.6.

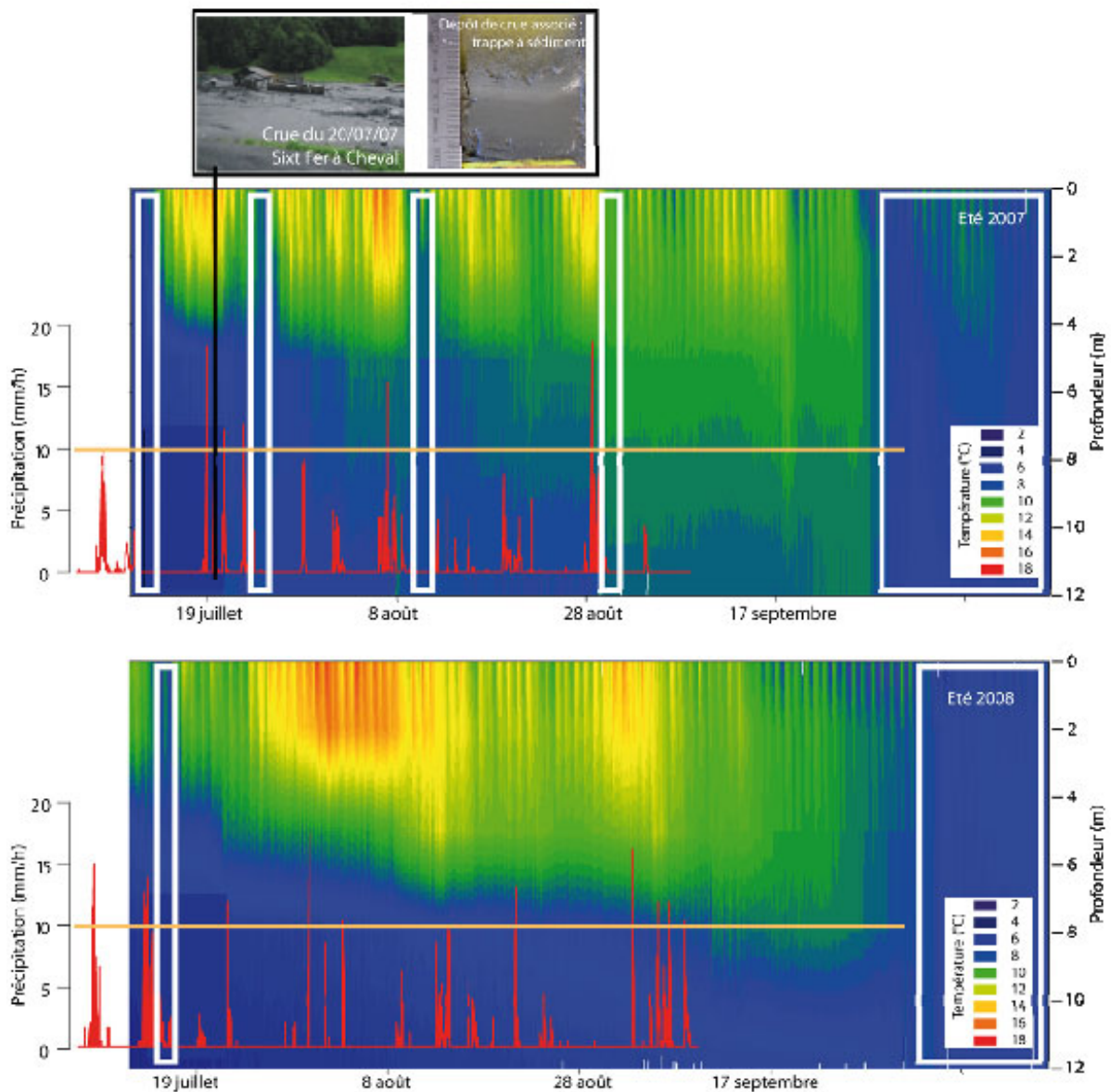
Précipitations enregistrées à la station météorologique d'Allos, située à ~5 km du lac d'Allos au cours des trois crues les plus récentes. Les flèches rouges indiquent les dates de crues : 5 novembre 1994, 24 septembre 1994 et le 19 juin 2005. Ces trois crues ont été retrouvées dans les sédiments du Lac d'Allos mais seules les 2 premières se retrouvent dans les séries de précipitations. Ces deux dernières sont associées à des événements d'échelle régionale en lien avec les entrées méditerranéennes d'automne alors que l'événement de 2005 est associé à un orage localisé.



Dates au cours des mois de novembre 1994, septembre 1994 et juin 2005 (de haut en bas)

Annexe A.III.1.1.

