



HAL
open science

Chronologie et sédimentologie du remplissage du lac d'Annecy depuis le Tardiglaciaire: Implications paléoclimatologiques et paléohydrologiques

Jérôme Nomade

► **To cite this version:**

Jérôme Nomade. Chronologie et sédimentologie du remplissage du lac d'Annecy depuis le Tardiglaciaire: Implications paléoclimatologiques et paléohydrologiques. Géologie appliquée. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2005. Français. NNT: . tel-00010177v2

HAL Id: tel-00010177

<https://theses.hal.science/tel-00010177v2>

Submitted on 19 Sep 2005 (v2), last revised 19 Sep 2005 (v3)

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.

Université Joseph Fourier, Grenoble 1

Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble

Ecole Doctorale "Terre, Univers, Environnement"

Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines-UMR CNRS 5025

Thèse présentée pour obtenir le titre de Docteur
Spécialité : Terre Univers Environnement

Par Jérôme Nomade

**Chronologie et sédimentologie du remplissage du
lac d'Annecy depuis le Tardiglaciaire:
Implications paléoclimatologiques et
paléohydrologiques.**

Soutenue le 24 Juin 2005 au Bourget du Lac (73)
devant le jury composé de :

Jean-Jacques Tiercelin, Directeur de Recherche, UMR CNRS 6538, Université de Bretagne Occidentale ;
rapporteur.

Daniel Ariztegui, Senior Researcher and Lecturer, Institut F-A. FOREL, Université de Genève ; rapporteur.

Christian Di-Giovanni, Professeur, UMR CNRS 6113, Université d'Orléans ; examinateur.

David Williamson, Chargé de Recherche, UMR CNRS 6635, CEREGE ; examinateur.

Thierry Dumont, Chargé de Recherche, UMR CNRS 5025, Université Joseph Fourier ; directeur de thèse.

Marc Desmet, Maître de Conférences, UMR CNRS 5204, Université de Savoie ; directeur de thèse.

Université Joseph Fourier, Grenoble 1

Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble

Ecole Doctorale "Terre, Univers, Environnement"

Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines-UMR CNRS 5025

Thèse présentée pour obtenir le titre de Docteur
Spécialité : Terre Univers Environnement

Par Jérôme Nomade

**Chronologie et sédimentologie du remplissage du
lac d'Annecy depuis le Tardiglaciaire:
Implications paléoclimatologiques et
paléohydrologiques.**

Soutenue le 24 Juin 2005 au Bourget du Lac (73)
devant le jury composé de :

Jean-Jacques Tiercelin, Directeur de Recherche, UMR CNRS 6538, Université de Bretagne Occidentale ;
rapporteur.

Daniel Ariztegui, Senior Researcher and Lecturer, Institut F-A. FOREL, Université de Genève ; rapporteur.

Christian Di-Giovanni, Professeur, UMR CNRS 6113, Université d'Orléans ; examinateur.

David Williamson, Chargé de Recherche, UMR CNRS 6635, CEREGE ; examinateur.

Thierry Dumont, Chargé de Recherche, UMR CNRS 5025, Université Joseph Fourier ; directeur de thèse.

Marc Desmet, Maître de Conférences, UMR CNRS 5204, Université de Savoie ; directeur de thèse.

Avant-propos :

Enfin !!! Ça y est ! j'en suis aux remerciements !!! 12 ans quasiment jour pour jour après mes premières révisions pour le BAC ; ça commençait à faire long et cela fait vraiment du bien ! Cette aventure de thèse a commencé un matin de février 2000 à Lyon alors que je préparais un concours pour devenir prof.....

Euh, en fait, à bien y réfléchir, cette aventure a commencé bien plus tôt vers la fin des années 70¹. Dans le petit village du Cergne niché dans les monts du Beaujolais dans la Loire, il y a une petite école de deux classes, au centre du village qui ressemble à celle du « Grand Meaulnes » de Fournier. A cette époque deux instituteurs, descendants des hussards de la république, s'acharnaient à faire vivre « la petite école laïque » où les élèves, les matins d'hiver, apportaient du bois pour le poêle de la salle de classe. C'est de là, que sans doute, proviennent beaucoup de mes inspirations actuelles. Les passages du bibliobus (qui permit à beaucoup de « cergnerots » de lire *Germinal* et même « Oui-Oui » le gendarme !), les virées nocturnes des deux instits et de leurs camarades (qui se reconnaîtront) rythmées au son du clairon sous les fenêtres « de ceux d'en face », les poèmes de Ferré et les chansons de Renaud qui « sortaient » du Juke Box, raisonnent encore aujourd'hui dans ma tête et me rappellent que si je suis en train d'écrire ces lignes c'est avant tout par conviction et grâce à tous ces souvenirs. Les deux instits en question c'est Maman et Papa qui continuent encore aujourd'hui à se battre. En quatre mots : merci vraiment pour tout ! et même pour les fautes d'orthographe que par contre, vous n'avez pas réussi à m'apprendre à éviter². Avec ces deux là il y a aussi un grand frère qui a su me montrer le chemin de la géologie et de plein d'autres choses; merci Seb³ et pis, j'espère que cela sera un géologue (ou une ?) de plus dans la famille à partir de septembre. Cette aventure n'aurait non plus jamais débuté sans une rencontre avec quelqu'un qui fut bien plus que mon acolyte durant de nombreuses années et de nombreuses « aventures ». Coco c'est grâce à toi si je suis là aujourd'hui. Merci...

Revenons-en à ce matin de février 2000 ou ma « non matinalité » légendaire venait de s'exprimer une fois de plus. Le dialogue a du ressembler à ça : -Toc Toc-, « salut, désolé, je suis un peu en retard » -il était 10 h et le cours était entamé depuis 2h- « entrez », « merci ça te dérange pas trop » « non, non installez vous ». Je venais de m'asseoir dans le cours de paléoclimato de Marc Desmet. -C'est sympa dit donc tout ça !- « Euh Marc on peut discuter ça m'intéresse », « on va manger ensemble », « ok », « ah un sujet de DEA, ok ça marche », « le lac de Laffrey⁴ et Bob lakes », « et ben ça marche ». Voilà comment j'ai mis un pied dans le DEA et puis ensuite dans la thèse. De cette rencontre sont nées une amitié avant tout....et aussi plein de conneries (que je ne détaillerai pas ici parce que cela risquerait d'être long et aussi parce qu'on en garde beaucoup pour nous.....), et bien sûr presque 5 ans de boulot en commun dont plus de 3 ans et demi de relation thésard/co-directeur de thèse. Eh Marc, c'était cool non ! Et puis avec ce qu'on a de prévu dans les 3 ans à venir on devrait se recroiser dans les labos et sur les lacs et surtout dans plein d'autres endroits... Tu crois qu'ils auront la télé dans le petit hôtel au bord du « Jezioro Hanzca » en Pologne, ben oui si je me re-pète le dos sur la barge faudra bien que je m'occupe.

Qui dit co-directeur, dit directeur. Thierry, tu as accepté ce truc un peu fou de t'engager dans cette thèse alors que tu n'avais pas d'avantage personnel à en tirer (mes souvenirs me rappellent même que tu y as gagné plus d'ennuis...). Merci vraiment pour ton aide, ton soutien, ta disponibilité, tes conseils, ta gentillesse, ta compréhension, tes tentatives de m'insuffler l'utilisation de logiciels « fous » et aussi la

¹ Rassurez vous je ne vais pas raconter ma vie !!!!! mais cela risque d'être un petit peu long quand même, mais j'en ai besoin !

² Annonce sérieuse : tu es thésard en cours de rédaction, je te propose des corrections orthographiques par une institutrice tout juste retraitée, travail par mail, connaissance du suivi de modifications sous Word, notion de Photoshop. Le seul bémol, l'ADSL à Ecoche c'est pas demain la veille, la taille des fichiers ne doit donc pas excéder 1M. Pour plus de renseignements me contacter

³ S. Nomade, celui de tous les Nomade *et al.* dans la plupart des bonnes revues de géosciences

⁴ Celui de l'annexe....

tectonique alpine. J'espère que j'arriverai à faire fructifier « papieusement » notre collaboration pour que ces quelques lignes et ce manuscrit ne soient pas les seules traces de cette collaboration. Ah oui, au fait, à quand « les 100 plus beaux panoramas géologiques des Alpes » par Thierry Dumont ?

Pour soutenir sa thèse il faut un jury en plus des directeurs. Je remercie Daniel Ariztegui et Jean-Jacques Tiercelin d'avoir accepté de rapporter en un temps record sur ce manuscrit (et ceci malgré leurs emplois du temps chargés). Merci à tous deux ainsi qu'à David Williamson et Christian Di-Giovanni pour l'intérêt que vous montrez pour ce travail en acceptant de l'examiner.

Une thèse cela se prépare dans une école doctorale et dans un labo. Les directeurs successifs de l'école doctorale Terre Univers Environnement (TUE) Henri-Claude Nataf et Anne-Marie Boullier m'ont toujours soutenu durant cette thèse, je les en remercie. Anne Marie un grand merci supplémentaire pour « le coté humain » qui l'emporte toujours chez toi, il a facilité bien des choses dans ce travail. Dans l'école doctorale TUE, il y a aussi une sous directrice et une « directrice administrative » sympa. Merci Catherine (Chauvel) et Martine (Barraud). Arnaud Pecher et Marc Tardy, directeurs successifs du LGCA, ont toujours permis que ce travail se déroule dans de bonnes conditions et surtout accepté ma double appartenance chambéro-grenobloise (ou grenoblo-chambérienne ?). Je vous en remercie, et je vous prie aussi de m'excuser pour mes blagues et remarques « potaches » sur le terrain dans les Alpes et à l'île d'Elbe !

L'enseignement a fait aussi partie intégrante de ce travail. Durant mes trois années de moniteur et celle qui se termine d'ATER à l'UFR CISM de l'université de Savoie, son directeur Pierre Faivre m'a toujours soutenu et encouragé. Merci Pierre pour cette aide et ces dimanches pluvieux où l'on s'est souvent croisés dans les couloirs. Cette dernière année d'ATER n'aurait pas pu être mise à profit afin de terminer ma thèse sans l'aide de Gérard Cognet directeur efficace et passionné du CIES de Grenoble.

Pour réaliser une thèse il faut un financement. De nombreuses mesures et appareils utilisés dans cette thèse ont été financés par l'Institut de la Montagne de Chambéry.

Une thèse ce sont des collaborations fructueuses et riches d'enseignements et d'amitiés avec des chercheurs d'un petit peu partout qui acceptent de vous aider.

Il y a les « parisiens » du LSCE qui ont toujours permis à notre petite équipe alpine de travailler dans de très bonnes conditions.

-« Maintenant on travaille 12 h dans la cave du château, on fait les u-channels, tu les ramènes à Chambéry, tu comptes les lamines, tu fais la granulo, et tu me donnes ça dans 15 jours⁵ », « Comment ça tu as pété les u-channels, j'arrive je vais te montrer comment on travaille ». Ces deux phrases sont mes deux premiers contacts avec Ulrich von Grafenstein (« Uli »). Durant 3 ans, il m'a obligé à compter des trucs (que finalement je finissais par voir de partout les soirs), appelé jusque tard dans la nuit (1 à 2 h du matin parfois) pour vérifier mon travail et discuter des résultats, obligé de parler d'isotopes de l'oxygène en congrès, envoyé des emails en permanence, obligé de travailler en parlant anglais-français-allemand-espagnol, obligé à m'intéresser à la culture germano-espagnole, obligé de discuter de Land Rover (petit clin d'œil à un rapporteur qui doit en garder un souvenir douloureux lui aussi) et même de Citroën (là j'avoue que j'ai failli craquer) et de plus il veut même m'exiler en Allemagne. Bref, là aussi cela serait trop long, enfin je suis vivant, on est amis, et on va travailler ensemble sur un super projet. Merci Uli.

- Dans la catégorie chercheur fou et génial, Jean Louis Reyss occupe une des premières places. Déjà en DEA j'avais sali « tes détecteurs gamma de Modane » avec de la vase lacustre⁶ et là, j'ai continué, et pire

⁵ Les puristes voudront bien excuser l'absence d'accent allemand dans ces phrases (c'est dur à faire passer à l'écrit).

⁶ Un documentaire parle même pour cette matière étrange de terre molle !

cela risque de durer ! Grâce à toi, j'ai pu écrire (difficilement, soit) un petit article et disposer d'un grand nombre de données sur Annecy. Merci pour tout cela, pour les petits repas à Modane et au Bourget (pas du lac mais à coté de Modane), pour ta bonne humeur et bien sûre tout le reste.

- Si des données de magnétisme ont pu être présentées dans ce manuscrit c'est grâce à la Team « magnétisme » du LSCE (Alain Mazaud, Catherine Kissel, Carlo Laj). Merci à tous les trois de m'avoir accueilli dans votre labo « étrange » et plus particulièrement à Alain pour toute son aide et les services rendus.

Il y a aussi des européens :

Grâce aux contacts « germaniques » de Uli, j'ai pu rencontrer, côtoyer et aussi travailler avec Achim Brauer et Matthias Hüls. ⁷Über meinen « germanischen » Mittelsmann Uli hatte ich die Gelegenheit, Achim Brauer und Matthias Hüls kennen zu lernen und mit ihnen zu arbeiten. Danke Achim, für alle die Hilfen, all die Messungen und Deine Diskussionsbereitschaft (trotz der meist unschönen, wenn nicht gar unmöglichen Proben). Jetzt weiß ich endlich, warum meine Zählungen weniger gut sind als Deine: klar, die Jahresschichten sind weniger spektakulär als die in den deutschen Maaren, aber vor allem wusste ich beim Zählen noch nicht, dass es sich mit einem guten Glas Wein viel leichter zählt! Bevor ich Matthias traf, war ich davon überzeugt, dass es unmöglich ist, 17 AMS-Datierungen innerhalb von drei Wochen zu bekommen! In Frankreich braucht es dafür 3 Jahre, oder noch mehr? Danke also an den ¹⁴C-Koordinator und das Team in Kiel, für seine Hilfe und diese Messungen. Ah..., wenn ich innerhalb eines Monats noch keine Rechnung habe, dann sprechen wir nicht mehr drüber und arrangieren das mit einem Floyd-Album.

England is also in Europe, yes, sure it-is! With this point, I would like to say “many thanks” to John Dearing for his help, for quick answers to e-mails about magnetic parameters, and for fruitful discussion around a bier (or beers ?) about lac d'Annecy.

This study has been helped by the ESF-HOLIVAR programme that provided financial support to attend the HOLIVAR workshop/training course held at Ghent, Belgium (21 June to 2 July).

Et puis bien sûr il y a les alpins :

Le plus ancien (parmi les jeunes), c'est Emmanuel Chapron (*Homo bourgetus ancestrus*). Manu c'est un joker à la 6-4-2. Capable de vous accueillir dans une ferme avec un chien à trois pattes et des carcasses de tracteurs dans la cour « je vous avais dit que c'était sympa ici », ou de vous sauver un article qui est in prep. depuis trop longtemps. A sa seule vue, je ressens désormais un léger mal de tête mais aussi une « émulation » scientifique assez intéressante (je crois qu'on dit comme cela). Je vous conseille Manu comme ami-collègue, pensez juste à lui rappeler qu'il est impossible de faire des feux sur les balcons des appartements Pierre et Vacances. Il y a ensuite Vincent Lignier (*Homo calamaricus*), toujours prêt à plonger, et toujours là quand il le faut. Même si tu es désormais à la ville et à l'école (vous noterez la minuscule) et qu'on te voit moins sur les lacs, je te remercie pour les conseils, le soutien, les petites fêtes. Travailleur lui aussi du lac du Bourget et coloc de bureau, Fabien Arnaud (*Homo bourgetus holocenus*) est pour moi une sorte de mentor de la limnologie alpine. Malgré nos divergences de réactions (tu es légèrement plus calme que moi, si si) on a su travailler ensemble et j'ai appris beaucoup beaucoup de choses à ton contact, merci. Au moment où j'écris ces lignes tu n'es pas encore réellement un « chercheur », il te manque juste une « position » ; j'espère vraiment que tu vas y arriver ! Enfin il y a Maxime Debret (*Homo bourgetus minus*), tour à tour étudiant, hockeyeur, DEA, chercheur (d'embrouille... parle moins fort Max). Bon courage pour la suite et on va y arriver à faire notre Nature, tiens la preuve, j'ai déjà un titre « On thousand spectrophotometer measurements and nothing ».

⁷ Traduction réalisée avec www.von-grafenstein.com

Au bord des lacs alpins il y avait dans les temps ancestraux des « habitats péri-lacustres ». André Marguet est l'un des hommes qui cherchent à les « déchiffrer ». Merci pour tes conseils, pour les connaissances que j'ai tirées de nos discussions (et qui j'espère transparaissent dans ce manuscrit). Puisque l'on parle de préhistoire, un petit coucou s'impose pour les paléo-thésards-annéciens que sont Frédérique Manalt et Peter van Rensbergen. Bien que nos échanges aient été limités (enfin en ce qui concerne le travail....) par votre éloignement actuel du lac d'Annecy, cela a été sympa de faire votre connaissance et ainsi de voir à qui appartenait ce lac avant que je tente de l'apprivoiser.

Merci aussi en passant à Marie Revel pour son soutien et à Marie Antoinette Melières pour son travail de l'ombre.

Puisque les travailleurs de l'ombre ne sont pas à négliger : merci Faycal pour l'ambiance que tu sais mettre dans une pièce et ta bonne humeur, et pour toutes ces tentatives d'imprégnation de ces sédiments de, je te jure on va y arriver à Chambéry (on y arrive déjà un peu). Au passage merci Dédé pour les docs illustrator, les dépannages multiples et variés.

Ah, j'ai failli oublier les dijonnais. Même si notre travail commun n'apparaît pas dans ce manuscrit (et pour cause, ceux qui savent sont priés de ne pas le répéter) cela a été une bonne expérience de se côtoyer. Merci Jeff (Buoncristiani) pour ces trips chamoniards, et merci aussi à toi Fred. C'était sympa, le terrain de ton DEA (avorté il est vrai), et les encadrements de stage de la prépa de Dijon ; promis, l'année prochaine je te fais des leçons... ah oui mais t'es plus le responsable, tans pis alors. Puisqu'on parle de Chamonix, merci, à Patrick Perret (toujours disponible pour les manips ainsi qu'aux gardes d'ASTER croisés sur des terrains multiples et variés) et à Thierry Winiarski, pour leurs aides et leur « franche camaraderie » diurne et nocturne.

Durant une thèse on rencontre aussi de nombreux habitants des laboratoires qui à un moment ou à un autre sont là pour vous aider.

Les secrétaires du LGCA (grenoblois et chambérien) toujours présentes, ainsi que celles de l'UFR CISM, ont facilité bon nombre de mes démarches. Merci Claudine, Claudie, Françoise, Yolande, Michelle, Janine pour les arrangements et service. Dans la catégorie info, Rodolphe Pinon et Matthieu Corazzi qui se battent pour les prix de la gentillesse et de la sympathie méritent d'être classés à égalité. (Vincent j'en profite pour te mettre avec les infos même si t'es pas du labo, l'année prochaine tu le gagnes pas le Géant de l'université de Savoie !)

Les chercheurs rencontrés et croisés dans les labos font partie intégrante de cette thèse. En premier lieu je voudrais remercier Christian Beck (« l'éclairer du lac d'Annecy ») pour les multiples discussions et pauses café « partagées ». Gérard Nicoud, pour son enthousiasme et ses nombreux travaux sur le sujet oh combien difficile de la déglaciation alpine et qui a souvent éclairé ma vision encore très floue sur ce sujet mérite d'être remercié. Alors étudiant de maîtrise à Grenoble j'ai suivi les cours d'un prof qui ne parlait pas fort du tout et qui faisait même parfois l'appel en amphitheâtre ! Par la suite, j'ai pu mieux le rencontrer durant mon DEA et la thèse (où je me suis aperçu que je n'étais pas le roi de la blague). Merci de m'avoir toujours soutenu monsieur Georges Muscle (Masclé, pardon). Merci aussi à tous ceux que j'ai croisés plus souvent que les autres : à Eric Lewin (bon c'est pour quand ces ACP sur les données spectro ?), à Dominique Gasquet (tu dis rien de ce que tu as vu et je continue à t'aider pour l'enseignement), à Serge Fudral (t'es très bon en vidéo sur mon site web), à Jean Vdm (je préfère les voir ici qu'en boîte de nuit) et Riad Hassani et toute l'équipe du LGIT Chambéry, à Jean Michel Bertrand le grand et le très fort géologue alpin, à Louis Trosset le champion du monde de la Mondeuse de Savoie (vous devriez en boire pour le pot, enfin s'il lui en reste), à Dzik parce que c'est dzik, à Philip Deline et Yves Perrette (la porte !), à Jean-Jacques pour son standing permanent, à Jean-Claude pour les blocages d'imprimantes, à Alain Trentesaux le lillois (désolé pour ta machine à laver !). Une place particulière doit être réservée à deux « énergumènes » avec qui les discussions furent agitées et « des fois fructueuses ». Gilles Ménard et ses

10000 idées par paquet de gâteaux ! Merci Gilou pour toutes ces idées et discussions sur Annecy, le Fier (on va finir par tout comprendre, promis), le quaternaire, le genépi, et le sirop de fraise des bois. Les lacs possèdent un bassin versant qui a des sols, l'université de Savoie possède le Ginola des pédologues pour les étudier : Jérôme Poulenard. Si vous ne le connaissez pas, vous le repèrerez facilement, c'est le seul qui sera plus agité que moi le jour de ma soutenance. Merci Jérôme pour tes conseils, ton amitié, enfin.....on se comprend entre Jérômes.

Pendant une thèse on rencontre d'autres thésards compagnons d'infortune. Merci à ceux encore actifs à qui je souhaite plein de courage ; à Chambéry : Eduardo (le roi d'Amérique du Sud), Aurélien, Eva, Bruno, Brice le pédologue (promis je parle pas de cette soirée là), Anne ; à Grenoble : Vincent, François, Marion, Magali, Bardhyl, (pas sûr que ça s'écrive comme ça, enfin c'est dur l'albanais), Hugues coloc « mouchard » grenoblois (je te mets là je crois que t'as eu une thèse non ?) ; à ceux qui sont bien payés : à Pierre Bettinelli (mickey ou zouzoute t'es toujours le Roi), à Jérôme Kaiser le faux vrai Suisse allemand . Et puis il y a tous les anciens : Jérôme « Ganna » (prévient quand tu es passé comme cela on sait que tu es venu), José Luis Garcia, le seul vrai révolutionnaire que j'aie jamais rencontré (futur ministre du Mexique ! t'as finis 1984 ?), Oliver, Micky, Gilles, Jean-Chri, Phillipe, Bénédicte, et tous les autres que j'oublie et qui ont beaucoup souffert.

T'inquiète pas Antoine (Antoine Berger, celui des photos entre les chapitres) je ne te fais pas la gueule ! et je ne permettrai pas ici de réveiller ta susceptibilité légendaire en t'oubliant car cela me serait difficile. Ben oui quand même ça fait 4 ans qu'on est camarade de bureau, de Gaec, de soirées très calmes à très agitées voire même tempétueuses. Beaucoup de haut, jusqu'à ce soir (eh eh....) très peu de bas, on peut dire que la connexion Grand Catons-la Serraz a bien fonctionné. Bon courage et merci.

Avec Antoine c'était, l'autre fou de montagne du coin, j'aimerais pouvoir te remercier Laurent mais ce n'est pas le cas. Tu nous manques en tout cas.

Ces années n'auraient pas été si sympas sans les copains et copines rencontrés à la fac et dans le coin, sans qui je ne m'appellerais pas CAZ. Ma première pensée va à une jeune fille qui répond au doux prénom d'Emilie et qui vient de supporter ma rédaction interminable et tout ce qui va avec (il est d'ailleurs là très tard) et à qui je ne donnerai pas d'exemplaire de ma thèse de peur qu'elle ne le brûle. Merci Emi, je n'en dis pas plus, le reste c'est pour moi..... En tout cas là, j'ai enfin fini !!!

Et puis il y a tous les autres (j'essaie de ne pas en oublier) : Lydie Ancey (qui m'a fait penser à remercier au passage, Casimir, Orphée, Martini, Isabelle, les pépinières du Tremblay, la coopérative fromagère du Noiray, Hagen Dasz, le cardi, le choucas, loriaz, chamonixxxx-montttt-blancccc, Marie, la ruche, dudule, Muse, REM, Geoffrey Oryema, Manu Ciao, Asian Dub Foundation, Ben Harper, Ska P, Mme Faussoux.....), Betty (wow, wow, wow...), Bab (ah si tu avais été là ce soir là au ponton des pêcheurs...), Bébert (elles sont bien tes épaules), Flop miam, Elo, Bruno, David, Justin (wop wop wop), Chenga, l'amicale du voisinage du Grand Catons enfin tous ceux avec qui j'ai passé plein plein de bons moments. Il y a aussi les autres et surtout ceux qui ne sont pas dans les Alpes, pour qui j'ai disparu depuis longtemps mais que je vais bientôt recontacter.

Enfin, pour finir, si mes expériences d'enseignements ont été enrichissantes durant cette thèse, je me souviens que c'est grâce à de nombreux profs de l'école, du lycée ou de la fac, que je peux aujourd'hui faire ce qui me plaît (un peu comme grâce à ceux de mon école qui ressemble à celle du Grand Meaulnes). Je ne les citerai pas, ils sont trop nombreux, mais ils se reconnaîtront en lisant ces lignes car s'il les lisent c'est que je leur ai fait parvenir ce manuscrit.

Cette thèse est dédiée à tous les chercheurs, enseignants-chercheurs et étudiants avec qui mes rapports furent aussi divers qu'enrichissants.

Introduction & problématique.....	15
Chapitre I : Présentation générale.....	19
A) Géographique et hydrologie du bassin versant	20
B) Géologie du bassin versant	23
C) Etat des connaissances	24
1) Modalités de la déglaciation et évolution du bassin versant	24
2) Enregistrement de la variabilité climatique Holocène.....	29
Chapitre II : Méthodes sédimentologiques et résultats	31
Introduction.....	32
A) Méthodes.....	33
1) Carottages.....	33
2) Composition d'une série composite	36
3) Vidéocapture, numérisation.....	37
4) Microgranulométrie et teneur en carbonates	37
5) Teneur en eau/densité.....	38
6) Réalisation de lames minces imprégnées	40
7) Propriétés magnétiques.....	42
8) Spectrocolorimétrie	45
9) Isotopes de l'oxygène.....	46
B) Résultats	48
1) Sur les carottes courtes	48
a) Corrélation entre les carottes.....	48
b) Description sédimentologique.....	49
c) Interprétation	52
2) Sur la carotte longue.....	53
a) Description sédimentologique.....	53
b) Interprétation.....	58
c) Interprétation des « évènements » sédimentaires	62
Conclusion	66
Chapitre III : Chronologie de la carotte LDA 0001	67
Introduction.....	68
A) Méthodes utilisées.....	68
1) Analyses radiochimiques.....	68
a) Plomb 210	69
b) Césium 137 et Thorium 228.....	70
2) Chroniques historiques	71
3) Comptage de « varves »	71
4) Datation par carbone 14	73
5) Téphrochronologie	74
6) Isotopes de l'oxygène.....	75
B) Résultats sur les carottes courtes.....	76
1) Analyses radiochimiques.....	76
a) Etude du rapport $^{228}\text{Th}/^{228}\text{Ra}$	76
b) Etude du ^{210}Pb et du ^{137}Cs	77
2) Comptage de lamines	81
3) Les lamines correspondent-elles à un signal annuel ?.....	82

a) Données radiochimiques	82
b) Données sédimentologiques.....	83
c) Données historiques	84
C) Résultats sur la carotte longue	86
1) Comptage de lamines	86
2) « Calage » des chronologies flottantes	90
a) Identification de téphras	90
b) Profil de $^{18}O_p$	94
3) Données ^{14}C	95
D) Synthèse.....	99
Chapitre IV : Paléohydrologie du bassin versant du lac d'Annecy	103
Introduction.....	104
A) Quantification des volumes sédimentaires tardiglaciaires	105
1) Remarques préliminaires sur l'âge de l'unité II	105
2) Introduction	108
3) Acquisition des données	109
4) Reconstruction 3D.....	113
a) Comparaison des surfaces reconstituées avec les données du sonar	113
b) Construction des isohypses et de la carte des isopaques	115
c) Cartes d'isopaques et d'isohypses.....	117
d) Calcul des volumes	118
5) Interprétations.....	119
B) Evolution du bassin versant depuis le Tardiglaciaire.....	122
1) Etat des connaissances.....	122
2) Apports de l'étude multi-paramètres de la carotte LDA 0001	124
3) Apports de l'étude des paramètres magnétiques	127
4) Les sources sédimentaires	129
5) Reconstitution des relations Fier-Lac d'Annecy	130
a) Analyse des données magnétiques	130
b) Modifications hydrologiques	133
c) Réflexion sur le creusement de la vallée du Fier.....	133
6) Implications géologiques, géomorphologiques et climatiques.....	135
7) La tectonique dans l'évolution du système	139
8) Conclusion sur les relations Fier-lac d'Annecy.....	139
C) Evolution du bassin versant et reconstitution du $^{18}O_p$ des précipitations.....	140
D) Synthèse.....	143
Chapitre V : Histoire climatique depuis le Tardiglaciaire	145
Introduction.....	146
A) Apports de l'étude multi-paramètres	147
1) Epaisseur des varves et flux de sédiments.....	147
2) Paramètres magnétiques	149
3) Spectrocolorimétrie et taux de carbonates.....	152
Conclusion	156
B) Discussion	157
1) Durant la phase « Fier in »	157
2) Durant la phase « Fier out »	162
a) Les tendances millénaires de l'Holocène	162
b) De 3400 calBP à l'actuel : forçage climatique ou anthropique ?	164

c) Interprétation des périodes détritiques	164
Conclusion générale :	169
Références bibliographiques	171
Table des illustrations:	183
Annexe:.....	187

Introduction & problématique

Depuis vingt ans, les études paléoclimatiques sont en développement constant et sont aujourd'hui de plus en plus au centre des préoccupations des « terriens » et des politiques. En effet dans le cadre de la prédiction de l'évolution du climat pour les décennies ou les siècles à venir, les modèles utilisés sont « testés » sur des données paléoclimatiques, et jugés en fonction de la capacité qu'ils ont à reproduire les conditions climatiques exactes de ces périodes. L'amélioration des bases de données (qu'elles soient quantitatives, qualitatives ou spatiales) doit permettre une meilleure prévision par l'intermédiaire des progrès qu'elles peuvent permettre d'apporter aux modèles. Toutefois toutes les reconstitutions (de températures, de pluviosité, d'environnement, de flux sédimentaires) ne participent pas à ce « pool » utilisé par les modélisateurs mais, constituent un travail scientifique à part entière, car elles permettent une meilleure compréhension des paramètres forçants et de l'évolution des changements climatiques passés. Les résultats et les interprétations sur la variabilité climatique des Alpes Nord Occidentales présentés dans cette thèse s'inscrivent dans ces deux objectifs.

Les sédiments lacustres sont, dans nos régions, des outils fructueux, dans la mesure, où la plupart des grands lacs alpins dispose d'un enregistrement continu depuis l'initiation de la dernière déglaciation (date à laquelle ces « pièges » à sédiments se sont mis à fonctionner). Ces « grands lacs » très sensibles aux variations de leur environnement sont des objets privilégiés pour l'étude du climat.

L'ensemble des travaux présentés dans ce manuscrit a pour but une meilleure compréhension des variations climatiques des 18000 dernières années, à travers l'étude de sédiments lacustres des Alpes Nord Occidentales. Cette « fenêtre temporelle » d'étude comporte à la fois l'Holocène (interglaciaire actuel) ainsi que la transition entre celle-ci et la dernière période glaciaire : le Tardiglaciaire.

Depuis quelques années, des études paléoclimatiques à haute résolution sur le lac du Bourget ont montré la potentialité des grands lacs alpins dans ce domaine. Chapron *et al.*, 2002, ont reconstitué l'influence de l'oscillation nord atlantique (NAO) sur la sédimentation du lac du Bourget par l'intermédiaire des crues du Rhône depuis 600 ans. Plus récemment, Arnaud *et al.* (2005), grâce à l'étude de la susceptibilité magnétique (SM) des sédiments, ont retracé l'activité hydrologique du Rhône depuis 7000 ans (figure Ig-1). De telles études complètent les reconstitutions des températures en Europe (von Grafenstein *et al.*, 1999a ; figure Ig-1) mais aussi les données sur les variations de niveau des lacs (Magny, 2004 ; figure Ig-1). En effet l'enregistrement continu que permettent les séries lacustres et leurs potentialités, notamment autour des Alpes, constitue un chantier prometteur. L'utilisation de ces données et leur comparaison avec le $\Delta^{14}\text{C}$ (Stuiver *et al.*, 1998), marqueur de l'activité solaire doit pouvoir permettre une compréhension et une distinction des paramètres forçants (ie solaire, océanique, anthropique). Dernièrement, Magny & Bégeot (2004) ont utilisé les variations des niveaux de lacs du Jura et des Alpes comme marqueurs de la pluviosité et ont comparé l'ensemble de ces données à différents marqueurs. Ils proposent d'interpréter les variations climatiques Holocène comme résultantes selon les époques de l'activité solaire, de l'impact humain, ou de l'influence océanique. On comprend bien que l'augmentation du nombre de séries hydrologiques continues

dans les Alpes occidentales sur l'Holocène et le Tardiglaciaire devrait permettre d'améliorer et de contraindre des interprétations de ce type.

Dans cette optique, et « à la lumière » des potentialités du lac d'Annecy, un site au centre du grand lac a été carotté en 2000 (campagne de carottages longs) et en 2002 (campagne de carottages courts). A cet endroit, le sédiment contient vraisemblablement « un signal » annuel pour la plus grande partie de l'Holocène (Manalt, 1998 ; Brauer et Casanova, 2001). La position distale par rapport aux bennes lacustres, l'interprétation de la sismique et des données de sonar (van Rensbergen, 1996 ; Tolnay, 1998) indiquent l'existence « d'un signal climatique » dans lequel les événements gravitaires seront moins nombreux que sur le site Climasilac (Beck *et al.*, 1996).

L'ensemble du manuscrit s'articule en quatre chapitres. Le chapitre I présente un état des lieux des recherches et des résultats issus des travaux antérieurs. La majeure partie de ce travail porte sur l'étude à haute résolution d'une série de carottes du lac d'Annecy recouvrant tout l'Holocène et une partie du Tardiglaciaire. Ce travail se base sur une approche sédimentologique « multi paramètres » et l'établissement d'un modèle d'âge à haute résolution (Chapitre II et III, annexe⁸). La compréhension sédimentologique (chapitre II) et la réalisation d'un modèle d'âge (chapitre III) permettent une reconstitution paléohydrologique du bassin versant du lac d'Annecy depuis la déglaciation (chapitre IV). Dans ce chapitre, nous nous sommes également attachés à la réalisation d'une quantification des dépôts sédimentaires lors d'un épisode majeur antérieur à l'âge de la base de notre enregistrement. Les travaux effectués il y a une dizaine d'années sur le lac d'Annecy (van Rensbergen 1996, Manalt 1998), à partir d'une couverture sismique du grand lac, sont ici complétés par une approche quantitative. Enfin, dans le chapitre V, l'interprétation et la synthèse de l'ensemble des données (sédimentologique, chronologique, magnétique) sont réalisés afin de reconstituer l'histoire climatique des 15000 dernières années.

Il est important de noter que ce travail s'intègre dans un programme de reconstitution de la température à partir de la mesure du $\delta^{18}\text{O}$ des ostracodes benthiques du lac d'Annecy (comme il l'a été fait dans le lac Ammersee en Allemagne ; von Grafenstein *et al.*, 1996 ; von Grafenstein *et al.*, 1999a). Dans ce projet, un ensemble de recherche, comme la modélisation du bassin versant (Danis *et al.*, 2003), ou l'établissement d'une chronologie haute résolution associée à la compréhension du signal sédimentaire, présenté ici, doivent permettre de contraindre le signal isotopique des ostracodes.

⁸ L'annexe est constituée d'un article publié dans la revue *Terra Nova* : « Reconstructing historical seismicity from lake sediments (Lake Laffrey, Western Alps, France) ». Il présente l'utilisation d'isotopes radioactifs et de données historiques pour l'établissement d'un modèle d'âge à haute résolution dans des sédiments lacustres d'un lac de montagne (Lac de Laffrey, Isère, France).

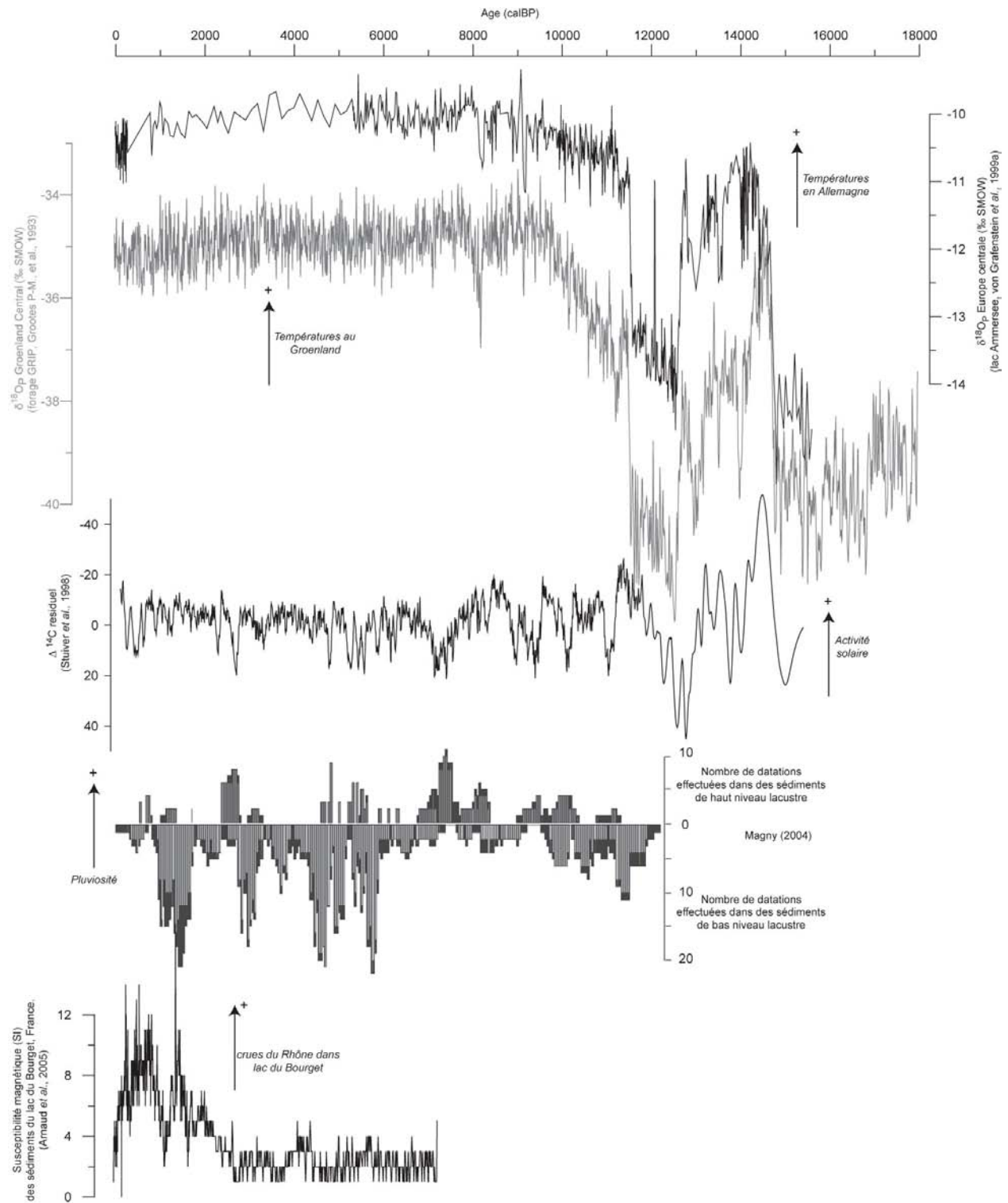


Figure 1g-1 : Evolution des $\delta^{18}O$ des précipitations au Groenland (Dansgaard et al., 1993) et en Allemagne (von Grafenstein et al., 1999a) et du $\Delta^{14}C$ résiduel (Stuiver et al., 1998), comparées aux flux détritiques dans le lac du Bourget (Arnaud et al., 2005) ainsi qu'aux variations de niveau de lacs du Jura et des Alpes (Magny, 2004).

Chapitre I : Présentation générale



Le grand lac d'Annecy depuis les alpages de la Tournette

A) Géographique et hydrologie du bassin versant

Le lac d'Annecy appartient aux grands lacs périalpins (figure I-1). A la limite entre les Alpes et le Jura, il constitue avec son « voisin » le lac du Bourget, le plus grand réservoir naturel d'eau douce en France. Ses caractéristiques physiques et sa bathymétrie (figure I-2) attestent d'une division en deux bassins séparés par un seuil à 50 m de profondeur: le sud ou petit lac, le nord ou grand lac. Fonctionnant le plus souvent comme un lac monomictique chaud (température des eaux de surface en hiver rarement inférieure à 4°C) (Balvay, 1978), il subit un brassage hivernal complet presque chaque année dans les deux bassins (le brassage ne se réalisant pas environ 1 hiver sur 5 selon Danis *et al.*, 2004). Les principaux affluents : l'Eau Morte, l'Ire, le Laudon et la Bornette représentent environ 75% des apports d'eau de surface (et donc la majorité des sédiments), les 25% restant provenant du ruissellement et de sources sous-lacustres comme celle du Boubioz (Benedetti-Crouzet, 1972) (figure I-3a et I-3b). La majorité des apports alimente le petit lac (figure. I-3b), alors que le grand lac n'est alimenté que par le Laudon (12% des apports hydriques). L'émissaire (le Thiou formé par la réunion des canaux du Thiou et du Vassé) rejoint le Fier après un trajet en direction du nord-ouest à travers la ville d'Annecy. Le bassin versant actuel (figure I-3a), étagé de 446.9 m à 2 254m (Pointe de la Bajulaz, massif de la Tournette), d'une altitude moyenne de 900m, s'étend sur 280 km² (neuf fois la surface du lac environ). Il correspond au tiers de la surface du paléo bassin versant (lorsque le Fier alimentait le lac, Nicoud et Manalt, 2001).