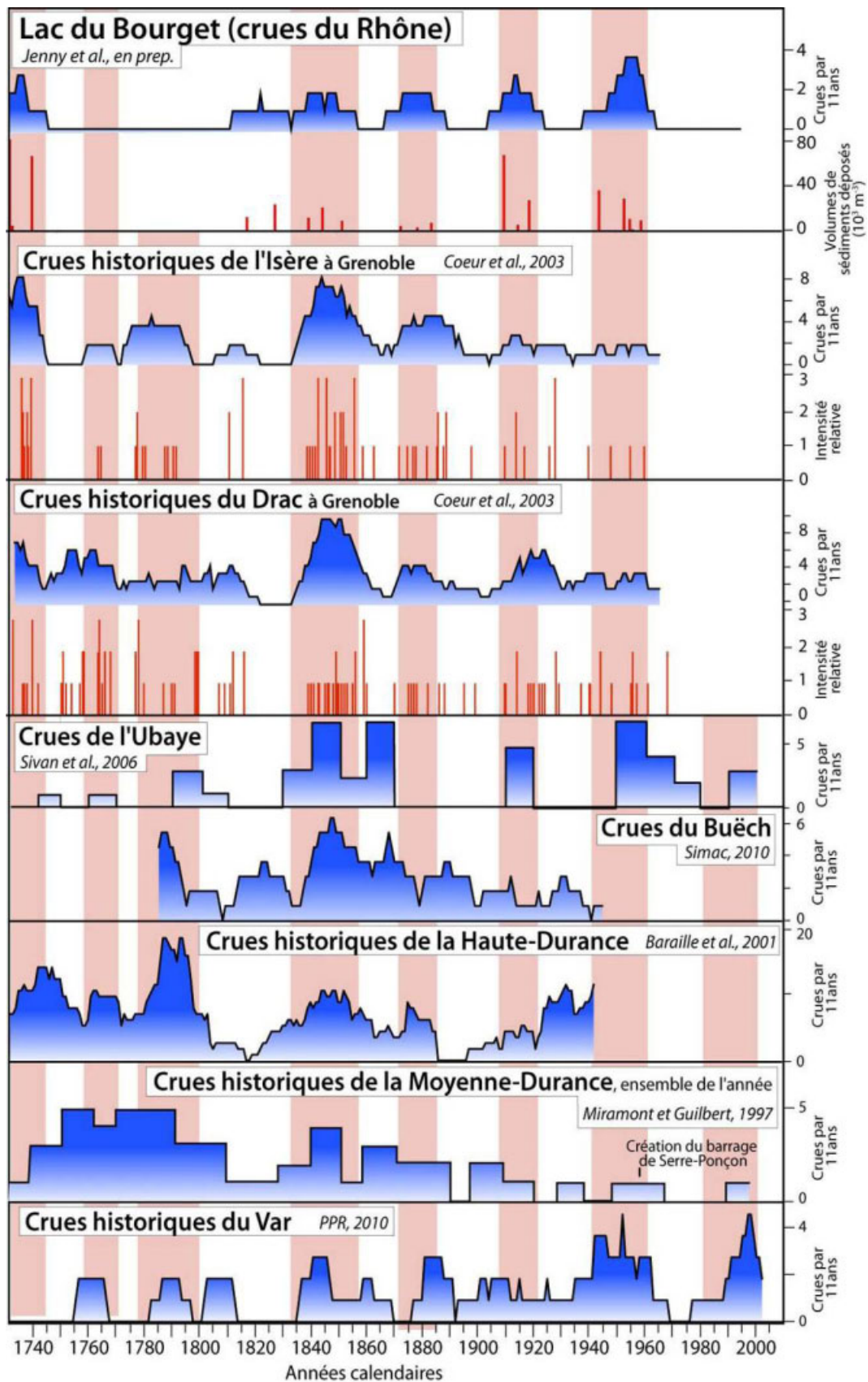
Le monitoring d'Anterne suggère que l'intensité des précipitations doit dépasser un seuil de 10 mm/h pour que des dépôts de crue se mettent en place. Cependant la durée de l'événement semble également intervenir. Au cours de l'été 2007, une crue a occasionné un dépôt de l'ordre de 4 cm dans la trappe à sédiment et correspond à l'événement catastrophique du 20 juillet sur le Giffre (Rapport LOST). Au cours du même été, trois autres événements de précipitations d'intensité similaire se sont produits et n'ont occasionné que de très fins dépôts. Au cours de l'été 2008, aucun dépôt n'a été enregistré alors que des précipitations d'intensité similaire se sont produites.



Evolution de la structure thermique du Lac d'Anterne et des précipitations sur le bassin versant au cours des étés 2007 et 2008. Les ruptures de la stratification thermique (rectangles blancs) correspondent aux entrées d'eau chargé à l'occasion des crues torrentielles. La plus importante d'entre elles est intervenue à la suite de la crue dévastatrice du 20 juillet 2007 (extrait du rapport d'avancement BQR / APS B2008-27 LOST).