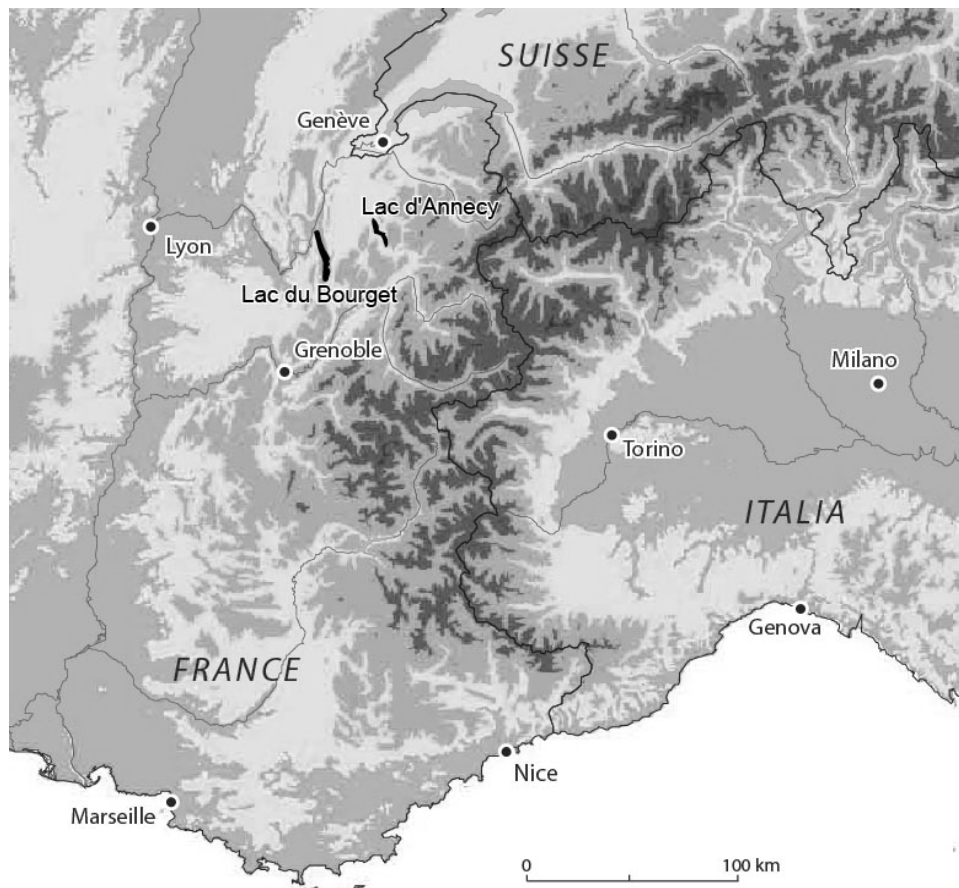


Figure I-1 : localisation géographique du lac d'Annecy.

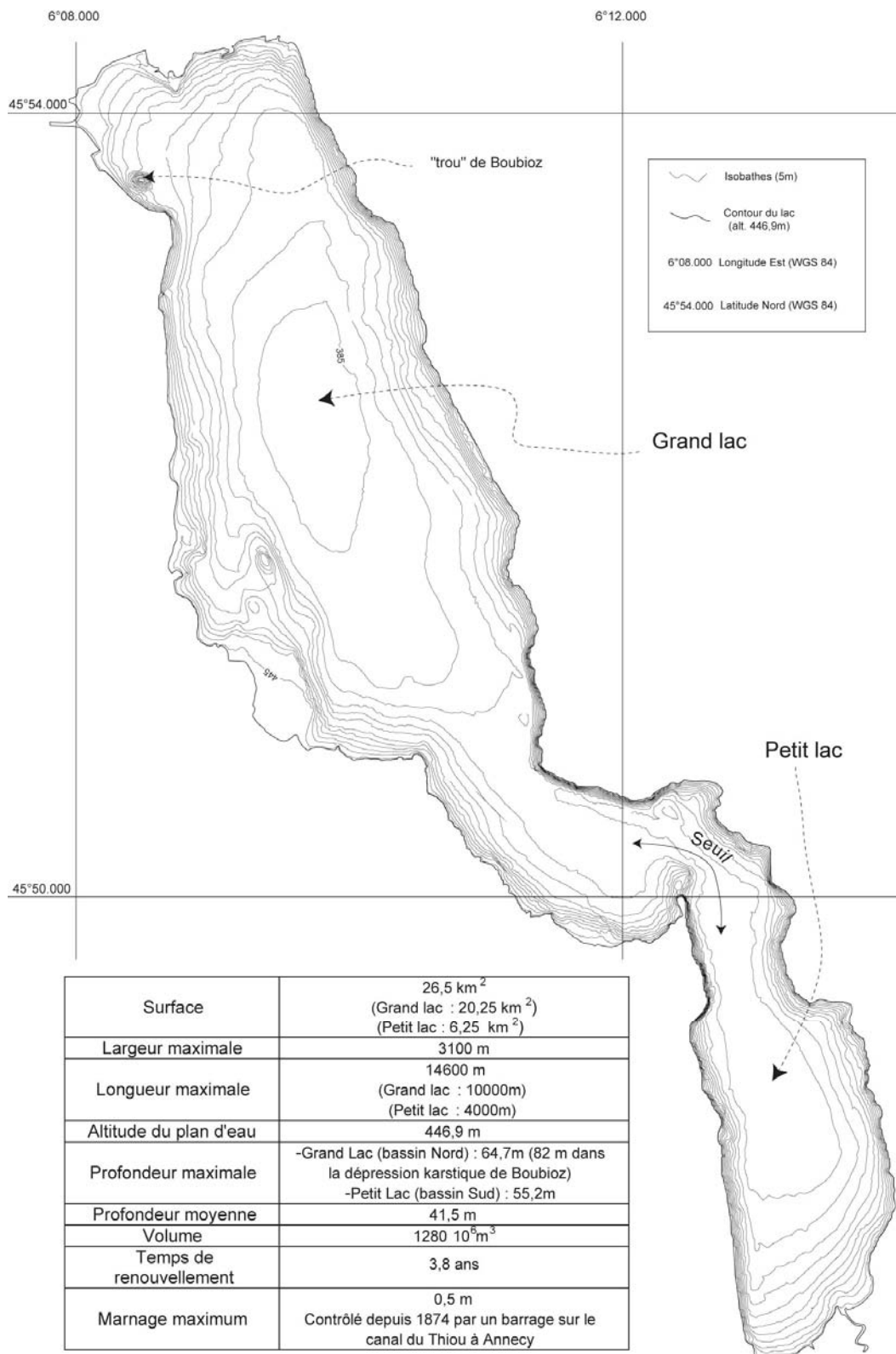
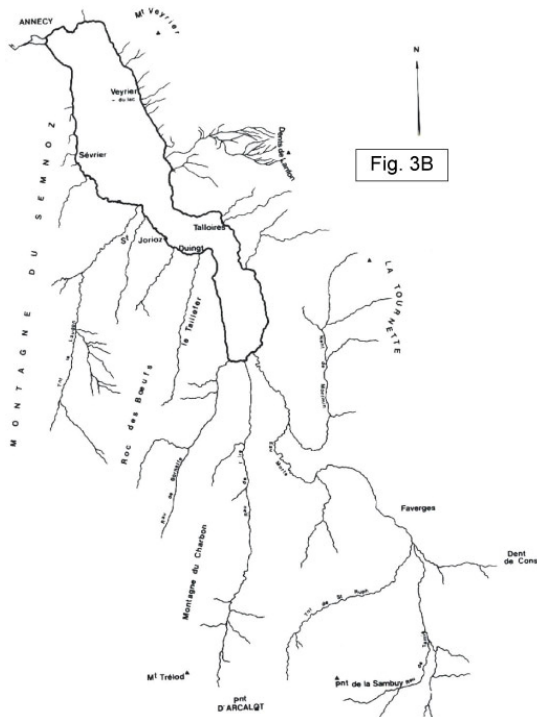
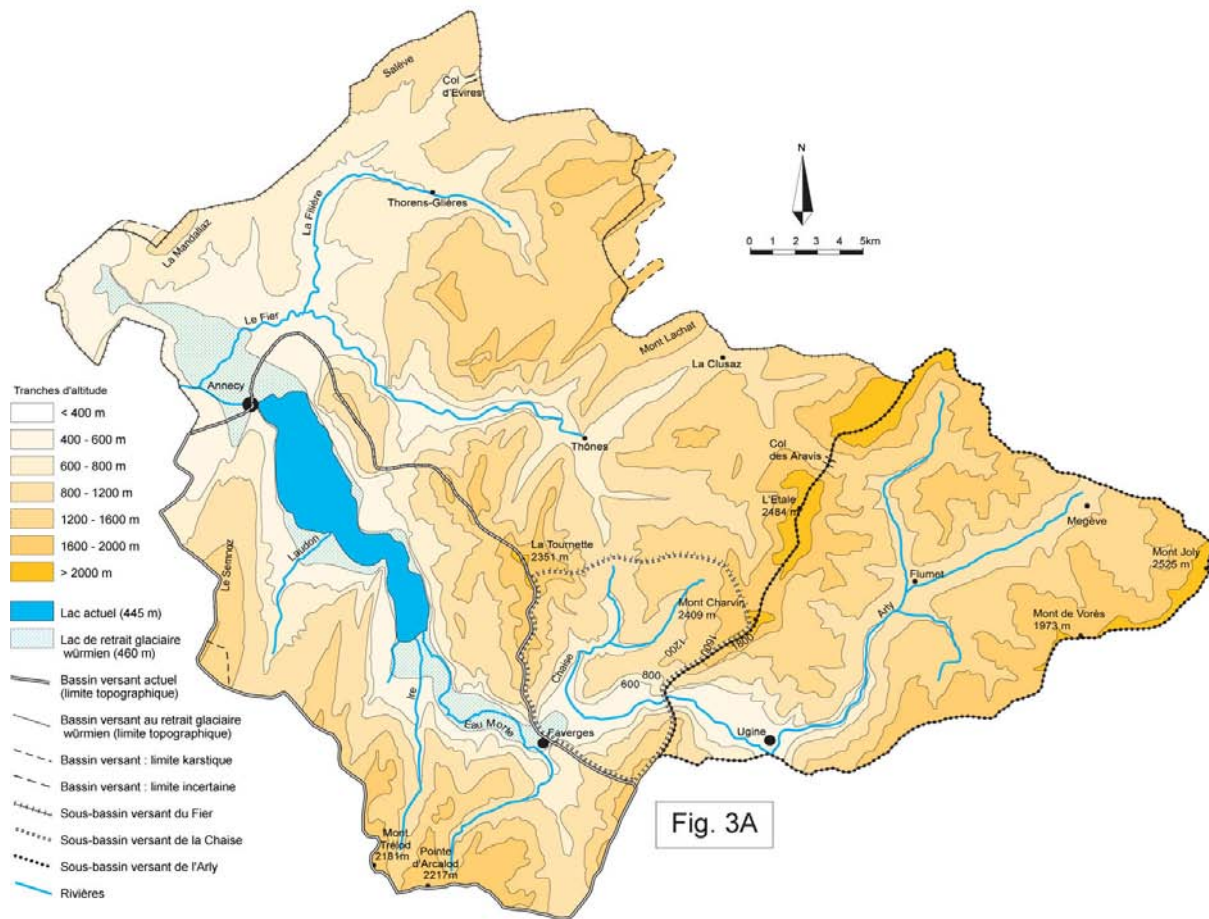


Figure I-2 : Carte bathymétrique et caractéristiques physiques du lac d'Annecy.
(D'après les données bathymétriques « Ifremer-LGCA-Université de Savoie, 1996 » et Benedetti-Crouzet, 1972).



I-3a : Topographie et hydrographie du bassin versant (et paléo-bassin versant) du lac d'Annecy (d'après Manalt, 1998 et Nicoud & Manalt, 2001)

I-3b : Hydrographie du bassin versant actuel (d'après Benedetti-Crouzet, 1972). Les apports hydriques sont majoritaires dans le petit lac ; le grand lac ne recevant que le Laudon (coté Sud) et la réunion des torrents qui descendent des dents de Lanfon (versant Est).

Figure I-3 : Les bassins versants du lac d'Annecy.

B) Géologie du bassin versant

A l'exception des moraines et de leurs contenus (blocs et éléments de tailles diverses de roches ignées et métamorphiques) la quasi totalité du bassin versant (actuel et paléo) est composée de terrains sédimentaires (figure I-4). Les alternances marno-calcaires représentent la majorité des roches qui composent la série stratigraphique, allant du Lias à l'Oligocène inférieur (Doudoux *et al.*, 1992a). Les barres calcaires (tithonique et urgonienne) sont très présentes dans le paysage car elles constituent les roches affleurantes des principaux sommets (Tournette, Dent de Lanfon...). Deux types de terrains cénozoïques affleurent dans des zones très limitées : des molasses continentales (grès grossiers) dans la vallée du Laudon et des molasses marines ou d'eau douce dans le synclinal de Thônes (paléo-bassin versant). Dans celles-ci, on retrouve, par endroit des grès riches en éléments volcaniques andésitiques : les « grès de Taveyannaz ». Enfin, environ 30% des formations à l'affleurement correspondent à des terrains quaternaires. Les alluvions fluvio-lacustres « tapissent » les fonds de vallées, alors que des moraines (würmiennes pour la plupart) et des cônes de déjections s'observent de façon plus dispersée.

A la limite Ouest de plusieurs massifs subalpins, la zone étudiée est affectée par la faille du Vuache (appartenant à un ensemble d'accidents orientés Nord-Ouest/Sud-Est). La mise en évidence de l'importance de cet accident dans la formation de la cluse d'Annecy (Enay & Donze, 1972), associée à la tectonique active (Fréchet *et al.*, 1996 ; Thouvenot *et al.*, 2003 ; Jouanne *et al.*, 1994) qui affecte la zone, laisse penser que l'importance des évènements sismiques n'est pas à négliger dans le contrôle de la sédimentation du lac d'Annecy. Ce point est d'autant plus important que ce type de phénomène a été largement mis en évidence dans les sédiments des grands lacs alpins (Chapron *et al.*, 1996, Chapron, 1999, Chapron *et al.*, 1999, dans lac du Bourget ; Beck *et al.*, 1996, dans le lac d'Annecy ; Nomade *et al.*, 2005, dans le lac de Laffrey ; Schnellmann *et al.*, 2002 ; dans le lac de Lucerne).

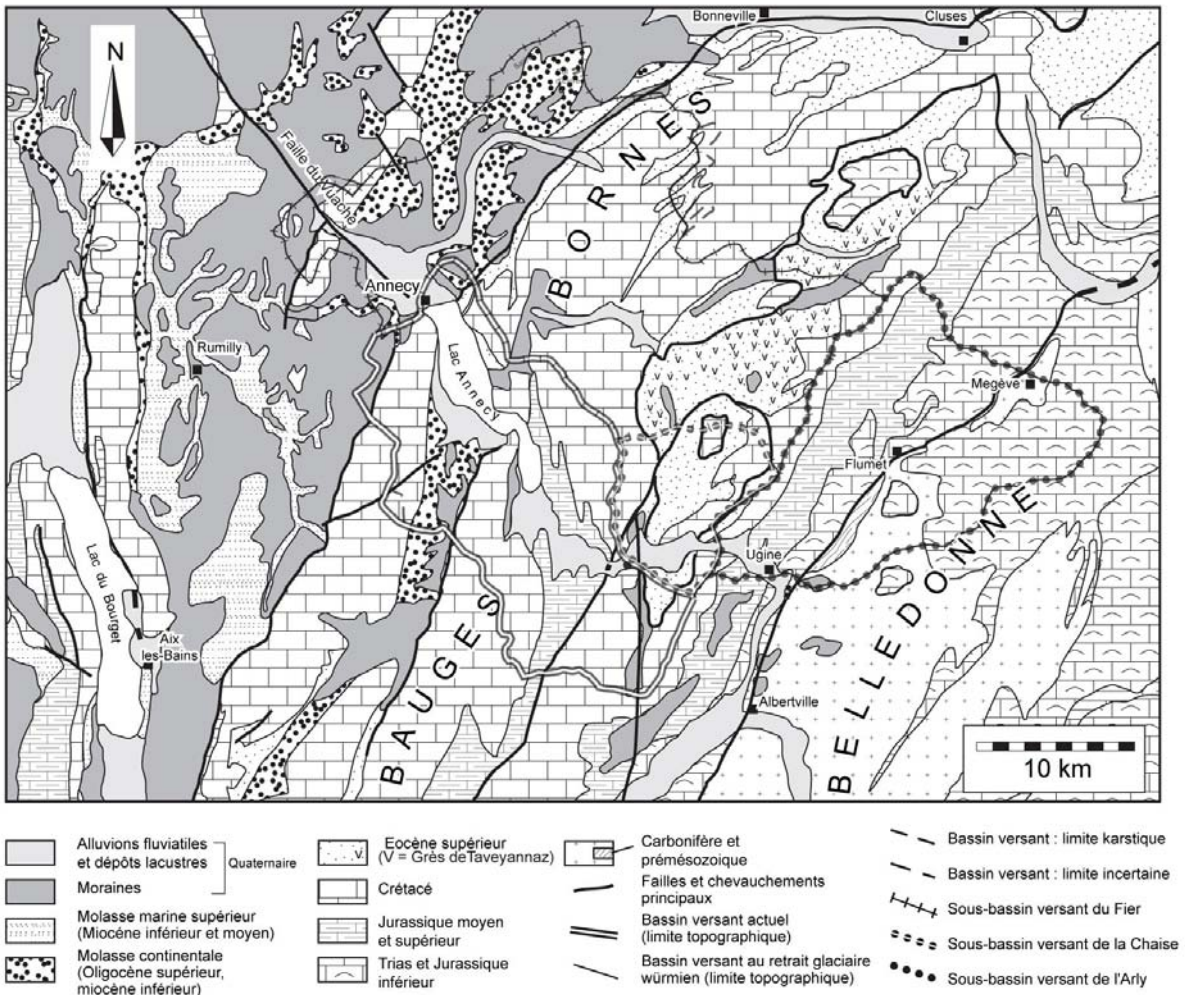


Figure I-4 : Cadre lithostructural simplifié de la région d'Annecy.

(D'après Nicoud et Manalt, 2001 modifié, Manalt et al, 2001 modifié ; Doudoux et al., 1992a ; Doudoux et al., 1992b).

C) Etat des connaissances

1) Modalités de la déglaciation et évolution du bassin versant

Au dernier maximum glaciaire (DMG ou LGM), il y a environ 25000 ans cal BP⁹, le lac d'Annecy se trouvait au centre « d'un affrontement » des masses glaciaires venant du glacier de l'Arve au Nord, du glacier du Fier et du Glacier de l'Isère-Arly qui empruntait la cluse de Faverges (figure I-5). Les limites, mises en évidence pour cette période par Négrel *et al.*, 1997, sont en accord avec les travaux de Nicoud et Manalt, 2001 sur l'évolution du bassin versant du lac. Ces travaux montrent l'importance des modifications du bassin versant du lac durant la

⁹ Les reconstitutions sur le LGM dans les Alpes françaises et notamment son « calage temporel » sont problématiques. En effet la faible qualité des datations ne permet pas une corrélation régionale entre les différentes données. Pour plus de détails sur cette « controverse » voir Schoeneich (1998).

déglaciation, la surface de celui-ci se réduisant au fur et à mesure de la déglaciation. L'utilisation du traçage des sources par la minéralogie des argiles (Manalt *et al.*, 2001) et l'interprétation de la sismique (Beck *et al.*, 2001 ; van Rensbergen, 1996 ; van Rensbergen *et al.*, 1998, figure I-6) sur le lac ont permis de reconstituer précisément les positions des langues glaciaires. Ces scénarii cinématiques (figure I-7) sont datés par les corrélations entre la sismique et les datations de la grande carotte, issue du forage Climasilac (Brauer et Casanova, 2001 ; Beck *et al.*, 1996).

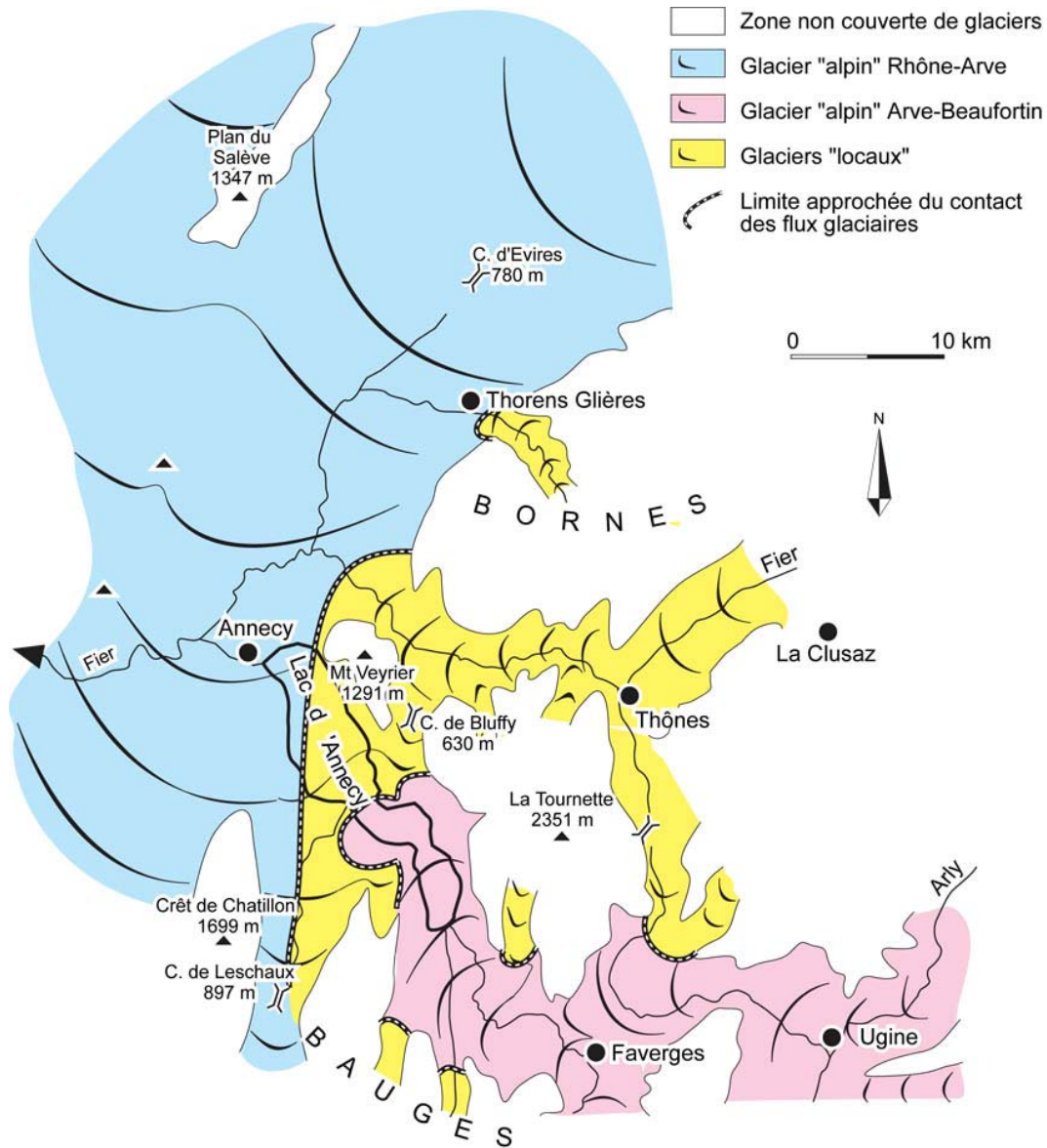


Figure I-5 : Limites d'extension des flux glaciaires lors du DMG dans la région d'Annecy.
(D'après Négrel *et al.*, 1997).

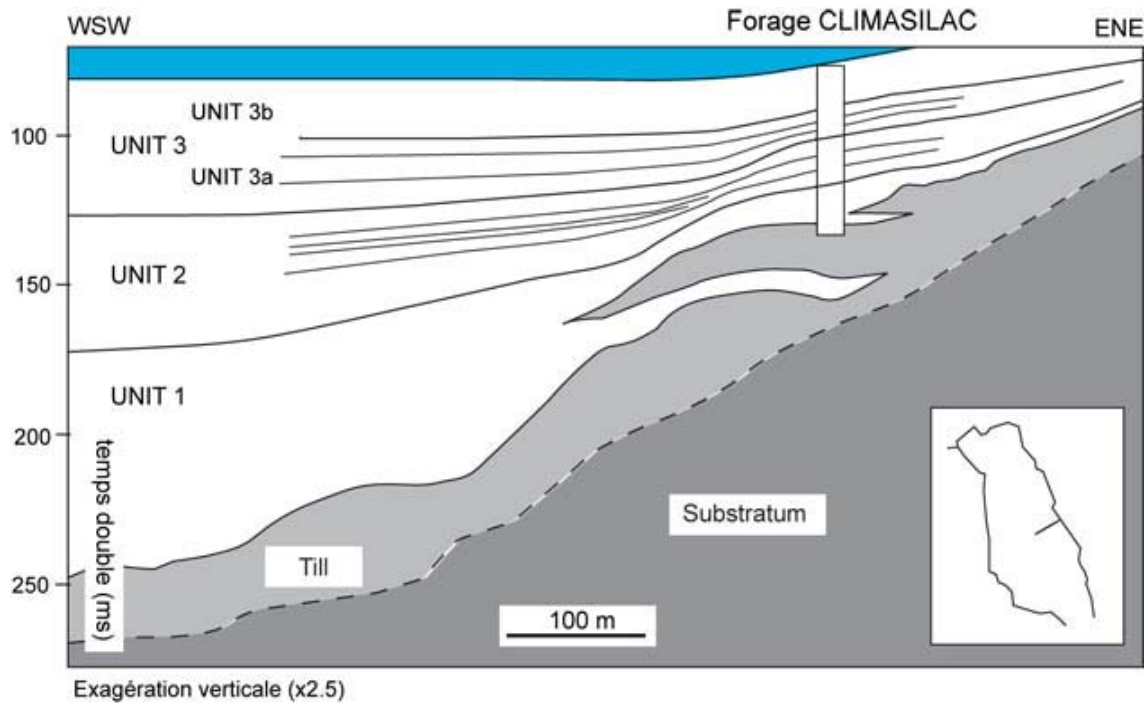


Figure I-6 : Interprétation stratigraphique synthétique¹⁰ d'un profil de sismique réflexion et corrélation avec le forage Climasilac.

(D'après van Rensbergen, 1996, van Rensbergen *et al.*, 1998 et Beck *et al.*, 2001).

¹⁰ La stratigraphie établie à partir de la sismique propose un découpage de l'unité supérieure (unité 3) en deux sous-unités alors que dans leurs travaux sur la chronologie des dépôts, Brauer et Casanova (2001) la découpent en trois sous-unités (3a, 3b, 3c).

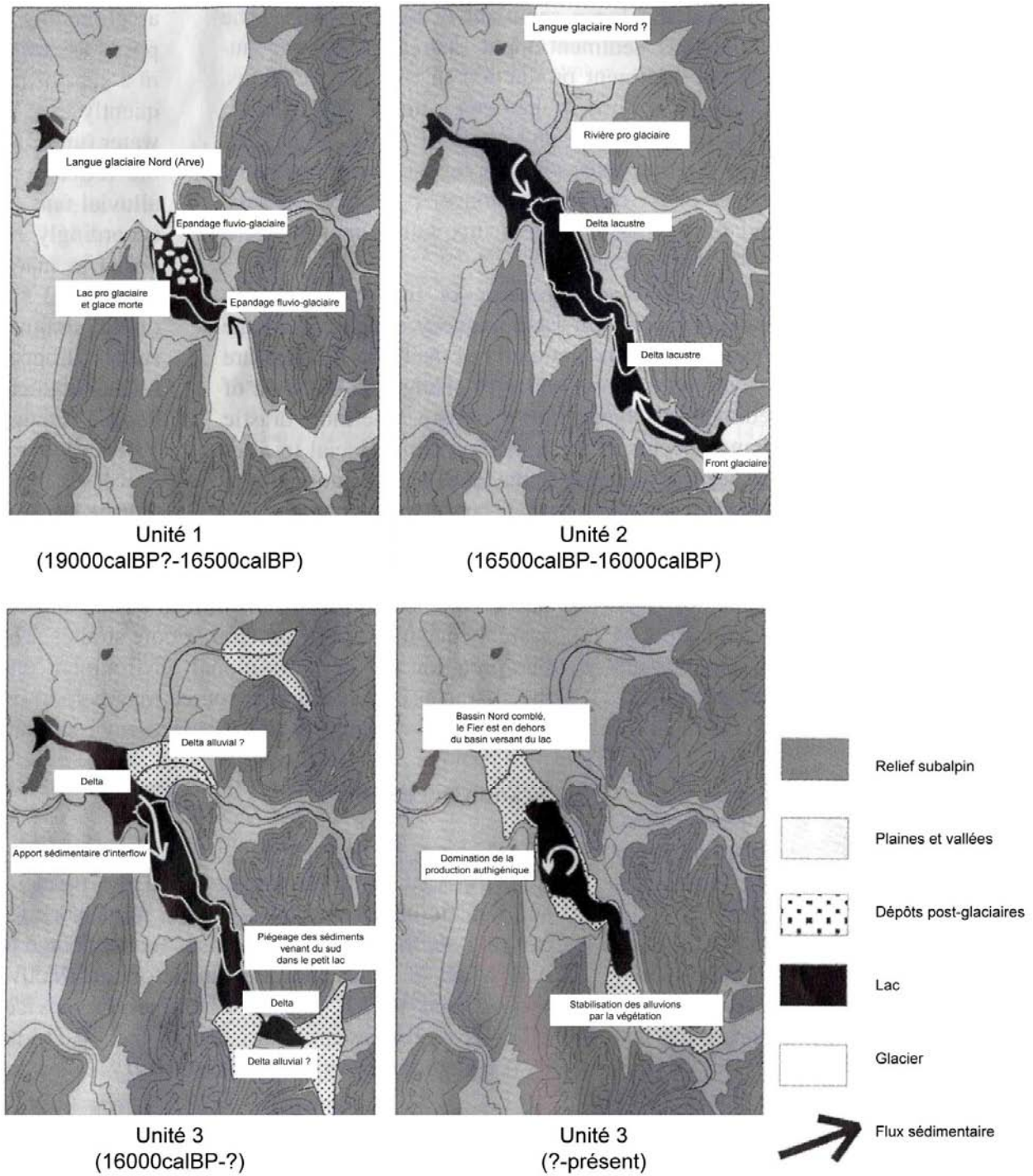


Figure I-7 : Reconstitution et chronologie des phases de retrait glaciaire du bassin annécien.
 Les dates incertaines sont marquées d'un point d'interrogation (d'après van Rensbergen et al., 1998 modifié ;
 Chronologie d'après Beck et al., 2001 et Brauer & Casanova, 2001).

Ces scénarii, en accord avec ceux obtenus dans le lac du Bourget et dans le Léman (Chapron, 1999), précisent l'importance quantitative des remplissages précoces (unités inférieures mises en place lors de la déglaciation) et permettent une reconstitution paléo-environnementale des modalités de la déglaciation. La réduction de la surface du bassin versant du lac d'Annecy (figure I-3) est accompagnée par des modifications drastiques de la sédimentation lacustre. Le retrait progressif de la langue glaciaire Nord provoque la transition de l'unité 1 à l'unité 2¹¹, alors que le passage de l'unité 2 à l'unité 3 est lié à l'arrêt des flux provenant du sous bassin de l'Arly. La dernière modification (la « disparition » du Fier du bassin versant) est elle, moins bien comprise. D'après Nicoud et Manalt (2001) elle correspondrait aussi à la transition entre, un paléolac à 460m d'altitude et le lac actuel d'altitude 446.9 m (figure I-7). Si les indices sismiques d'arrêt de la source sédimentaire venant du Nord sont très nets (van Rensbergen, 1996), les indices sédimentologiques extraits des forages le sont moins. La transition entre les deux unités n'est pas nette, ni dans la granulométrie et dans la composition des argiles (Manalt *et al.*, 2001), ni dans la composition du sédiment (Brauer & Casanova, 2001 ; Loizeau *et al.*, 2001), ni dans les paramètres magnétiques (Hu *et al.*, 2001) ; il est donc impossible de dater celle-ci précisément (d'autant plus que la résolution du modèle d'âge dans cette partie haute de la carotte est médiocre, en raison des perturbations syn-carottage, et de la quasi absence de points de contrôle chronologique). Grâce à des études de séquences terrestres, Magny *et al.*, 2001 ont montré que le delta du Fier (à l'emplacement de la ville d'Annecy) était encore actif aux alentours de 10000 cal BP. Cet âge est en accord avec les estimations de van Rensbergen, 1996 et Manalt, 1998, qui proposent que l'arrêt des apports du Fier dans le lac soit compris entre 10000 calBP et 5000 calBP. Pour Beck *et al.*, 2001 et Beck *et al.*, 1996, une des hypothèses retenues pour la modification du système deltaïque du Fier est l'activité de la faille du Vuache (figure I-4).

¹¹ Cette unité sismique est constituée d'un dépôt de lamines pluri centimétriques annuels (Beck *et al.*, 1996 ; Manalt, 1998) et atteint en son dépôt centre une épaisseur de 55 ms (soit environ 47 m). Le comptage de ces lamines (Brauer & Casanova, 2001) associé à l'établissement d'un modèle d'âge par comptage depuis le Laacher see Tephra (reconnu dans la carotte) indique une mise en place entre 16000 calBP et 16500 calBP.

2) Enregistrement de la variabilité climatique Holocène

Depuis une vingtaine d'années le lac d'Annecy est un site privilégié pour les études paléo climatiques. La qualité des archives et des données historiques disponibles (qu'elles soient climatiques ou humaines) a servi de point de départ et de comparaison pour l'étude de la variabilité climatique dans les Alpes Nord Occidentales.

Dans le petit lac, de très bonnes reconstitutions sur le dernier millénaire ont montré la qualité de l'enregistrement des modifications climatiques lors du Petit Age de Glace (PAG) ainsi que les liens entre l'érosion et l'occupation humaine (Dearing, 2000 ; Foster *et al.*, 2003). Malgré l'influence de l'homme, qui a modifié le bassin versant et le système lacustre (Noël, 2001), des récurrences de crues peuvent être associées aux périodes froides et pluvieuses (Thorndycraft *et al.*, 1998) qui sont aussi marquées par des minima de production lacustre (Noël, 2001). Au delà du dernier millénaire, les études paléomagnétiques (Dearing *et al.*, 2001) et les études de la matière organique (Noël, 2001 ; Noël *et al.*, 2001 ; Buillit *et al.*, 1997) ont permis des avancées dans la compréhension de la variabilité climatique ainsi que dans la « perception » de l'influence de l'homme (i.e le biais qu'il introduit dans les différents paramètres). Malheureusement, la faible résolution du modèle d'âge n'a pas permis, ni d'appréhender toute la variabilité climatique (qu'il est possible de mettre en évidence dans cette partie des Alpes) ni la réalisation de corrélations régionales de bonne qualité à l'échelle de l'Holocène.

Dans le grand lac, les données climatiques recueillies lors du programme Climasilac (synthétisées dans Oldfield & Berthier, 2001) ont permis la reconnaissance des grandes périodes du Tardiglaciaire et de l'Holocène (figure I-8). Malheureusement, là aussi, la résolution et les problèmes liés au forage (perturbation des carottes) n'ont pas permis l'établissement d'une chronologie assez précise pour documenter la variabilité mise en évidence par la sédimentologie (Manalt, 1998), par le magnétisme (Hu *et al.*, 2001) ou par la palynologie (David *et al.*, 2000 ; David *et al.*, 2001). De plus, la position proximale par rapport au tombant Est, est à l'origine de perturbations liées à des slumps et des turbidites (Beck *et al.*, 1996) qui viennent s'intercaler dans le signal sédimentaire.

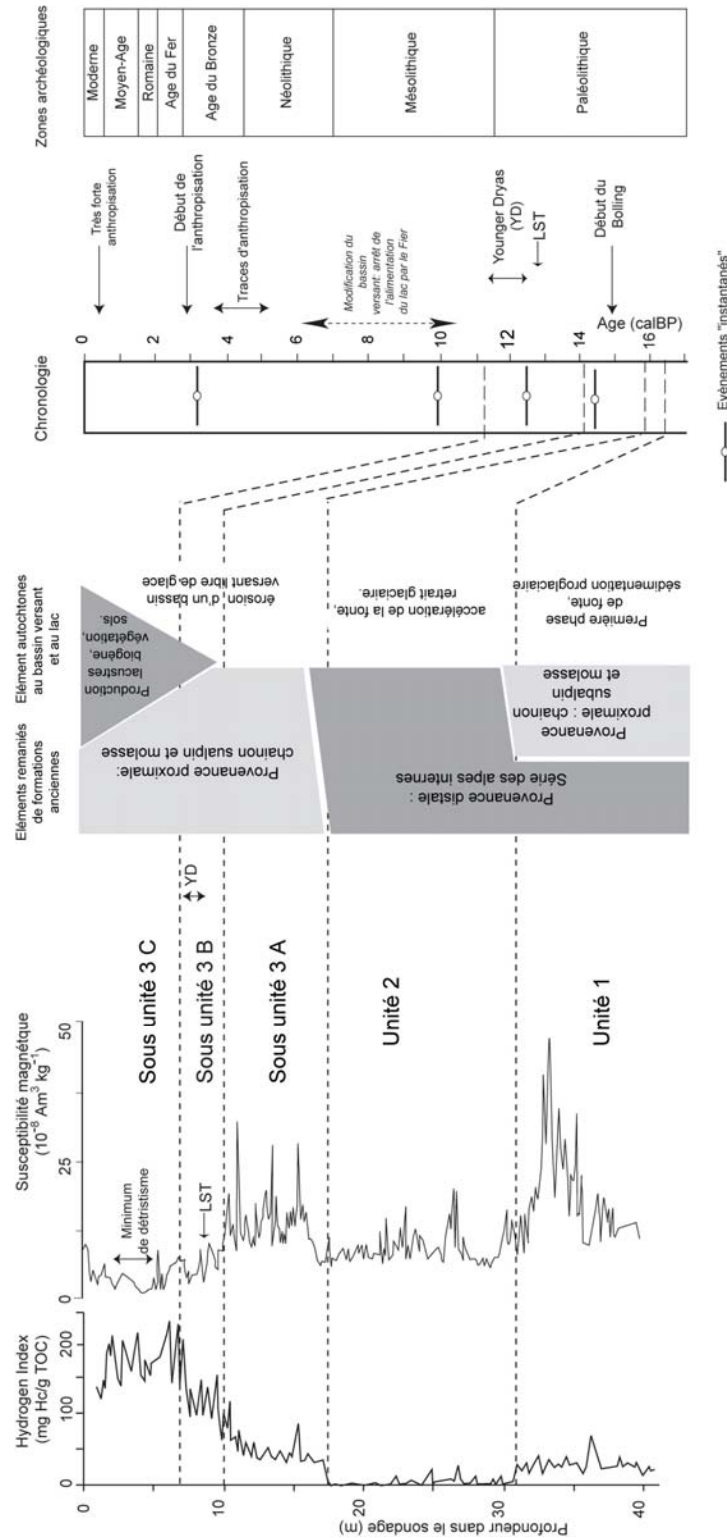


Figure 1-8 : Synthèse des principaux résultats du programme Climasilac sur le forage du grand lac d'Annecy. (Modifié d'après, Beck et al., 1996 ; Beck et al., 2001 ; Brauer & Casanova, 2001 ; David et al., 2001 ; Hu et al., 2001 ; Manalt, 1998 ; Manalt et al., 2001 ; Oldfield & Berthier, 2001).

Chapitre II : Méthodes sédimentologiques et résultats



Septembre 2002 : Campagne de carottages courts dans le lac d'Annecy

Introduction

L'ensemble des résultats présentés dans ce chapitre repose sur l'étude de différentes carottes de sédiments prélevées dans le grand lac d'Annecy dans la partie centrale du bassin par 65 m de profondeur (figure II-1). Les résultats du forage Climasilac et la thématique globale dans laquelle s'intègre ce travail (reconstitution des températures à partir des ostracodes benthiques) ont imposé un choix de sites de carottages dans le centre du bassin. La recherche d'un signal climatique (sédimentaire ou isotopique) impose un éloignement par rapport aux pentes dans lesquelles les remaniements semblent fréquents (Beck *et al*, 1996). Les données du sonar à balayage, partiellement interprétées par Tolnay (1998) montrent que le centre du bassin est en dehors des zones de « perturbations » sédimentaires superficielles, il est de plus soumis à un régime distal d'interflow en provenance de l'ensemble du bassin versant et d'underflow en provenance du Laudon (Manalt, 1998 ; van Rensbergen, 1997).

Le présent chapitre est découpé en deux parties. La première décrit brièvement les outils et techniques employés, à l'exception des méthodes de datation qui seront présentées dans le second chapitre. Les méthodes classiques (description sédimentologique, granulométrie) sont décrites brièvement alors que les outils moins classiques dans l'étude des sédiments lacustres (la spectrorimétrie par exemple) sont présentés de manière plus exhaustive. La seconde partie présente les résultats et interprétations sédimentologiques qui découlent de cette approche « multi-paramètres ».

A) Méthodes

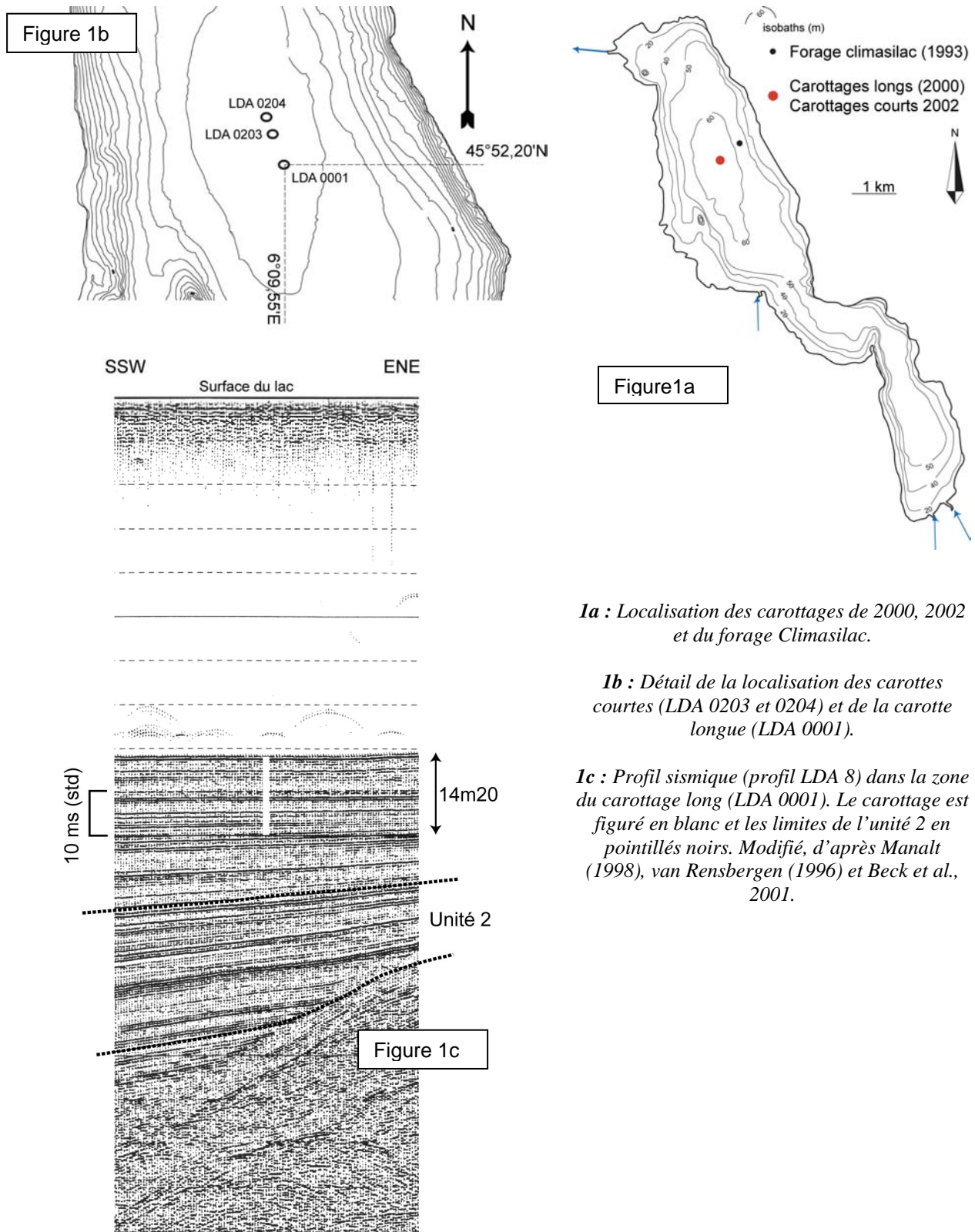
1) Carottages

Les carottages se sont déroulés lors de deux missions (figure II-1).