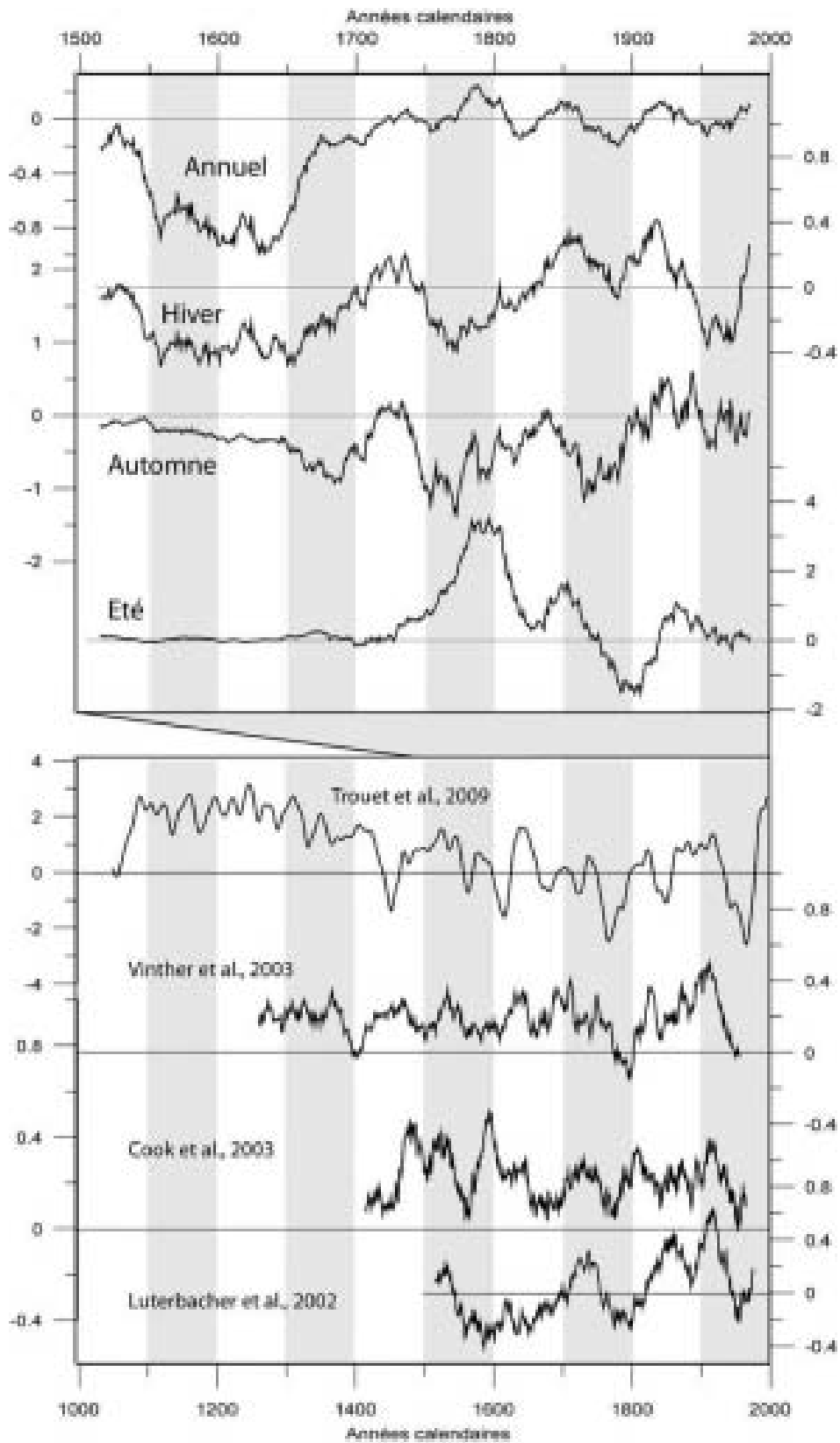
Annexe A.III.1.2.

Comparaison de l'ensemble des chroniques de crues des rivières et fleuves alpins évoqués en Chapitre I de la Partie III



Annexe III.2.1.

Comparaison des reconstitutions de la NAO en fonction des saisons sur les 500 dernières années (Luterbacher *et al.*, 2002) et de la NAO d'hiver sur les 1000 dernières années.



Annexe III.2.2.

Comparaison des chroniques des lacs Blanc BAR et Allos (ligne continue fine) avec la reconstitution de l'irradiance solaire (ligne continue épaisse ; Delaygue et Bard, 2011).