- La première, au printemps 2000 a permis la récupération d'une « grande carotte » d'environ 14m (figure II-1c). L'utilisation du système UWITEC permet la récupération de sections de 3m, et deux séries de quatre carottes de 3m ont été prélevées. Le décalage en profondeur de ces deux séries (prélevées à quelques mètres l'une de l'autre) permet d'obtenir une série composite sur l'ensemble du carottage (figure. II-2). Ce type de carottier qui fonctionne à l'aide d'un piston hydraulique (pour assurer la fermeture du carottier avant la remontée) est toutefois peu adapté pour les sédiments très riches en eau (80 % environ) comme ceux que l'on rencontre à l'interface eau-sédiment. Il convient donc d'utiliser d'autres systèmes, comme un carottier gravitaire par exemple.

- La deuxième, en septembre (2002), sur le même site, (figure II-1b) s'est concentrée sur l'obtention de carottes courtes gravitaires d'environ 1m. Nous avons ainsi obtenu des interfaces eau-sédiment très bien conservées.

Ces deux modes de carottages n'étant pas tout à fait comparables, il convient de tenir compte des effets de compaction différentielle. Si certains auteurs (Morton et White, 1997) proposent des méthodes de corrections des profondeurs qui permettent des comparaisons immédiates, nous avons tout de même préféré conserver les profondeurs originelles dans chaque type de carotte. Par contre, ce problème technique a été « levé » par la réalisation de modèles d'âges par comptage sur les deux types de carottes (chapitre III). La réalisation de log en fonction de l'âge permet ainsi un affranchissement total par rapport à ces problèmes de compactions différentielles.



1a : Localisation des carottages de 2000, 2002 et du forage Climasilac.

1b : Détail de la localisation des carottes courtes (LDA 0203 et 0204) et de la carotte longue (LDA 0001).

1c : Profil sismique (profil LDA 8) dans la zone du carottage long (LDA 0001). Le carottage est figuré en blanc et les limites de l'unité 2 en pointillés noirs. Modifié, d'après Manalt (1998), van Rensbergen (1996) et Beck et al., 2001.

Figure II-1 : Carte de localisation des carottages.

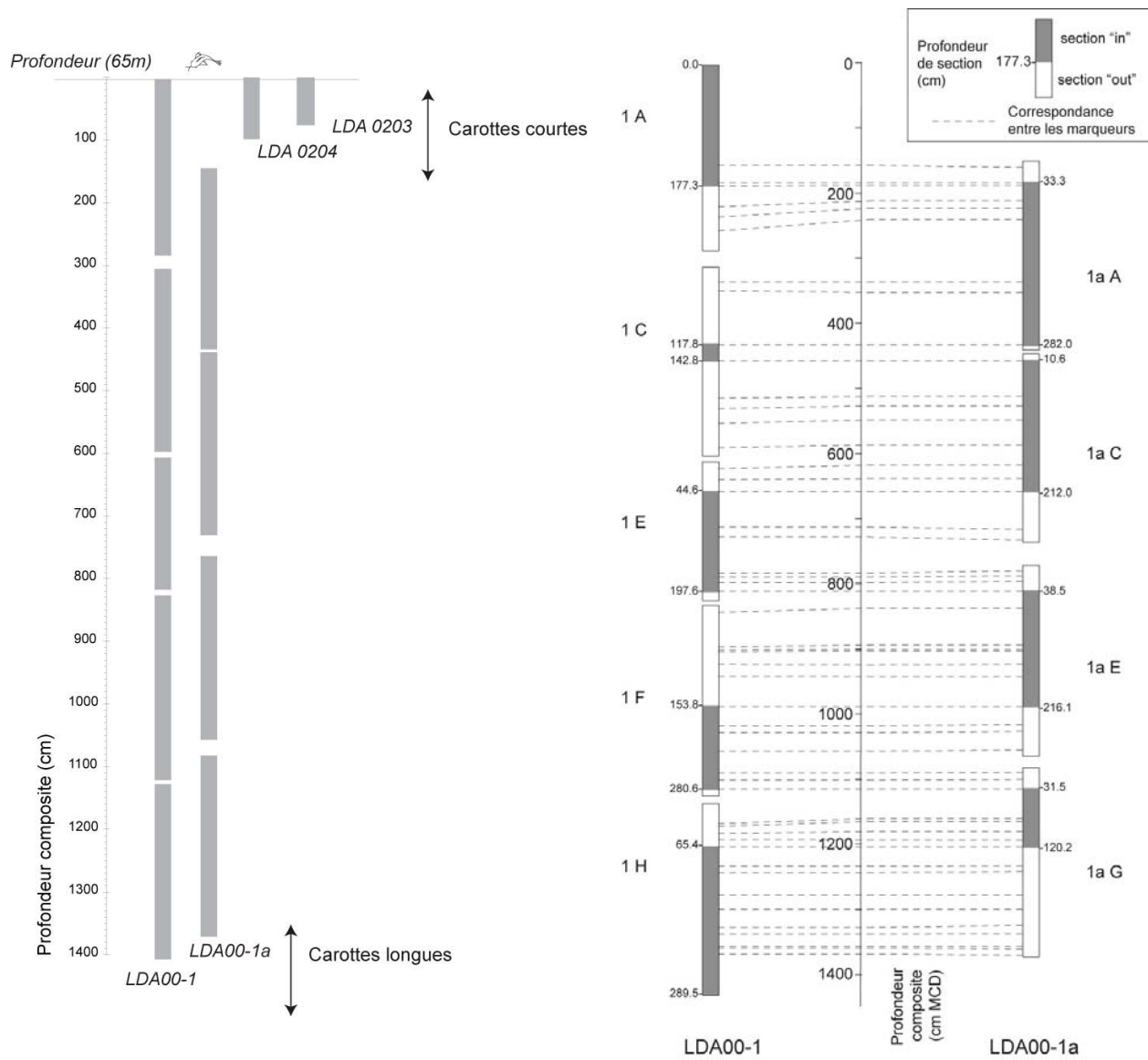


Figure II-2 : Recouvrement et position des carottes utilisées.

Figure II-3 : Etablissement de la série composite LDA 0001 grâce au repérage de marqueurs sédimentaires et à la définition de section « in » et « out ».

2) Composition d'une série composite

Le recouvrement entre les deux sections (LDA 00-1 et LDA 00-1a) a permis l'obtention d'une série composite continue sur plus de 14m (figure II-3). Les déformations et le pistonnage en bas ou en haut de carottes introduisent des biais dans la corrélation entre les carottes. Le repérage de marqueurs (niveaux de sables, horizons organiques) dans l'ensemble des carottes et la correspondance entre ces horizons entre chaque section (LDA00-1 et LDA00-1a) permet de s'affranchir de ces problèmes. La figure II-3 présente la série composite continue. La section « in » est définie comme la section référence, le long de la carotte, elle correspond tantôt à une section, tantôt à l'autre. Le passage d'une section à l'autre se situe au niveau de marqueurs, et exclut le plus souvent (lorsque c'est possible) les extrémités des carottes. Dans les sections « out », le repérage des marqueurs permet une corrélation avec les sections « in ». Le décalage peut selon les cas atteindre 5 cm. L'utilisation d'un tableur pour la description de l'ensemble de cette étape, permet par de simples règles de trois entre les marqueurs de corriger les profondeurs des sections « out ». A partir des corrélations entre les marqueurs et des profondeurs dans chaque section de 3 m on obtient une profondeur composite équivalente. A partir de ce stade, les profondeurs des mesures, des analyses, sur les carottes, sont exprimées en cm MCD (meter composite depth), qui correspond à la profondeur des sections « in » ou alors à la transformation des profondeurs « out » par les calculs du tableur. On peut ainsi quelle que soit la section utilisée toujours obtenir une profondeur composite référence en minimisant l'erreur due aux déformations et à la compression dans les sédiments. Dans la suite du manuscrit l'ensemble des profondeurs (exceptées pour les carottes courtes) correspondent à des profondeurs MCD.

3) Vidéocapture, numérisation

L'ensemble des carottes a été photographié en utilisant un appareil numérique à haute résolution (5 millions de pixels) sur banc photographique. L'ensemble des réglages a été optimisé afin de limiter la déformation tout en conservant une très bonne résolution. Chaque cliché, correspondant à 10 cm de carottes environ, a ensuite été « monté » pour reconstituer les tronçons et les carottes avec le logiciel Adobe Photoshop¹². On obtient ainsi des images numériques à environ 250 pixels/cm. Ces images ont ensuite été « retouchées » (niveaux de gris, contraste) afin d'obtenir une individualisation maximale des lamines. Ce traitement n'a pu se faire que par section d'environ 50 cm en raison des différences naturelles de contrastes et de couleur du sédiment.

-Carottes courtes :

Dès leur ouverture les carottes courtes ont été numérisées une première fois, après quelques jours (et donc après oxydation) le protocole a été renouvelé.

-Carottes longues :

En 2000, lors du carottage et après ouverture, les carottes ont été numérisées à basse résolution. Les photos haute résolution ont été prises en 2003, sur des u-channels provenant de la demi carotte d'archive. Un long travail de préparation de la surface a donc été nécessaire.

4) Microgranulométrie et teneur en carbonates

La microgranulométrie a été mesurée selon un protocole adapté de Trentesaux *et al.* (2001) sur un granulomètre Malvern Mastersizer 1000. Ce protocole partiellement adapté aux sédiments lacustres (Arnaud, accepté ; Arnaud, 2003) permet pour chaque mesure granulométrique le calcul du taux de carbonates. En plus de la mesure granulométrique classique, une mesure supplémentaire est effectuée après décarbonatation de l'échantillon par ajout d'une quantité suffisante d'HCl faiblement concentré. Parallèlement à l'obtention des spectres granulométriques classiques et décarbonatés, on calcule, le spectre des sédiments non carbonatés (par soustraction du spectre décarbonaté au spectre « normal », ceci en tenant compte de la quantité de particules dissoutes lors de l'ajout d'HCl) ainsi que le taux de carbonates. Ces mesures ont été réalisées sur la carotte courte LDA 0204 tous les 0.5 cm et à plus basse résolution sur l'ensemble de la carotte avec un pas d'environ 10 cm. Toutefois ce pas de mesure a été réduit dans certaines zones où ont été identifiées visuellement des variations sédimentaires.

L'utilisation du granulomètre laser permet de caractériser les paramètres texturaux du sédiment. Pour chaque analyse, un faisceau laser est envoyé sur de l'eau contenant, en suspension, une petite quantité (0,5 g) de l'échantillon étudié. En fonction de la diffraction sur les particules (qui est inversement proportionnelle au rayon élevé à la puissance 6), qui sont, pour le calcul assimilées à des sphères (théorie de Fraunhofer), l'appareil calcule le pourcentage de chaque

¹² Le « collage » de photos à cette résolution permet seulement de reconstituer des tronçons de moins de 1m. En effet, dans le logiciel Photoshop le nombre de pixels de l'espace de travail est limité, ce qui ne nous a pas permis de travailler sur les tronçons originels de la grande carotte.

classe granulométrique. Lors d'un passage, chaque échantillon est mesuré 10000 fois, ce qui augmente la représentativité statistique des résultats. A partir des pourcentages des classes granulométriques, il est possible de calculer un grand nombre de paramètres (grain moyen, classement, médiane etc...). Le classement et le grain moyen que nous avons utilisés se calculent à partir des percentiles de différentes classes granulométriques.

$$\begin{aligned} \text{Calcul du classement :} & \quad (\text{per } 75 / \text{per } 25)^{0,5} \\ \text{Calcul du grain moyen :} & \quad (\text{per } 10 + \text{per } 30 + \text{per } 50 + \text{per } 70 + \text{per } 90)/5 \end{aligned}$$

(Per X= percentile, taille du grain correspondant à X % cumulé)

5) Teneur en eau/densité

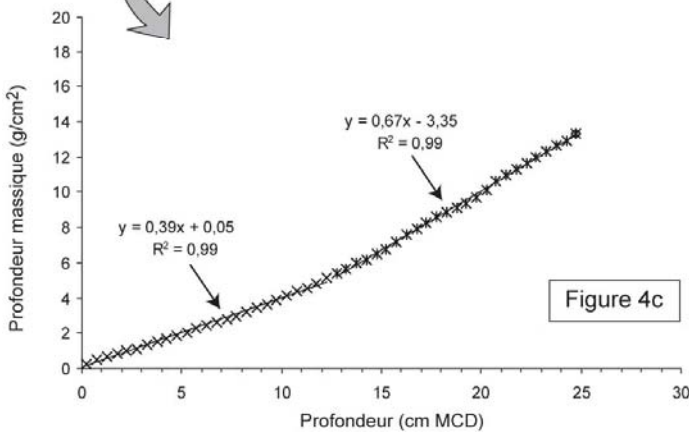
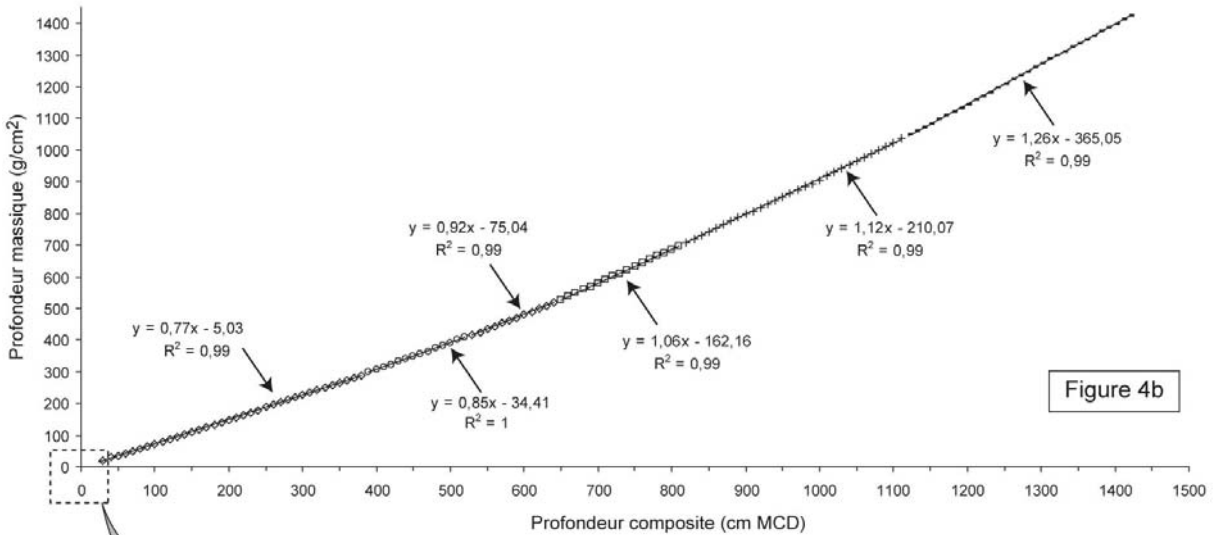
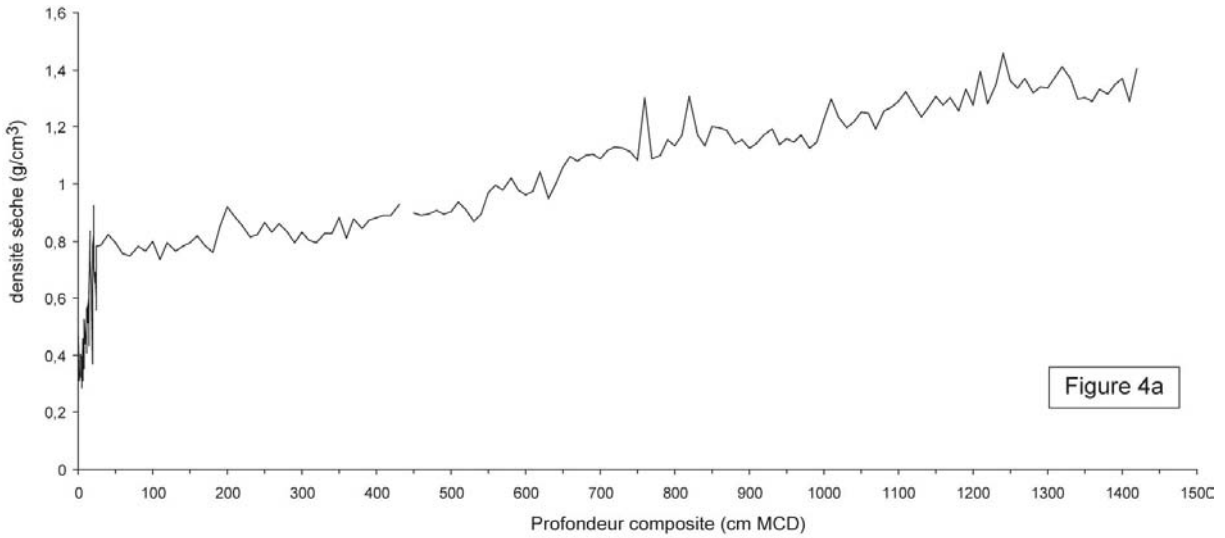
Les variations de densité ou de teneur en eau dans les sédiments peuvent être à l'origine de biais d'interprétation de certains paramètres. Il convient de vérifier et de corriger les données en tenant compte de ces variations. Nous avons mesuré, grâce au prélèvement d'un volume constant tous les 10 cm, la teneur en eau (et donc la densité sèche et humide) du sédiment sur l'ensemble de la carotte composite LDA 0001 (figure II-4a). Cette approche a aussi été réalisée tous les demi centimètres sur les carottes courtes. L'interpolation entre les mesures permet aussi le passage de la profondeur en cm MCD à une profondeur massique exprimée en g/cm². Pour cela nous avons utilisé un ensemble de six interpolations linéaires (figure II-4b et II-4c) dont les coefficients de corrélation (R²) sont supérieurs à 0.99.

La profondeur massique correspond au poids de sédiments secs déposé par unité de surface jusqu'à l'épaisseur considérée. Pour chaque échantillon de masse sèche et de volume connus, on calcule l'épaisseur massique (ep) :

$$Ep = \text{masse sèche} / \text{surface}$$

La profondeur massique de l'échantillon à X centimètres est donnée par la formule :

$$\text{Prof. Mass.} = \sum_{i=0 \text{ à } X} Ep(i)$$



4a : Evolution de la densité sèche en fonction de la profondeur dans la carotte LDA 0001.
4b et 4c : Evolution de la profondeur massique en fonction de la profondeur dans la carotte LDA 0001.

Les différentes équations, utilisées dans les interpolations linéaires, utilisées pour le ré-échantillonnage des données sont indiquées sur les figures (ainsi que le coefficient de corrélation)

Figure II-4 : Densité sèche et profondeur massique de la carotte LDA 0001

6) Réalisation de lames minces imprégnées

La récente acquisition par l'UFR CISM (Université de Savoie) du matériel nécessaire à la réalisation de lames minces imprégnées de sédiments a permis la réalisation d'un certain nombre de « blocs » de sédiments indurés. Le protocole consiste à remplacer sous vide l'eau du sédiment par de l'acétone, puis de réaliser un enrésinement qui permet l'obtention d'un « bloc » qui peut par la suite être transformé en lame mince. Les lames minces imprégnées réalisées ont été utilisées à deux niveaux (tableau II-1) :

- L'utilisation du microscope pour l'observation des lames permet d'appréhender les processus sédimentaires à une échelle permettant la compréhension de la dynamique des dépôts. Ce type d'approche, que l'on retrouve par exemple dans les travaux de Hsü et McKenzie (1985) sur des lacs Suisse, de Brauer (2004) sur des lacs de type Maar en Allemagne et de Tiljander *et al.* (2002) sur des lacs finlandais, permet de reconstituer une chronologie annuelle. En raison de problèmes techniques¹³ la réalisation de 5 lames recouvrant en continu (figure II-5) la carotte courte LDA0204 n'a malheureusement pas permis par sa seule étude, d'attester de l'annualité des lamines observées, ni de reconstituer une chronologie précise.

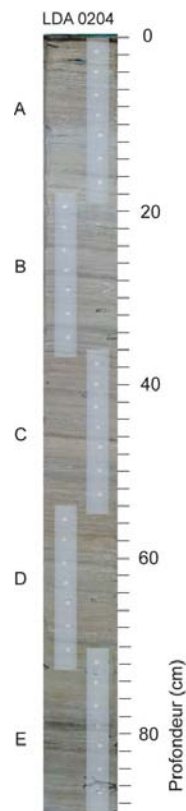


Figure II-5 : Protocole d'échantillonnage de la carotte LDA 0204.

Cinq profils d'aluminium ont été utilisés afin d'obtenir une série complète avec un recouvrement de 2 cm entre chaque profil.

¹³ Il semble que lors de l'enrésinement une grande partie des sédiments gorgés d'eau (80% environ) aient migré plus qu'il ne le faut pour assurer une bonne conservation des lamines. L'observation microscopique s'est donc avérée moins précise que l'observation des photos hautes résolutions.

- Trois blocs enrésinés ont été réalisés dans les zones où des téphras volcaniques ont été détectés visuellement ou semblaient présents (cf. chapitre III). Ces blocs ont par la suite été étudiés au GFZ de Postdam par Achim Brauer à l'aide d'observations microscopiques et d'analyses en fluorescence X avec un pas de résolution de l'ordre de 10 µm (Micro energydispersive X-ray fluorescence spectrometry). Cette technique permet une analyse semi-quantitative des nombreux éléments majeurs présents dans le sédiment de manière non destructive. La réalisation de ces « blocs » a été difficilement optimisée. En effet les deux lames supérieures (937,9-957,9 cm ; 957,9-977,9 cm) de bonnes qualités¹⁴ ont pu être analysées en XRF continu (Septembre 2004), alors que le bloc obtenu pour la tranche 1005-1015 cm (complètement fragmenté) n'a pu faire l'objet d'études poussées¹⁵.

Label	Profondeur composite (cm MCD)	Remarques	Analyse Microscopique (GFZ Postdam)	Analyse Micro XRF (GFZ Postdam)	Analyse Micro SM (GFZ Postdam)
lda16-I1	937,9-957,9	Prélevé sur bord externe (pistonnée)	X	X	X
lda16-I2	957,9-977,9	Idem	X	X	X
lda16-I3	977,9-997,9	Idem	X		X
lda16-I4	997,9-1017,9	Idem	X		
lda 8-1	1005-1015	Fragmentation à l'enrésinement	X		

Tableau II-1 : Récapitulatif des travaux réalisés sur les « blocs » imprégnés destinés à la reconnaissance des téphras volcaniques.

¹⁴ La zone centrale ayant déjà été utilisée, nous avons été obligés de prélever les blocs sur l'extérieur des carottes.

¹⁵ En raison de l'arrachement de la hotte du laboratoire de lame mince lors d'un orage en Septembre 2003 qui a fortement perturbé l'enrésinement !

7) Propriétés magnétiques

Dans le lac du Bouchet (Massif Central, France) les propriétés magnétiques des sédiments ont permis des reconstitutions du climat européen sur plus de 100 000 ans (Thouveny *et al.*, 1994). Dans les alpes Arnaud *et al.* (2005) ont récemment proposé une reconstitution de l'activité hydrologique du Rhône à travers l'étude de la SM des sédiments du lac du Bourget. Dans le lac d'Annecy de nombreux travaux (essentiellement dans le petit lac) ont mis en évidence les grandes tendances de l'évolution du bassin versant et les modifications dues aux activités humaines au cours de l'Holocène (Dearing, 2000 ; Dearing *et al.*, 2001, Foster *et al.*, 2003 ; Higgitt *et al.*, 1991 ; Hu *et al.*, 2001).

Les paramètres magnétiques utilisés dans ce travail ont été mesurés avec différentes résolutions. La susceptibilité magnétique (SM) a été mesurée sur les carottes courtes, avec un pas de 3mm, à l'aide d'un « sensor » Bartington MS2E¹⁶. Les autres paramètres magnétiques ont été mesurés avec un pas de 2 cm sur la carotte longue (en collaboration avec Alain Mazaud, LSCE de Gif/Yvette) sur des magnétomètres cryogéniques 3 axes de type 2G pour l'IRM et l'ARM et avec capteur Bartington type MS2 pour la SM. Ces mesures sont réalisées avec un sous échantillonnage au centre des carottes en utilisant des u-channels sur lesquels sont effectuées les mesures magnétiques. Les mesures ainsi réalisées « s'affranchissent » des problèmes de pistonage que l'on rencontre sur le bord externe des carottes de types UWITEC.

- MS : Magnetic susceptibility ou susceptibilité magnétique (SM). C'est la capacité d'un corps à acquérir une aimantation lorsqu'il est soumis à un champ magnétique. Cette aimantation est fonction de la minéralogie du sédiment et de la composition du sédiment en éléments plus ou moins magnétisables. On distingue (figure II-6) les minéraux diamagnétiques avec des SM inférieures à 0 (quartz et calcite) des minéraux paramagnétiques avec des SM supérieures à 0 mais faibles (ferromagnésien et argiles essentiellement) et des minéraux ferromagnétiques avec des SM supérieures à 0 et fortes (oxydes de fer comme la magnétite par exemple). En première approximation la SM renseigne sur le rapport carbonates/éléments magnétiques. Toutefois son interprétation est rendue difficile par la multitude de processus qui la contrôlent (quantité de particules détritiques magnétisables, oxydes de sols, processus diagénétiques, processus biologiques).

¹⁶ Le « sensor » est un capteur qui permet une mesure directe de la SM sur une demi-carotte ; de forme cylindrique il est placé directement sur la carotte recouverte d'un film de polyéthylène (dont la surface a été lissée).

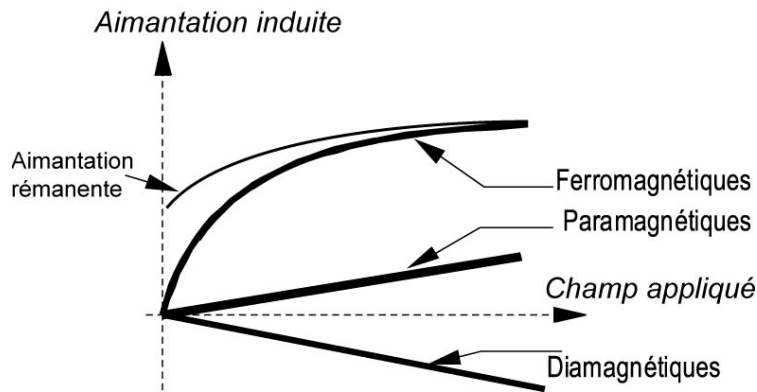


Figure II-6: Comportements magnétiques en fonction du champ appliqué.

Dans le cas du ferromagnétisme on observe une aimantation rémanente lorsque le champ appliqué redevient nul.

Les domaines magnétiques :

En fonction de la taille des grains magnétiques on observe à l'intérieur d'un même grain ferromagnétique des zones dans lesquelles les vecteurs magnétiques ont des directions et des valeurs différentes (figure II-7). Pour les petites particules on a un grain monodomaine (mD) alors que celles de tailles plus importantes sont pseudo-monodomaines (PSD) et enfin les plus grosses sont, elles, polydomaines (PD). Les valeurs de transitions entre mD-PSD-PD dépendent de la nature du grain ainsi que de sa forme.

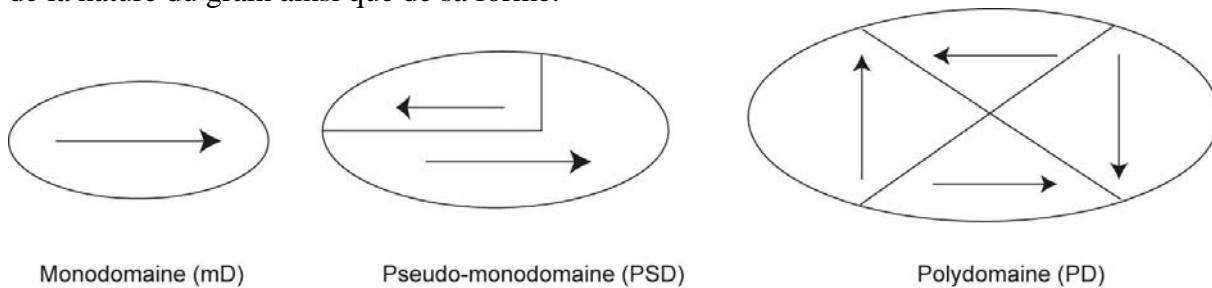


Figure II-7 : Illustration des différents domaines magnétiques rencontrés dans les minéraux.

Les grains mD très fins (quelques nanomètres) se comportent comme des minéraux paramagnétiques (en ne conservant pas une aimantation rémanente), ce comportement est appelé le superparamagnétisme (SPM).

- IRM :

Isothermal Remanent Magnetization, aussi appelée ARI en français (aimantation rémanente isotherme). C'est l'aimantation rémanente, acquise par le passage du sédiment dans un champ élevé en de 1 Tesla. Cette aimantation est plutôt portée par les grains magnétiques de tailles diverses et est indicatrice de la quantité de minéraux ferromagnétiques totale (à l'exception de l'hématite qui n'est pas totalement saturée avec un champ de 1 T).

- ARM (parfois noté χ_{ARM}):

Anhyseretic Remanent Magnetization, aussi appelée ARA en français (aimantation rémanente anhysterétique) C'est une aimantation rémanente, acquise par le passage du sédiment dans un champ alternatif auquel est ajouté un champ continu de 50 micro Tesla (ordre de grandeur du champ terrestre). Le « petit » champ continu et le « plus gros » champ alternatif sont appliqués selon l'axe du magnétomètre. Cette aimantation est plutôt portée par les petits grains ferrimagnétiques mD et PSD présents dans le sédiment (entre 1 et 5 microns pour la magnétite par exemple).

- Le S ratio ($S_{ratio_{300mT/1000mT}}$):

Un champ de 1 Tesla est appliqué au u-channel puis on mesure l'aimantation acquise « M1 ». On applique ensuite un champ de 0.3 Tesla dans le sens inverse (une partie de l'aimantation acquise lors de l'application du champ de 1 Tesla s'est retournée), on mesure « M2 ». Le rapport M2/M1, correspond au $S_{ratio_{300mT/1000mT}}$. Ce rapport mesure la "dureté" magnétique de l'IRM (qui correspond à la coercivité). On estime ainsi la part des minéraux paramagnétiques car ils gardent une aimantation qui s'exprime par une coercivité plus faible (ils sont plus « durs »).

Ces mesures magnétiques seront utilisées de façon brute (telles que mesurées sur le u-channel et ces valeurs s'expriment alors en SI) ou alors rapportées à la masse volumique de l'échantillon (dans la zone de mesure) afin de tenir compte de la densité et de la teneur en eau (les valeurs s'expriment toujours dans le système SI mais rapporté en $m^3.kg^{-1}$).

8) Spectrocolorimétrie

En 2000, Chapman et Shackleton ont mis en évidence des fluctuations millénaires de la circulation nord atlantique durant l'Holocène à partir de l'analyse de la réflectance (L^* ou lightness) du sédiment de carottes sédimentaires marines. Peu auparavant Balsam *et al.* (1999) ont montré en quoi l'utilisation de ce même paramètre pouvait rendre compte des variations de la composition en carbonates du sédiment. Ce type d'approche est intéressant car il permet de quantifier les paramètres colorimétriques du sédiment sans ambiguïté, c'est-à-dire sans biais introduit par une capture photographique. Beaucoup d'études sédimentaires utilisent les niveaux de gris extraits à partir de photos numériques (Tiljander *et al.*, 2002) mais ceci impose un protocole photographique contraignant (utilisation d'un laboratoire photo avec des conditions de luminosité constante). Le spectrocolorimètre Minolta CM2600d utilisé dans ce travail est un appareil portatif qui s'applique directement sur la carotte ouverte recouverte d'un film de polyéthylène (afin de protéger l'appareil). Un flash lumineux émis par une lampe au xénon (illuminant D65 aux caractéristiques comparables à la lumière visible) est envoyé sur le sédiment (à travers une ouverture de 3mm), l'appareil analyse alors la lumière réfléchiée par le sédiment. On obtient ainsi le spectre de réflectance pour la lumière visible (entre 400 et 700 nm). Ce spectre est composé d'une valeur de réflectance (% de lumière réfléchiée) tous les 10nm. A partir de ce spectre il est possible d'obtenir plusieurs paramètres : i) la réflectance totale (L^* ou lightness) ; ii) $1-L^*$ où darkness ; iii) la dérivée première du spectre (% réflectance par nm). Les travaux de Baranco *et al* (1989), Deaton and Balsam (1991), Balsam et Deaton (1991, 1996), Debret *et al.* (soumis) ont montré que la composition du sédiment influençait la signature spectrale. Les pics et les pentes de la dérivée première du spectre de réflectance peuvent être corrélés avec la proportion de certains éléments constitutifs du sédiment (les pics à 445 nm et 525 nm avec la goethite ; les pics à 555, 565 et 575 nm avec l'hématite; et enfin ceux entre 605 et 695 nm avec la matière organique).

Le protocole de mesure sur le sédiment utilisé dans ce travail a été adapté à partir de protocoles de mesure sur les carottes marines (Chapman et Shackleton, 1998 ; Balsam *et al.*, 1997). Les mesures ont été effectuées (en 2003¹⁷) sur les u-channels tous les 3mm. Afin d'éviter toute dérive le calibrage de l'appareil sur le blanc standard à été réalisé toutes les 150 mesures environ (3 fois par section de 1m50). L'utilisation de l'ensemble des sections (in et out) des carottes a permis de réaliser des recouvrements de mesures entre les sections de 1m50 et ainsi d'obtenir une série composite d'environ 4500 valeurs pour 14.2m de carottes. La série ainsi obtenue sera utilisée dans la description de la série sédimentaire. Enfin les paramètres L^* et la dérivée première du spectre seront aussi évalués et utilisés comme paramètre climatique potentiel.

¹⁷ Les mesures spectrocolorimétriques ont été réalisées, juste avant la numérisation, sur les u-channels archives.

9) Isotopes de l'oxygène

Parmi les archives paléoclimatiques continentales, les isotopes de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}_p$) sont celles qui fournissent, sans doute, les meilleures reconstitutions quantitatives. On observe en effet, une corrélation entre la température de surface et la composition isotopique des précipitations (Dansgaard, 1964). La relation $\delta^{18}\text{O}_p$ -température de l'air a été utilisée dans les archives polaires et a permis de nombreuses reconstitutions de paléo températures sur de longues périodes dans les zones polaires (Jonhsen *et al.*, 2001 ; Jouzel *et al.*, 1997). Aux latitudes moyennes, l'absence d'archive glaciaire sur la totalité de l'holocène ne permet pas ce genre d'approches. De récents travaux sur les carbonates lacustres, et notamment sur les ostracodes benthiques montrent des possibilités de reconstitutions paléoclimatiques très intéressantes (von Grafenstein *et al.*, 1994, 1998, 1999a, 2000 ; Schwab *et al.*, 2003). La méthodologie mise en place par von Grafenstein permet de relier les valeurs des isotopes d'ostracodes benthiques ($\delta^{18}\text{O}$ vs. PDB), aux valeurs du $\delta^{18}\text{O}_p$ (vs. SMOW) des précipitations. Les données (travaux en cours de U. von Grafenstein, figure II-8) se basent sur une correction des δ_p (vs. PDB), mesurés sur les ostracodes benthiques du lac d'Annecy, qui tient compte des effets vitaux (von Grafenstein *et al.*, 1999b), ainsi que de l'ensemble des processus de fractionnement des isotopes de l'oxygène dans le lac et dans son bassin versant (Danis, 2003 ; Danis *et al.*, 2003). La reconstitution de 200 ans de températures grâce à cette méthode (von Grafenstein *et al.*, 1996), et les corrélations remarquables observées entre l'enregistrement des $\delta^{18}\text{O}_p$ (vs. SMOW) à Ammersee en Allemagne (von Grafenstein *et al.*, 1999a) et les données de $\delta^{18}\text{O}_p$ (vs. SMOW) de GRIP au Groenland (Dansgaard *et al.*, 1993), permettent d'envisager des résultats prometteurs dans le lac d'Annecy.

En parallèle avec les travaux sédimentologiques et de datation effectués au cours de cette thèse, un échantillonnage des carottes courtes et longues tous les demi centimètres a été réalisé afin de séparer et d'identifier les ostracodes. Une fois triés, identifiés et classés ceux-ci ont été analysés au laboratoire « Leibniz Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung » de l'université de Kiel (Allemagne) (Figure II-8a et II-8b). Les résultats et courbes de $\delta^{18}\text{O}_p$ (vs. PDB) déduits de ces mesures et présentés dans ce manuscrit (basse résolution, une analyse tous les 10 cm, figure II-8) correspondent à un premier stade de ce travail, qui à terme doit permettre la production d'un enregistrement complet des variations des isotopiques de l'oxygène depuis 15500 ans avec une résolution décennale¹⁸.

¹⁸ Ce travail sera réalisé dans le cadre du programme ESF (European Science Foudation) Declakes. (http://www.univ-savoie.fr/labos/edytem/declakes/declakes_sites.html)

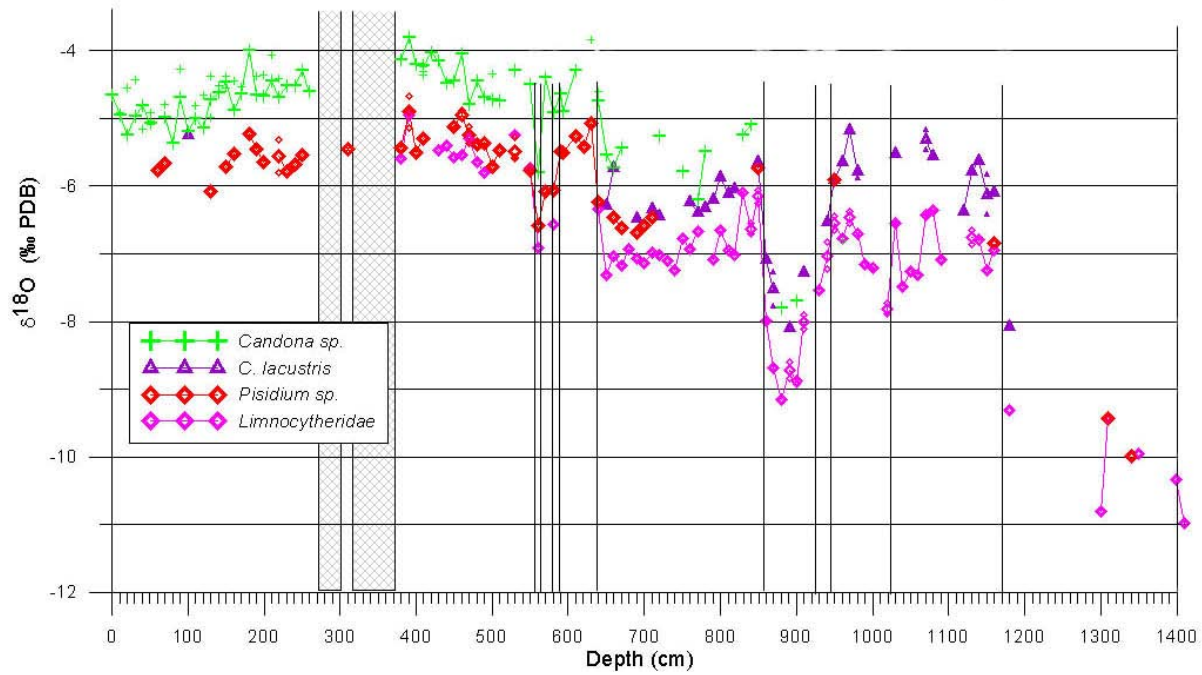


Figure II-8a : valeurs brutes de $\delta^{18}O$ (vs. PDB) sur les différentes espèces d'ostracodes benthiques de la carotte synthétique (LDA 0001) du lac d'Annecy

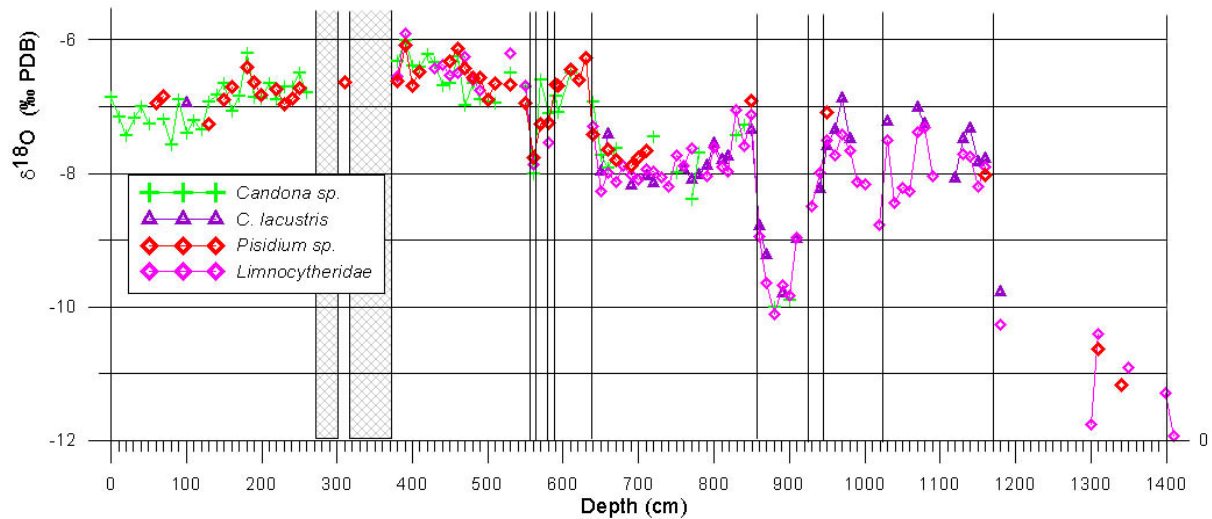


Figure II-8b : valeurs « corrigées des effets vitaux » de $\delta^{18}O$ (vs. PDB) sur les différentes espèces d'ostracodes benthiques de la carotte synthétique (LDA 0001) du lac d'Annecy.

Figure II-8 : Evolution des valeurs de $\delta^{18}O$ (vs. PDB) des ostracodes benthiques du lac d'Annecy avant et après correction des effets vitaux (correction d'après von Grafenstein et al., 1999b). Données non publiées de U. von Grafenstein et von Grafenstein et al., 2005.

B) Résultats

1) Sur les carottes courtes

a) Corrélation entre les carottes

Trois carottes courtes gravitaires ont été utilisées dans ce travail. Une a été « dédiée » à l'étude sédimentologique et multi-paramètres (LDA 0204), une autre à la radio chronologie (LDA 0203) et enfin une est utilisée dans l'étude des isotopes de l'oxygène des ostracodes (travaux en cours de U. von Grafenstein) à haute résolution (LDA 0202). Afin de contraindre les corrélations entre ces carottes qui présentent des degrés de compaction différents, nous avons, en plus de la description macroscopique des carottes, réalisé des mesures de SM à l'aide du « core sensor » du Bartington (figure II-9).