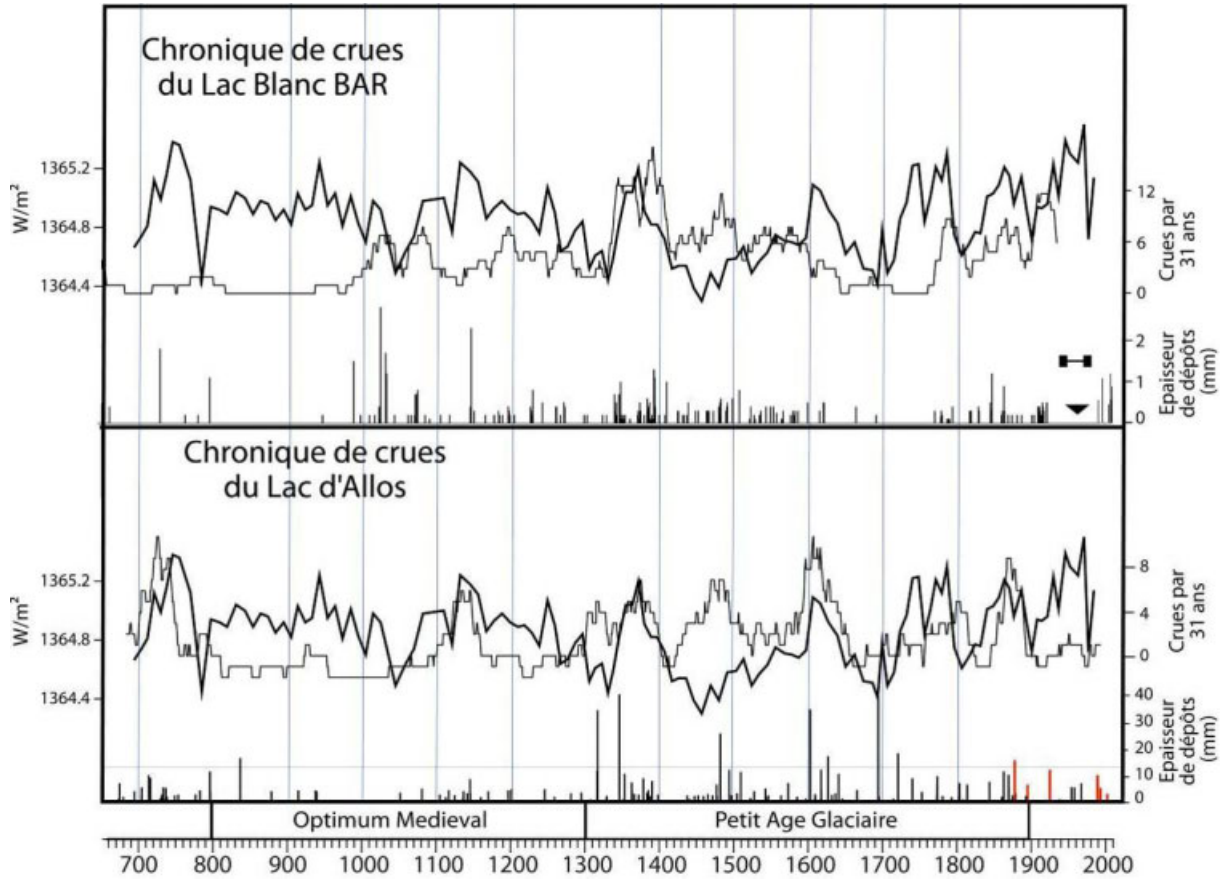


Table des matières

Remerciements	1
Sommaire	5
Résumé	7
Abstract	8
Introduction générale	11
Références bibliographiques	17
Partie I : Enregistrements sédimentaires de la variabilité hydrologique	21
Chapitre 1 : Caractère continu ou discret de l'enregistrement des apports de crue	23
1. Enregistrements continus des apports détritiques	24
1.1. Dans les séquences sédimentaires dominées par le matériel autochtone	24
1.2. Dans les séquences sédimentaires dominées par la fraction allochtone.....	26
2. Enregistrements discrets des apports détritiques.....	27
2.1. Processus de mise en place et caractéristiques des dépôts de crue	28
2.1.1. Caractéristiques du bassin versant.....	28
2.1.2. Courants de densité et dépôts de crue associés	29
2.2. Identification des crues dans les séquences sédimentaires.....	35
2.2.1. Dans les séquences sédimentaires dominées par la fraction autochtone.....	35
2.2.2. Dans les séquences sédimentaires dominées par la fraction allochtone.....	36
2.3. Spatialisation des dépôts de crue associés.....	37
2.4. Marqueurs sédimentologiques de l'intensité des crues	38
2.4.1. Granularité et géochimie	38
2.4.2. Volume et épaisseur de dépôts	39
3. Remaniements gravitaires	41
3.1. Processus et caractéristiques de dépôts	41
3.2. Distinction entre remaniements gravitaires et crues	44
Références Bibliographiques (Chapitre 1)	46
Chapitre 2 : Sélection des sites d'étude	55
1. Sites à sédimentation dominée par la fraction authigène	56
1.1. Lac de Vens.....	58
1.2. Lac du Doménon	59
1.3. Lac Petit.....	60
1.4. Lac de Chesery	61
2. Sites proglaciaires à sédimentation dominée par la fraction détritique.....	62
2.1. Lac Blanc de Belledonne.....	63
2.2. Lac Blanc des Aiguilles Rouges.....	64
2.3. Lac d'Eychauda.....	65
2.4. Lac du Goléon	66
3. Sites non glaciaires à sédimentation dominée par la fraction détritique	67
3.1. Lac d'Anterne.....	68
3.1. Lac d'Allos	69
4. Conclusion : choix des sites d'étude	70

Références Bibliographiques (Chapitre 2)	71
Chapitre 3 : Approches méthodologiques et outils utilisés	71
1. Méthodes de terrain	71
1.1. Relevés et cartes bathymétriques	71
1.2. Sismique réflexion.....	75
1.3. Prélèvements sédimentaires (carottage)	75
1.3.1. Carottage court	75
1.3.2. Carottage long	75
2. Méthodes en laboratoire	76
2.1. Mesures non destructives	76
2.1.1. Photographie.....	76
2.1.2. Spectrocolométrie.....	76
2.1.3. Mesures géophysiques (banc multi-paramètres/Geotk)	77
2.1.4. Géochimie minérale à haute résolution (scanner de carotte)	77
2.2. Mesures destructives	78
2.2.1. Granularité.....	78
2.2.2. Préparation des échantillons discrets.....	79
2.2.3. Géochimie minérale (échantillons discrets)	79
2.2.4. Géochimie organique	80
3. Méthode de datation du sédiment.....	80
3.1. Radioéléments de courte période	81
3.2. Marqueurs chronostratigraphiques historiques	84
3.3. Datation radiocarbone	84
3.4. Variations séculaires du champ magnétique terrestre	85
Références Bibliographiques (Chapitre 3)	88

Partie II : Vers des reconstitutions des évènements hydrologiques extrêmes..... 91

Introduction..... 95

Chapitre 1 : Le Lac Blanc (Massif de Belledonne) 97

1. Introduction	97
2.A. Article intitulé : Does global warming favour the occurrence of extreme floods in European Alps ? First evidences from a NW Alps proglacial lake sediment record	97
2.A.1. Abstract	97
2.A.2. Introduction	99
2.A.3. Study area and setting.....	100
2.A.3.1. Lake Blanc and its catchment.....	100
2.A.3.2. The 2005 extreme flood event of the Vorz torrent.....	101
2.A.4. Material and methods	102
2.A.4.1. Lake Blanc physical features and sediment cores	102
2.A.4.2. Chronology	102
2.A.5. Results	102
2.A.5.1. Sedimentology.....	104
2.A.5.2. Chronology	107
2.A.6. Discussion	108
2.A.6.1. Triggering mechanisms of different sedimentary deposits	108
2.A.6.2. Chronology	110

2.A.6.3. Factors triggering floods	113
2.A.6.4. Global climate context, frequency and magnitude of Vorz flood	114
2.A.6.5. Flood hazard evolution in the context of recent, current and future global climatic change.....	116
2.A.7. Conclusion.....	117
2.A.8. References (article).....	118
3. Conclusion.....	122
Chapitre 2 : Le Lac Blanc (Massif des Aiguilles Rouges)	125
1. Introduction	125
2.A. Article intitulé : New evidences of enhanced mountain-river flood activity during warmer periods of the ast millennium in NW European Alps	126
2.A.1. Abstract	126
2.A.2. Introduction	127
2.A.3. Study area	128
2.A.4. Material and methods	129
2.A.4.1. Seismic survey and coring.....	129
2.A.4.2. Core description and logging	130
2.A.4.3. Dating methods.....	131
2.A.5. Results	132
2.A.5.1. Lake morphology and sediment infill	132
2.A.5.2. Lithostratigraphical description.....	132
2.A.5.3. High-resolution mineral geochemistry	134
2.A.5.4. Dating results.....	135
2.A.6. Discussion	136
2.A.6.1. Several different origins of interbedded deposits.....	136
2.A.6.2. Chronological controls of deposits related to mass movements	138
2.A.6.3. Paleoflood record	139
2.A.7. Conclusion.....	143
2.A.8. References (article).....	144
3. Conclusion.....	149
Chapitre 3 : Le Lac d'Allos (Vallée du Haut-Verdon, Massif du Mercantour) 151	151
1. Introduction	151
2. Caractérisation du bassin versant et des torrents affluents.....	152
3. Caractérisation du fonctionnement sédimentaire du lac	153
3.1. Caractérisation des faciès sédimentologiques et stratigraphie	155
3.2. Apport de la granulométrie	159
3.3. Apport de la géochimie minérale	161
3.4. Modèle de fonctionnement sédimentaire du lac d'Allos.....	164
4. Réalisation de chroniques de crue	166
4.1. Bassin nord.....	166
4.1.A.1. Résumé de l'article.....	166
4.1.A.2. Article intitulé : 1400 years of extreme precipitation patterns over the Mediterranean French Alps and possible forcing mechanisms	168
4.1.A.3. Abstract	169
4.1.A.4. Introduction	169
4.1.A.5. Site description and setting.....	170
4.1.A.5.1 Lake Allos and its tributaries.....	170
4.1.A.5.2. Climate and historic floods.....	172

4.1.A.6. Material and methods	173
4.1.A.6.1. Seismic survey and coring	173
4.1.A.6.2. Core description and logging	174
4.1.A.6.3. Pollen analysis	174
4.1.A.6.4. Dating methods	174
4.1.A.7. Results and interpretations	176
4.1.A.7.1. Lake morphology and sediment infill	176
4.1.A.7.2. Sedimentology	176
4.1.A.7.3. Chronology	178
4.1.A.7.4. Vegetation dynamics	180
4.1.A.8. Discussion	181
4.1.A.8.1. The Lake Allos flood record and its representativeness as a regional climate proxy	181
4.1.A.8.2. The historically well-documented period: local to regional comparison	181
4.1.A.8.3. Variations in Allos flood activity and climate change in the northwestern Mediterranean region	184
4.1.A.8.4. Possible climate mechanisms governing the frequency of torrential floods in the northwestern Mediterranean region	186
4.1.A.9. Conclusion	189
4.1.A.10. References (article)	190
4.1.A.11. Conclusion	196
4.2. Bassin profond	196
4.2.1. Datation de la séquence	197
4.2.2. Chronique de crue	199
4.3. Comparaison des chroniques de crues des deux bassins	200
5. Conclusion	202
Références Bibliographiques (Chapitre 3, hors article)	203
Conclusion	205
Partie III : Evolution des évènements hydrologiques extrêmes et relations aux changements climatiques passés	209
Introduction	211
Chapitre 1 : Evolution des évènements hydrologiques extrêmes et relations au climat au cours des derniers siècles	211
1. Origine des crues torrentielles	214
1.1. Dans les Alpes du nord	214
1.2. Dans les Alpes du sud	214
2. Evolution des activités torrentielles dans leur contexte hydrologique régional	215
2.1. Dans les Alpes du nord	216
2.1.1. Dans le haut bassin du Rhône	216
2.1.2. Bassin versant de l'Isère	218
2.2. Dans les Alpes du sud	221
3. Les facteurs favorisant l'occurrence des crues torrentielles	224
3.1. Dans les Alpes du nord	224
3.2. Dans les Alpes du sud	227
4. Conclusion	230

Références bibliographiques (chapitre 1).....	231
Chapitre 2 : Evolution des évènements hydrologiques extrêmes et relations au climat au cours du dernier millénaire.....	235
1. Evolution des activités torrentielles dans le contexte hydrologique régional	236
1.1. Dans les Alpes du nord.....	238
1.2. Dans les Alpes du sud et le bassin méditerranéen nord-occidental.....	239
2. Les facteurs favorisant l'occurrence des crues torrentielles.....	241
2.1. Optimum médiéval versus Petit Age Glaciaire	241
2.2. A l'échelle séculaire et pluri-séculaire	241
2.3. A l'échelle infra-séculaire	245
3. Conclusion.....	247
Références bibliographiques (chapitre 2).....	248
Conclusion	251
Conclusion générale	253
Références bibliographiques (Conclusion générale).....	257
Références bibliographiques	258
Annexes	281
Table des matières	309
Table des figures	313
Table des tableaux.....	317
Table des annexes.....	317