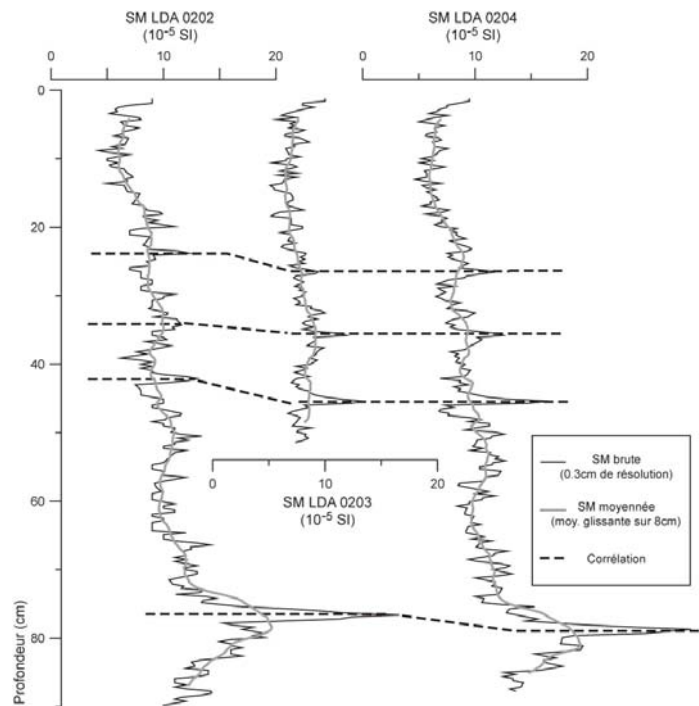


Figure II-9 : Variations de SM dans les carottes courtes en fonction de la profondeur.

La carotte LDA 0202 présentant une compaction plus importante, il convient de corriger les profondeurs des mesures et des prélèvements réalisés. La parfaite corrélation des valeurs de magnétisme entre la carotte dévolue à la radio chronologie (LDA 0203) et la carotte utilisée dans l'approche sédimentologique (LDA 0204) nous permet par contre d'utiliser une échelle de profondeur unique.

b) Description sédimentologique

L'analyse macroscopique couplée aux données granulométriques a permis la réalisation d'un log synthétique (figure II-10).

Trois faciès se distinguent :

-Faciès A (de 0 à 20 cm) : il s'agit d'un sédiment très riche en eau et en carbonates (65% environ) avec des valeurs de SM faible, de couleur noire et s'oxydant rapidement. On distingue une lamination constituée de lamines blanches bien marquées et de lamines sombres à teinte marron moins visible. Ce faciès est identique au faciès à rythmites décrit par Chapron (1999) dans les sédiments de l'interface du lac du Bourget. Sur la figure II-10, on distingue bien la tendance à une augmentation de la taille moyenne des grains vers le sommet de la carotte. Ceci est lié à l'augmentation de la taille des particules carbonatées plus qu'à l'augmentation de celle des grains non carbonatés (dont le mode ne dépasse pas 12 μm). Le mode secondaire qui apparaît dans la granulométrie des sédiments carbonatés (aux alentours de 60 μm) et qui vient s'ajouter aux modes préexistants (0,5 et 6 μm) correspond aux tailles des grains de calcite qui précipitent lorsque le niveau trophique du lac devient trop élevé (Kelts et Hsü, 1978 ; Lotter *et al.*, 1997 ; Lotter 1998). Une lamine peu différenciée à base peu visible (type 1) et cinq lamines plus grossières à bases très nettes (type 2) s'intercalent dans ce faciès. On peut noter que ce faciès « d'eutrophisation » n'avait pas été décrit dans les carottages précédents du lac d'Annecy, et ceci même dans les travaux sur des carottes courtes du petit lac (Thorndycraft *et al.*, 1998 ; Higgitt *et al.*, 1991) ; il avait été évoqué dans les travaux de Buillit *et al.* (1997) portant sur l'étude de la matière organique lacustre ainsi que dans les études de Vernet et Favarger (1982).

-Faciès B : c'est un faciès argilo-silteux dans lequel on observe une lamination floue intercalée entre des lamines blanches et des lamines de teintes marrons. Les lamines claires (aux limites inférieures et supérieures peu visibles) semblent plus épaisses que les sombres. Les valeurs de SM sont constantes et faibles.

-Faciès C : proche du faciès B, il s'en distingue par une couleur générale plus sombre en raison d'un rapport épaisseur des lamines sombres épaisseur des lamines claires plus fort. On retrouve dans ce faciès des lamines plus grossières (de 5 à 8 μm) de type 1 et 2, ainsi que les lamines sombres organiques. Les valeurs de SM sont irrégulières, avec des pics associés le plus souvent aux lamines grossières mais aussi aux niveaux organiques.

Dans ces deux derniers faciès, le taux de carbonate est sensiblement identique (exception faite de la zone aux alentours de 80 cm, très appauvrie en carbonates). La résolution utilisée (2.5 cm) pour les mesures ne nous permet pas de mettre en évidence les variations dues aux lamines grossières. On trouve néanmoins un faible taux de carbonates lorsque ces lamines sont majoritaires dans le sédiment (et dans la zone de la mesure du taux de carbonates). Du point de vue granulométrique, on note une constance des spectres (figure II-10 et II-11) entre ces deux faciès. Seuls les spectres correspondants aux lamines de type 1 sont légèrement décalés vers des spectres plus grossiers (figure II-10 et II-11).

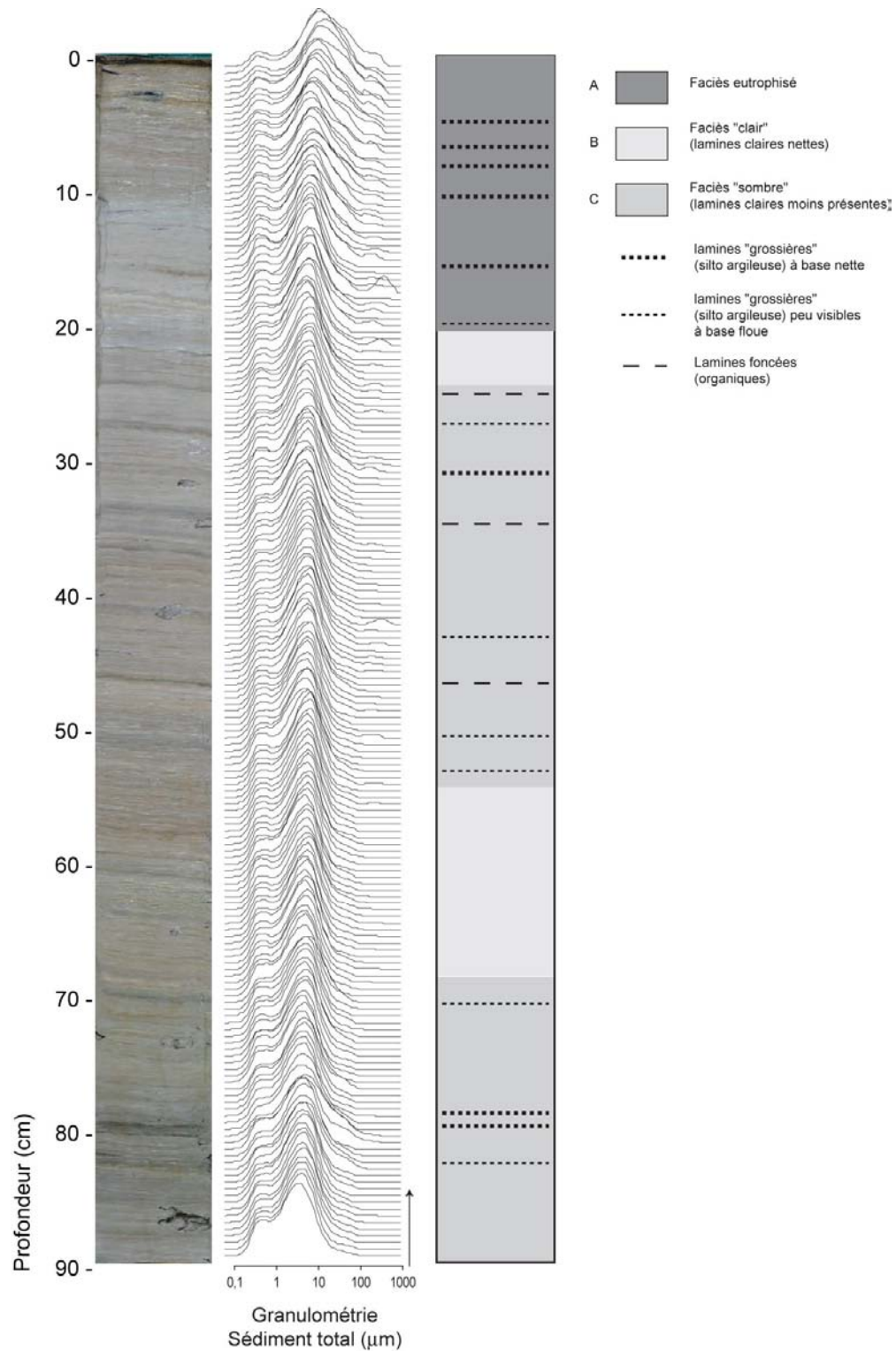


Figure II-10 : Granulométrie du sédiment total et log sédimentologique simplifié de la carotte courte LDA 0204.

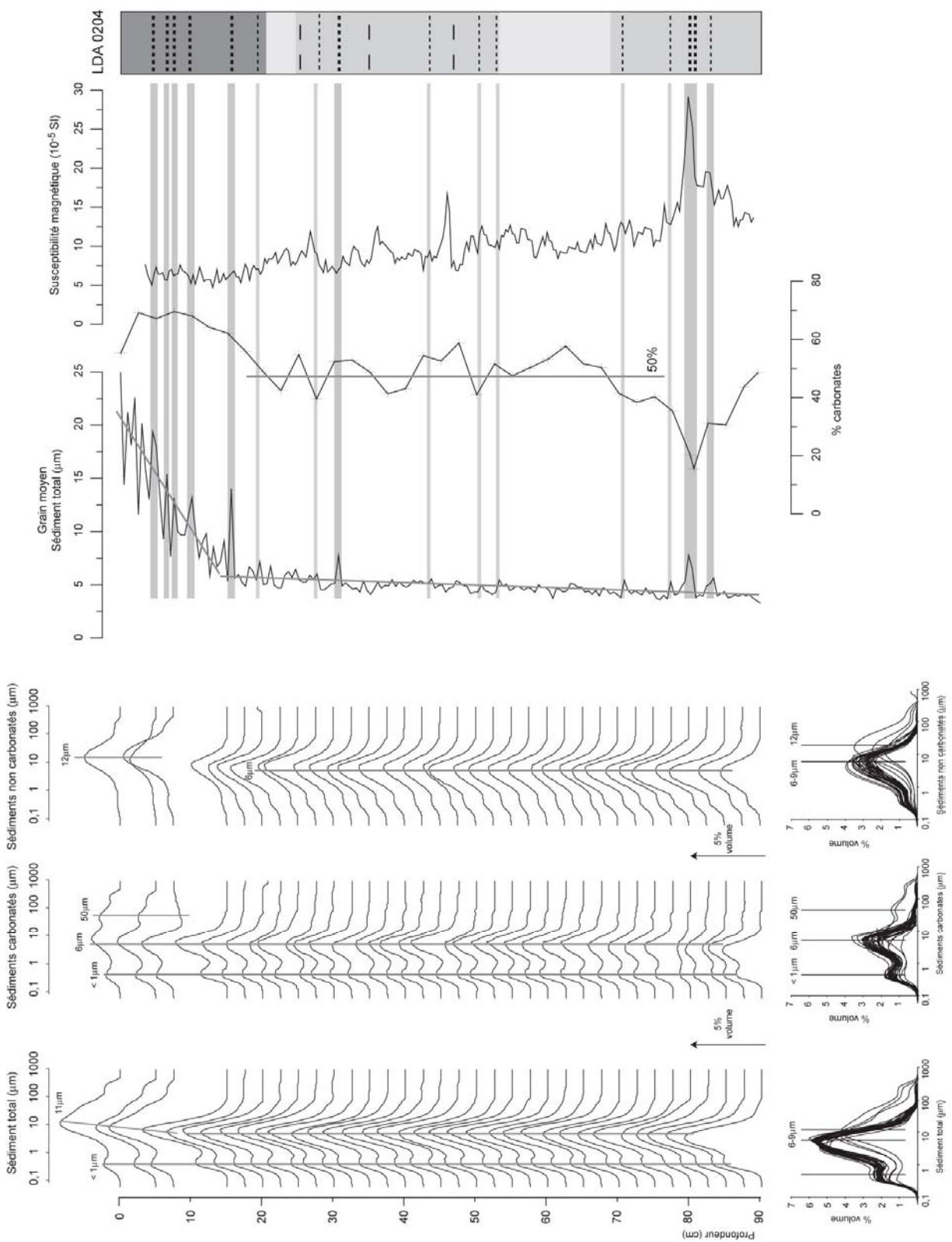


Figure II-11: Evolution de la granulométrie de la teneur en carbonates et de la SM dans la carotte LDA 0204.
 Les zones grisées correspondent aux lamines de type 1. Pour la légende du log stratigraphique, voir la figure II-10.

c) Interprétation

Les alternances de lamines sombres et claires correspondent manifestement à un signal annuel déjà identifié dans le petit et le grand Lac (Buillit *et al.*, 1997 ; Manalt , 1998 ; Brauer et Casanova, 2001). Les lamines claires se déposent durant le printemps et l'été par bio précipitation de calcite (Kelts et Hsü, 1978), alors que les lamines sombres résultent du retournement (ou brassage) de la colonne d'eau, durant l'hiver, induisant le dépôt des particules autochtones et allochtones jusque là en suspension. On peut donc assimiler les lamines silto-argileuses (type 2) grossières comme résultant du dépôt, durant le brassage des eaux du lac, d'apports détritiques dans les deux bassins du lac plus importants qu'en temps normal. On a ainsi une lamine sombre plus marquée (mais sans base nette) qui correspond à une « accentuation » de la lamine sombre annuelle « normale ». La présence de ces lamines révèle un rapport sédiments détritiques/sédiments carbonatés plus important lors des années correspondantes. Ces apports détritiques plus importants peuvent correspondre à des « crues » de type interflow ou overflow.

Le dépôt des lamines sombres à base nette (type 1) est, quant à lui, du aux courants de plus forte densité et de forte charge sédimentaire (de type underflow). En raison de l'écoulement de fond associé à ce type de courant, on retrouve en général (et quelle que soit la stratification du lac au moment de l'arrivée du courant) une transition marquée entre les sédiments sous-jacents et les dépôts d'underflow qui se déposent dans un contexte légèrement « érosif » (Chapron, 1999). Enfin, l'augmentation de la fréquence des lamines de type 1 et 2 dans les sédiments est aussi marquée par une augmentation de la SM et caractérise les sédiments du faciès C. Celle-ci traduit un rapport détritiques/carbonates plus important qui correspond à une augmentation des apports détritiques durant ces périodes (Dearing, 2000) par rapport aux périodes correspondantes au faciès B.

2) Sur la carotte longue

a) Description sédimentologique

La description sédimentologique de l'ensemble de la carotte LDA 0001 est résumée sur la figure II-12, et l'ensemble des mesures (magnétiques, composition des sédiments) est présenté dans la figure II-13. Le log sédimentologique a été réalisé à l'aide d'observations macroscopiques, d'analyses granulométriques mais aussi grâce à l'étude de la réflectance (1-L*). L'utilisation de ce dernier paramètre permet une quantification de la couleur et donc une description objective des faciès reconnus.

Les trois faciès et les deux types de lamines décrits sur les carottes courtes se retrouvent dans la grande carotte. On observe néanmoins quelques variations (figure II-13) :

- Faciès A : Il est beaucoup moins « net » que dans les carottes courtes. En effet la technique de carottage (par piston) est moins adaptée pour les sédiments à forte teneur en eau. Il est plus difficile d'identifier visuellement les différentes lamines de type 1. Toutefois la couleur sombre (caractérisée par une valeur de 1-L* élevé) et l'augmentation générale de la taille des grains sont parfaitement visibles (figure II-13).

- Faciès B : Les observations de couleur sur les carottes courtes (qui résulte de l'alternance de lamines claires prédominantes et des lamines sombres) et des caractéristiques qui ont permis d'identifier ce faciès sont ici complétées par l'étude du paramètre 1-L*. En effet, de faibles valeurs (inférieures à 51) de 1-L* caractérisent ce faciès. Les valeurs de la SM restent relativement faibles, alors que celles des autres paramètres magnétiques varient de manière plus complexe, bien que la majorité des zones où l'on retrouve le faciès B soit caractérisée par des pics d'IRM.

- Faciès C : De couleur plus sombre (1-L* supérieur à 51), il est caractérisé par de faibles valeurs en carbonates, des pics de SM ainsi que la présence récurrente d'underflows. Comme dans le faciès B, les valeurs d'IRM et de l'ARM ne présentent pas de tendance très nette.

Entre la base du faciès A et 3m78 le sédiment est caractérisé par l'alternance de ces deux faciès mais avec une large prédominance du faciès B. Cette alternance reprend ensuite entre 5m22 et 6m30. A ce niveau, le faciès C est légèrement différent (faciès C') : la lamination est bien plus visible en raison de l'épaisseur plus importantes des lamines détritiques. Entre 6m30 et 11m10 le faciès C'est interrompu par un niveau de faciès B puis par un faciès sombre sans lamination (F).

Trois autres faciès ainsi que deux types de structures sédimentaires sont présents:

- Faciès D : il correspond à un sédiment très sombre ($1-L^* \geq 52$) et relativement pauvre en carbonates ($\leq 30\%$, figure II-13) que l'on retrouve au-delà de 11m MCD. La lamination (très visible) est marquée par des alternances de lamines très sombres et de lamines légèrement plus claires (mais ne se rapprochant jamais du blanc). Les valeurs de SM sont en moyenne de $250 \cdot 10^{-5}$ SI (beaucoup plus fortes que dans le reste de la carotte) et de nombreux pics dépassent $600 \cdot 10^{-5}$ SI. Les valeurs d'IRM suivent la même évolution alors que celles d'ARM restent faibles et quasiment constantes. Ce faciès correspond aussi aux valeurs les plus basses de $\delta^{18}\text{O}$ des ostracodes (vs PDB) sur l'ensemble de la carotte. Enfin, on retrouve des lamines de types 1 et 2 des niveaux silteux d'aspect granuleux.

-Faciès E : Il s'agit d'un sédiment très fin, de couleur claire, de type craie lacustre (le taux de carbonates y est proche de 80 % en moyenne). La lamination est totalement absente (bien qu'une lamination infra millimétrique ait été observée au moment de l'ouverture des carottes, elle a ensuite disparu en quelques heures). Ce faciès est interrompu par 4 zones centimétriques où des lamines sont observables (apparition de lamines sombres, bien visibles dans les valeurs de $1-L^*$) et dans lesquelles la teneur en carbonates est plus faible. Les valeurs des paramètres magnétiques sont faibles et constantes, à l'exception là encore des zones laminées pour lesquelles on observe de très légères augmentations de la SM notamment.

-Faciès F : Observable entre 8m50 MCD et 9m16 MCD, il se caractérise par l'absence totale de lamination. Le sédiment, de couleur sombre ($1-L^*$ de 52 en moyenne) présente une homogénéité de teinte. L'ensemble des paramètres magnétiques est constant avec des valeurs faibles. Ce faciès est aussi associé à une baisse de 2‰ environ des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des ostracodes (vs PDB).

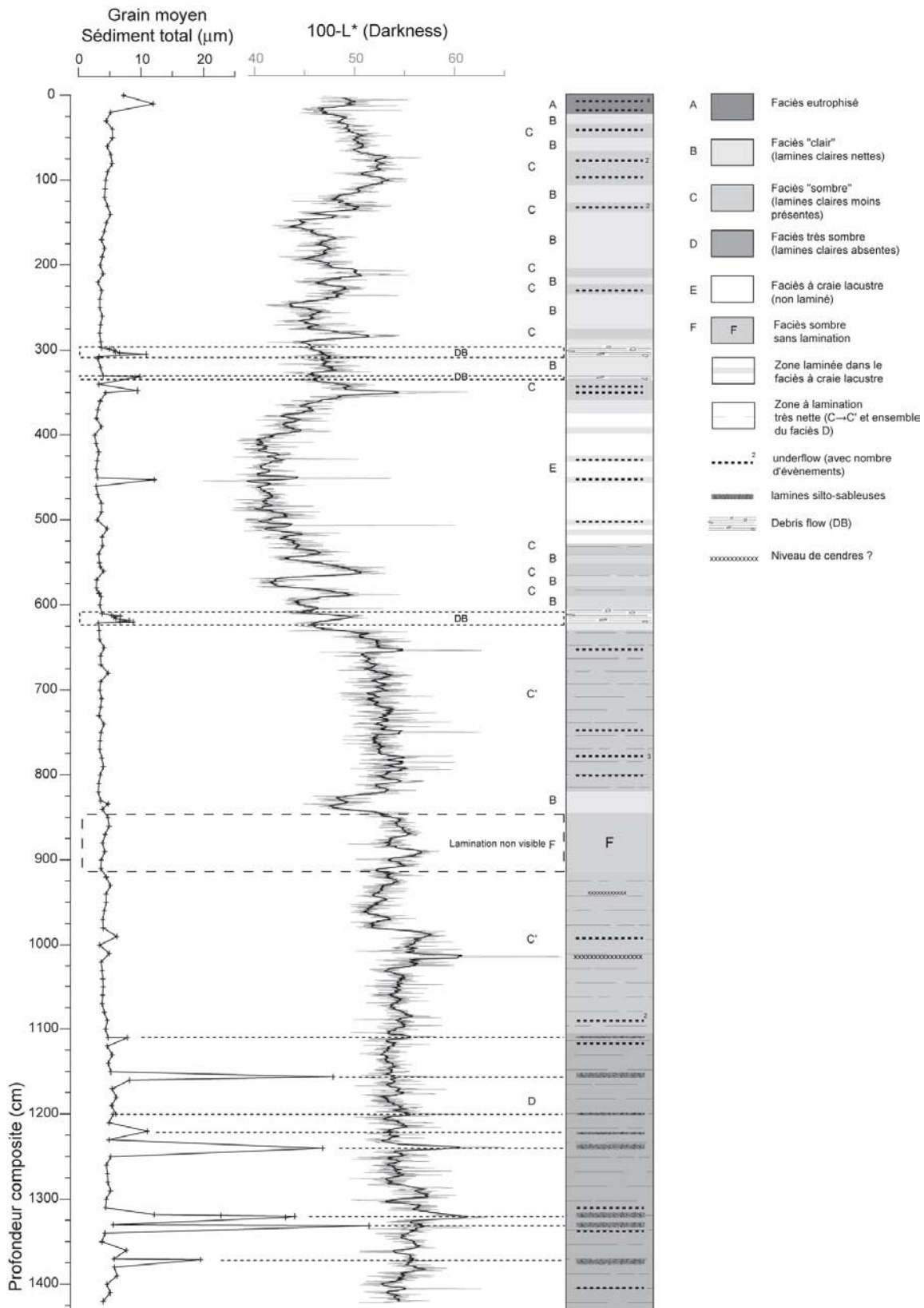


Figure II-12 : Log synthétique de la carotte LDA 0001, valeurs du grain moyen et paramètres colorimétriques.

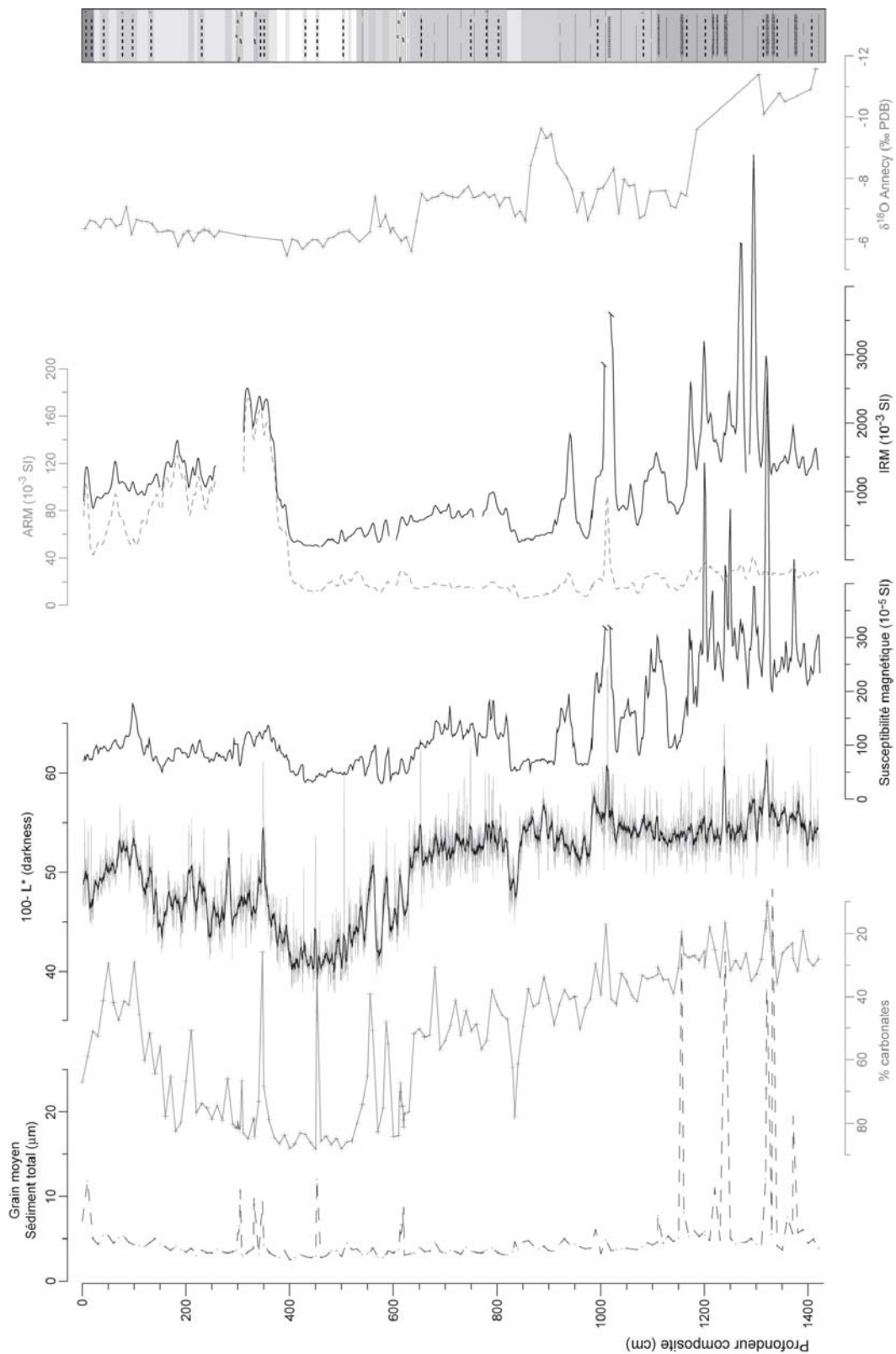


Figure II-13 : Paramètres sédimentologiques, isotopiques et magnétiques de la carotte synthétique LDA 0001 (pour la légende du log synthétique voir la figure II-12)

- Trois niveaux de 2 à 10 cm sont caractérisés, par une matrice fine « englobant » des particules plus grossières (figure II-14), une légère baisse de la teneur en carbonate et par une augmentation des valeurs du Q_{99} .

- Des lamines silto-sableuses : Elles sont observables uniquement en base de carotte (dans le faciès D) au-delà de 11m (figure II-12, II-13 et II-15). On les distingue des underflows, par une base moins nette, et l'augmentation des valeurs du Q_{99} associées à celle du grain moyen (figure II-15).

- Un niveau de cendre volcanique ? : Il s'agit d'un niveau centimétrique à 1012 cm. Observable par sa couleur noire foncée (valeurs de 1-L* très fortes, ce qui correspond à des valeurs de réflectances très faibles, figure II-12 et II-13), il est surtout caractérisé par un pic de SM à plus de $2500 \cdot 10^{-5}$ SI (ce qui correspond à plus de 20 fois la valeur moyenne de l'ensemble de la carotte, figure II-13). Ces valeurs de SM très élevées indiquent qu'il pourrait s'agir d'un téphra originaire du Massif Central (dans ce cas les retombées téphritiques associées à des magnas peu différenciés sont détectables dans les séries sédimentaires par des fortes valeurs de SM, Vannière *et al.*, 2004 ; Wulf *et al.*, 2004). Ce niveau est le seul parmi tous les niveaux corrélés entre les deux carottages (et ayant servi à la construction de la carotte synthétique) à présenter une épaisseur variable entre les deux sections du carottage (1 centimétrique dans la section LDA 1aE, et quelques millimètres dans la section LDA 1F).

On note aussi, aux alentours de 940, la présence dans quelques niveaux, de grains couleur rouille qui pourrait constituer des indices en faveur de la présence de particules d'origine téphritique.

b) Interprétation

- Sur les modalités de la sédimentation annuelle :

L'ensemble des interprétations déduites de l'étude des carottes courtes peut être étendu à la carotte longue LDA 0001. On retrouve en effet, dans la majeure partie de la carotte, les mêmes faciès et les mêmes structures sédimentaires (lamines de type 1 et 2). Tout au long de la carotte on observe tout de même des variations et des modifications de plus grande ampleur. En plus des « perturbations » sédimentaires nous avons mis en évidence l'existence dans le faciès E d'une interruption de la lamination associée à un taux de carbonates très élevé (au environ de 80%). Cette abondance relative de carbonates correspond à une absence quasi-totale des lamines sombres dites « d'hiver ». Une autre interruption de la lamination correspond au faciès F. Dans ce cas l'interruption n'est pas liée à une surabondance de sédiments carbonatés mais à une absence de lamines claires « d'été » visibles. Les faciès de couleurs sombres observés en dessous de 6m30 (C' et D) présentent un contraste très marqué entre des lamines très sombres et d'autres plus claires. On a, pour ces faciès, une lamine d'été appauvrie en carbonates par rapport aux lamines claires, mais plus enrichie que la lamine d'hiver qui lui correspond. Dans la partie basse de la carotte (au-delà de 6m30), il semble que, malgré un sédiment plus pauvre en carbonates et dont les caractéristiques globales sont modifiées, les alternances de lamines très sombres-sombres représentent des doublets annuels.

- Sur la mise en place des niveaux à matrice fine et des lamines silto-sableuses :

Dans les niveaux à matrice fine, les fortes valeurs du grain moyen et de la médiane et les fortes valeurs du Q_{99} (figure II-14) attestent d'un dépôt de particules en l'absence de courant (Passega et Byramjee, 1969). La présence de particules grossières (visibles à l'œil nu et responsables des fortes valeurs du Q_{99}), et le classement médiocre (entre 2,6 et 2,8) permettent de placer ces niveaux parmi les Debris Flows (Mulder et Cochonat, 1996). On a ici l'enregistrement distal de coulées de débris (Debris flow) se mettant en place grâce à une matrice fine qui supporterait le flux de sédiment.

L'identification d'ostracodes vivants sur la plate-forme littorale (von Grafenstein *et al.*, 2005) ainsi que les valeurs faibles de SM (pour DB 1 et DB 2) indiquent une source sédimentaire provenant en majorité de la benne carbonatée littorale. Dans le cas du niveau DB 3, le plus profond (et donc le plus ancien), la hausse de la SM associée à une baisse significative de la teneur en carbonates ne plaide pas en faveur d'un remaniement des sédiments de la benne. En effet, les sédiments de la benne, essentiellement carbonatés (Magny *et al.*, 2001) ne constituent pas des sources sédimentaires fortement magnétisables. Toutefois la complexité des valeurs granulométriques (Q_{99} et grain moyen), la forte épaisseur du dépôt (10 cm, alors que le site de carottage se situe au centre du lac) et la présence d'ostracodes littoraux (von Grafenstein *et al.*, 2005) indiquent qu'il s'agit, sans doute, d'un glissement de grande ampleur qui pourrait avoir remobilisé des sédiments littoraux. Récemment des carottages de la benne littorale ouest, par 2 m de profondeur, ont mis en évidence la présence d'horizons sableux à environ 4 m de profondeur dans le sédiment (Magny *et al.*, 2003b). Leur mise en place est datée à environ 8000 calBP. Les travaux de Hu (1997) ont montré que les matériaux sableux apportés par le Laudon (dont l'embouchure se trouve à proximité des bennes ouest carottées par Magny *et al.*, 2003b) et provenant des molasses, participent pour une très grande part, lorsque qu'ils sont présents, à une

augmentation des valeurs de SM dans le sédiment. Une origine identique aux DB 1 et DB 2 est possible pour le DB3 (le glissement à l'origine du Debris Flow, aurait remobilisé des sédiments de la plate-forme plus riches en sables).

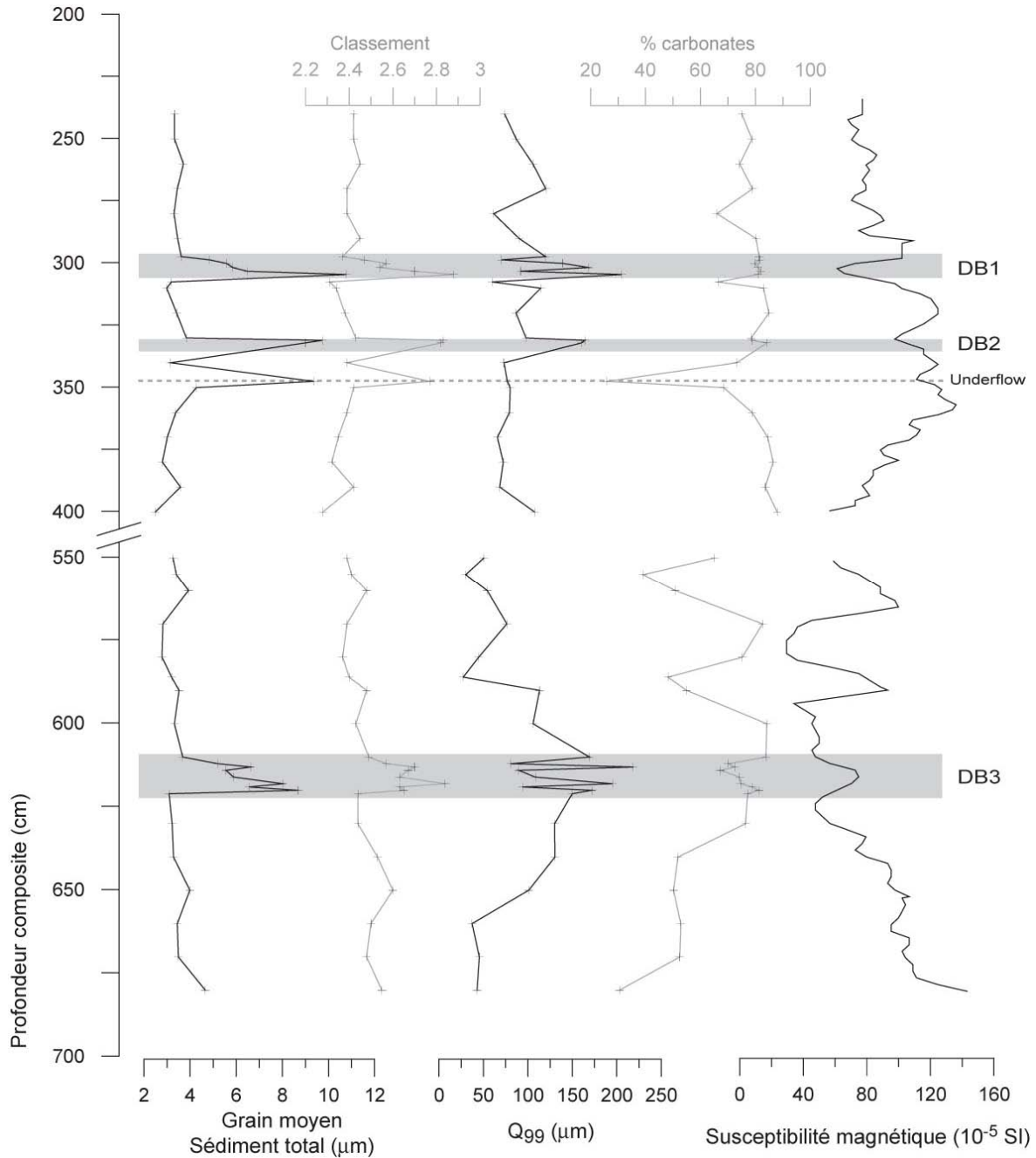


Figure II-14 : SM, paramètres granulométriques (grain moyen, classement, Q_{99}) et teneur en carbonate des trois niveaux de Debris Flows (DB 1, DB 2, DB 3).

Le grain moyen des lamines silto-sableuses est compris entre 7 et 46 μm (leur épaisseur est de 1 à 8,5 cm) et, est associé à une baisse significative du pourcentage de sédiment argileux fin (fraction inférieure à 3,9 μm). L'ensemble de ces données granulométriques ainsi que l'absence de matrice fine (lamine essentiellement silteuse) permettent de classer ces dépôts parmi les structures de type Silt Flow (Mulder et Cochonnat, 1996) (un courant de fluide maintenant les particules silteuses en suspension). Dans les huit Silts Flows visibles, on constate une légère baisse de la teneur en carbonate associée à une augmentation de la SM pour 6 d'entre eux (en gris foncé sur la figure II-15) alors que pour les deux derniers (en gris clair) on n'observe pas de variation significative de ce paramètre magnétique. Il semble, que ces Silts Flows aient deux sources sédimentaires distinctes, dont l'une est enrichie en particules magnétisables. Cette observation est confortée par les valeurs de l'IRM et de l'ARM qui covarient avec la SM pour les Silts Flows riches en particules magnétisables (sauf dans le cas du Silt Flow à 1240 cm où l'ARM et l'IRM semblent anti-corrélées à la SM). L'origine sédimentaire de ces dépôts est complexe : En effet, si les 6 niveaux riches en minéraux magnétiques, résultent d'une mise en place par l'intermédiaire de courants de grande intensité en provenance du Laudon¹⁹ (et donc enrichie en particules magnétisables ; Hu, 1997), l'origine des deux autres niveaux reste problématique. Il pourrait aussi s'agir (ce qui expliquerait aussi la faible épaisseur de ces niveaux par rapport au 6 autres), de Silts Flows originaires des affluents du versant Est (même si les affluents sont de tailles moindres que le Laudon). On aurait dans ce cas des teneurs très faibles en minéraux magnétisables (les roches mères susceptibles de délivrer des sédiments fortement magnétisables sont absentes de ce versant ; Hu, 1997) ainsi que des Silts Flows de plus faible épaisseur.

¹⁹ L'ensemble de ces Silt Flows se trouvant en base de carotte, ceux-ci se sont mis en place alors que le Fier alimentait encore le lac. Nous verrons dans le chapitre IV que les sédiments du Fier (comme ceux en provenance du Laudon) sont susceptibles de contenir en grande quantité des particules magnétiques. Une mise en place de ces niveaux à partir de courants de grande intensité en provenance du paléo-delta du Fier (dans la partie Nord du lac actuel) est aussi possible.

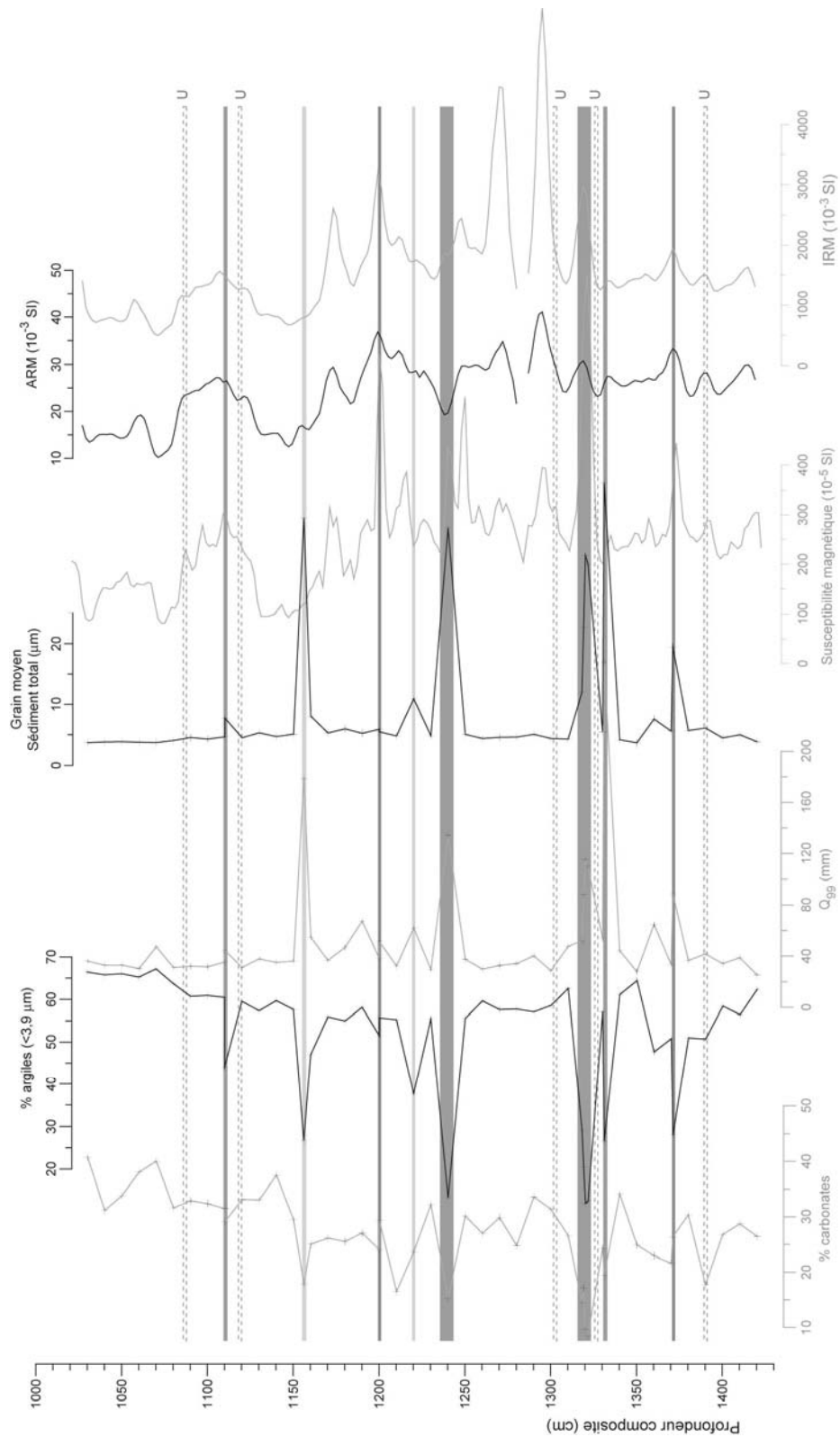


Figure II-15 : Paramètres sédimentologiques et magnétiques de la carotte LDA 0001 entre 10m50 MCD et sa base (14m22).

Les underflows sont figurés en pointillés (noté U) et les lamines Silts Flows en grisé

c) Interprétation des « évènements » sédimentaires

Beck *et al.* (1996) ont attribué les perturbations sédimentaires du forage Climasilac à des remaniements de sédiments sous-lacustres (sédiments des pentes et des bennes lacustres, ou des sédiments in-situ dans le fond du lac) induits par des séismes. La comparaison des évènements observés dans cette étude (Débris Flows et Silts Flow) avec ceux observés par Beck *et al.* (1996) est présentée dans la figure II-16. Nous n'avons pas, contrairement aux observations de la carotte du Forage Climasilac, observé de déformations du sédiment in situ. Les corrélations entre les Debris flows de la carotte LDA 0001 et les perturbations reconnues dans la partie sommitale du forage Climasilac apparaissent très bonnes. Quant aux Silts Flows observés en base de carotte, ils sont difficilement comparables avec les passées silteuses du forage Climasilac. Manalt (1998) et van Rensbergen (1997) évoquent une non continuité de ces niveaux (bien repérée en sismique) entre les pentes et le centre du bassin lacustre. On aurait donc ici l'enregistrement local (au centre du bassin) de phénomènes fréquents mais non continus à l'échelle du lac.

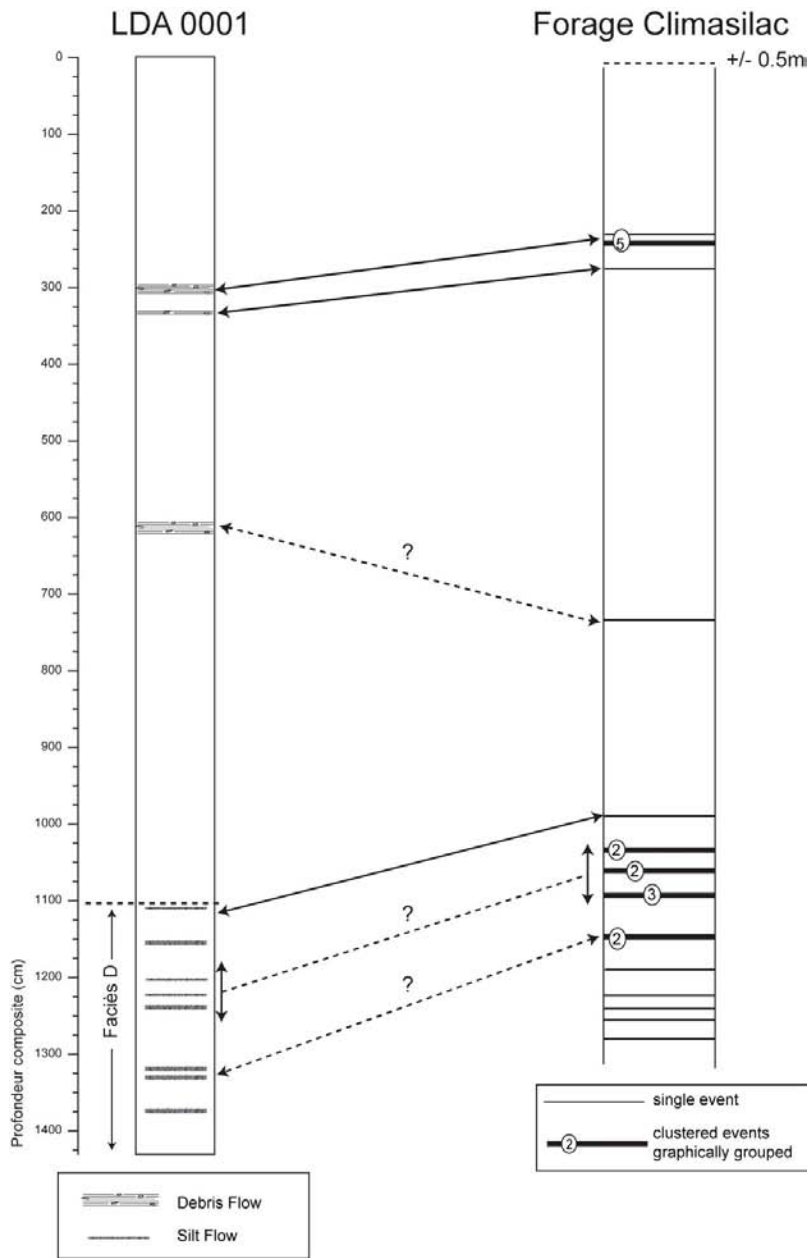
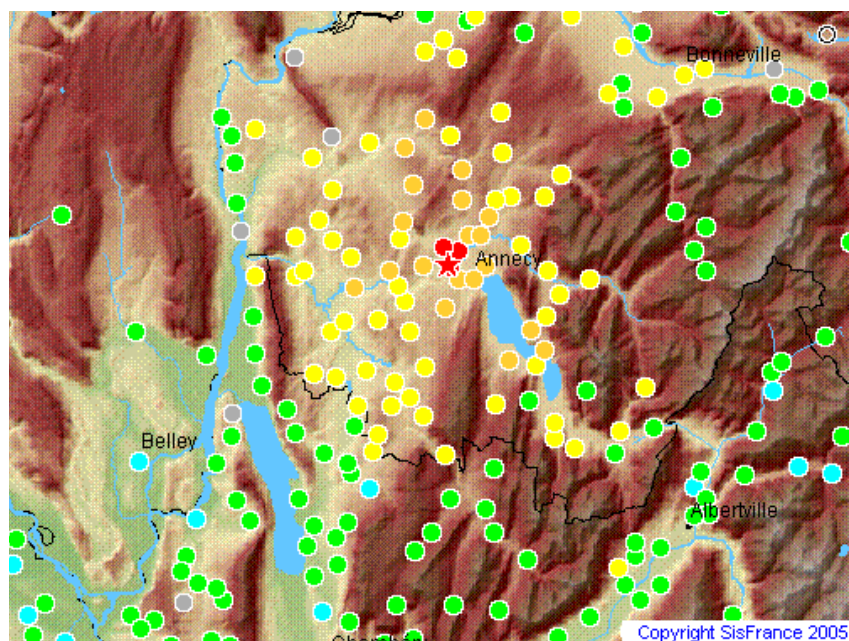


Figure II-16 : Comparaison des « perturbations sédimentaires » observées dans la carotte LDA 0001 et le forage Climasilac (Beck et al., 1996).

Les corrélations proposées sont indiquées par des flèches (un point d'interrogation et des pointillés ont été ajoutés lorsque les corrélations sont incertaines).

Les observations réalisées montrent une mise en place presque identique des Debris Flows observés avec des remaniements sédiments de pente induits par des séismes mis en évidence récemment dans des lacs alpins de plus petites tailles (Arnaud *et al*, 2002 ; Nomade *et al*, 2005). Toutefois cette interprétation se base sur la reconnaissance d'évènements historiques bien documentés. Dans le lac d'Annecy on n'observe aucune perturbation sédimentaire dans les trois premiers mètres du remplissage (du moins dans la partie centrale d'où proviennent les carottes étudiées). De nombreuses études portant sur la sismicité antéhistorique à partir de l'étude de

système lacustre se basent sur la reconnaissance d'évènements historiques afin de « calibrer » qualitativement et quantitativement « leurs » paléo-sismomètres (Blais-Stevens et Clague, 2001 ; Migowski *et al.*, 2004 ; Monecke *et al.*, 2004 ; Schnellmann *et al.*, 2002). Dans les Alpes (c'est-à-dire dans un contexte sismo-tectonique modéré), il est maintenant reconnu que des séismes dont l'intensité est supérieure ou égale à VI (échelle MSK) et dont l'épicentre se situe à proximité d'un lac (et quelle que soit leur taille) sont susceptibles de déclencher, dans certains cas, des remobilisations ou des perturbations des sédiments (Arnaud *et al.*, 2001 ; Chapron *et al.*, 1999 ; Lignier, 2001 ; Monecke *et al.*, 2004 ; Nomade *et al.*, 2005, Schnellmann *et al.*, 2002). Le 15 Juillet 1996, trois ans après le forage Climasilac, le plus fort séisme ayant affecté la région du lac d'Annecy depuis au moins 300 ans (BRGM *et al.*, 2005) s'est produit à moins de 10 km du lac (ML : 5.3 et d'intensité VII-VIII dans l'échelle MSK). Sur la carte macrosismique établie (figure II-17) on distingue que dans le périmètre du grand lac, l'intensité ressentie a été supérieure à VI.



Effets perceptibles du séisme

Degré d'intensité (échelle macrosismique MSK)

- séisme non senti
- 2 et 2.5 : senti par de rares personnes
- 3 et 3.5 : senti par quelques personnes
- 4 et 4.5 : senti par un grand nombre
- 5 et 5.5 : senti par la majorité
- 6 et 6.5 : dommages légers
- 7 et 7.5 : dommages prononcés
- Intensité inconnue

Figure II-17 : Carte macrosismique du séisme du 15 Juillet 1996 (0 h 13 min 31 sec).

*D'après BRGM *et al.*, 2005.*

*Ce séisme d'une magnitude M_L 5.3, et d'intensité VII-VII correspond à un mouvement de la faille du Vuache (Thouvenot *et al.*, 1998)*

Sur l'ensemble des carottes prélevées en 2000 et 2002 dans le centre du bassin ainsi que sur la rive Ouest il n'a pas été observé de perturbations sédimentaires. Ces résultats n'excluent pas l'existence de ce type de phénomène dans l'ensemble de la cuvette lacustre, toutefois il ne pourrait, dès lors, s'agir que de remaniements ou glissements très localisés et donc en aucun cas de structures analogues aux Débris Flows observés dans la carotte LDA 0001. Une interprétation en terme de dépôts induits par des séismes des Débris Flows observés impliquerait donc une intensité sismique locale plus forte que VI-VII.

De la même manière, il est donc difficile d'interpréter les Silts Flows observés en base de carotte comme résultant de tremblements de terre, d'autant que l'interprétation sédimentaire que nous proposons (pour la majorité d'entre eux) fait intervenir de forts courants (ce qui n'est pas, à première vue compatible avec un remaniement de sédiments deltaïques lacustres). Si nos interprétations sur l'origine des perturbations sédimentaires observées dans le lac d'Annecy sont assez éloignées de celles proposées par Beck *et al.* (1996), une dernière observation vient conforter notre point de vue. Dans le forage Climasilac, les passées silteuses se concentrent dans l'unité sédimentaire 3a (datée du Tardiglaciaire). Dans notre étude, l'ensemble des Silts Flows reconnus sont présents dans le faciès D, qui en première approximation (cf. courbe de $\delta^{18}\text{O}$, figure II-13) correspond à des sédiments mis en place antérieurement à 14500 ans calBP. Une gelifraction des roches plus importante et un bassin versant peu ou pas végétalisé pourraient être responsables, à cette époque, d'une accumulation de sédiments à forte SM (issue des molasses de la vallée du Laudon) dans le bassin versant ou bien dans des environnements deltaïques lacustres proximaux. De fortes précipitations ou des épisodes de fontes de neiges importants provoquant des crues seraient à l'origine du transport de ces sédiments vers le lac sous la forme de Silts Flows. Une telle interprétation est compatible avec, à la fois une discontinuité des ces structures, mais aussi avec l'existence de Silts Flows pauvres en éléments magnétisables. En effet, le versant Est (même si les affluents sont de taille moindre que le Laudon) peut lui aussi être à l'origine de ces mêmes types de dépôts, mais on aurait dans ce cas des teneurs très faibles en minéraux magnétisables (les roches mères susceptibles de délivrer des sédiments fortement magnétisables sont absentes de ce versant ; Hu, 1997) ainsi que des Silts Flows de plus faible épaisseur.

Si les possibilités d'utilisation du Lac d'Annecy en terme de paléosismicité ne sont pas totalement exclues, il semble que celui-ci ne présente pas les caractéristiques de sensibilité et d'enregistrement de l'activité tectonique historique nécessaire à la reconstitution de séries paléosismiques intéressantes en domaine d'activité tectonique modérée.

Conclusion

L'approche présentée dans ce chapitre permet de comprendre les processus de mise en place de sédiments dans le bassin profond du grand lac d'Annecy.

- La reconnaissance d'un signal annuel sur la majeure partie de la grande carotte sera utilisée comme point de départ à la réalisation d'un modèle âge profondeur par comptage de lamines (Chapitre III).
- L'identification de perturbations et d'évènements instantanés venant interrompre la sédimentation annuelle, permet à la fois une plus grande précision dans la réalisation du modèle d'âge, mais aussi un affranchissement vis à vis des erreurs d'interprétation dans les paramètres mesurés. Dans la suite de ce travail et dans le chapitre III nous prendrons en considération le « caractère instantané » des Débris Flows en les excluant du signal annuel. En ce qui concerne les Silts Flows, bien que leur origine reste problématique nous les conserverons comme potentiellement marqueurs d'un signal annuel. Si ce n'était pas le cas, nous introduirions ainsi un biais de seulement 8 ans (un an pour chaque Silt Flow) ce qui au regard de la position stratigraphique de ces niveaux (en base de carotte) ne pose aucun problème majeur.
- La variabilité de l'ensemble des paramètres mesurés (magnétiques et colorimétriques), est fortement corrélée avec l'alternance des faciès sédimentologiques décrits. Une étude de ces différents paramètres devrait permettre une compréhension et une interprétation (qualitative, voire quantitative) des facteurs forçants de la sédimentation (Chapitre IV et V).

Chapitre III : Chronologie de la carotte LDA 0001



21 janvier 1910



19 janvier 1955

Crues et inondations « historiques » des environs du lac d'Annecy.

Vues du Pâquier et de l'avenue d'Albigny.

(Extrait de Onde et al., 1985)

Introduction

L'étude de sédiments lacustres holocènes implique l'utilisation d'un modèle d'âge dont la précision doit permettre l'appréhension de phénomènes rapides et la comparaison de ceux-ci dans différents sites d'études. Des articles récents, comme ceux de Telford *et al.*, 2004 sur l'utilisation du carbone 14 ou de Smith (2001), à propos du ^{210}Pb , mettent en évidence l'importance de l'utilisation de « contrôles absolus » sur les modèles d'âges utilisés afin d'estimer les erreurs et ainsi de ne pas accorder « une trop grande confiance » aux datations obtenues. Dans ce travail nous avons utilisé plusieurs méthodes afin de contraindre au maximum la relation âge profondeur dans les carottes étudiées. La compréhension sédimentologique des carottes étudiées (Chapitre I) est utilisée afin de « corriger » la chronologie des événements instantanés qui peuvent introduire des biais dans la relation âge profondeur²⁰.

A) Méthodes utilisées

1) Analyses radiochimiques

L'ensemble des mesures radiochimiques a été réalisé au Laboratoire Souterrain de Modane (L.S.M) en collaboration avec Jean Louis-Reyss (LSCE Gif/Yvette, LSM). La situation du L.S.M, protégé par plus de 1500 m de couverture rocheuse (il se situe au milieu du tunnel du Fréjus entre Savoie et Italie), permet de s'affranchir d'un facteur 100 à 1000 du bruit de fond cosmique et permet ainsi une mesure directe et rapide de la radioactivité gamma du sédiment. Ces mesures sont réalisées grâce à des détecteurs de type puits (la description des détecteurs, appartenant au LSCE de Gif-sur-Yvette, et leurs caractéristiques sont décrites dans Reyss *et al.*, 1995), composés d'un cristal de germanium placé dans un cryostat. On mesure ainsi les émissions gamma d'un grand nombre d'émetteurs (^{210}Pb , ^{226}Ra , ^{228}Ra , ^{137}Cs , ^{40}K , ^{241}Am , ^{230}Th , ^{228}Th) à partir d'une faible quantité de sédiments (environ 2 g) placée dans le puits durant environ 12 heures. Les mesures ont été effectuées en continu avec un pas de 0.5 cm sur les 30 premiers centimètres de la carotte LDA 0203. L'utilisation d'échantillons de géométrie constante (en volume et en poids) permet de minimiser les erreurs inter échantillons dans les mesures de basses énergies (inférieures à 100 keV). En effet, les rayonnements gamma de faible énergie sont absorbés dans l'échantillon lui même. Le rendement du détecteur pour la géométrie des échantillons utilisés a été corrigé (pour le plomb, émetteur à 46 keV, par exemple) grâce à des contrôles par quelques mesures de radioactivité alpha du ^{208}Po qui est en équilibre avec le ^{210}Pb (Juglard, 2003, figure III-1). Dans le présent travail plusieurs radio-isotopes de courte période ont été utilisés pour déterminer des vitesses de sédimentation sur les sédiments récents. En pratique chaque échantillon correspond à « une tranche » de 0.5 cm d'une demi carotte.

²⁰ Cf. Annexe : Nomade J., Chapron E., Desmet M., Reyss J-L., Arnaud F., Lignier V. (2005) Reconstitution of historical seismicity from sediments archives of Laffrey Lake (French Alps). Terra Nova,

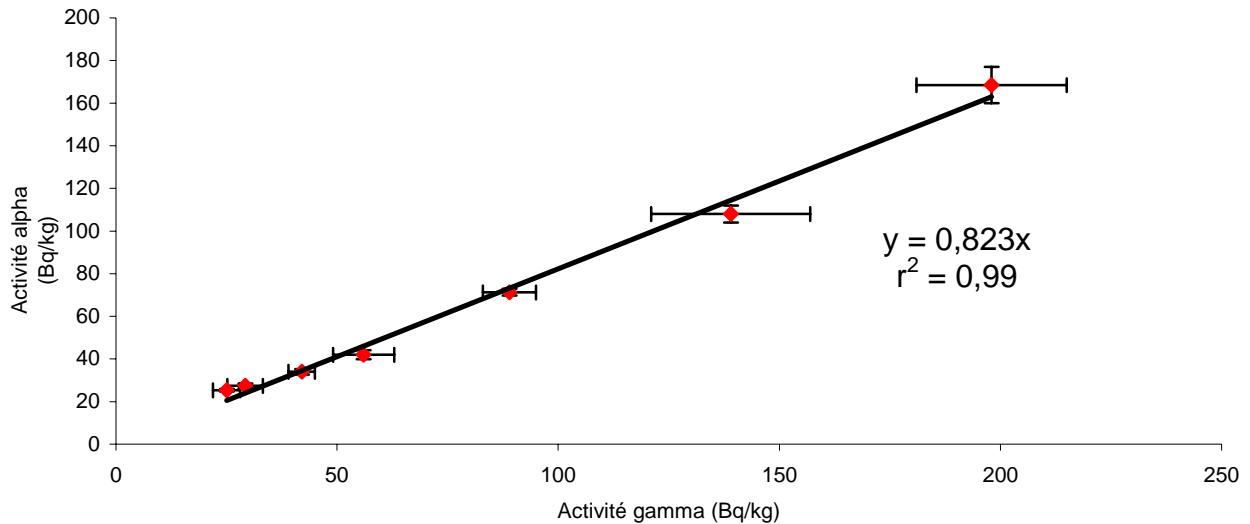


Figure III-1 : Activité alpha et gamma du ^{210}Pb de 5 échantillons du lac d'Annecy.
D'après Juglard (2003). L'activité détectée en spectroscopie gamma pour le ^{210}Pb (sur le détecteur « mondeuse » à Modane) doit être corrigée de 17% afin de tenir compte de l'absorption de l'échantillon.

a) Plomb 210

Depuis Goldberg (1963) et ses travaux sur les taux d'accumulation de neige au Groenland, le ^{210}Pb est largement utilisé dans d'autres domaines pour l'élaboration de modèles d'âge et notamment en domaine lacustre (Ben-Menahem A., 1976 ; Pourchet et Pinglot, 1989 ; Varvas & Punning, 1993, Appleby, 2001 ; Arnaud *et al*, 2002). Le ^{210}Pb est un isotope naturel du plomb qui fait partie de la chaîne de désintégration de l'Uranium 238. Le ^{222}Rn est émis, à priori, de façon constante par la croûte terrestre, il se désintègre rapidement dans l'atmosphère en ^{210}Pb . Celui-ci se fixe sur les aérosols et tombe en surface via les précipitations ; là, il se fixe sur les particules (essentiellement sur les fractions fines argileuses ou silteuses) et s'accumule dans les sédiments (marins ou lacustres). Avec une période radioactive de 22,3 ans, ce plomb dit « en excès » est présent dans les sédiments récents, par contre il n'est plus détectable dans les sédiments anciens (dont l'âge est supérieur à 4 ou 5 fois la période de 22,3 ans). Dans le sédiment, il existe aussi du plomb qui ne provient pas des aérosols : le ^{226}Ra (issu de la désintégration de ^{238}U) produit du ^{210}Pb dit « supporté » (qui ne provient donc pas des aérosols). Pour établir une chronologie de la décroissance radioactive il convient de retrancher la contribution du ^{210}Pb supporté qui est présent quel que soit l'âge du sédiment. La mesure de l'activité du ^{226}Ra permet de calculer celle du ^{210}Pb supporté qui est en équilibre avec son élément père. Si le dépôt de ^{210}Pb est relativement constant dans la zone d'étude et que la migration du ^{210}Pb dans les sédiments est limitée, la décroissance du plomb en excès est gouvernée par la dégradation radioactive (demie vie de 22.3 ans) et le taux de sédimentation. A partir de cette décroissance deux principaux modèles permettent de dater les sédiments : Le modèle CFCS (Constant Flux and Constant Sedimentation Rate, Goldberg, 1963 ; Appleby et Oldfield, 1978) et le modèle CRS (Constant Rate of Supply, Appleby et Oldfield, 1978). Pour le

lac d'Annecy, la constance de la courbe de désintégration (figure III-4), nous a amenés à utiliser le modèle CFCS. Dans ce cas, dans un diagramme semi-logarithmique la décroissance du $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$ devient une droite, dont on peut estimer la pente par une régression linéaire

$$^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}(t) = ^{210}\text{Pb}_{0\text{exc}} e^{-\delta p}$$

$^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}(t)$: Activité au temps t

$^{210}\text{Pb}_{0\text{exc}}$: Activité initiale au moment du dépôt

δ : Pente de la droite de régression

p : profondeur de l'échantillon en cm ou g/cm^2

T : Période du ^{210}Pb (22,3 ans)

λ : Constante de décroissance radioactive ($1,4 \cdot 10^{-9} \text{s}^{-1}$)

$$\text{Taux séd.} = \lambda/\delta = \ln 2/(T \cdot \delta)$$

Le taux de sédimentation s'exprime en cm et le taux d'accumulation en $\text{g}/\text{cm}^2/\text{an}$. Les variations des mesures par rapport à la droite de régression permettent d'appréhender les mélanges internes aux sédiments mais aussi les possibles variations du taux de sédimentation.

b) Césium 137 et Thorium 228

Le ^{137}Cs est un isotope artificiel qui provient de l'industrie nucléaire civile ou militaire. Sa répartition globale se fait sous la forme de pics d'activités qui correspondent au maximum des retombées atmosphériques de 1962 (essai atmosphérique) ainsi qu'au niveau enrichi de 1986 (Tchernobyl). La comparaison des données de ^{137}Cs à celles de ^{241}Am (Appleby *et al*, 1991) permet un contrôle supplémentaire en raison de l'absence de retombées distales d'Américium lors de l'incident de Tchernobyl.

Issu de la chaîne de désintégration naturelle du ^{232}Th , le ^{228}Th se caractérise par une période radioactive de 1,9 ans. Il permet de détecter des événements récents et rapides²¹ (il donne en principe accès à une échelle de temps d'environ 10 ans). La décroissance radioactive du ^{228}Th est contrôlée par celle d'un ascendant, le ^{228}Ra (période radioactive de 5,8 ans), qui possède un comportement géochimique différent. Dans l'hydrosphère, l'équilibre séculaire entre ces isotopes est rarement atteint à cause de la grande solubilité du radium s'opposant à la faible solubilité du thorium. Les sédiments transportés par les cours d'eau sont ainsi susceptibles de présenter un défaut en ^{228}Ra par rapport au ^{228}Th des minéraux détritiques. Les particules ayant un excès en ^{228}Th se déposent et l'excès en ^{228}Th décroît jusqu'au retour à l'équilibre séculaire avec ses ascendants. En pratique, l'excès de Thorium est utilisé ici comme un indicateur de la présence de sédiments récents au sommet de la carotte (d'un âge inférieur à 10 ans). Il est aussi possible d'extrapoler (en première approximation) le taux de sédimentation à partir de la décroissance radioactive du $^{228}\text{Th}_{(\text{excès})}$.

²¹ Le ^7Be , dont la période est de 53 jours, est un très bon traceur de l'interface « eau-sédiments ». Les délais trop importants entre le carottage et les mesures de radioactivité n'ont malheureusement pas permis son utilisation.

$${}^{228}\text{Th}_{\text{exc}(t)} = {}^{228}\text{Th} - {}^{228}\text{Ra}$$

$${}^{228}\text{Th}_{\text{exc}(t)} = {}^{228}\text{Th}_{0\text{exc}} : e^{-\delta t}$$

$$\text{Taux séd} = \lambda/\delta = \ln 2/(T*\delta)$$

${}^{228}\text{Th}_{\text{exc}(t)}$: Activité au temps t

${}^{228}\text{Th}_{0\text{exc}}$: Activité initiale au moment du dépôt

δ : Pente de la droite de régression

p : profondeur de l'échantillon en cm ou g/cm²

T : Période du ${}^{228}\text{Th}$ (1,913 ans)

λ : Constante de décroissance radioactive ($1,4.10^{-9}\text{s}^{-1}$)

2) Chroniques historiques

L'utilisation des chroniques historiques climatiques se révèle être un outil fructueux dans les Alpes. Les nombreuses données disponibles en Savoie et en Haute-Savoie (Archives départementales) ainsi que les synthèses qui ont pu en être faites (Leroy-Ladurie, 1967 ; Gache, 1994) doivent permettre l'utilisation des crues historiques comme marqueurs temporels. Si dans le lac du Bourget, ces marqueurs historiques ont servi à l'établissement d'une chronologie (Chapron, 1999 ; Chapron *et al.*, 1999 ; Chapron *et al.*, 2002 ; Arnaud *et al.*, 2005), la reconnaissance de niveau attribuable à des crues dans le lac d'Annecy n'a pas été utilisée dans ce sens (Thorndycraft *et al.*, 1998). Des travaux récents dans le petit lac d'Annecy mettent en évidence l'absence de liens directs entre l'augmentation des précipitations et la création de dépôts de types crues (Crook *et al.*, 2002 ; Foster *et al.*, 2003). La réalisation de corrélations entre les chroniques historiques et l'enregistrement sédimentaire nous est tout de même apparue intéressante dans le cadre d'une approche à très haute résolution sur le dernier millénaire (en effet l'absence de liens directs précipitations-crues n'implique pas l'inexistence d'un lien entre les crues et une augmentation de précipitations, de plus la « réactivité » du petit lac ne préjuge en rien de celle du grand lac).

3) Comptage de « varves »

La majeure partie du signal sédimentaire du centre du lac d'Annecy semble formée de varves annuelles (Brauer et Casanova, 2001 ; Manalt, 1998). Les lamines plus ou moins visibles présentes dans la carotte (cf. chapitre I) sont donc susceptibles de constituer des varves²².

Les varves sont le plus souvent décrites et étudiées dans les régions à saisons contrastées (dans les lacs des hautes latitudes, Tiljander *et al.*, 2002, Francus *et al.*, 2003 ; ou encore en hautes altitudes dans les Alpes, Arnaud, 2003 ; Haussmann *et al.*, 2002) . En effet le gel hivernal et la « décharge sédimentaire » printanière contrôlent l'annualité des dépôts. Une fois formé, la conservation de ce signal va dépendre des caractéristiques physiques et biologiques du lac

²² On parle de varves au sens strict lorsque les lamines correspondent à un signal annuel formé d'un doublet.

concerné. En général les varves sont bien préservées dans les sédiments des lacs méromictiques²³, où le manque d'oxygène empêche le développement des organismes benthiques et limite donc la bioturbation. Dans le Lac d'Annecy, comme dans la majorité des lacs profonds holomictiques des zones tempérées, la signature sédimentaire annuelle est souvent visible. En effet la saisonnalité marquée dans le bassin versant, bien que n'entraînant pas le gel systématique du lac, est à l'origine d'une inégale répartition annuelle des flux détritiques entrant et de l'activité biologique dans le lac. Cette particularité s'ajoutant à une activité benthique restreinte (en raison d'une densité faible de population, et au fait que la profondeur de perturbation est plus petite que l'accumulation annuelle) on comprend qu'il soit possible d'associer les lamines visibles (formées d'un doublet clair et sombre) à des dépôts de types varves.

Le comptage de ces lamines plus ou moins contrastées à été réalisé sur les photos numériques hautes résolutions (chapitre II) à l'aide du logiciel Digitizelt²⁴ (figure III-2). Le pointage des lamines est effectué manuellement sur la photo, en même temps, le logiciel interprète la position de chaque repère en cm (en fonction d'une échelle préalablement établie pour chaque photo). On obtient ensuite un fichier texte qui contient la position (repérée en cm depuis le sommet de la carotte) du sommet de chaque lamine. On calcule alors facilement l'épaisseur de chaque lamine.

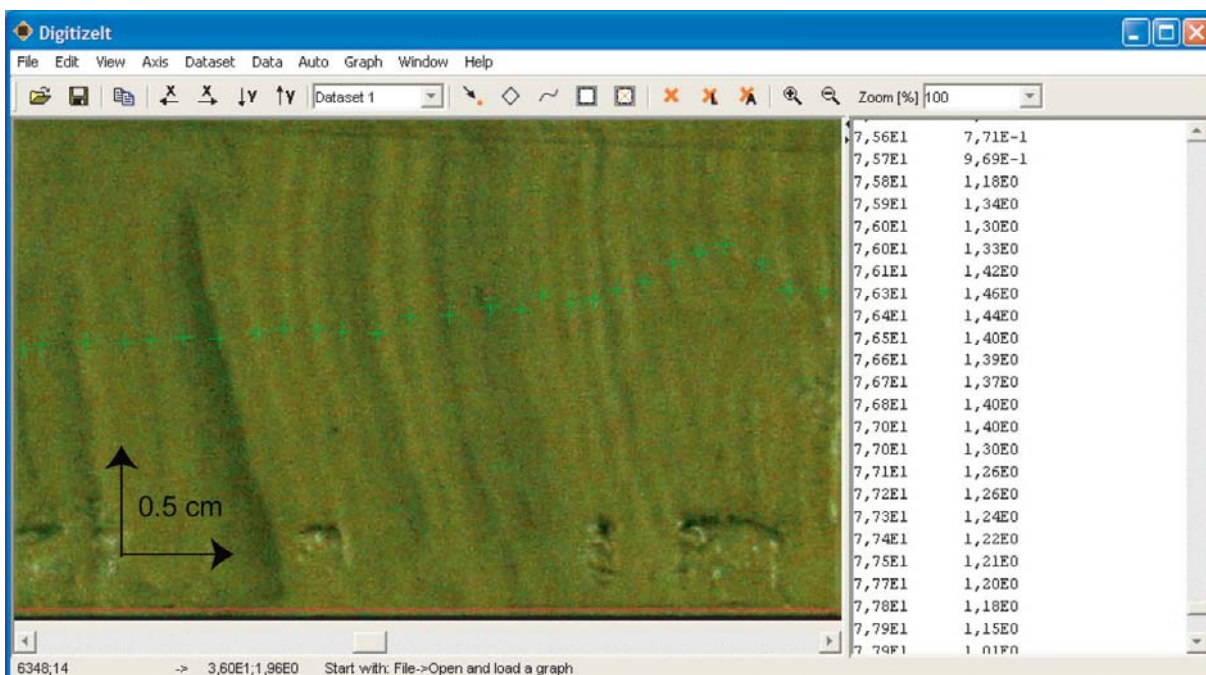


Figure III-2 : « Capture d'écran » du logiciel Digitizelt utilisé pour le comptage.

²³ La stratification thermique des eaux lacustres est responsable de la formation de deux masses d'eau : l'hypolimnion (froid et dense) en profondeur et l'épilimnion (chaud et moins dense) en surface. Selon les caractéristiques propres à chaque lac (morphologie, climat, transparence) des périodes d'homogénéisation peuvent avoir lieu. Lorsque cette homogénéisation a lieu une fois par an on parle de lacs holomictiques (cas du lac d'Annecy en automne suite au refroidissement de l'épilimnion), lorsque qu'elle n'a pas lieu on parle de lacs méromictiques.

²⁴ Ce shareware est disponible à l'adresse : <http://www.digitizelt.de/>

Ce protocole a été réalisé sur les 14 m de carotte longue ainsi que sur les carottes courtes (LDA 0204 et LDA 0202). Si pour les carottes courtes le comptage à été réalisé sur une seule photo (issue du collage des photos numériques, cf. chapitre II), le comptage sur les carottes longues a été réalisé sur des sections de 75 cm. Nous avons donc entre chaque section, réalisé des recouvrements entre les sections qui ont permis l'obtention d'une série synthétique.

Le comptage a été effectué plusieurs fois sur la carotte courte LDA 0204 ainsi que sur les carottes longues. De plus, pour la carotte longue les 3 premiers mètres ont été comptés indépendamment par deux personnes.

4) Datation par carbone 14

Comme pour le plomb 210, la méthode de datation par le carbone 14 consiste à mesurer l'activité d'un élément radioactif (cosmogénique cette fois-ci) que l'on suppose piégé dans le sédiment au moment du dépôt. Le ^{14}C est produit dans la haute atmosphère par le rayonnement cosmique et est rapidement oxydé en CO_2 . Il intègre ensuite la biosphère où il est stocké sous forme de carbone organique. Durant la vie de l'organisme, l'activité du ^{14}C est en équilibre avec celle de l'atmosphère (vitesse d'échange ~30 ans), à sa mort, il ne l'est plus, l'activité du ^{14}C décroît alors avec sa période radioactive caractéristique (5730 ans). Connaissant la quantité de ^{14}C dans l'atmosphère ainsi que celle dans l'échantillon, on déduit l'âge de celui-ci. La quantité de ^{14}C n'est pas constante dans l'atmosphère ; il existe un $\Delta^{14}\text{C}$ résiduel fonction des influences solaires, des variations magnétosphériques, et des réorganisations du cycle mondial du carbone qui font varier la production d'isotopes cosmogéniques au cours du temps. Il est donc nécessaire d'effectuer des corrections qui tiennent compte des variations de ce $\Delta^{14}\text{C}$ au cours du temps. Ces variations sont désormais connues grâce à la comparaison détaillée, des âges apparents ^{14}C avec les âges absolus de séries de cernes d'arbres et de coraux datés par U/Th. La synthèse de ces résultats permet la réalisation des courbes de calibrations (Stuiver *et al.*, 1998²⁵). Nous avons utilisé dans ce travail le système de calibration « on-line » BCal (copyright © the University of Sheffield, 2001).

Dans les sédiments lacustres, les possibilités de datation dépendent de la présence ou non d'éléments utilisables par les techniques de laboratoire, donc de la présence de matière organique ou de macrorestes végétaux. L'ensemble des datations ^{14}C utilisé dans ce travail a été réalisés sur des macrorestes végétaux datés par AMS au laboratoire « Leibniz Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung » de l'université de Kiel (Allemagne).

²⁵ Une nouvelle courbe de calibration est disponible depuis 2004 (Reimer *et al.*, 2004). Les logiciels de calibration n'étant disponible que depuis début 2005 nous n'avons pas recalibré nos données pour ce travail. Cette nouvelle courbe réduirait vraisemblablement légèrement les barres d'erreurs des âges calibrés sans pour autant changer le modèle d'âge que nous proposons.

5) Téphrochronologie

Depuis une vingtaine d'années les téphras volcaniques sont largement utilisés afin de contraindre les chronologies en domaine continental. La synthèse réalisée en 2001 par Davies *et al.* permet une vision synthétique (répartition géographique, type de retombée) de l'ensemble des marqueurs téphritiques de la Terminaison 1 et du début de l'Holocène (18500-8000 calBP) en Europe. Le plus « célèbre » d'entre eux, émis depuis le massif de l'Eiffel en Allemagne, le Laacher-see Téphra (LST) (van de Boggaard et Schmincke, 1985 ; van de Boggaard, 1995) a été reconnu dans de nombreux enregistrements lacustres en Europe. Sa position stratigraphique (12880 calBP) est aujourd'hui bien connue en raison de la réalisation de comptage de varves dans des lacs de type Maar en Allemagne (Brauer *et al.*, 1999, Brauer *et al.*, 2000a ; Litt *et al.*, 2001). Son repérage a donc permis de nombreux « calages temporels » dans des enregistrements lacustres nord européens mais aussi alpins et jurassiens. Il est ainsi connu dans le Léman (Moscardiello et Costa, 1997), dans le Jura français (Bossuet *et al.*, 1997) et dans le lac d'Annecy (Brauer et Casanova, 2001). Dans ce dernier cas, sa reconnaissance dans le forage Climasilac de 1993 n'a pu se faire par des analyses chimiques en raison du très faible pourcentage d'éléments téphritiques présents dans la carotte (Brauer, comm. pers.). Il ne constitue donc en rien une lamine visible à l'œil nu dans les sédiments du lac d'Annecy : on se trouve en limite sud-ouest de la répartition des retombées. La position géographique du lac d'Annecy (bordure ouest des Alpes) implique une autre source potentielle de téphras : les volcans de la Chaîne des Puys. Dans celle-ci, de nombreuses émissions téphritiques ont eu lieu depuis 160000 ans (Vernet *et al.*, 1998) ; malheureusement les chronologies proposées se basent surtout sur des âges radiométriques (^{14}C) ou des corrélations palynologiques (Juvigné *et al.*, 1996) dont les erreurs sont souvent supérieures à 500 ans. Contrairement au LST ou à d'autres téphras de l'Eiffel aucun téphra du Massif Central n'a été retrouvé dans des lacs varvés. Il est donc difficile de les utiliser comme des marqueurs temporels précis. Toutefois de nombreuses études ont permis l'identification de téphras Tardiglaciaires dans des tourbières ou des sites archéologiques (Juvigné, 1987 ; Vernet et Raynal, 1995 ; Vernet *et al.*, 1996), et des synthèses plus récentes (Juvigné *et al.*, 1996 ; Vernet et Raynal, 2000) sur les corrélations et la répartition des retombées montrent que certains d'entre eux peuvent être utilisés comme marqueurs chronologiques potentiels. Les premiers téphras « utilisables » sont semblent-ils ceux des Puys Pariou-Chopine dont des retombées lointaines ont été reconnues il y a 30 ans dans des lacs suisses (Martini et Duret, 1965 ; Martini, 1970) mais aussi plus récemment jusque dans la région de Zurich (Schnellmann *et al.*, 2002). Datés à environ 8.4 ka, leur chronologie est aujourd'hui plus précise (Miallier *et al.*, 2004). Le deuxième groupe « utilisable », correspond à des téphras émis par le Puy de la Nugère (Juvigné *et al.*, 1996 ; Vernet et Raynal, 2000) qui ont été identifiés dans des tourbières des « hauts de chaumes » des Monts du Forez (Etlicher *et al.*, 1987) et datés à environ 13000-13600 calBP. Leur identification récente dans le lac du Lautrey (Jura) à partir d'anomalies de susceptibilité magnétique du sédiment et d'analyses chimiques confirme l'existence de retombées lointaines facilement identifiables (Vannière *et al.*, 2004).

6) Isotopes de l'oxygène

Les récentes synthèses sur les évènements de la dernière transition Glaciaire Interglaciaire qu'elles soient « Nord Atlantique » (Brauer *et al.*, 2000b ; Lowe, 2001a ; Lowe, 2001b) ou « inter hémisphériques » (Hughen *et al.*, 1998a ; Hughen *et al.*, 1998b ; Hughen *et al.*, 2000) mettent en évidence un synchronisme global des évènements climatiques majeurs tel que le Dryas récent ou la transition Glaciaire-Bølling (Terminaison 1). Dans certaines études (von Grafenstein *et al.*, 1999) on observe même une concordance remarquable entre les évolutions des $\delta^{18}\text{O}_p$ (vs. SMOW) des précipitations entre le Groenland et l'Europe centrale (Allemagne). Ceci permet, dans une certaine mesure, l'utilisation des résultats de reconstitution du $\delta^{18}\text{O}_p$ (vs. SMOW) des précipitations à partir de ostracodes comme des marqueurs temporels. Ce type de calage temporel est d'ailleurs courant dans le cas du Younger Dryas (Dryas récent, YD) où l'incursion négative du $\delta^{18}\text{O}_p$ a permis de corrélérer les données des carottes de glace avec les enregistrements paléo écologiques européens (Dansgaard *et al.*, 1989), ainsi qu'avec certains enregistrements d'épaisseur de cernes d'arbres (Becker *et al.*, 1991). Ce même évènement a aussi déjà été utilisé dans le calage des chronologies flottantes (comme dans ce travail) des modèles d'âges par comptage de varves (Björck *et al.*, 1997 ; Goslar *et al.* 1995 ; Hajdas *et al.*, 1993 ; Lotter *et al.*, 1992).

B) Résultats sur les carottes courtes

1) Analyses radiochimiques

a) Etude du rapport $^{228}\text{Th}/^{228}\text{Ra}$

L'évolution des profils de l'activité du ^{228}Th et du ^{228}Ra en fonction de la profondeur (figure III-3) montre un déséquilibre notable dans les 3 cm supérieurs de la carotte (celui-ci ne se retrouvant pas de manière significative sur le reste des échantillons mesurés). Dans cette zone le profil d'activité du $^{228}\text{Th}_{(\text{excès})}$ indique la présence de sédiments d'âge inférieur à 10 ans. A partir de la pente de la régression exponentielle, on déduit un taux de sédimentation approximatif (étant données les barres d'erreur importantes) de 3 mm/an. Cet excès ^{228}Th , confirme la préservation de l'interface de la carotte qui avait été observée lors du carottage.

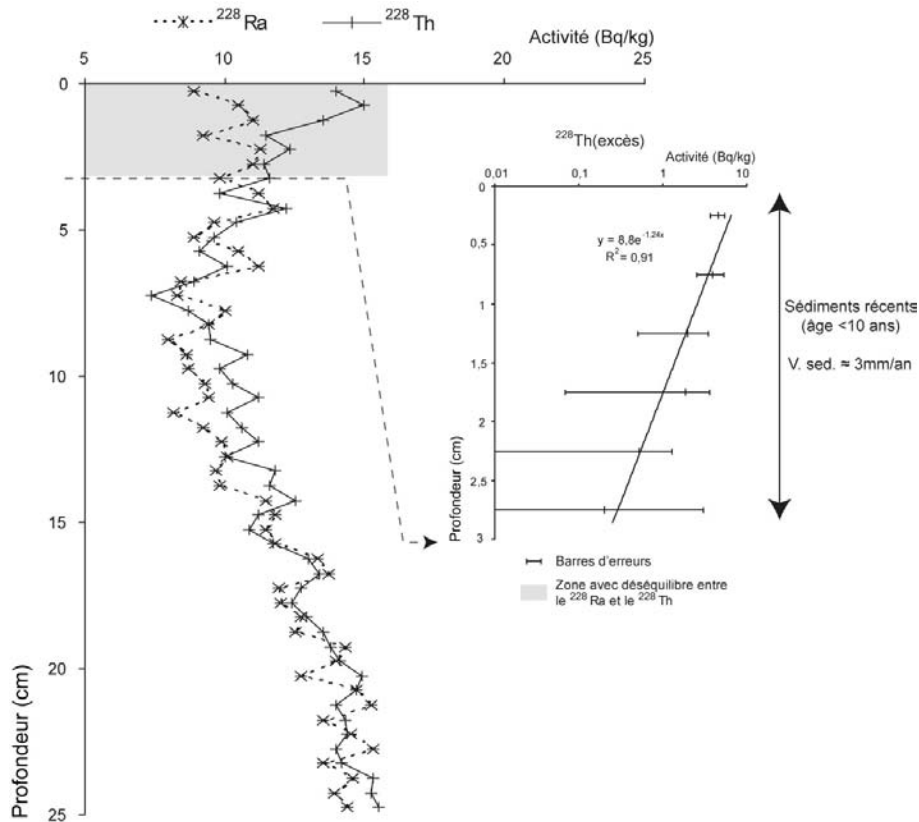


Figure III-3 : Evolution des rapports de ^{228}Ra et ^{228}Th dans la carotte LDA 0203.
Le déséquilibre entre les deux radioéléments se traduit par un excès de ^{228}Th .

b) Etude du ^{210}Pb et du ^{137}Cs .