Tables des figures

Figure 1. Illustration de 6 crues majeures qui se sont produites au cours des 25 dernières années dans les Alpes françaises.....	11
Figure 2. Nombre de stations en fonction de l'altitude dans les Alpes françaises et estimation de l'évolution de la fréquence d'événements de précipitations intenses en été.....	12
Figure 3. Schéma des processus en cas de crue torrentielle et illustrations de « l'enregistrement » des crues par les spéléothèmes, les arbres et les sédiments lacustres.....	14
Figure I.1.1. Localisation des séquences étudiées du lac du Bourget, variabilité holocène des flux détritiques du Rhône reconstituées à partir de différentes méthodes et zoom sur le dernier millénaire pour illustrer des différences de sensibilité analytique et de pas d'échantillonnage entre « proxies ».....	25
Figure I.1.2. Modèle de distribution des flux détritiques et environnements de dépôts.....	31
Figure I.1.3. Evolution des faciès des hyperpycnites.....	31
Figure I.1.4. Illustration des méthodes appliquées pour détecter les crues dans des séquences dominées par la sédimentation autochtone.....	36
Figure I.1.5. Bathymétrie du Lac Rock (Canada) et sites de carottage. Corrélation stratigraphique des dépôts granodécroissants et report de leurs épaisseurs respectives. Comparaison de l'épaisseur des dépôts avec les volumes d'eau écoulés au cours des crues annuelles. Comparaison de ces mêmes volumes de crue avec l'estimation du volume de sédiment déposé au cours de l'événement.....	40
Figure I.1.6. Comparaison entre l'épaisseur des dépôts de crue du lac Tutira (Nouvelle-Zélande) et des précipitations totales par événement.....	40
Figure I.1.7. Représentation schématique des différents types d'écoulements gravitaires et les dépôts associés.....	42
Figure I.2.1. Sites explorés pour la détermination des sites d'étude pertinents.....	54
Figure I.3.1. Place du ^{210}Pb dans la chaîne de désintégration radioactive de l'Uranium 238 et transferts du ^{210}Pb des continents aux sédiments lacustres.....	82
Figure I.3.2. Déplacement du pôle magnétique Nord au cours des 140 dernières années et variations séculaires mesurées et reconstituées du champ magnétique.....	86
Figure II.1.1. Geographical setting of the study area and location of investigated lacustrine sediment archive.....	101
Figure II.1.2. Lithology, down core grain size characteristics of BLB0701, BLB0702 and BLB0704 and dry bulk density of BLB0704. Q99 vs. Q50 plots of samples from the same cores.....	105
Figure II.1.3 Mean grain-size, raw 1-mm Ca / Fe ratio and scans of thin sections of the core BLB0701.....	106
Figure II.1.4. Cross-plot of the median grain size vs. the 5 mm-resampled Ca/Fe signal from BLB0701 data and linear regression for samples of event-triggered deposits thicker than 5 mm.....	107
Figure II.1.5. Radionuclides and geochemical chronostratigraphic indicators from core BLB0704.....	108
Figure II.1.6. Plot of historic earthquakes in the vicinity of Lake Blanc.....	109
Figure II.1.7. Age-depth relationship for core BLB0704 established from detected periods of radioactive (red) and lead (green) global pollutions and historically documented earthquakes (yellow) and floods (blue).....	111

Figure II.1.8. Calendar of the 56 Vorz flood deposits, respective mass accumulated per event and flood frequency (A) compared with instrumental long series (B) and the fluctuations of the Glacier of Bossons (C)	111
Figure II.2.1. Location of Lake Blanc in the NW European Alps. Geological and geomorphological characteristics of the catchment area. Red stars indicate the major historic earthquakes close to Chamonix and their respective magnitude. Bathymetric map, coring sites, seismic grid and location of the seismic profile. NE-SW seismic profile with positions of the core BAR10II and of the four upper high-amplitude reflections labelled downward R1 to R4, respectively	125
Figure II.2.2. Lithological descriptions of cores and stratigraphic correlation	129
Figure II.2.3. High-resolution investigation of the relationship between geochemical and grain size variations	131
Figure II.2.4. Grain size characteristics of graded beds of the core BAR10II on a Passega-type diagram and on a Q_{90max} vs. deposit thickness plot	133
Figure II.2.5. Age-depth relationship of core BAR10II and age probabilities of the most recent MWD and SIT and possible correlated historic events	135
Figure II.2.6. Comparison of the reconstructed BAR flood record with the Lake Blanc BLB flood record, the Rhône River flood record, lake level variations from Joux, fluctuations of Great Aletsch Glacier and Bossons Glacier and tree-ring-based summer temperature reconstructions for European Alps and central-western Europe	138
Figure II.3.1. Carte géologique et hydrologique simplifiée du bassin versant du Lac d'Allos	148
Figure II.3.2. Photos détaillées des débouchés des affluents au Lac d'Allos et résultats des analyses granulométriques et géochimiques réalisées sur les sédiments des deltas	150
Figure II.3.3. Description et interprétation des faciès identifiés dans les séquences sédimentaires du Lac d'Allos	152
Figure II.3.4. Corrélation stratigraphique de 11 séquences sédimentaires prélevées au Lac d'Allos)	152
Figure II.3.5. Représentation des trois situations les plus contrastées d'évolution de l'épaisseur et du percentile grossier de dépôts de crue selon un transect nord-sud	154
Figure II.3.6. Report des analyses granulométriques des dépôts de crue dans un diagramme de type Passega (Q_{50} - Q_{90}) et comparaison de l'épaisseur de dépôts avec leur Q_{90max}	156
Figure II.3.7. Résultats d'analyses géochimiques réalisées sur la carotte ALO09P1, comparés à la lithologie, aux mesures de teneurs en carbone organique total et aux mesures de géochimie minérale quantitative	158
Figure II.3.8. Comparaison des résultats granulométriques et géochimiques sur les carottes ALO09P13 (bassin nord) et ALO09P2 (bassin sud)	160
Figure II.3.9. Modèle du fonctionnement sédimentaire des différents bassins du Lac d'Allos, en cas de crue	162
Figure II.3.10. Location of Lake Allos and other sites referred to in the article	167
Figure II.3.11. Photograph of Lake Allos and its catchment area	168
Figure II.3.12. Stratigraphic correlations of the cores studied, based on sedimentary facies, relative sulfur and calcium contents, and total organic carbon content	173
Figure II.3.13. Grain size features and Q_{90max} -thickness relationship for the graded deposits in core ALO09P13	174
Figure II.3.14. ^{226}Ra , ^{210}Pb , ^{137}Cs and ^{241}Am profiles for core ALO09P12. Application of a CFCS model to the synthetic sedimentary profile of ^{210}Pb in excess (without thick graded beds considered as instantaneous deposits). Resulting age-depth relationship with 1σ uncertainties and indications of historic flood dates, possibly associated to the thick graded deposits	175