La décroissance quasi exponentielle (figure III-4) du ^{210}Pb en fonction de la profondeur sur les 20 premiers centimètres permet l'utilisation du modèle CFCS (Appleby, 2001). L'observation des activités au-delà de 20 cm de profondeur montre que l'équilibre séculaire entre le ^{210}Pb et le ^{226}Ra n'est pas atteint et ceci malgré la constance de l'activité du ^{210}Pb au-delà de 22 cm (alors que nous n'observons aucun changement majeur dans la sédimentologie de la carotte étudiée). L'évolution commune des deux isotopes semble toutefois indiquer qu'un « semi-équilibre » est atteint. Selon certains auteurs (Appleby, 2001 ; Brenner *et al.*, 2004) ce type de déséquilibre peut être engendré par une perte de ^{222}Rn lors de l'échantillonnage. Toutefois des répétitions de mesures sur certains de ces échantillons montrent le même résultat.

Dans des études précédentes, réalisées avec le même protocole que dans le cas du lac d'Annecy, sur les sédiments du lac de Laffrey (Nomade, 2001, Nomade *et al.*, 2005) ce problème n'a pas été mis en évidence. Il faut donc sans doute chercher l'origine de celui-ci dans une diffusivité du ^{222}Ra in situ dans le sédiment (^{222}Ra migrant vers le haut de la colonne sédimentaire) ou dans un déséquilibre de certains apports du lac en ^{226}Ra . Ce type de déséquilibre mis en évidence dans des sédiments lacustres (Brenner *et al.*, 2004) nécessite, afin d'être corrigé, une modélisation complexe ainsi qu'un suivi radiochimique de l'ensemble des apports hydriques (fluviaux, souterrains) que nous n'avons pu réaliser dans ce travail. Cependant la linéarité (dans un diagramme semi-log.) de la décroissance radioactive et la faible différence observée (quelques Bq/kg, à la limite des niveaux de détections) nous permet l'exploitation des données radiochimiques de manière tout à fait cohérente sur le tronçon 0-22 cm.

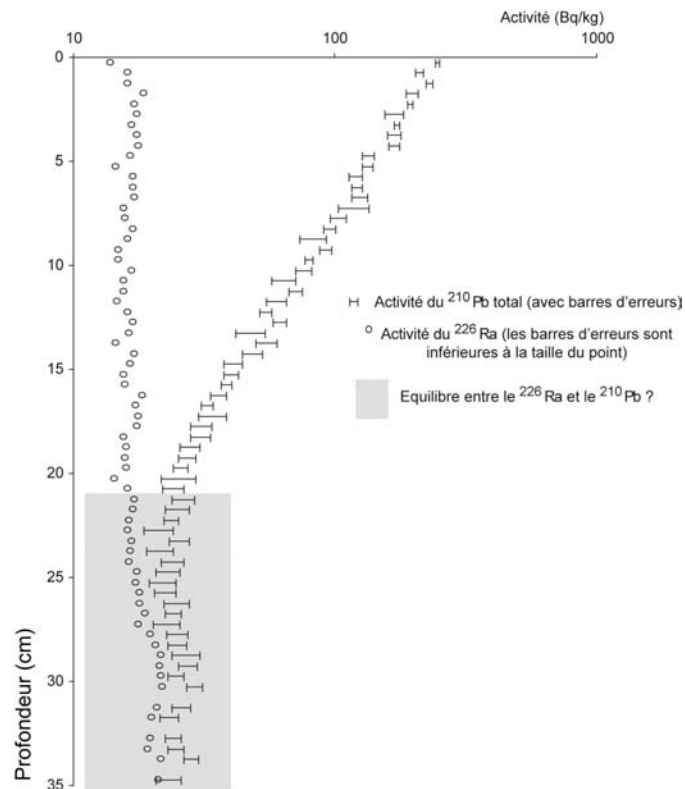


Figure III-4 : Evolution des activités du ^{226}Ra et du ^{210}Pb en fonction de la profondeur dans la carotte LDA 0204.

La figure III-5 présente l'interprétation des profils de ^{210}Pb en excès et du ^{137}Cs en fonction de la profondeur en cm (figure III-5a) et en fonction de la profondeur massique en $\text{g}/\text{cm}^2/\text{an}$ (figure III-5b). Il n'y a pas de différence significative entre ces deux représentations. L'application du modèle CFCS nous permet de calculer une vitesse de sédimentation de $0.19 \text{ cm}/\text{an}$ ($0.10 \text{ g}/\text{cm}^2/\text{an}$) sur les 100 dernières années. La très forte corrélation entre la droite de régression et les données ($R^2 = 0.99$) indique une constance des apports sédimentaires malgré les variations granulométriques que l'on peut observer²⁶. Ceci est à mettre en relation avec un contrôle majoritaire de ces variations de la taille des grains (cf. chapitre II) par des apports supplémentaires en carbonates authigéniques. Ceux-ci viennent se « rajouter » à une quantité assez constante de sédiments argilo-silteux qui fixent préférentiellement les éléments comme le plomb (Megumi, 1978) ; ils modifient donc peu l'adsorption du ^{210}Pb . Ce taux de sédimentation est en parfait accord avec la présence d'un pic de ^{137}Cs dans l'échantillon 7-7.5 cm (qui donne un taux de sédimentation de $0.19 \text{ cm}/\text{an}$ entre 1963 et aujourd'hui) correspondant au maximum des émissions atmosphériques de ce radioélément artificiel. La parfaite corrélation de ces données et la régularité du taux de sédimentation sur le dernier siècle doivent tout de même être nuancées en raison du « filtre » de fréquence (de l'ordre de 2.5 ans) qu'introduit l'utilisation d'échantillons de 0.5 cm d'épaisseur.

²⁶ Cette régularité de la courbe de décroissance vient conforter l'idée de l'absence d'apports autres que « réguliers » (i.e de type glissement gravitaire remaniant des sédiments plus anciens par exemple) déjà observée dans l'approche sédimentologique (cf. chapitre I).

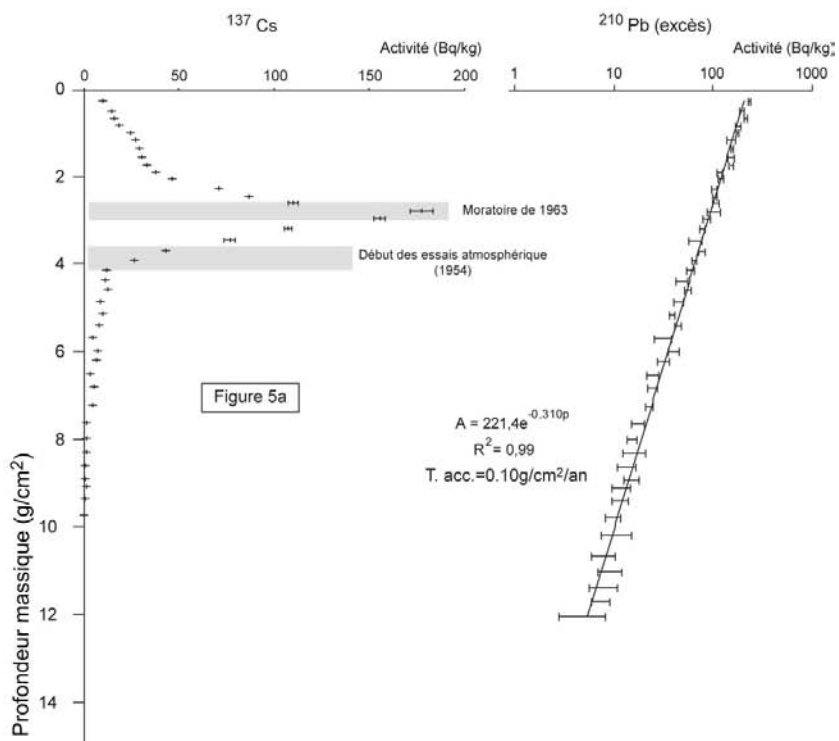
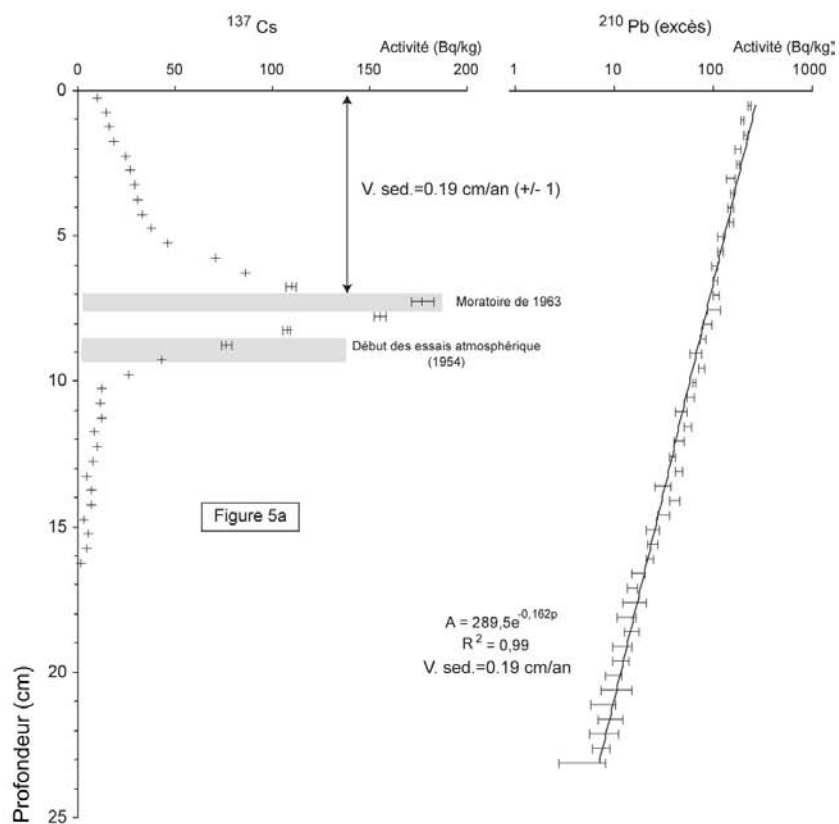


Figure III-5 : Evolution des profils de ^{210}Pb et ^{137}Cs en fonction de la profondeur (fig. 5a) et de la profondeur massique (fig 5b) dans la carotte LDA 0203.

La comparaison de nos résultats avec ceux de Hervé Noël (Noël, 2001) dans le petit lac (figure III-6) atteste d'un plus faible taux de sédimentation (ainsi qu'une plus grande régularité de celui-ci) dans le grand lac. La différence majeure s'observe dans la courbe de ^{137}Cs du petit lac, qui montre des activités supérieures ainsi qu'un pic associé à l'évènement de Tchernobyl (1986). La différence du rapport bassin versant/surface du lac (4 dans le cas du Grand Lac, 27 pour le Petit Lac), ainsi que le faible transfert de sédiments entre les « deux lacs » (Benedetti-Crouzet, 1972) est sans doute à l'origine de cet enrichissement en ^{137}Cs . Malgré tout, l'existence du pic associé à l'incident de Tchernobyl dans le petit lac et son absence dans le grand lac reste problématique²⁷.

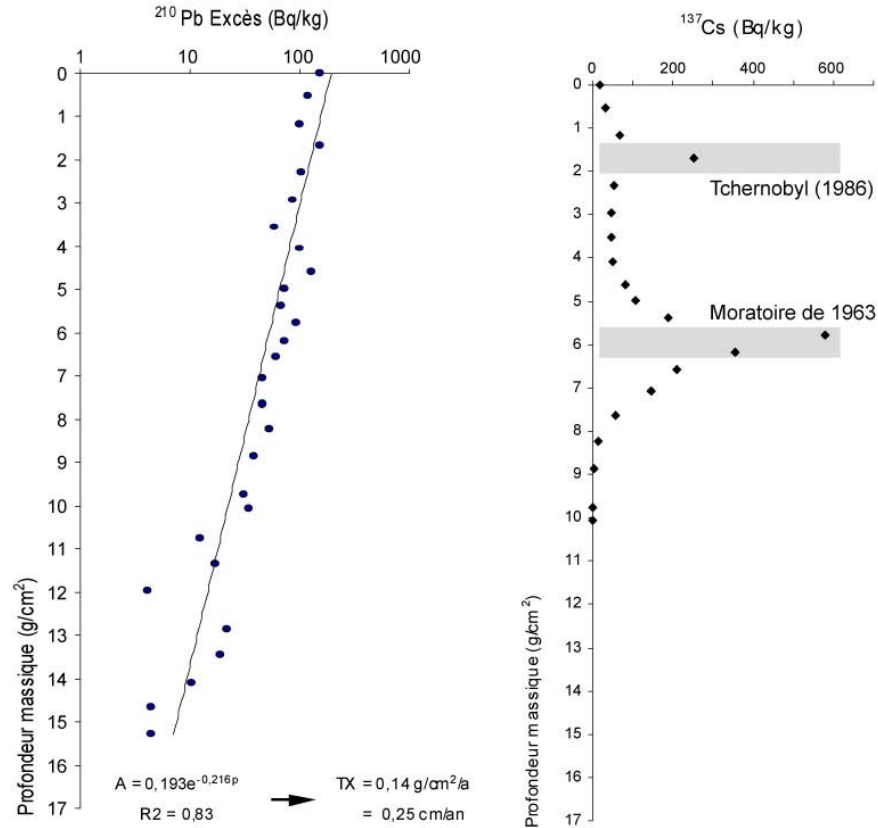


Figure III-6 : Evolution du ^{210}Pb et du ^{137}Cs en fonction de la profondeur dans la carotte LA13 du petit lac d'Annecy.
D'après Noël, 2001.

²⁷ Des mesures de ^{137}Cs (réalisées dans le cadre du programme Climasilac à l'institut Forel de Genève, Coppee, 1993) sur une carotte au centre du grand lac montre un très petit pic associé à l'incident de Tchernobyl.

2) Comptage de lamines

La figure III-7 présente les résultats du comptage de lamines sur la carotte LDA 0204. En considérant que ces lamines sont annuelles on obtient un taux de sédimentation d'environ 0,17 cm/an sur le dernier siècle.

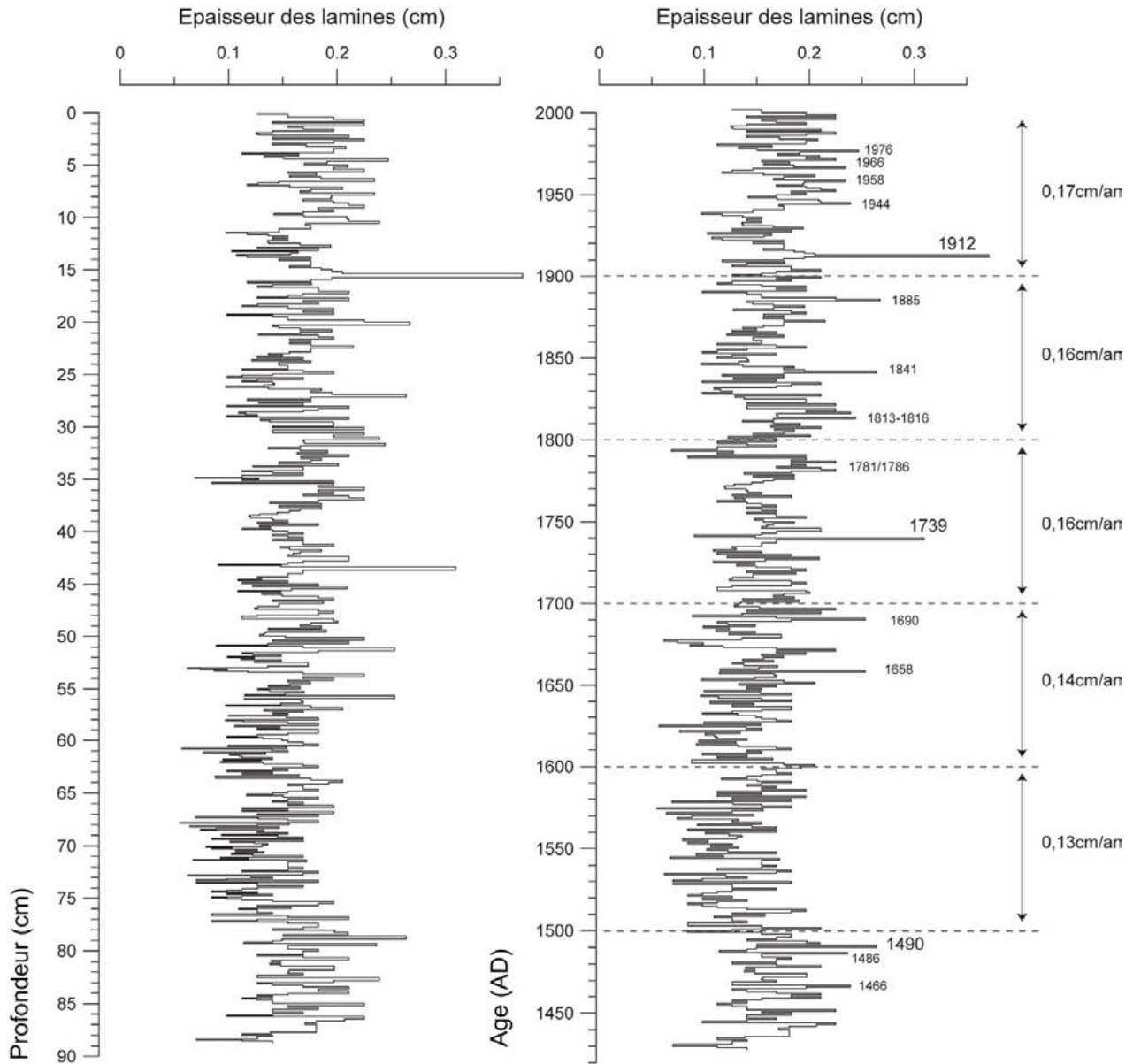


Figure III-7 : Epaisseur des lamines dans la carotte LDA 0204.

III-7a : Epaisseur de lamines de la carotte LDA 0204 en fonction de la profondeur.

III-7b : Epaisseur de lamines de la carotte LDA 0204 en fonction de l'âge estimé (en prenant comme hypothèse l'annualité des doublets observés). Les vitesses de sédimentation moyenne sont indiquées pour chaque siècle. Les dates correspondent à l'âge des lamines les plus épaisses.

3) Les lamines correspondent-elles à un signal annuel ?

a) Données radiochimiques

La comparaison du comptage de lamines et des données chronologiques issues du ^{210}Pb et du ^{137}Cs est un outil intéressant afin de tester de l'annualité de celles-ci. Lorsque l'annualité des lamines est rejetée (Stihler *et al.*, 1992), il s'agit souvent de résultats variant d'un facteur 10. Lorsque l'annualité est confirmée, les différences sur les âges obtenus, avec le comptage et les données radio-chronologiques, sont comprises dans les barres d'erreurs (Black *et al.*, 1999) ou s'en écartent légèrement en raison de l'eutrophisation du système étudié (Neumann *et al.*, 2002). Dans notre étude, la comparaison entre les âges obtenus par comptage de lamines et ceux déduits des études radio-chronologiques (figure III-8) montre l'annualité des lamines. En effet, jusqu'à 12 cm de profondeur les données du comptage correspondent parfaitement, à la fois avec l'âge les données du ^{137}Cs (maximum de 1963) et restent dans les barres d'erreurs (qui ne tiennent compte que de l'échantillonnage de 0.5 cm) des âges donnés par le ^{210}Pb . Par contre, on observe une dérive entre les âges proposés à partir de 12 cm²⁸. Cette différence paraît tout de même faible, pour à elle seule étayer un rejet de l'annualité des lamines, en raison notamment de la difficulté d'estimer toutes les erreurs sur les âges calculés à partir de la méthode du ^{210}Pb .

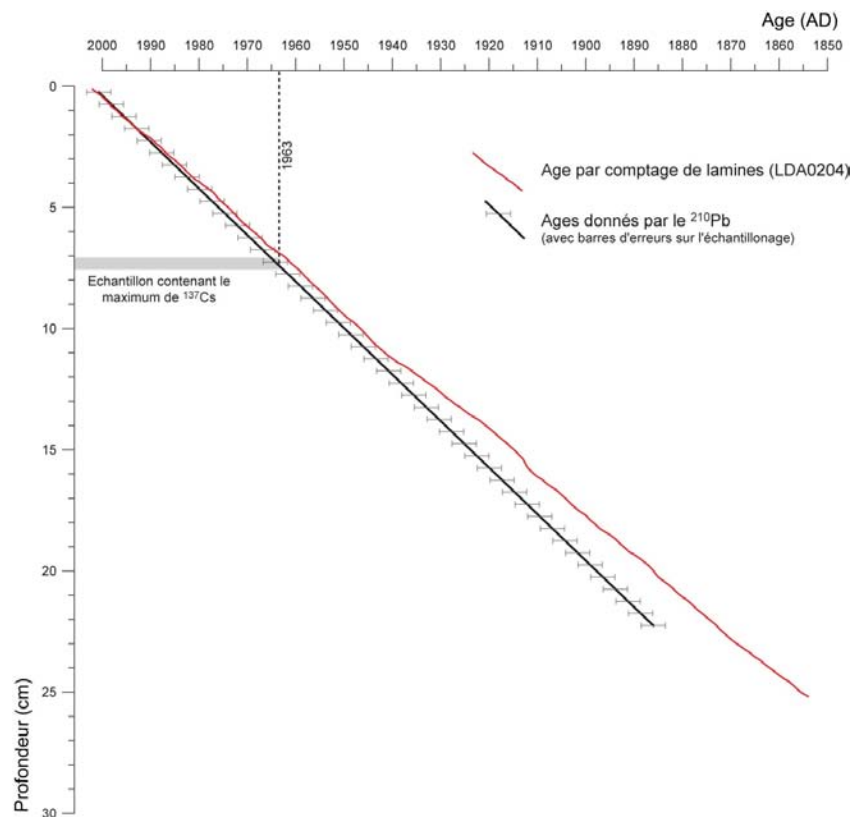


Figure III-8 : Comparaison des âges proposés, pour la carotte LDA 0204, par comptage de lamines et par utilisation du ^{137}Cs et du ^{210}Pb .

²⁸ Le problème d'équilibre entre le ^{226}Ra et le ^{210}Pb pourrait être responsable d'une légère surestimation de la vitesse de sédimentation calculée grâce au ^{210}Pb ce qui expliquerait en partie la dérive observée (J-L. Reyss, com. pers.)

b) Données sédimentologiques

La figure III-9 présente les corrélations entre les âges proposés pour les lamines les plus épaisses (carottes LDA 0204) et le grain moyen. Les lamines d'épaisseurs supérieures à 0.22 cm correspondent aux évènements identifiés comme des dépôts de type underflow associés à des crues (lamines « grossières » à base nette, type 1) ou alors aux autres types de lamines grossières à base « moins nette » (type 2). On observe un très léger décalage entre les profondeurs de certaines lamines (1490, par exemple) et les augmentations de la taille du grain moyen, ainsi que l'absence de « pic granulométrique » associé aux lamines de 1751/1786. Ceci est lié la faible résolution (comparativement au comptage) des analyses granulométriques (0.5 cm) qui ne sont donc que des moyennes de la taille de grain sur plusieurs années (environ 2 ans et demi).

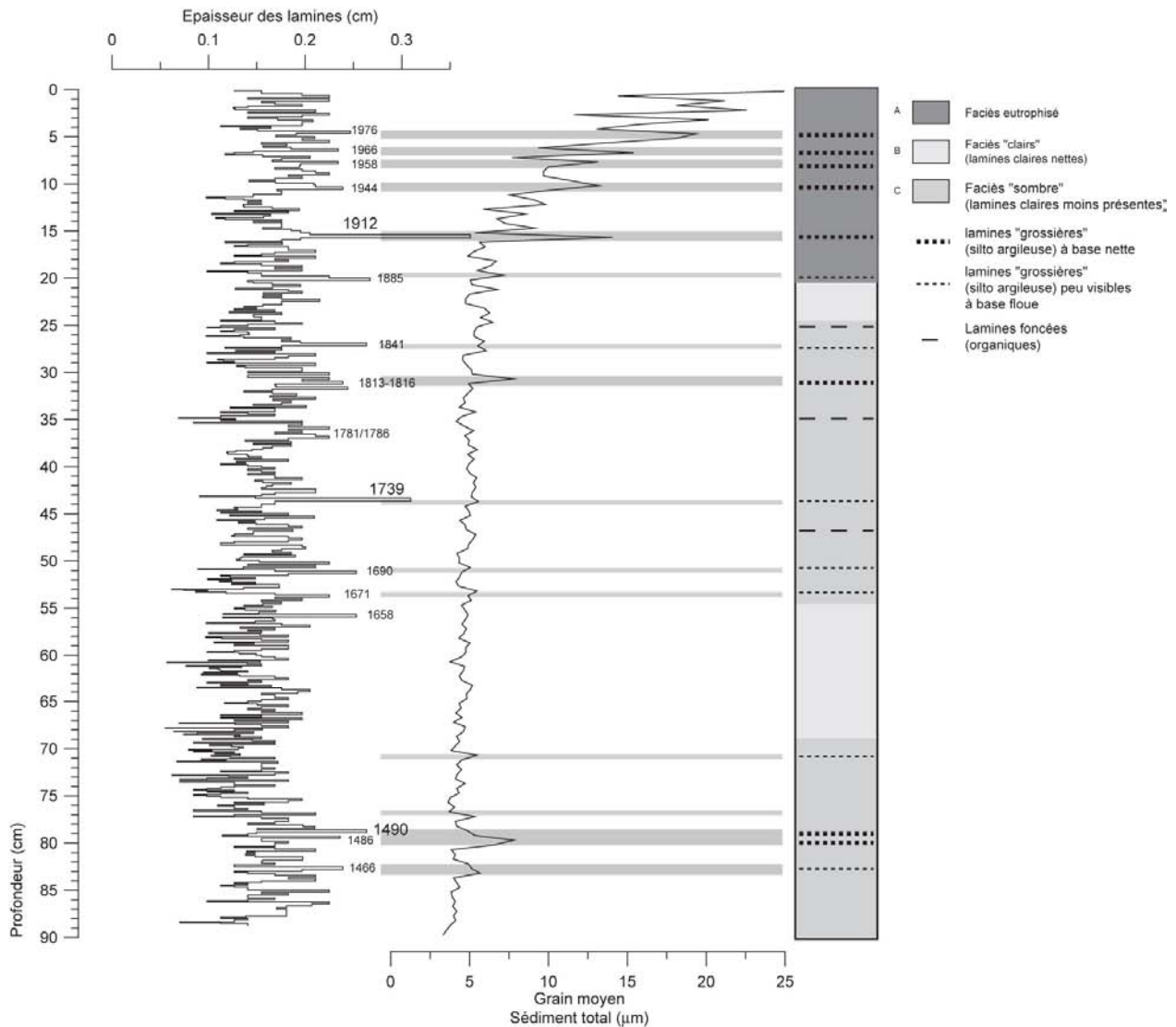


Figure III-9 : Relation entre la granulométrie et les épaisseurs de lamines de la carotte LDA 0204.

c) Données historiques

La réalisation d'une compilation des données historiques des crues majeures et des hauts niveaux de lac (niveau supérieur à la côte d'alerte de 1m30) à partir de nombreuses données (Leroy-Ladurie, 1967 ; Onde *et al.*, 1985 ; Gache, 1994 ; Crook *et al.*, 2002) est reportée sur la figure III-10. Les travaux de Thorndycraft *et al.* (1998) dans lesquels ils identifient quatre crues historiques dans le petit lac (1703, 1758, 1774, 1816) nous ont amenés à séparer les crues dites d'hiver-printemps (décembre-juin) de celles d'été-automne (juillet-novembre). En effet, selon ces auteurs, les apports sédimentaires détritiques provenant des crues, ou de périodes pluvieuses longues durant l'été et l'automne, sont plus susceptibles d'être à l'origine de la formation de lamines (le brassage s'effectuant peu de temps après l'arrivée des apports).

La comparaison entre les dates obtenues par comptage et les données historiques est remarquable (Figure III-10). A trois exceptions près, l'ensemble des crues majeures ou haut niveau de lac d'été et d'automne sont corrélables avec des lamines épaisses (de type I ou de type II). Si l'on considère les hypothèses de corrélations présentes sur la figure III-10, la plus grande partie des lamines épaisses de type II correspondent à des crues et à des hauts niveaux de lac d'été et d'automne. Seule une d'entre elle (1658) est enregistrée alors qu'elle correspond à une crue d'hiver ou de printemps. Le cas des lamines de type I est plus simple ; en effet l'arrivée de crues à charge sédimentaire forte se traduit par la création de courants de types underflow qui aboutissent à la création de lamines à base nette quelle que soit la saison (et donc quelle que soit la structure thermique du lac). Les underflows sont majoritairement observés durant le dernier siècle (5 sur 8). Stanley et Jorstad (2004) ont montré, grâce à des études de transfert de sédiment dans le bassin sud du petit lac d'Annecy, que l'aménagement humain des plaines alluviales a pour conséquence une augmentation des flux vers le lac (par l'intermédiaire d'une très forte baisse du piégeage dans les deltas aériens). Il est possible que ce schéma s'applique à la plaine du Laudon et donc explique en partie la « surreprésentation » des underflows durant le 20^{ième} siècle.

Les corrélations entre les épaisseurs de lamines et les données historiques confirment le caractère annuel de celles-ci. L'erreur dans le comptage ne semble pas supérieure à 7 ans (aux alentours de 1800). Ces erreurs peuvent provenir à la fois de la « non visibilité de certaines lamines » ainsi qu'au comptage de lamines en trop (lorsque un underflow vient se « rajouter » à la sédimentation annuelle).

Si la comparaison entre le ^{210}Pb et le comptage de lamines laissait un doute (en raison d'une divergence au delà de 1940), les comparaisons avec les données historiques attestent de l'annualité des lamines visibles sur plus de 500 ans. Les problèmes d'équilibre le ^{210}Pb et le ^{226}Ra sont vraisemblablement à l'origine d'une légère surévaluation (de l'ordre de 0,2 mm/an) du taux de sédimentation sur la première moitié du 20^{ième} siècle par les méthodes radiochimiques.

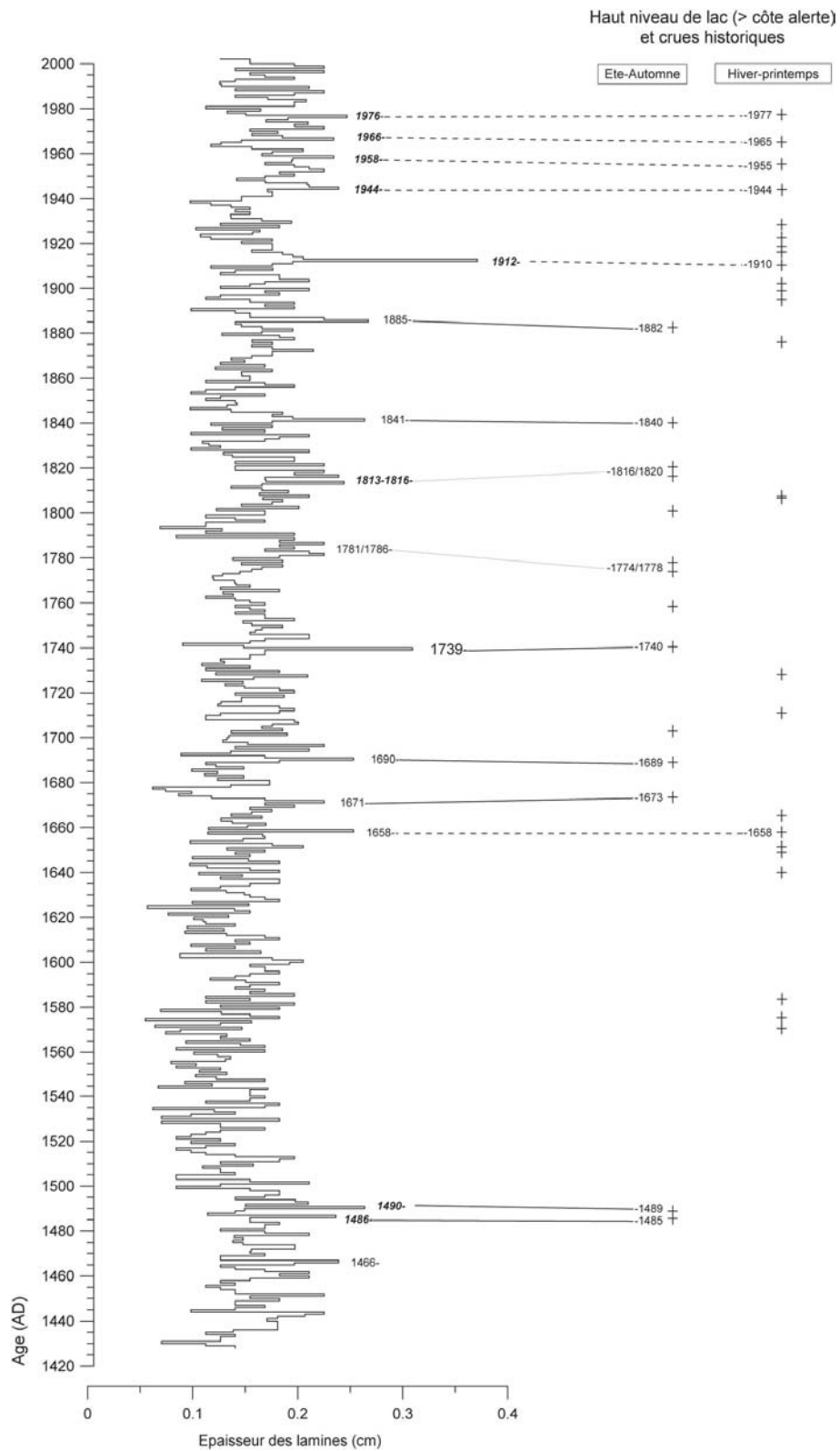


Figure III-10 : Comparaison des épaisseurs de lamines de la carotte LDA 0204 avec une compilation des données hydrologiques historiques.
(Les underflows sont figurés en gras)

C) Résultats sur la carotte longue

1) Comptage de lamines

Afin de minimiser les erreurs, le comptage du u-channel le plus superficiel (LDA 1, qui correspond au premier mètre cinquante de sédiments) a été « calé » par rapport aux résultats obtenus sur la carotte LDA 0204. Les trois événements les plus anciens identifiés (1485, 1489, 1658) ont servi de calage temporel à un comptage effectué depuis la base de la section LDA 1. Le résultat de ce comptage et sa comparaison avec celui de la carotte LDA 0204 est présenté sur la figure III-11. Les résultats obtenus diffèrent légèrement (moins bonne observation des underflows du 20^{ème} siècle notamment, épaisseur des lamines différentes) en raison des processus de carottage qui altèrent le signal sédimentaire (compression dans certaines zones par exemple). Toutefois, l'ensemble des marqueurs historiques identifiés dans la carotte LDA 0204 est présent et les différences entre l'âge par comptage et l'âge « historique » ne diffèrent pas de plus de 3 ans. On a sur le premier mètre cinquante de carotte, grâce à l'identification d'évènements historiques, un modèle d'âge avec une précision remarquable (les « erreurs » ne dépassant pas à priori +/- 3 ans).

Afin d'évaluer les erreurs de comptage, nous avons, en suivant les recommandations de Lotter et Lemcke (1999), réalisé plusieurs comptages sur les mêmes carottes, mais aussi testé la reproductibilité du comptage avec un « compteur » différent. Pour cela, nous avons utilisé des marqueurs (17 événements ou « crues » historiques d'âges connus) et nous avons calculé la moyenne des erreurs d'âges sur cette période historique (Tableau III-1).

« Compteur ²⁹ »	LDA 0204	LDA1 (u-channel)	
	Compteur 1 (5 comptages)	Compteur 1 (4 comptages)	Compteur 2 (2 comptages)
Erreur moyenne (années)	2,4	1,8	4,1
Ecart type (2σ) (années)	4,3	3,5	6,2
Erreur estimée	0,8 %	0,7 %	1,2 %

Tableau III-1 : Estimation des erreurs de comptage sur la période historique (1484-2002 AD)

²⁹ Compteur 1 : Jérôme Nomade (ayant réalisé l'ensemble des comptages). Compteur 2 : Ulrich von Grafenstein.

Au regard du tableau III-1, nous pouvons estimer l'erreur de comptage à environ 1% sur les 500 dernières années. Cette évaluation est difficilement transposable à l'ensemble de la carotte en raison de l'impossibilité de recomptages multiples sur l'ensemble des u-channels. Toutefois la très faible erreur estimée sur 500 ans permet d'envisager (du point de vue strict du comptage) une représentativité des résultats.

L'ensemble des u-channels a été utilisé pour l'établissement d'un modèle d'âge par comptage. La figure III-12 présente les épaisseurs de lamines mesurées sur la totalité de la carotte composite (14m22) : il est possible de mesurer les épaisseurs sur environ 11m50. Les lamines sont par contre absentes de la totalité du faciès E (entre 3m80 et 5m20) ainsi qu'entre 8m50 et 9m25. Du fait de cette non continuité, l'établissement d'un modèle d'âge sur l'ensemble de la carotte qui ne tiendrait compte que du comptage est impossible. Il a donc été nécessaire de réaliser une chronologie flottante, utilisant d'autres marqueurs chronologiques.

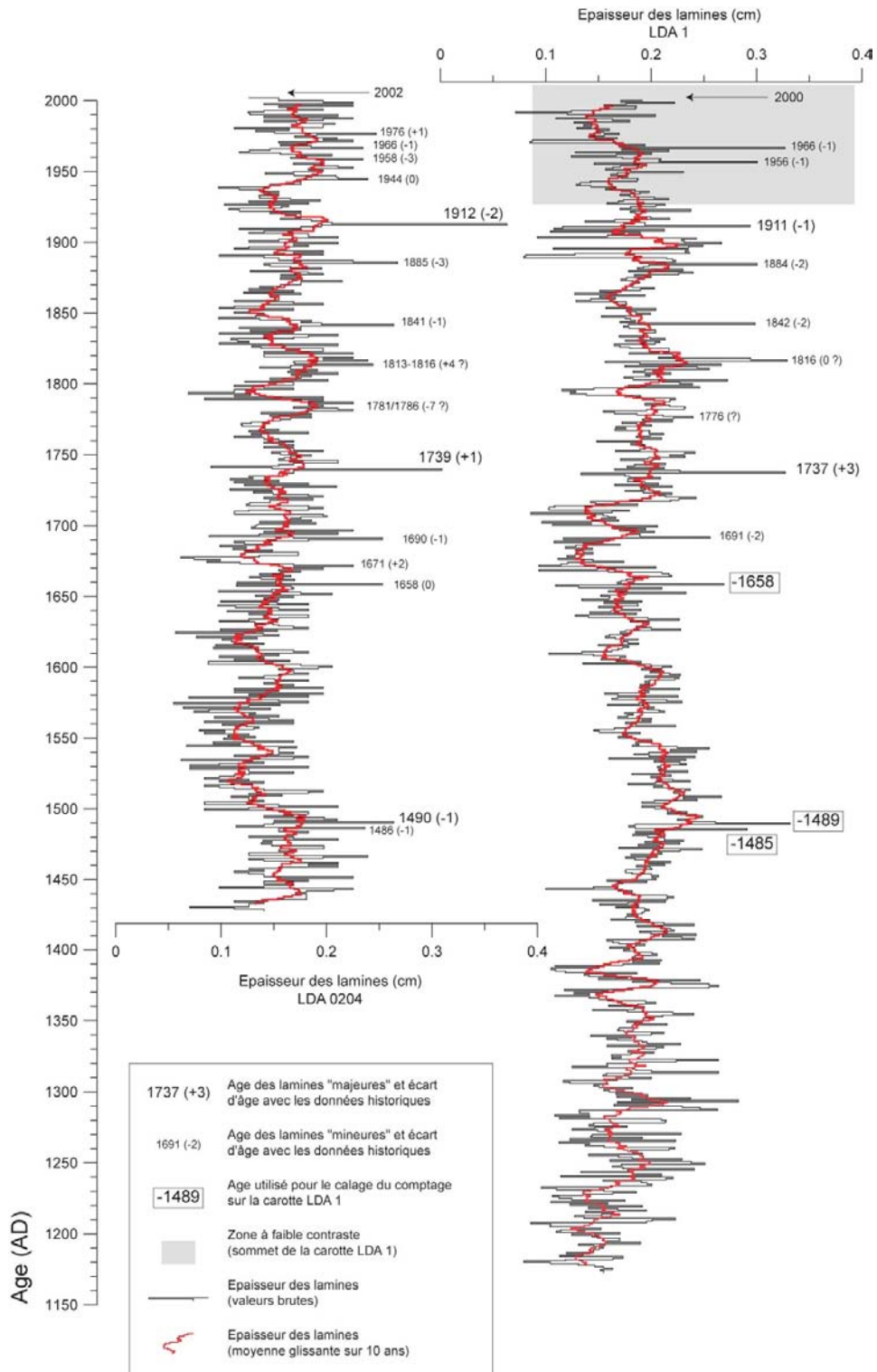


Figure III-11 : Comparisons des épaisseurs des lamines des carottes LDA 0204 et LDA 0001 (mesures brutes en noir, moyennes glissantes sur 10 ans en rouge).

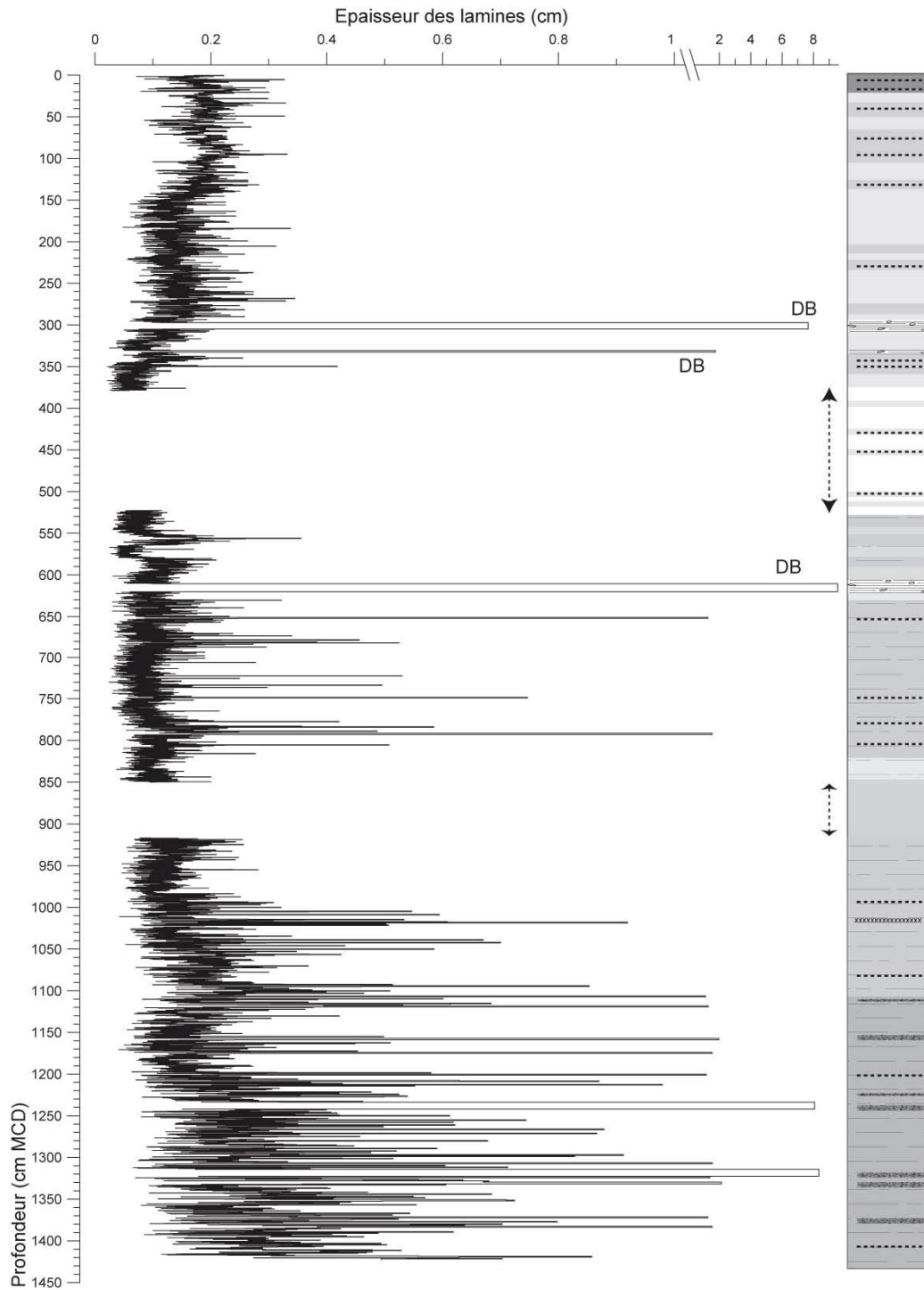


Figure III- 12 : Epaisseur des lamines « synthétiques » de l'ensemble de la carotte LDA 0001.

Pour la légende du log synthétique voir la figure chapitre II, figure 12)

En première approximation, les épaisseurs de lamines sont fortement liées aux faciès identifiés dans le chapitre II. Deux zones (flèches en pointillés correspondant au faciès E et F) où le comptage est impossible interrompent la série et rendent donc impossible une chronologie continue par comptage. Les Debris Flows (DB) identifiés (chapitre II) sont aussi reportés sur la figure.

2) « Calage » des chronologies flottantes

a) Identification de téphras

Les blocs enrésinés LDA 16-I1, I2 et I3 ont été analysés au laboratoire du GFZ de Postdam. La reconnaissance de minéraux « exotiques » volcaniques est attestée par les observations d'Achim Brauer aux environs de 943 cm. Ces minéraux sont actuellement en attente d'un passage en microsonde afin de déterminer leurs compositions. La zone où la présence de ces minéraux a été attestée a aussi fait l'objet d'études plus poussées. Malgré les problèmes de « pistonnage » (bien visible sur la figure III-13b) évoqués dans la partie méthodologique, il est possible d'interpréter les résultats obtenus. En effet, malgré la position des lignes d'analyses (figure III-14b), le profil de SM obtenu par la microsonde de susceptibilité magnétique est parfaitement corrélé avec les mesures réalisées sur les u-channels (figure III-14a). De la même manière, si les différentes lignes d'analyse des éléments majeurs en micro-XRF sont difficilement corrélables, les données de la ligne A (la plus interne et donc la plus perpendiculaire aux structures) révèlent une anomalie majeure en Titane aux alentours de 945³⁰ cm (plus de 10 fois la quantité moyenne dans la zone, figure III-14c). L'évolution du rapport Ti/Fe permet d'exclure une anomalie provoquée par une arrivée détritique majeure en raison d'un fort rapport Ti/Fe pour ces points (on aurait dans ce cas une évolution conjointe des ces deux éléments marqueurs du détritisme ; Revel-Rolland *et al.*, accepté). On peut donc penser que nous avons ici une « contamination » par des retombées distales téphritiques (le titane étant l'élément téphritique le plus léger). Ceci correspond, assez justement, aux observations de Brauer et Casanova (2001) qui avaient identifié seulement « quelques grains » issus des retombées du LST.

³⁰ Si l'on tient compte du pistonnage, le niveau de référence est en fait de 943 cm.

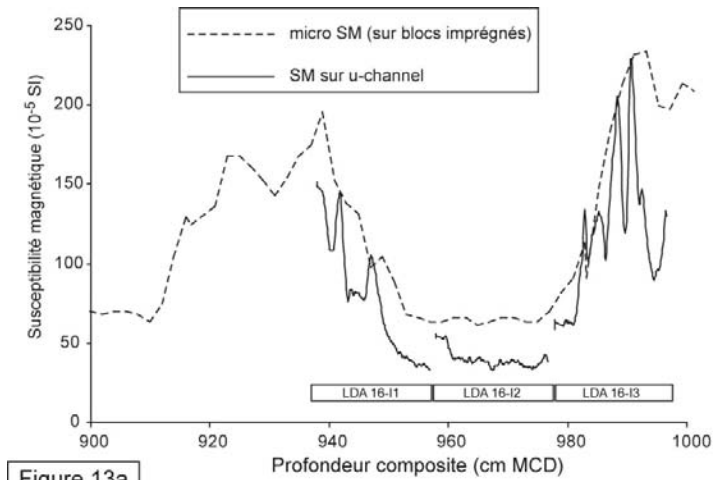


Figure 13a

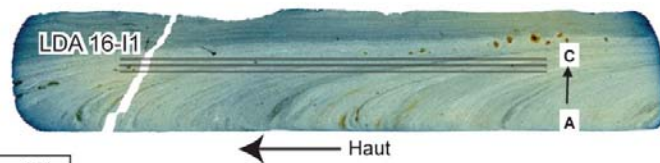


Figure 13b

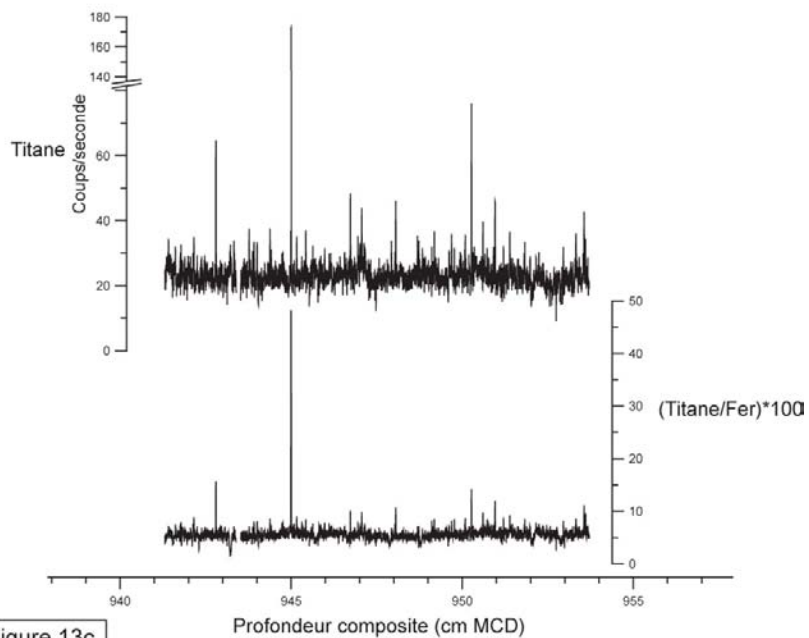


Figure 13c

Figure III-13 : calage des chronologies à l'aide de l'identification de téphras.

a- Comparaison entre les données de SM sur u-channels et sur blocs imprégnés.

a- Image polarisée du bloc imprégné LDA16-I1 (GFZ Postdam). Les trois lignes d'analyses sont figurées en grisé sur la photo)

a- Mesure (en coups/seconde) du Titane et rapport Titane/Fer (par micro-XRF, GFZ Postdam) sur le bloc LDA16-I1.

Dans le bloc Lda 8-1, malgré les problèmes d'enrésinement (et la réalisation de celui-ci, pour des raisons techniques, sur la section où ce niveau est le moins présent, cf. chapitre II), les observations microscopiques (par Achim Brauer) ont permis l'observation de minéraux, là aussi « exotiques ». Situées à 1012 cm ces particules sont sans doute à l'origine de l'augmentation de SM d'un facteur 20 (figure III-14). Ces particules magnétiques (elles aussi en cours d'analyse au GFZ de Postdam) peuvent être reliées à un dépôt de type tephra basaltique en provenance de la Chaîne des Puys, déjà été identifié dans les « Hauts de Chaumes du Forez » à la limite du Puy de Dôme (63) et de la Loire (42), (Etlicher *et al.*, 1987) ainsi que dans le lac du Lautrey dans le Jura français (Vannière *et al.*, 2004). Il aurait été émis depuis le volcan de la Nugère dans la Chaîne des Puys (Davies *et al.*, 2003). La forte augmentation de susceptibilité magnétique est caractéristique des émissions téphritiques en provenance de magma peu différencié, qui se distingue ainsi des retombées issues de sources plus différenciées (Wülf *et al.*, 2004). Toutefois, nous n'observons ici qu'un seul niveau téphritique, là où Vannière *et al.* (2004) en identifient deux grâce à l'analyse de la SM. Les observations de Juvigné (1987, 1991) mettent en évidence deux directions de propagations légèrement différentes pour ces deux retombées téphrites (Nugère 1 et 2) ce qui pourrait expliquer l'enregistrement que de l'une d'entre elle dans le lac d'Annecy (l'une des deux ayant une direction nord plus marquée).

Malgré l'absence d'analyse chimique (en cours) la position stratigraphique de ces deux niveaux téphritiques permet d'envisager l'enregistrement des retombées distales du LST (943 cm) et d'un des téphras de la Nugère (1012 cm).

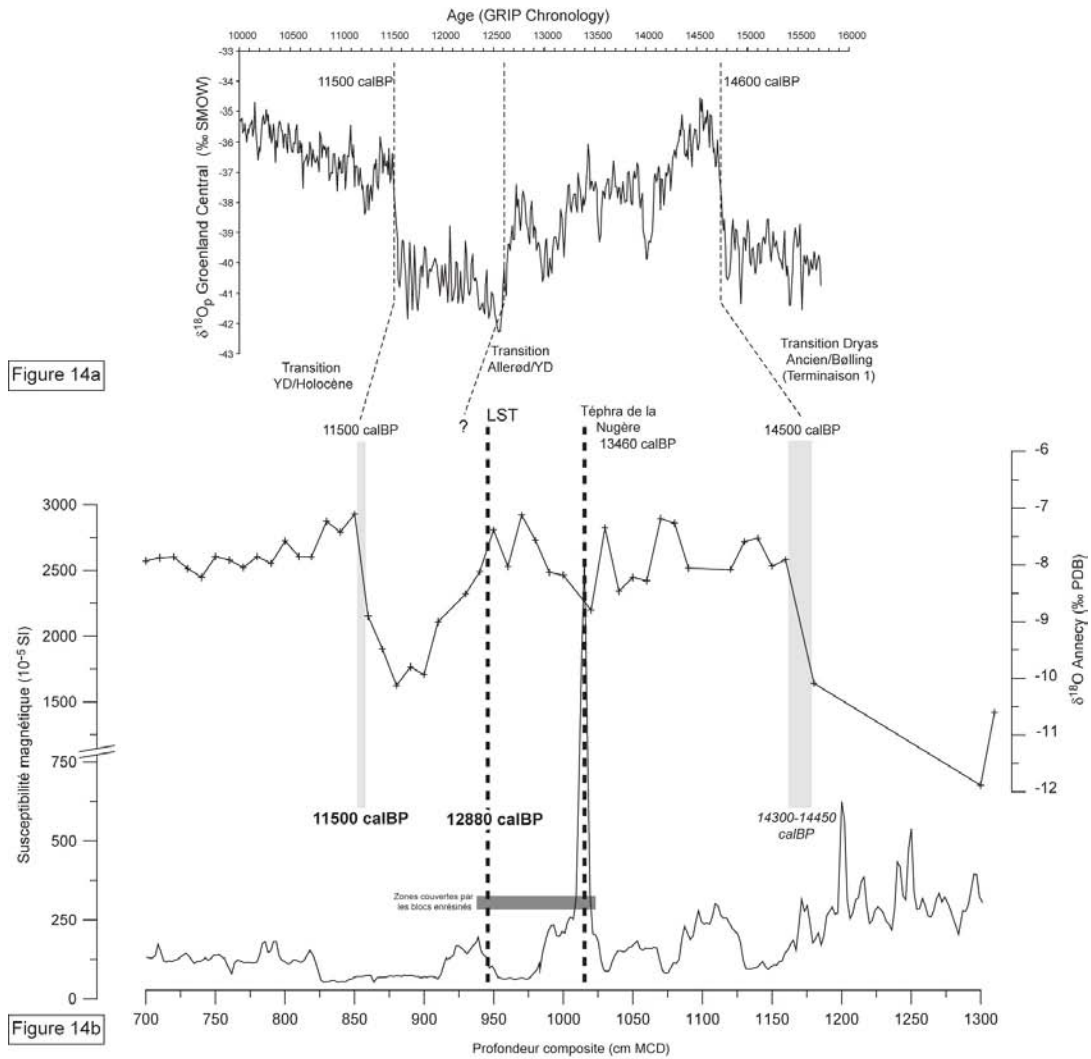


Figure 14b

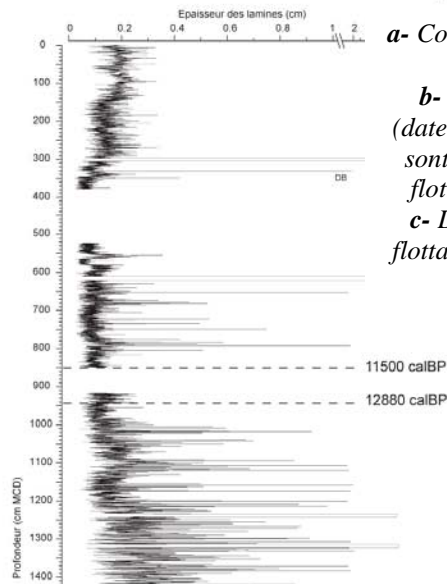


Figure 14a

a- Comparaison de l'enregistrement de $\delta^{18}O_p$ de GRIP (Dansgaard et al., 1993) avec la reconstruction de $\delta^{18}O_p$ d'Annecy.

b- Evolution de la SM entre 7m et 13m dans le lac d'Annecy (dates d'après : Brauer et al., 1999, Brauer et al., 2000b). En gras sont figurées les dates retenues pour le calage de la chronologie flottante, les dates en italiques servant de contrôle à posteriori.

c- Dates utilisées pour le calage des deux zones de chronologie flottante en base de carottes replacée sur les données de comptage de lamines.

Figure III-14 : Calage de la chronologie flottante

b) Profil de $\delta^{18}O_p$

Une partie du profil de $\delta^{18}O$ (vs. PDB) des ostracodes benthiques corrigée des effets vitaux (représentée sur la figure III-14) est comparée avec les données isotopiques de GRIP (Dansgaard *et al.*, 1993). Dans l'idéal il faudrait pouvoir comparer la courbe de GRIP avec une reconstitution du $\delta^{18}O_p$ des précipitations (vs. SMOW) enregistrées dans le lac d'Annecy. Le passage entre les valeurs du $\delta^{18}O$ (vs. PDB) des ostracodes benthiques corrigées des effets vitaux à une reconstitution du $\delta^{18}O$ des précipitations (vs. SMOW) ne peut se faire sans des corrections qui tiennent compte des biais introduits par le bassin versant et son hydrologie. Cette correction sera présentée dans le chapitre IV car elle dépend de l'interprétation de nos différents traceurs. Toutefois, l'amplitude des variations du $\delta^{18}O$ durant le Tardiglaciaire est suffisamment grande³¹ (pour la transition 1 et le YD) pour permettre des corrélations significatives entre notre enregistrement et la courbe de GRIP, et ceci sans utiliser la correction « de bassin versant ».

Sur la figure III-14b, malgré l'espacement des valeurs (1 mesure tous les 10 cm, voire tous les 20 cm) on distingue parfaitement la transition 1 ainsi que le Dryas Récent (Younger Dryas ou YD). Les deux transitions les plus nettes que nous utiliserons dans le calage de la chronologie flottante correspondent aux deux évènements qui sont reconnus comme les plus synchrones à l'échelle mondiale (quelques décennies selon Hughen *et al.*, 1998 ; Brauer *et al.*, 2000b ; Lowe, 2001a ; Lowe, 2001b) et qui au vu de nos données sont susceptibles d'être repérés le plus précisément possible : La transition YD-Holocène (11500 cal BP) et la terminaison 1 (14500 calBP). En raison d'un échantillonnage lâche (un point à 1159 cm et un autre à 1179 cm) il nous est impossible de proposer un âge précis pour cette montée brusque du $\delta^{18}O$ qui se situe dans cet intervalle de 20 cm. A partir du comptage qui utilise le LST comme repère on obtient un âge se situant entre 14300 calBP et 14500 calBP pour cette remontée. Au vue de l'échantillonnage (deux points distants de 20 cm) et de l'âge de 14500 +/- 100 calBP qui est estimé pour l'enregistrement de cet évènement en Europe dans la bibliographie (Brauer *et al.*, 2000b ; Hughen *et al.*, 1998, 2000 ; Lowe, 2001a) nous pouvons exclure une non annualité des lamines durant le Tardiglaciaire et confirmer la précision de notre modèle d'âge.

Dans le cas du positionnement de la fin du YD (la remontée des valeurs de $\delta^{18}O$ se situe entre 849 et 859 cm) permet un calage à +/- 50 ans de cet évènement. Cette précision relative est permise, à la fois par la résolution de nos mesures (i.e. 10 cm) dans ce cas, mais aussi par la rapidité et la brutalité de cet évènement dont le caractère synchrone à l'échelle de l'hémisphère nord est plus marqué que pour la terminaison 1 (Brauer *et al.*, 2000b ; Lowe, 2001a ; Lowe, 2001b). De plus cette remontée des valeurs isotopiques coïncide exactement avec la réapparition des lamines à 850 cm MCD (figure III-14c).

³¹ Les premiers travaux sur les isotopes de l'oxygène dans les sédiments lacustres avaient d'ailleurs déjà mis en évidence ces évènements (transition 1 et YD) alors même que les mesures du $\delta^{18}O$ avaient été réalisées sur des sédiments carbonatés totaux (« Bulk ») dont la corrélation avec le $\delta^{18}O$ des précipitations n'est en aucun cas évidente (Eicher et Siegenthaler, 1976 ; Moerner et Wallin, 1977).

3) Données ^{14}C

La figure III-14c présente les calages proposés (issus de la reconnaissance des téphras et du profil de $^{18}\text{O}_p$) dans notre chronologie par comptage de la partie basse de la carotte. La chronologie flottante de la partie basse, associée au comptage dans la partie haute (du sommet de la carotte à 375 cm) permet d'aboutir à un modèle d'âge sur l'ensemble de la carotte. Dans le faciès E (entre 3m80 et 5m20), là où les lamines sont invisibles ainsi qu'entre 850 cm et 926 cm, nous avons effectué une interpolation linéaire. Sur la figure III-15 le modèle d'âge proposé est comparé avec l'ensemble des données ^{14}C calibrées (détails sur le Tableau III-2a et III-2b). La figure III-15 présente aussi l'âge estimé (par comptage entre le niveau où le LST serait présent et la zone de la Terminaison 1 détectée grâce aux isotopes de l'oxygène). On remarque que l'âge proposé par comptage (entre 14300-14500 calBP) est parfaitement cohérent avec celui que l'on pourrait déduire de la corrélation avec la courbe isotopique issue du Groenland (figure III-14b). Ceci constitue un argument supplémentaire, qui permet la validation de l'annualité des lamines observées au delà de l'Holocène comme l'envisageaient déjà Brauer et Casanova (2001). Il est difficile à ce stade de distinguer si la différence d'âge entre la corrélation avec la courbe isotopique et « notre » comptage (+/- 150 ans environ) a pour origine (i) une légère erreur dans le comptage, (ii) ou alors si celle-ci résulte de la faible résolution dont nous disposons à l'heure actuelle sur notre enregistrement isotopique. Enfin, cette différence pourrait aussi être liée, comme l'évoquent certains auteurs d'un synchronisme de cet évènement (aux niveaux Nord hémisphérique) de plus ou moins 200 ans (Hughen *et al.*, 1998 ; von Grafenstein *et al.*, 1999a).

La corrélation du modèle et des âges ^{14}C est plus que satisfaisante : les différences sont de l'ordre de grandeur de celles issues de travaux de comparaisons entre des modèles d'âges par comptages de varves et par chronologies ^{14}C (Brauer *et al.*, 2000a ; Zillén *et al.*, 2002 ; Zillén *et al.*, 2003 ; Hajdas *et al.*, 1995 ; Hajdas *et al.*, 2004 ; Kerig *et al.*, 2004). Ces différences s'expliquent assez facilement par une différence entre l'âge réel de l'échantillon et l'âge de piégeage des macrorestes datés dans le sédiment. Un tel décalage se traduit par l'obtention d'un âge plus ancien par le ^{14}C que par le comptage (ce qu'on observe d'ailleurs sur la figure III-15 où tous les âges ^{14}C qui ne se superposent pas au modèle d'âge par comptage sont plus anciens). Le groupe de dates obtenues entre 621.7 et 640.3 cm (tableaux III-2a et III-2b) est un très bon exemple de cette représentation imparfaite de l'âge ^{14}C des sédiments par les âges des macrorestes : en 20 cm de sédiment on obtient des âges étalés entre 9300 cal BP et 10200 calBP, ceci traduit des « arrivées » « contemporaines » dans le sédiment d'éléments d'âges différents. A l'inverse on obtient aussi à des profondeurs différentes des âges à peu près identiques (échantillons de 736.2 à 792.6 cm, tableau III-2b) : on a là encore « un effet retard » évident du fait des transferts des macrorestes dans le bassin versant. Un seul point (Kia24062, 309 cm MCD) s'éloigne largement de la relation âge-profondeur proposée. Ce point correspond sans doute à une datation effectuée sur un macroreste ayant séjourné longtemps dans le bassin versant. En effet la différence entre cette datation et le modèle proposé (1400 ans) impliquerait une erreur de plus de 40% sur le comptage ou reviendrait à rejeter l'hypothèse de l'annualité des lamines.

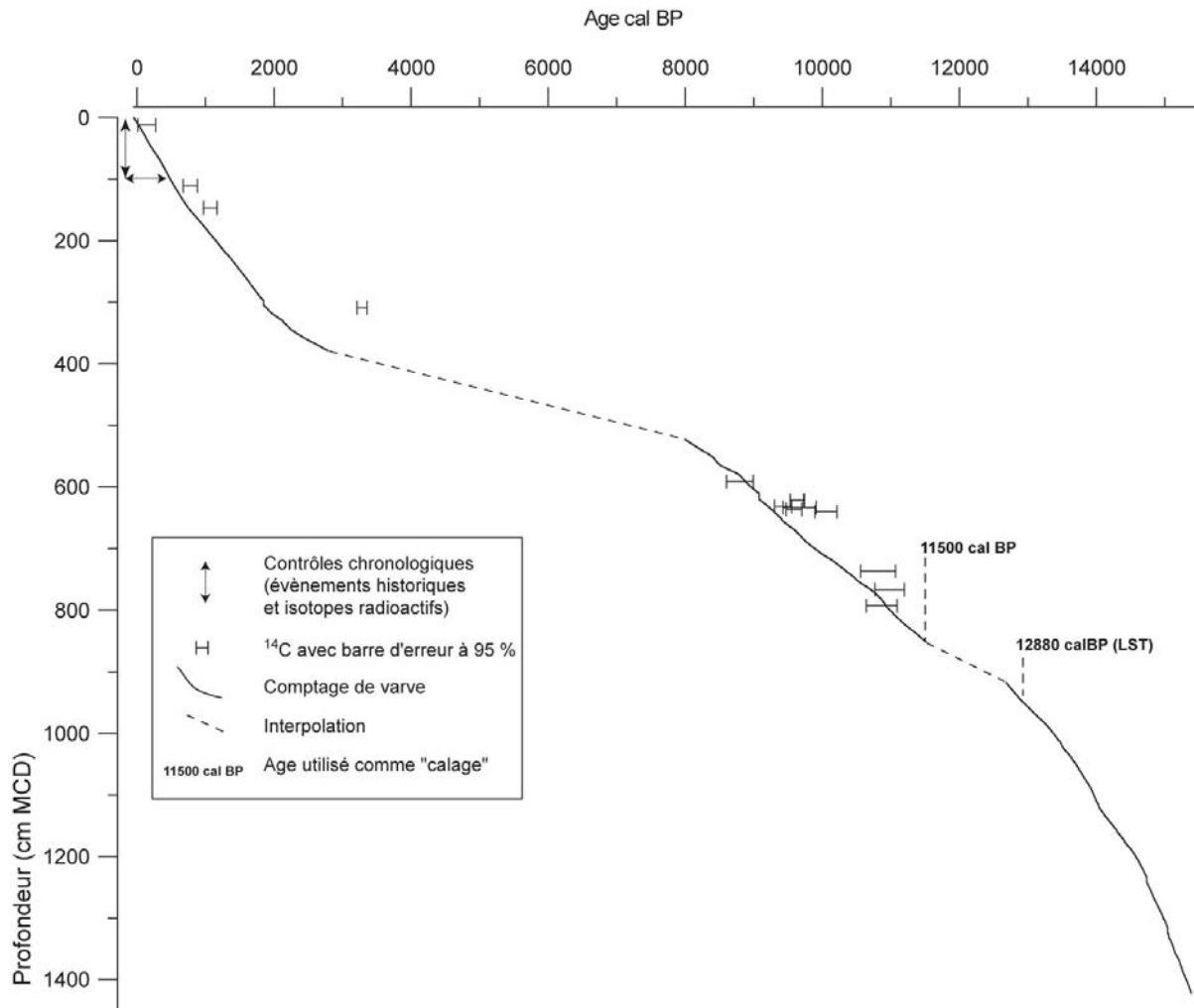


Figure III-15 : Modèle d'âge de la carotte LDA 0001.

Tableau III-2a : Datation ^{14}C par AMS de la carotte LDA 00-01 (partie haute de 0 à 621.7 cm).
 Calibrations effectuées avec le système de calibration « on-line » BCal (copyright © the University of Sheffield, 2001) en utilisant les données de calibration de Stuiver et al., 1998.

Prof. (cm MCD)	Age BP	Age calibré (1σ)	Age calibré (2σ)	matériel	Code Labo.	Calibration densité de probabilité= f(âge calibré)
12.75	122 +/- BP	24-265 cal. BP	13-272 cal. BP	Piece of nutshell	kia24053	
110	835 +/- 34 BP	694-785 cal. BP	672-881 cal. BP	wood	kia24055	
146.5	1153 +/- 34 BP	987-1167 cal. BP	972-1169 cal. BP	Plant remains	kia24057	
309	3064 +/- 26 BP	3215- 3339 cal. BP	3211- 3356 cal. BP	Piece of branch	kia24062	
591.4	7928 +/- 62 BP	8642- 8978 cal. BP	8603- 8991 cal. BP	Plant remains	kia24063	
61.7	8637 +/- 44 BP	9570- 9677 cal. BP	9529- 9727 cal. BP	Piece of bark	kia24054	
621.7	8652 +/- 42 BP	9547- 9678 cal. BP	9533- 9739 cal. BP	Piece of bark	kia24064	

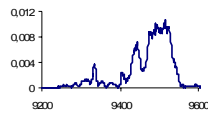
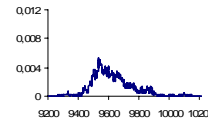
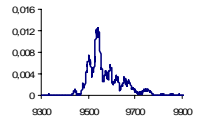
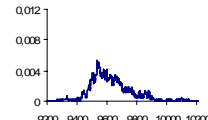
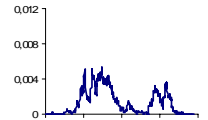
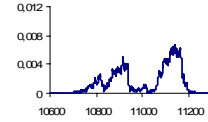
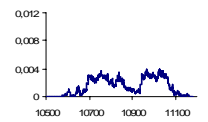
Prof. (cm MCD)	Age BP	Age calibré (1 σ)	Age calibré (2 σ)	matériel	Code Labo.	Calibration densité de probabilité= f(âge calibré)
631.8	8480 +/- 66 BP	9435-9533 cal. BP	9301-9553 cal. BP	Plant remains	kia24058	
633.3	8591 +/- 101 BP	9488-9667 cal. BP	9426-9910 cal. BP	wood	kia24065	
636.2	8574 +/- 60 BP	9490-9625 cal. BP	9472-9699 cal. BP	Plant remains	kia24059	
640.3	8928 +/- 53 BP	9923-10182 cal. BP	9892-10214 cal. BP	Piece of nut	kia24066	
736.2	9465 +/- 50 BP	10582-11041 cal. BP	10559-11068 cal. BP	Piece of seed	kia24069	
766.4	9676 +/- 46 BP	10874-11174 cal. BP	10767-11197 cal. BP	Piece of branch	kia24067	
792.6	9526 +/- 46 BP	10694-11064 cal. BP	10642-11091 cal. BP	Plant remains	kia24060	

Tableau III-2b : Datation ^{14}C par AMS de la carotte LDA 00-01 (partie basse de 631.8 à 792.6 cm).
 Calibrations effectuées avec le système de calibration « on-line » BCal (copyright © the University of Sheffield, 2001) en utilisant les données de calibration de Stuiver et al., 1998.

D) Synthèse

Le modèle d'âge proposé pour la carotte longue LDA 0001 se base sur le comptage de lamines annuelles (reconnues comme telles en raison de la comparaison des comptages avec les vitesses déduites des analyses radiochronologiques et la confrontation avec les crues historiques) à partir de photographies numériques hautes résolutions. Deux zones de discontinuité de la lamination (entre 378 cm et 522 cm et entre 850 cm et 916 cm, qui correspondent au faciès E) n'ont pas permis l'établissement d'un modèle d'âge uniquement par comptage et impliquent l'utilisation d'une interpolation linéaire entre des chronologies flottantes. La partie haute du modèle d'âge se base sur une chronologie flottante par comptage calé sur trois événements historiques (crues de 1485, 1489 et 1758). Sur cette même période, la comparaison avec d'autres marqueurs historiques permet une estimation de l'erreur : 5 ans pour les derniers 500 ans. La chronologie flottante « intermédiaire » se base sur la reconnaissance de la fin du Dryas Récent dans l'enregistrement du $\delta^{18}\text{O}$ des ostracodes benthiques, alors que celle de la base de la carotte utilise la reconnaissance du LST à 943 cm. La différence entre l'âge donné par notre modèle (et issu du calage sur le LST) pour la terminaison 1, (reconnu dans l'enregistrement du $\delta^{18}\text{O}$ des ostracodes benthiques) et l'âge réel de cet événement, dont le synchronisme est aujourd'hui largement reconnu est inférieure à 150 ans. Cette dernière remarque lève en partie le doute introduit par l'absence d'analyses chimiques sur les particules téphritiques (mesures en cours au GFZ de Postdam).

L'estimation des erreurs obtenues par des comptages multiples (moins de 2 % sur les 500 dernières années) associée à celle obtenue par la comparaison avec 500 ans de chroniques historiques (moins de 5 ans d'écart sur tous les marqueurs utilisés) nous permettent d'estimer une erreur de +/- 5ans sur le dernier millénaire. Sur le reste de l'enregistrement, l'estimation d'une barre d'erreur est difficilement réalisable ; toutefois, en tenant compte des vitesses de sédimentation, on observe que 0.5 cm représente entre 2 ans (dernier siècle et base de la carotte) et 30 ans (dans la zone d'interpolation entre 378 cm et 522 cm. Ces observations associées à une estimation de l'erreur dans la zone de la terminaison 1 nous permettent de proposer un modèle d'âge définitif (figure III-16) qui intègre une tentative de quantification des erreurs.

Le type d'approche développé dans ce travail et les résultats obtenus montrent, comparativement à des modèles d'âge basés sur des données ^{14}C , des variations de vitesse de sédimentation au cours des 15000 dernières années. De cette manière, il est possible de dater de façon plus précise les événements et transitions climatiques observables dans les marqueurs spécifiques aux grands lacs malgré l'absence des varves (sensu stricto).

Dans le cadre du programme DecLakes, des échantillons de sédiments seront prélevés dans la zone centrale non laminée et des extractions de pollen et de matière organique devraient améliorer le modèle d'âge durant cette période. La mise en évidence de téphras supplémentaires grâce à la réalisation de lames minces imprégnées constitue aussi un chantier intéressant du point de vue chronologique.

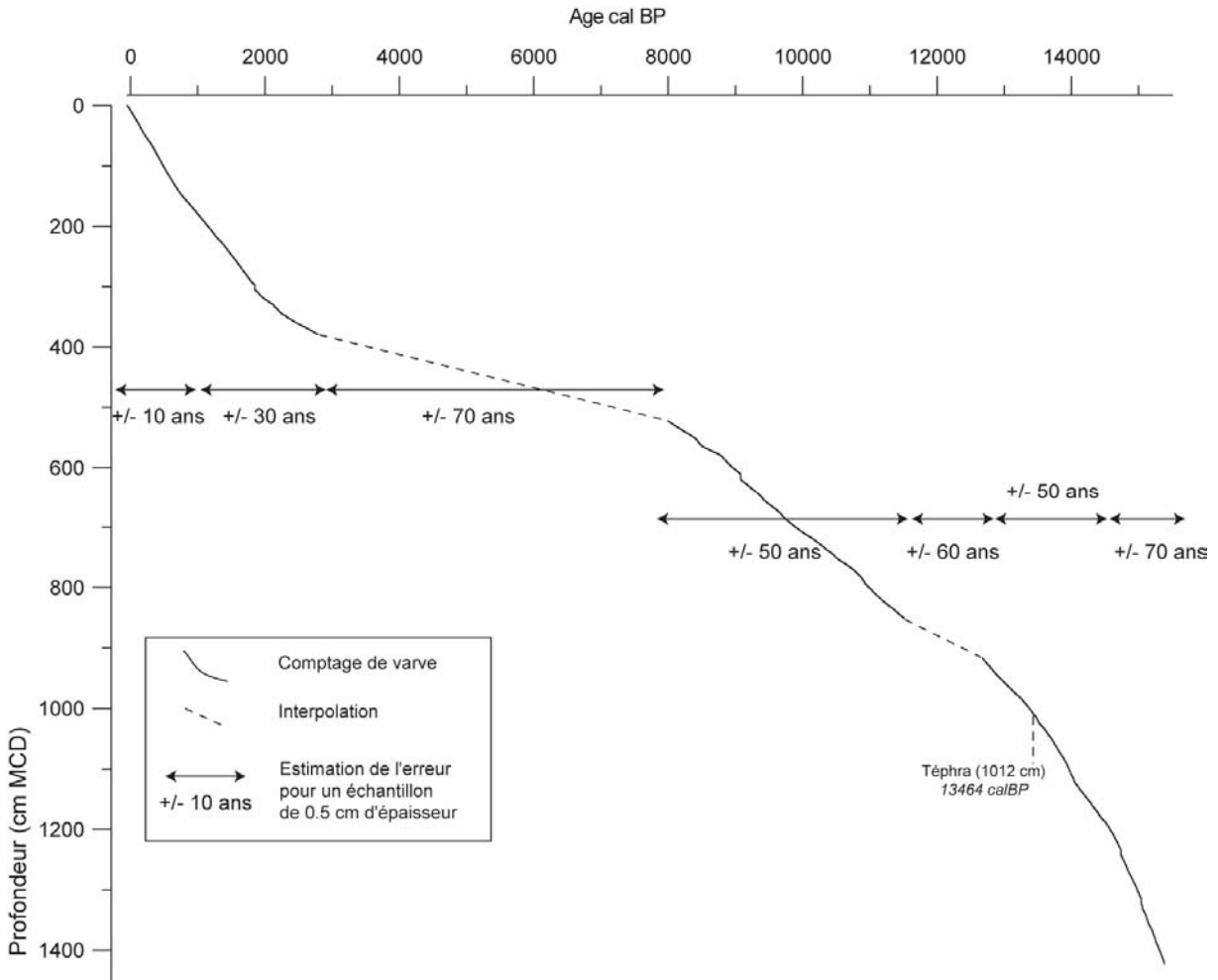


Figure III-16 : Modèle d'âge de la carotte LDA 0001 et estimation de l'erreur.

Remarque sur le niveau de téphras à 1012 cm.

Le modèle d'âge présenté permet de proposer un âge de 13464 (+/- 70) calBP pour le téphra reconnu à 1012 cm. Cet âge est plus ancien de 400 ans que celui proposé par Vannièrre et al. (2004) pour les téphras issus du volcan de la Nugère et retrouvés dans le lac du Lautrey (Jura) mais reste compatible avec les âges ^{14}C publiés par Juvigné et al. (1996) et par Vernet et Raynal (2000). L'âge proposé par Vannièrre et al. (2004) est calculé à partir d'interpolations entre des dates ^{14}C et la reconnaissance sédimentaire (et non isotopique) de la transition 1 (Bølling-Older Dryas) qu'il propose de fixer à 14100 cal BP pour cette région du Jura français en référence à un article de Amman et al. (1994). L'utilisation d'une chronologie flottante « calée » sur un âge jeune (comparativement à l'ensemble de la bibliographie) pour la transition 1 et l'utilisation de ^{14}C peuvent être à l'origine de cette différence.

L'obtention des analyses chimiques des éléments majeurs et tracés sur ces particules allochtones (en cours au GFZ Postdam) devrait permettre un éclairage sur la nature et la provenance de celles-ci. A partir de ces résultats, il conviendra alors de comparer de façon définitive la nature des téphras reconnus ainsi que les âges proposés.

Chapitre IV : Paléohydrologie du bassin versant du lac d'Annecy



Les Gorges du Fier à Lovagny (Haute Savoie) :
Un site remarquable formé il y a moins de 9000 ans ?

Introduction

Ce chapitre est consacré à la quantification des événements majeurs ayant affecté le bassin versant du lac d'Annecy depuis 18000 ans. Il se divise en deux parties correspondant aux deux événements majeurs ayant affecté le bassin versant. Le premier correspond à l'arrêt des apports sédimentaires en provenance de l'Arly par l'intermédiaire de la langue glaciaire présente dans la cluse de Faverges (Manalt, 1998 ; van Rensbergen *et al.*, 1998). Le deuxième, traite de la modification du cours du Fier durant l'Holocène, dont la conséquence est la réduction définitive du bassin versant prenant dès lors, sa forme et ses caractéristiques actuelles (Nicoud et Manalt, 2001).

La première partie se base sur les travaux antérieurs qui proviennent pour la plupart du programme Climasilac. L'ensemble de ces résultats permet d'interpréter, les dépôts de l'unité II comme contemporains du retrait de la langue glaciaire de la cluse de Faverges, et la transition entre l'unité II et l'unité sus-jacente (unité IIIa) comme l'arrêt définitif des apports sédimentaires. Les travaux de Manalt (1998), van Rensbergen (1996), van Rensbergen *et al.* (1998) sur la sismique réflexion, associés à une chronologie très bien contrainte pour l'unité II (par comptage de varves) développée par Brauer & Casanova (2001) (cf. chapitre I) permettent une approche quantitative de cette unité. Lors de la campagne de sismique en 1993, les outils actuels de positionnement (GPS) ainsi que le traitement numérique des données n'étaient pas fonctionnels, la quantification des volumes de sédiments déposés pour chaque unité sismique n'a donc pas été réalisée. Cette partie n'utilisant pas les données acquises dans « notre » carottage, et faisant appel à des techniques et des outils particuliers (par rapport au reste du manuscrit), nous avons choisi de présenter ceux-ci dans ce chapitre plutôt que dans le Chapitre II.

La deuxième partie présente la reconstitution de l'histoire des « relations » entre le lac et le Fier grâce (1) à la compréhension des mécanismes de dépôts de « notre enregistrement », (2) aux données magnétiques (chapitre II) ainsi qu'à (3) la chronologie développée dans le chapitre III.

A) Quantification des volumes sédimentaires tardiglaciaires

1) Remarques préliminaires sur l'âge de l'unité II

Dans les travaux antérieurs, comme nous l'avons présenté dans le Chapitre I, l'âge proposé pour la transition unité II-unité III est de 15900 calBP (Brauer et Casanova, 2001). Compte tenu de la chronologie proposée dans le chapitre III, cet âge est problématique. La figure IV-1 présente une corrélation entre le carottage LDA 0001 et le profil sismique le plus proche LDA8 (passant à 100 m au Nord environ). A ce niveau, le toit de l'unité II se trouve à environ 26m (+/- 2m)³², c'est-à-dire à environ 12 m sous la base de notre carottage.

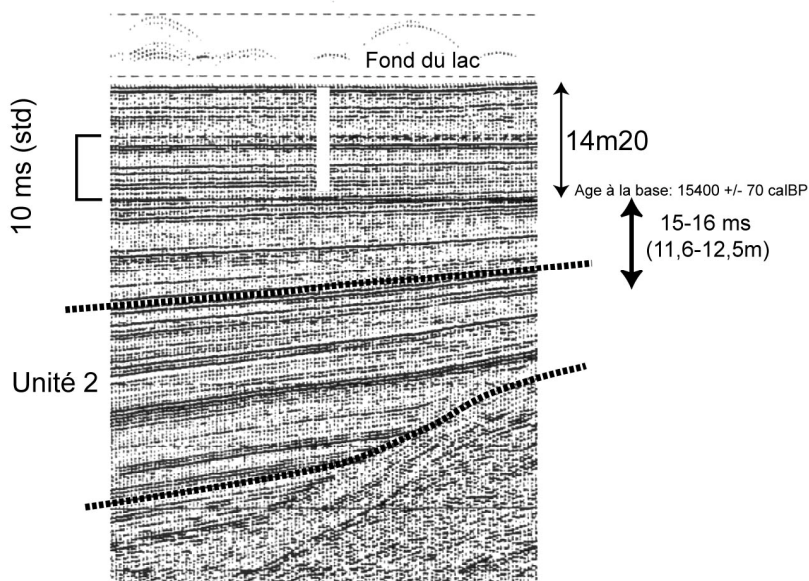


Figure IV-1 : corrélation entre un profil sismique (LDA 8) et le carottage LDA 0001.

Si l'on conserve l'âge calculé par Brauer et Casanova (2001), il faut envisager le dépôt de 12 m de sédiments en 500 ans, ce qui correspond à 2,5 cm/an en moyenne. Les résultats du chapitre III montrent qu'entre 14500 et 15500 calBP le taux de sédimentation moyen est de 0.3 cm/an. On observe aussi une légère tendance à l'augmentation du taux durant cette période, cela se traduit par un taux de sédimentation de 0.4 cm/an entre 15000 calBP et 15500 calBP. Les études des profils sismiques (van Rensbergen, 1996 ; van Rensbergen *et al.*, 1998) ne montrent aucun changement de sédimentation majeure au dessus de l'unité II. Aucun évènement ni aucune modification majeure ne sont observables sur les profils encadrant au Nord et au Sud la zone de carottage (profil LDA 8 et LDA 22 respectivement). Bien qu'on observe une tendance à l'augmentation de la vitesse de sédimentation dans la partie inférieure du faciès D (au delà de 14000 calBP), une multiplication par 5 de la vitesse de sédimentation entre 15400 et 15900calBP est donc difficilement concevable.

³² L'estimation de la profondeur du réflecteur « toit » (situé à environ 35 ms temps double), on calcule grâce à une loi de vitesse une profondeur, ici approximative, en raison de l'absence de profil à l'endroit même du carottage. Le détail des calculs et des lois de vitesse utilisés sont développés plus loin dans ce chapitre.