Figure II.3.15. Correlative magnetic features (D-1 to D-4) between the measured and reconstructed variations of the geomagnetic declination and the ChRM declination profile of core ALO09P12. Age-depth model for cores ALO09P12 produced with “clam” R-code package, combining historic ¹³⁷ Cs peaks, ²¹⁰ Pb resulted sedimentation rate, ¹⁴ C ages and magnetic declination features.....	180
Figure II.3.16. Pollen diagram for core ALO09P11	181
Figure II.3.17. Comparison of reconstructed Allos flood frequency and intensity with periods of high flood frequency over a large study area and the reconstructions of relative variations in the level of Lake Estanya (Spanish Pyrennees), tree-ring-based summer temperature for the southern Alps and Europe, autumnal NAO index, solar activity and major volcanic eruptions in northern hemisphere.....	181
Figure II.3.18. Dominating situations over the last four centuries during which extreme events affected the dotted area	188
Figure II.3.19. Profils de ²²⁶ Ra, ²¹⁰ Pb en excès, ¹³⁷ Cs et ²⁴¹ Am de la carotte ALO09P2. Profil de ²¹⁰ Pb pour la séquence modèle (sans les dépôts de crue) et application du modèle CFCS pour l’estimation des taux de sédimentation. Modèle âge-profondeur et comparaison des âges obtenus pour les dépôts de crue avec les dates de crue historiques	197
Figure II.3.20. Modèle âge-profondeur de la carotte ALO09P3 à partir des dates de crues historiques et de trois âges ¹⁴ C.....	199
Figure II.3.21. Comparaison des chroniques de crue réalisées à partir de la carotte ALO09P3 (bassin sud) et des carottes ALO09P12 et ALO09P13 (bassin nord).	201
Figure III.1.1. Comparaison des chroniques de crue torrentielles issues de l’étude des séquences sédimentaires des Lacs Blancs BLB, BAR et d’Allos au cours des 300 dernières années.....	213
Figure III.1.3. Comparaison des reconstitutions de l’hydrologie dans le haut bassin du Rhône.	218
Figure III.1.2. Comparaison des reconstitutions de l’hydrologie dans le haut bassin du Rhône	220
Figure III.1.4. Comparaison des reconstitutions de l’hydrologie dans le bassin de la Durance.	221
Figure III.1.4. Comparaison des chroniques de crue des Lacs Blanc BLB et BAR avec les évolutions des précipitations mensuelles moyennes estivales, de l’indice de l’Oscillation Nord Atlantique, de la température estivale	226
Figure III.1.5. Comparaison des chroniques de crue du Lac d’Allos avec les évolutions de la température estivale, des précipitations mensuelles moyennes automnale et de l’indice automnal de l’Oscillation Nord Atlantique	229
Figure III.2.1. Comparaison des chroniques de crue des Lacs Blanc BAR et Allos.....	236
Figure III.2.2. Comparaison de la chronique de crue du Lac Blanc BAR avec des enregistrements hydrologiques nord alpins et jurassiens.	238
Figure III.2.3. Comparaison de la chronique de crue d’Allos avec des reconstitutions hydrologiques du bassin méditerranéen	240
Figure III.2.3. Comparaison des chronique de crue de Blanc BAR et d’Allos avec des reconstitutions des précipitations annuelles en Ecosse et hivernales holocènes sur la côte norvégienne, de température estivale pour les Alpes et pour l’Europe centrale et du nord, d’irradiance solaire, et de l’indice NAO d’hiver.....	244

Table des tableaux

Tableau I.1.1. Liste (exhaustive ?) et caractéristiques de localisation des séquences sédimentaires holocènes dans lesquelles des hyperpycnites complètes ont été identifiées	32
Tableau I.1.2. Inventaire des études de dépôts de crue en milieu lacustre et méthodologies utilisées	30
Table II.2.1. Radiocarbon age list. Cumulated and synthetic depths are all indicated for core BAR10II	131
Table. II.3.1. List of historical flood events on the ChadCoulin River, which runs through the village of Allos	171
Table. II.3.2. Radiocarbon dates for core ALO09P12 and ALO09P13	175
Table II.3.3. Echantillons mesurés en ¹⁴ Carbone.....	198
Tableau III.1.1. Indicateurs pour identifier les types de processus à l'origine des crues à une échelle régionale.....	215

Table des annexes

Annexe A.II.3.1. Influences of sampled environments and livestock number on <i>Sporormiella</i> abundances: the example of modern sediments in the lake Allos (French Alps)	283
Annexe A.II.3.2. Evolution des épaisseurs des dépôts de crue au Lac d'Allos selon un transect nord-sud	299
Annexe A.II.3.3. Corrélation stratigraphique des carottes ALO09P12 (bassin nord), ALO09P11 (talus) et ALO09P3 (bassin sud).....	300
Annexe A.II.3.4. Matrice de corrélation des éléments géochimiques et mesures obtenues par scanner de carotte pour les carottes ALO09P12 (bassin nord) et ALO09P2 (bassin sud).	301
Annexe A.II.3.5. Composition géochimiques des fractions tamisés des sédiments des deltas d'Allos	302
Annexe A.II.3.6. Précipitations enregistrées à la station météorologique d'Allos au cours des trois crues les plus récentes	301
Annexe A.III.1.1. Comparaison de l'ensemble des chroniques de crues des rivières et fleuves alpins évoqués en Chapitre I de la Partie III	304
Annexe A.III.1.2. Evolution de la structure thermique du Lac d'Anterne et des précipitations sur le bassin versant au cours des étés 2007 et 2008.....	305
Annexe III.2.1. Comparaison des reconstitutions de la NAO en fonction des saisons sur les 500 dernières années (Luterbacher et al., 2002) et de la NAO d'hiver sur les 1000 dernières années	306
Annexe III.2.2. Comparaison des chroniques des lacs Blanc BAR et Allos (ligne continue fine) avec la reconstitution de l'irradiance solaire	307

Résumé :

L'objectif de ce travail de recherche doctorale est de reconstituer l'évolution de la fréquence et de l'intensité des crues passées, à partir de l'étude de séquences sédimentaires de lacs d'altitude des Alpes Françaises. Les séquences sédimentaires des Lac Blanc (massif de Belledonne), Lac Blanc (massif des Aiguilles Rouges) et Lac d'Allos (Haut-Verdon, massif du Mercantour) ont été étudiées dans cet objectif pour explorer les réponses régionales de l'activité torrentielle aux changements climatiques passés. Afin d'être en mesure d'évaluer le rôle de la température sur l'activité torrentielle, notre étude se focalise sur le dernier millénaire qui a connu des périodes climatiques contrastées ; période chaude de l'Optimum Médiéval, période froide du Petit Age Glaciaire et réchauffement global actuel.

Ce travail repose sur des analyses sédimentologiques et géochimiques à haute résolution qui ont permis d'identifier les dépôts de crue, de les distinguer de dépôts similaires issus de remaniements gravitaires et de déterminer un marqueur fiable de l'intensité des événements. D'autre part plusieurs méthodes de datation ont été combinées dans l'objectif de diminuer les incertitudes des modèles d'âge. Trois chroniques de crues couvrant 270 à 1500 ans ont ainsi été constituées et ont permis de proposer des modèles régionaux d'évolution de l'activité torrentielle. Cette régionalisation des impacts des changements climatiques passés semble principalement liée aux différences régionales des processus hydro-météorologiques à l'origine des événements de précipitations intenses. Par analogie avec la période chaude médiévale, une diminution généralisée de la fréquence des événements peut être attendue sur l'ensemble des Alpes françaises dans les décennies à venir. Cette diminution de la fréquence devrait cependant s'accompagner d'une augmentation marquée de l'intensité des événements dans les Alpes du nord.

Mots-clés :

Crue torrentielle, précipitations extrêmes, changements climatiques, sédiment lacustre, dernier millénaire, haute altitude, Alpes françaises

Abstract:

This work aims at reconstructing the past evolution of flood frequency and intensity based on the study of sediment sequences of high elevation lakes of the French Alps. The sedimentary sequences of the Lake Blanc (massif of Belledonne), Lake Blanc (massif of Aiguilles Rouges) and Lake d'Allos (Haut-Verdon, massif of Mercantour) were studied in this aim to explore the regional responses of the torrential flood activity to the past climate changes. To assess the role of the temperature on this evolution, our study focused over the last millennium which includes thermal-contrasted periods such as the warm Medieval Climate Anomaly and the cold Little Ice Age.

High-resolution sedimentological and geochemical analyses allowed to identify a large number of flood deposits, distinguish deposits resulting from floods from gravity processes and to assess a reliable flood intensity proxy. Some distinct dating methods were finally used to reduce age uncertainties on the age-depth relationships. Three flood chronicles covering the last 270 to 1500 years were thus reconstructed and allowed to propose regional patterns of the evolution of torrential flood activity. Those regional differences in the impacts of climate changes could be mainly related to the distinct hydro-meteorological processes which trigger extreme precipitation events in each region. By analogy with the medieval warm period, a general decrease in the frequency of events can be expected throughout the French Alps in the coming decades. This decrease in frequency, however, should be accompanied by a marked increase in the intensity of events in the northern Alps.

Key words:

Torrential flood event, extreme precipitation, climatic changes, lake sediment, last millennium, high elevation, French Alps