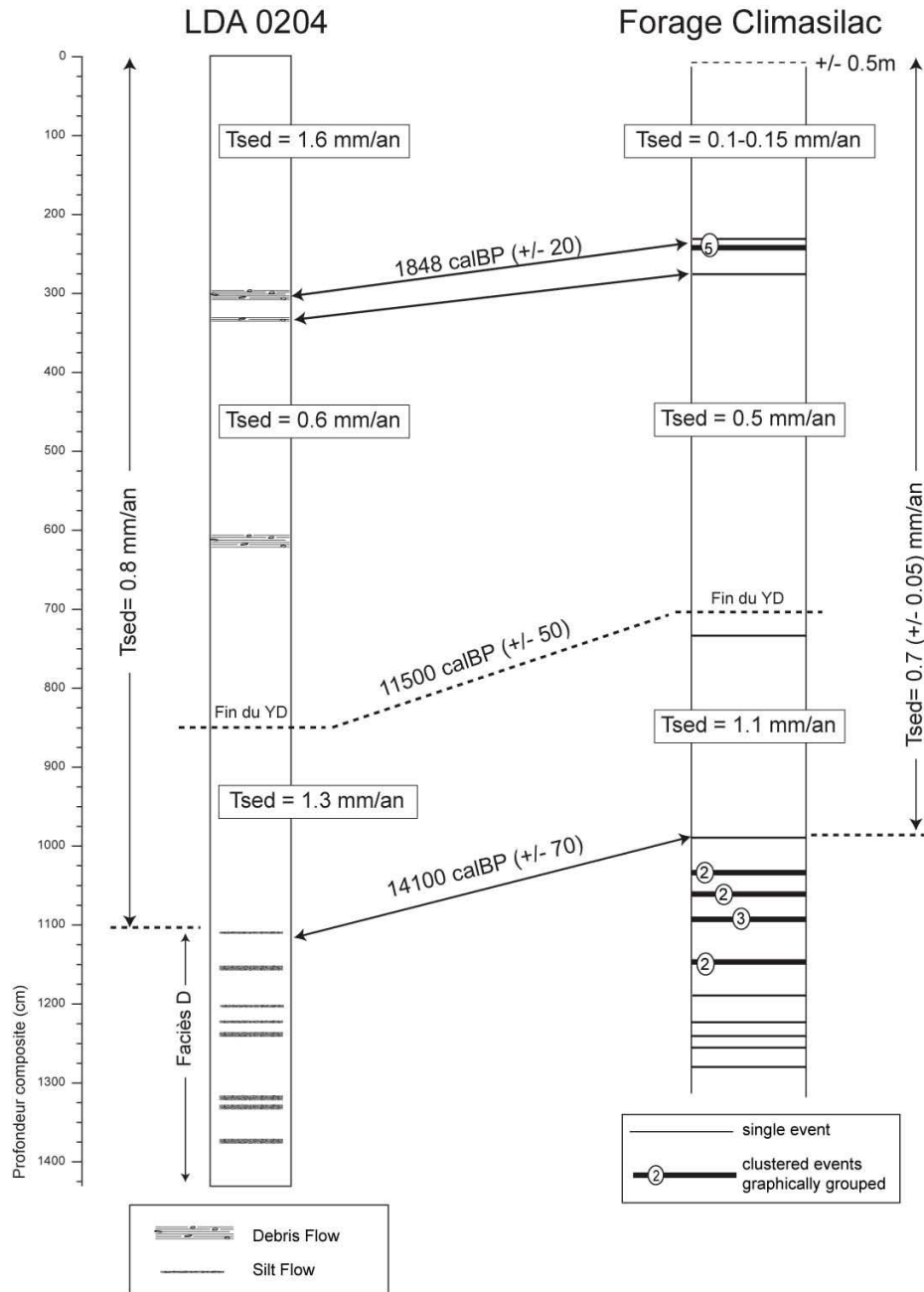


Figure IV-2 : Proposition de corrélation entre le carottage LDA 0001 et le forage Climasilac.

(centre du bassin pour notre carotte, -65m ; et talus inférieur de la pente Est, -56m pour le forage Climasilac)
Trois niveaux ont été retenus : les Debris Flows sommitaux, l'entrée dans le faciès où l'on observe les Silts Flows, ainsi que la fin du Dryas récent (YD).

Les taux de sédimentation calculés (Tsed.) sont, pour la carotte LDA 0001 ceux déduits du modèle d'âge présenté dans le chapitre III, et pour le forage Climasilac ceux déduits des corrélations (à l'exception de la fin du YD identifié dans la carotte). Données du forage Climasilac d'après Beck et al. (1996) et Brauer et Casanova (2001).

Le modèle d'âge du forage Climasilac étant linéaire pour la totalité de l'Holocène, nous avons tenté d'établir des corrélations entre celui-ci et notre carottage afin de comparer plus précisément les variations du taux de sédimentation entre ces deux enregistrements (figure IV-2). Il apparaît que malgré deux environnements sédimentaires différents, les taux de sédimentation sont comparables à la fois dans leur valeur absolue mais aussi dans les tendances observées (taux de sédimentation aux environs de 1 mm/an entre 14000 et 12800 calBP, baisse durant l'Holocène moyen et enfin augmentation depuis 2000 ans).

Il paraît difficile d'imaginer une augmentation drastique du taux de sédimentation au centre du bassin entre 15500 calBP et le sommet de l'unité II, alors que celle-ci n'affecterait pas le site Climasilac. Or elle se trouve bien à 12 m sous la base de « notre carotte ». L'interpolation du taux de sédimentation calculé sur les 400 ans dernières années du comptage (entre 15000 et 15500 calBP) donne un âge du sommet de l'unité II de 18500 calBP environ (12 m de sédiments à raison de 0.4 cm/an). Ce taux de sédimentation est encore une fois comparable à celui trouvé par Brauer et Casanova, 2001 ; leur comptage entre 14500 calBP et le sommet de l'unité II correspond à un taux de sédimentation de 0.45 mm/an. La comparaison des taux de sédimentation (figure IV-2) permet de proposer une vitesse de sédimentation de l'ordre de 0.5 cm/an entre la base de notre enregistrement et l'unité II (10% de plus que dans le forage Climasilac, et légèrement supérieur au dernier taux moyen mesuré en base de notre carotte). Avec cette interpolation on obtient un âge de 17800 calBP pour le toit de l'unité II.

Il semble, qu'à ce stade nous devons considérer qu'un des deux modèles d'âge est erroné pour le Tardiglaciaire³³. Etablis tous les deux par comptage, il semble difficile de dire lequel des deux. Quoi qu'il en soit, il semble établi que le modèle développé dans le chapitre III est bien contraint jusqu'à 14500 calBP (en raison du calage sur la courbe de $\delta^{18}\text{O}$) et que le comptage réalisé par A. Brauer ne présente pas de biais. Dans le doute et dans l'incapacité de comprendre l'origine de ce problème nous considérerons les deux possibilités d'âge pour le sommet de l'unité II (15900 et entre 17800 et 18500 calBP).

³³ On pourrait bien sur aussi penser que le repérage de l'unité II soit faux au niveau de la carotte LDA 0001. Toutefois, les observations et résultats de van Rensbergen (1996), Manalt (1998), van Rensbergen *et al.* (1998), Beck *et al.* (2001) donnent le même résultat que les nôtres.

2) Introduction

La couverture sismique du lac d'Annecy (cf. chapitre I) a permis grâce à l'étude d'un grand nombre de profils (figure IV-3) de proposer une interprétation du remplissage sismique du bassin nord du lac (figure IV-4). L'unité II, dont les transitions sont visibles dans la grande carotte (14m d'épaisseur dans le forage Climasilac), est constituée de doublets clairs (de printemps, induits par la fonte des neiges et/ou les précipitations) et sombres (d'été, induits par la fonte de la langue glaciaire) qui constituent des varves pluricentimétriques (Manalt, 1998) résultant majoritairement de courants hyperpycnaux. Les dépôts se réalisaient alors dans le paléolac dont l'altitude a varié entre 480 m en début d'épisode à 460 m au moment de la transition avec l'unité III (Nicoud et Manalt, 2001, van Rensbergen *et al.*, 1998).



Figure IV-3: Couverture sismique réalisée en 1993.
(RCMG Gent, Université de Savoie, d'après Van Rensbergen, 1996)

Le comptage sur lames imprégnées par Brauer et Casanova, 2001 atteste d'une durée de dépôts de moins de 500 ans (455 ans +/- 28). On se trouve donc en présence d'un dépôt remarquable en raison du taux de sédimentation et des apports sédimentaires qui le caractérisent. Les reconstitutions paléoenvironnementales proposées (cf. chapitre I) par van Rensbergen *et al.* (1998) ou par Manalt (1998) attribuent ces propriétés au « lessivage » des particules déposées par la langue glaciaire lors de son retrait (les langues glaciaires Sud et sans doute Nord se trouvant encore dans le bassin versant, cf. chapitre I, figure I-7). Le passage brutal à un dépôt de l'unité sus jacente résulterait de l'arrêt des apports depuis le Sud. La langue glaciaire provenant de l'Arly s'étant retirée au delà du seuil topographique marquant le partage des eaux entre le lac d'Annecy et la vallée de l'Isère (au niveau d'Ugine ou de Faverges). Nous avons développé une approche quantitative afin de contraindre en terme de flux sédimentaire cet épisode de remplissage majeur de la dépression annecienne. L'approche quantitative permettra aussi une

comparaison des flux sédimentaires post-glaciaires également calculés dans ce chapitre avec ceux déduits de l'approche sédimentologique haute résolution (chapitre III).

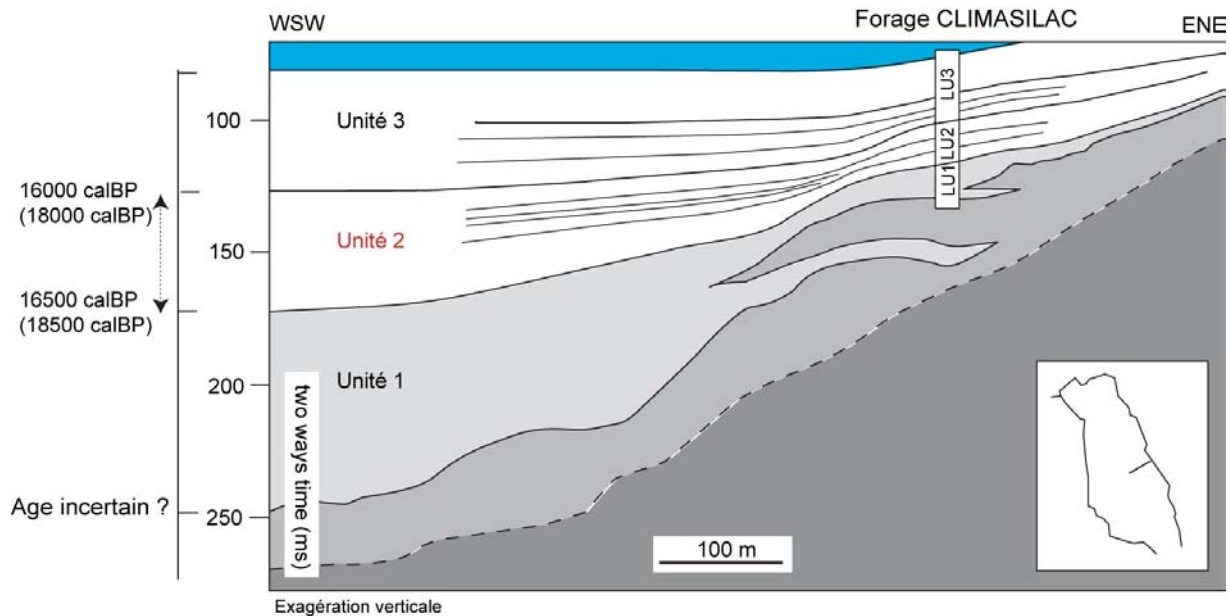


Figure IV-4 : Interprétation sismique du remplissage du lac d'Annecy
 (d'après van Rensbergen, 1996; Beck et al., 2001, chronologie d'après Brauer et al., 2001).
 La chronologie entre parenthèses correspond à l'estimation réalisée dans cette étude.

3) Acquisition des données

L'ensemble des profils de 1993 (figure IV-3) n'a pas été utilisé dans ce travail. En effet comme l'avaient noté Manalt (1998) et van Rensbergen *et al* (1997) l'absence de positionnement correct, du a un problème technique³⁴, lors de l'acquisition des profils implique un « recalage à la main » des profils par rapport à la bathymétrie ainsi qu'au croisement des profils longitudinaux et transversaux. Dans le travail présenté dans ce chapitre nous utilisons 13 profils transversaux (orientés SO-NE) du grand lac (figure IV-5) afin d'obtenir un espacement à peu près égal entre chaque, tout en couvrant la totalité de la partie « visible » en sismique. Cette limitation du nombre de profil est la résultante, à la fois de la volonté de limiter le temps d'acquisition des données (le pointage ayant été effectué à la main sur les tirages papiers qu'il a fallu repositionner), mais aussi de la précision suffisante amenée par l'utilisation d'un nombre raisonné de profils au regard de l'utilisation envisagée des résultats.

³⁴ Le positionnement a été réalisé par le Laboratoire National d'Hydraulique (LNH) à l'aide du logiciel de positionnement AXYLE. L'absence de GPS précis à cette époque et les soucis techniques lors de la navigation sont à l'origine de ce problème.

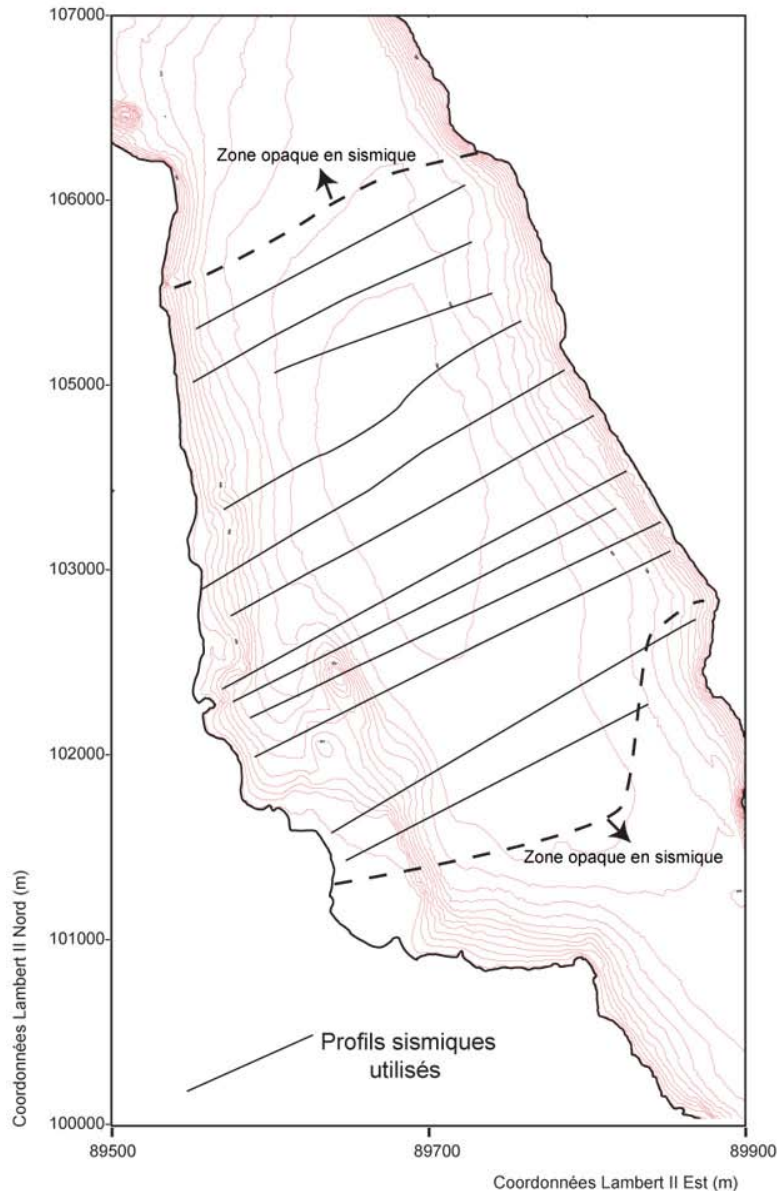


Figure IV-5 : Localisation des profils sismiques utilisés.

Sur ces 13 profils, le repérage de l'unité II a été fait en quatre étapes :

- sur les profils, pointage tous les centimètres (donc tous les 30 mètres environ) du réflecteur « fond » et des réflecteurs « toit » et base de l'unité II et création d'un fichier « .txt » pour chaque profil contenant la distance depuis l'origine du profil et les profondeurs en temps double de chaque réflecteur pointé³⁵.
- Conversion des données temps double en profondeur métrique à partir des résultats de Finckh *et al.*, 1984 (tableau IV-1).

³⁵ L'unité II est très facilement repérable sur les profils sismiques (figure IV-1). Elle est caractérisée par des réflecteurs d'amplitude moyenne à forte et de forte continuité. Sa « base » est constituée par un ensemble de réflecteurs peu espacés et de forte amplitude alors que sa limite supérieure est définie géométriquement par le passage de réflecteurs divergents vers le centre du bassin à des réflecteurs divergents en direction du Nord.

- Conversion des coordonnées centimétriques (depuis l'origine des profils) en coordonnées Lambert II (Nord, Est). Les trajets des profils ont été géoréférencés à l'aide du logiciel TransformTM en tenant compte de la vitesse moyenne du bateau (calculée grâce à la longueur du profil et au temps de parcours)
- Création de fichiers de données géoréférencées pour chaque surface avec comme niveau 0 de profondeur la surface du lac (alt 446.5 m). En découle un fichier x,y,z (coordonnées Lambert II, profondeur) exportable vers le logiciel nécessaire à l'interpolation des surfaces (Surfer 7TM).

Profondeur (m)	Seconde temps double (ms)	Vitesse (km/s)
0-70 (eau)	0-96	1.45
70-90 (sédiments post-glaciaires entre les réflecteurs « fond » et « toit »)	96-122	1.55
90-183 (unité II, entre les réflecteurs « toits » et « base »)	122-232	1.69
183-327	232-322	3.6
>327	>322	6.68

Tableau IV-1 : Vitesse du son dans les sédiments du lac d'Annecy (d'après Finckh et al., 1984)

La représentation en coupe des profils et des profondeurs des réflecteurs (figure IV-6) projetés sur l'axe Ouest-Est Lambert II permet une visualisation préliminaire du remplissage du grand lac. Les profils Ida 3, Ida 18, Ida 6, Ida 7, Ida 27, Ida 28 ne montrent pas l'ensemble de l'unité II. En effet ces profils ne débutent pas assez à l'Ouest et/ou ne s'étendent pas assez à l'Est. Les profils Ida 30 et Ida 31 sont eux tronqués à leur extrémité Est (figure IV-5, figure IV6) en raison de la présence de gaz qui rend ininterprétables les données sismiques. On observe très bien les deux zones de dépôts centre mises en évidence par van Rensbergen *et al*, 1998, au Nord du lac (profil Ida 3) et dans la partie sud du grand lac (profils Ida 30 et Ida 31).

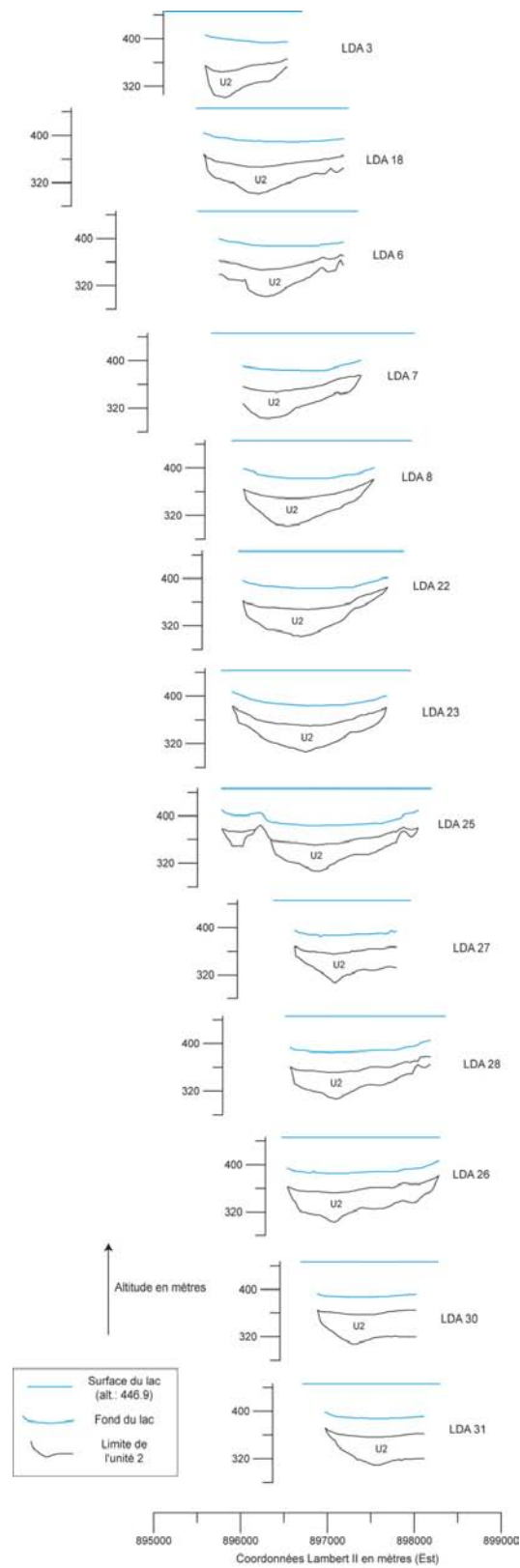


Figure IV-6 : Coupes « s riees » g or f renc es (projet es sur l'axe Ouest-Est) du remplissage du lac d'Annecy obtenues par application de la loi de vitesse (Finckh et al., 1984).

4) Reconstruction 3D

a) Comparaison des surfaces reconstituées avec les données du sonar

Les fichiers de données (coordonnées Lambert II, profondeur en mètre) du fond du lac (bathymétrie), du toit et de la base de l'unité II ont été interpolés avec le logiciel Surfer 7TM. Les surfaces (de type grille) ont été calculées avec la méthode « Kriging » avec un pas de grille de 50 m. On obtient ainsi des surfaces de types isohypses interpolées dans la limite géographique des profils traités. La validation de la qualité des données peut être faite pour la surface interpolée pour le fond du lac, en comparant l'isohypse obtenue avec les données bathymétriques déduites du sonar (données Ifremer-LGCA-université de Savoie-1996). La figure IV-7 présente les isohypses de la bathymétrie (représentés en Lambert II) projetés sur la bathymétrie déduite du sonar. A la vue du nombre de profils utilisés, de l'espacement des données (tous les 30 m sur les profils), les résultats semblent cohérents avec les données du sonar et suffisamment précises afin d'envisager une reconstitution 3D. Dans les zones plus profondes (centre du lac) la cohérence des données est plus importante que sur les pentes. Ceci est sans doute dû à des variations de vitesses du bateau (obligatoirement considérées comme constantes dans le calcul des positions Lambert II) qui faussent le positionnement. Le biais introduit est d'autant plus fort que la pente est importante. En raison, de l'imprécision dans les pointages des horizons sur les profils (notamment dans les zones de fortes pentes) des artefacts d'interpolation peuvent apparaître dans ce type de reconstitution de surface (Girardclos, 2001). Il convient donc d'interpréter ces isohypses en restant conscient des limites introduites par la résolution des données, les erreurs de pointage et les méthodes d'interpolation. Sur la figure IV-7, on distingue différents artefacts dans la « plaine » centrale ainsi que sur les pentes. Dans le cas de cette étude, l'interprétation de la structure tridimensionnelle des corps sédimentaires n'étant pas un but en lui-même, nous pouvons considérer que les artefacts et les imprécisions dans les surfaces interpolées n'amènent pas d'erreur importante dans le calcul des volumes.

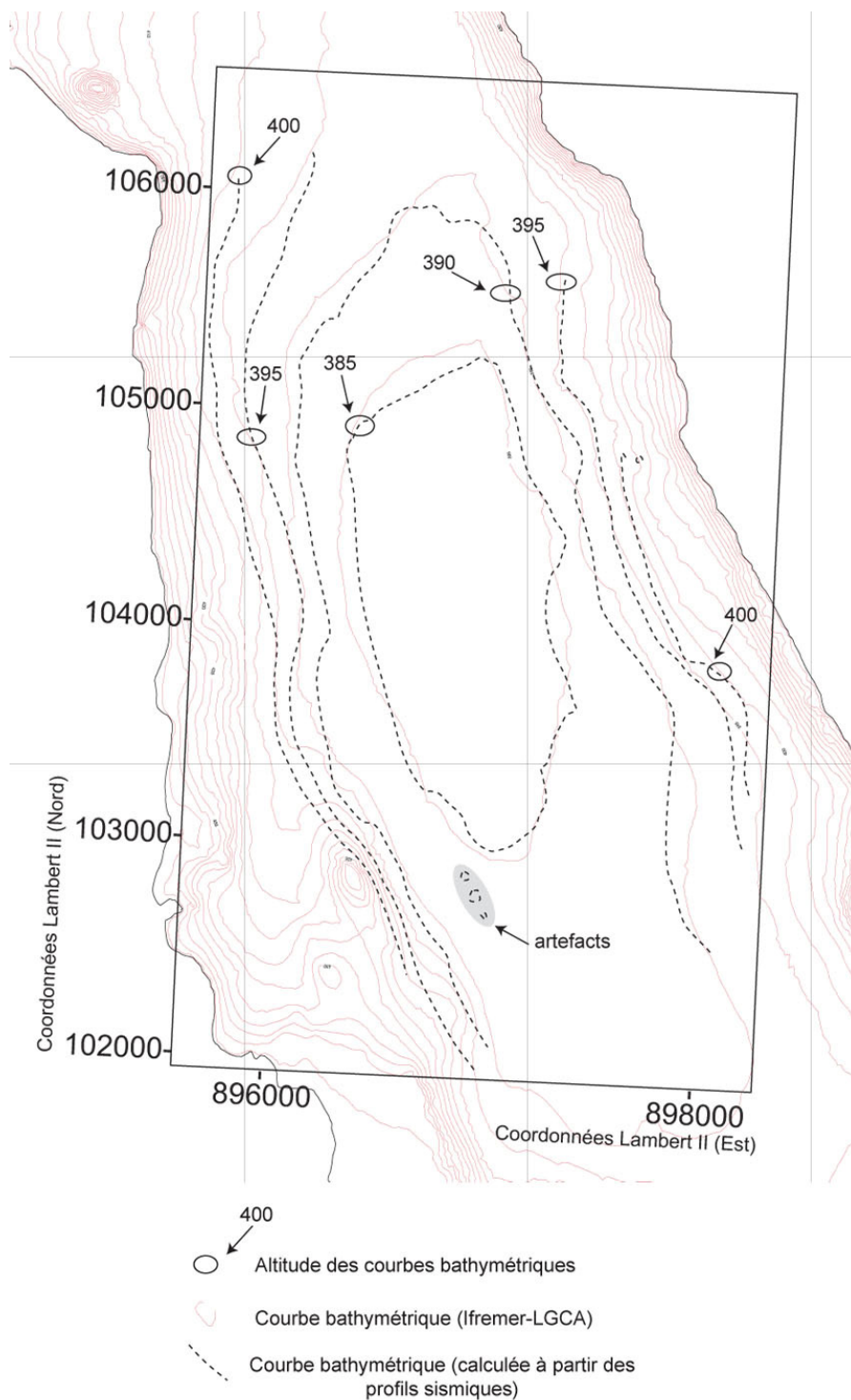


Figure IV-7 : Comparaison des isohypses du réflecteur « fond » (géoréférencées en Lambert II) et de la bathymétrie.

(Données Ifremer-LGCA-Université de Savoie-1996, géoréférencé en WGS 84)

b) Construction des isohypses et de la carte des isopaques

La figure IV-8 présente les isohypses interpolés du « toit » et de la base de l'unité II. On peut noter la présence d'artefacts très visibles dans la partie Est (104500, 897700) qui se traduit par un bouclage des courbes de niveaux.

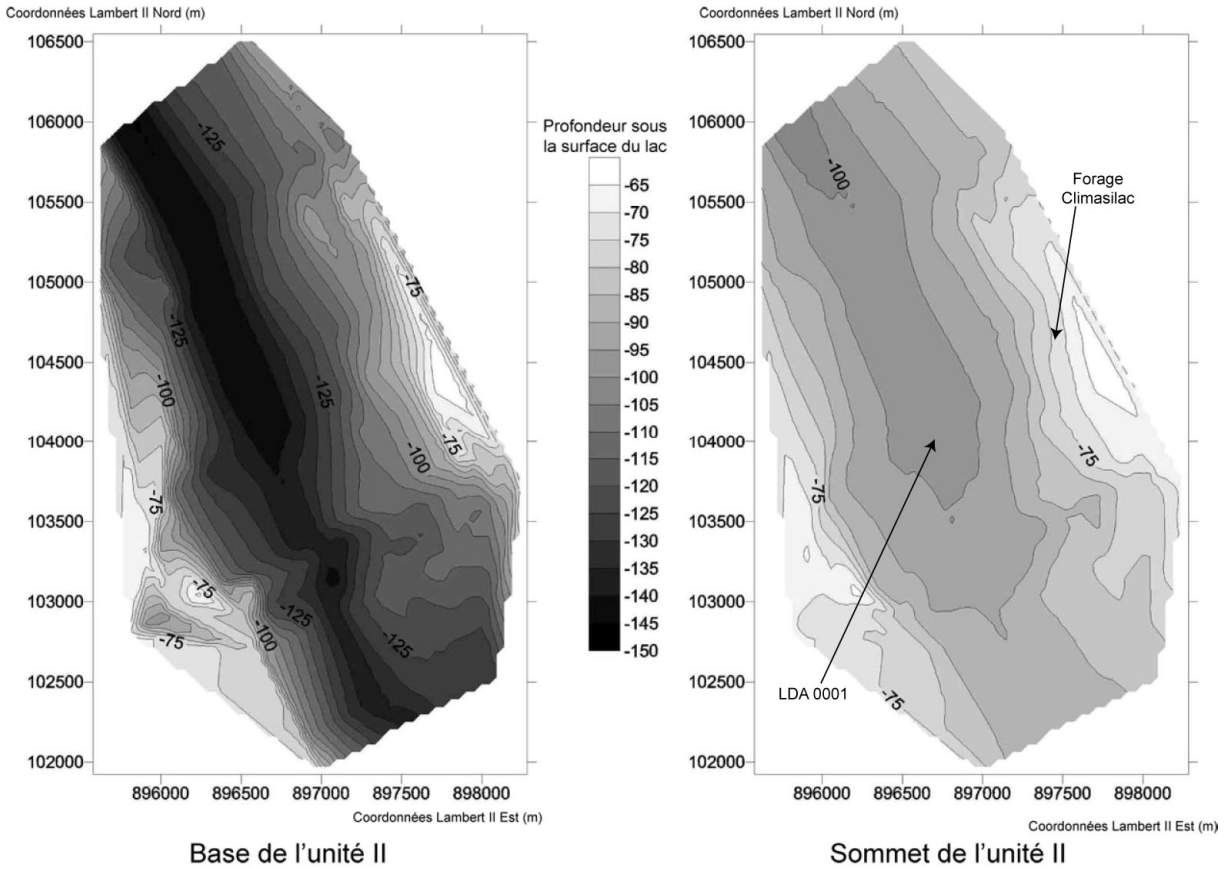


Figure IV-8 : Représentation des surfaces reconstituées, de la base (réflecteurs « base ») et du sommet (réflecteur « toit ») de l'unité II géoréférencées en coordonnées Lambert II.

La carte des isopaques (figure IV-9) de l'unité II a été calculée entre les isohypses du toit et de la base de l'unité II grâce à la commande volume du logiciel Surfer7TM. On note que l'artefact majeur visible sur les cartes d'isohypses n'apparaît pas dans la carte des isopaques. L'interpolation, présentée ici à été étendue à une plus grande surface que la zone recouverte par les profils correspondant à la paléosurface du lac estimée au moment du dépôt de l'unité II (Nicoud et Manalt, 2001). La carte obtenue est cohérente avec les interprétations de van Rensbergen (1997) van Rensbergen *et al.* (1998), et de Manalt (1998) en ce qui concerne l'importance et la position des dépôts centre au Sud et au Nord du grand lac ainsi que pour la géométrie générale.

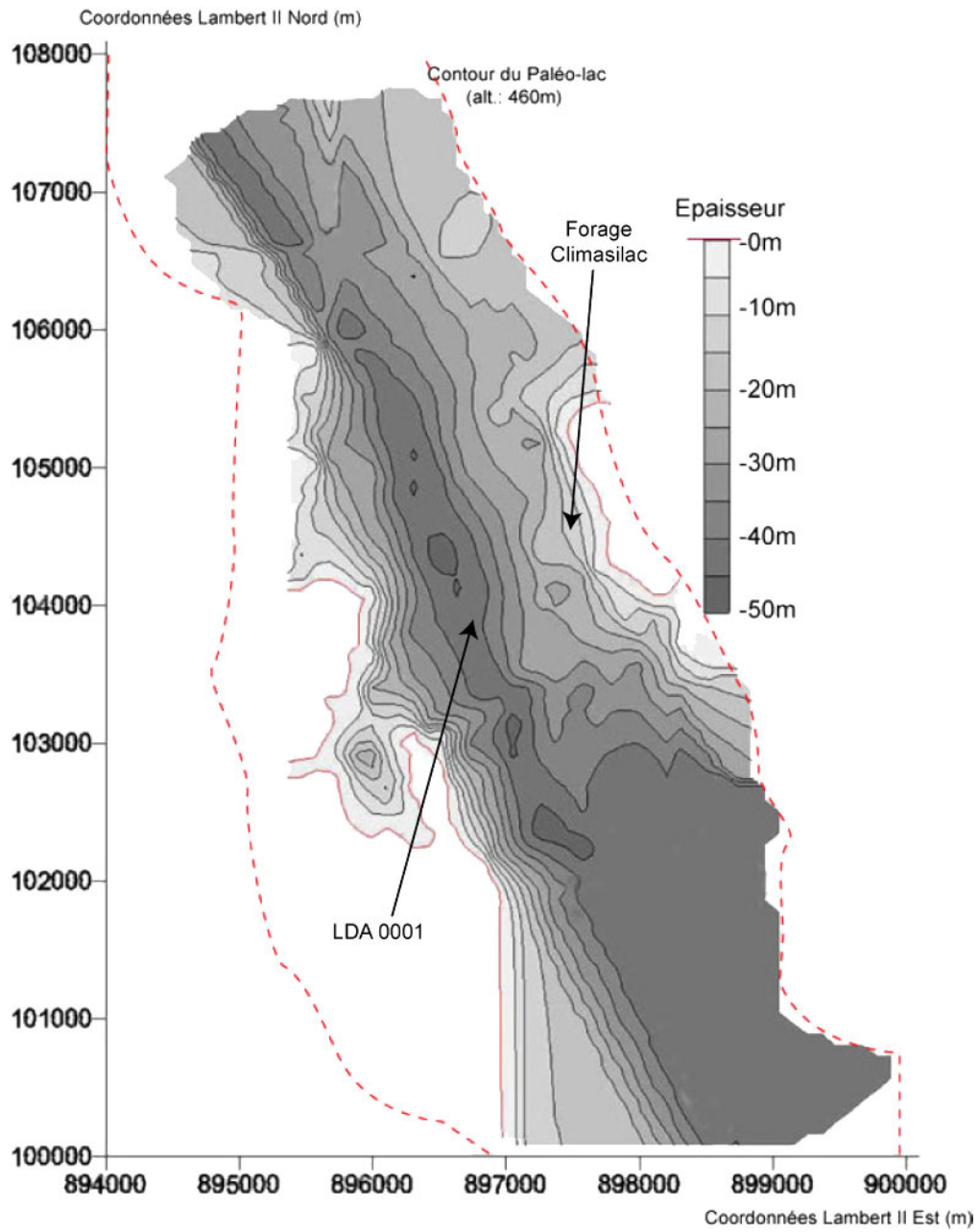


Figure IV-9 : Isopaques de l'unité II et contour du paléolac d'altitude 460m.

c) Cartes d'isopaques et d'isohypses

L'ensemble des comparaisons entre les données issues des carottages et la reconstitution des surfaces et des volumes que nous proposons est présenté dans le tableau IV-2.

	Coordonnées WGS84 (deg., minute, déc.)	Coordonnées Lambert II étendu (m)	Données des carottages	Interpolation (cette étude)
Forage Climasilac	Nord : 45°52'590 Est : 6°10'175	Nord : 104609 Est : 897465	Bathymétrie : 57m Sédiments au dessus de l'unité II : 17m50 Unité II : 14m	Bathymétrie : 56m Sédiments au dessus de l'unité II : 17-18m Unité II : 14-15m
Carotte LDA 0001	Nord : 45°52'200 Est : 6°09'550	Nord : 103850 Est : 896700	Bathymétrie : 65m Sédiments au dessus de l'unité II : ? Unité II : ?	Bathymétrie : 63m Sédiments au dessus de l'unité II : 27-28m Unité II : 42-43m

Tableau IV-2 : Comparaison des données de carottages avec les surfaces interpolées (pour les réflecteurs « fond », « toit » et « base » de l'unité II. Données des carottages d'après Manalt (1998)

- On retrouve une grande cohérence entre la reconstitution du réflecteur « fond » (c'est-à-dire la bathymétrie du lac) avec la bathymétrie des différents points de carottages.
- Pour le forage Climasilac, la comparaison des données et de l'interpolation proposée est remarquable. Ceci s'explique sans doute par la proximité du site de carottage et d'un des profils sismiques ayant servi de base de données à l'interpolation des surfaces.
- Pour la zone de carottage (LDA 0001), la comparaison est bien sûr impossible (la profondeur de notre carottage étant de 14 m20). On peut juste noter qu'il semble que le toit de l'unité II soit sans doute encore quelques mètres plus profonds que ce que nous avons estimé dans « les remarques préliminaires ».

Ces comparaisons permettent de valider les reconstitutions des surfaces proposées ainsi que les calculs des volumes et des flux réalisés.

d) Calcul des volumes

L'ensemble des calculs a été fait à l'aide du logiciel Surfer7TM. L'obtention de poids et de taux d'accumulation est permise grâce à l'utilisation de valeurs de densité sèche. Celles-ci correspondent à celles calculées par Eberli (1984) dans le lac de Zurich et aux valeurs calculées dans le chapitre I pour l'holocène.

Pour l'unité II : 1.75g/cm³

Depuis l'unité II à aujourd'hui : 1.5 g/cm³

Afin d'utiliser au maximum les particularités des interpolations des surfaces reconstituées, nous avons calculé les volumes et les flux sédimentaires correspondant à l'unité II dans la limite de la surface des profils utilisés, mais aussi pour des surfaces interpolées à toute la zone géographique du lac au moment du dépôt de celles-ci (paléolacs d'altitude 460m, Nicoud et Manalt, 2001).

	Unité II Dans la zone des profils sélectionnés	Unité II Extrapolation paléolacs 460m	Fin de l'unité II à aujourd'hui Dans la zone des profils sélectionnés	
			A ¹	B ²
Volume de sédiments (m ³)	2,7.10 ⁸	5,1.10 ⁸	2,7.10 ⁸	
Surface (km ²)	10,7	18,6	8,3	
Poids de sédiments sec (t)	4,7.10 ⁸	9.10 ⁸	4,1.10 ⁸	
Taux d'accumulation (g/cm ² /an)	9,62	10,45	0,31	0,27
Flux de sédiments dans la zone considérée (t/an)	1.10 ⁶	2.10 ⁶	2,6.10 ⁴	2,3.10 ⁴

Tableau IV-3 : Données sédimentaires calculées pour l'unité II ainsi qu'entre le toit de celle-ci et la période actuelle.

Les calculs de la fin de l'unité II à l'actuel, sont présentés en deux colonnes afin de tenir compte des deux hypothèses sur la datation du sommet de cette unité (cf. remarques préliminaires sur l'âge de l'unité II) : A¹, pour une hypothèse 15900 calBP (Beck et al., 2001 ; Brauer et Casanova, 2001) et B² pour l'hypothèse 18000 calBP (cette étude).

La quantification des flux réalisée (tableau IV-3) révèle un ensemble de résultats marquants :

- Dans la zone centrale du lac (zones des profils utilisés), le volume de sédiments correspondant à l'unité II est comparable à celui déposé depuis cette période. Quelle que soient les hypothèses sur l'âge du sommet de l'unité II, on remarque qu'il existe un rapport de 1 à 30 dans les flux sédimentaires entre l'unité II et les derniers 16000 ou 18000 ans.
- Les flux et les taux d'accumulation sont plus importants dans le paléolac à 460m que dans la zone centrale du lac. Près de la moitié des sédiments mis en place dans l'unité II ($4,3 \cdot 10^8$ t), le sont dans les zones qui ne correspondent plus à la cuvette lacustre actuelle. Ceci est lié au comblement de ces zones (qui ont reçu la majorité des sédiments). Les interpolations ne tiennent compte, en terme de poids et de volume de sédiments, que d'une très faible zone de ce que devait être le paléolac³⁶, il est évident que les reconstitutions proposées se placent dans des proportions basses d'estimation de ces remplissages (figure IV-10a).
- Quel que soit l'âge du sommet de l'unité II, les flux de sédiments depuis cette période sont de l'ordre de $0.3\text{g/cm}^2/\text{an}$. On peut aussi estimer un flux moyen de $1.3\text{g/cm}^2/\text{an}$ entre 15380 calBP (base de la carotte LDA 0001) et le toit de l'unité II.

5) Interprétations

En 1984, Finckh montrait que les sédiments des unités de bases constituent la majorité du remplissage des grands lacs alpins. Ceux-ci correspondent le plus souvent à des sédiments pro ou paraglaciaux. Dans le lac du Bourget, Chapron (1999) a estimé le rapport flux Paraglaciale³⁷/Flux Holocène à environ 10 ; dans le petit lac de Genève, Girardclos (2001) observe le même rapport. Dans le lac de Cerin (Jura) ce rapport est compris entre 5 et 10 (Bossuet *et al.*, 1996). Les résultats obtenus pour le lac d'Annecy se situent au-dessus des valeurs connues. A titre de comparaison, le flux que nous pouvons estimer ($2 \cdot 10^6$ t/an) correspond au flux sédimentaire libéré actuellement par des glaciers³⁸ dont la taille du bassin versant est d'environ 150 km^2 (Hallet *et al.*, 1996). Les reconstitutions et les hypothèses sur l'origine des glaciers venant alimenter la cluse de Faverges montrent que celui-ci devait provenir d'une diffluence du glacier de l'Arve (par le seuil de Megève) ainsi que de glaciers locaux du Beaufortain (Couterrand et Nicoud, soumis ; Deleau, 1974 ; Nicoud, 1985). Ce glacier devait donc largement dépasser 150 km^2 de surface de bassin versant. Si les rapports entre les flux paraglaciaux et holocènes calculés apparaissent très importants, le « piégeage » est équivalent à celui d'autres systèmes comme celui de la Combe d'Ain (Jura, France) ; où durant la déglaciation il est estimé à $2 \cdot 10^6 \pm 0.65$ t/an (Buoncrisiani, 1997).

Les flux calculés à Annecy lors de retraits glaciaires apparaissent supérieurs à ceux d'autres lacs périalpins. La dépression glaciaire dont le lac d'Annecy actuel n'est plus qu'un modeste représentant, correspond à une vallée « suralimentée en glaciers » par rapport à son bassin versant

³⁶ La reconstitution des surfaces proposées, ne se basant que sur la zone où des profils sont disponibles, ne tient pas compte de la zone sud du petit lac qui a dû constituer un piège à sédiments majeurs pour les flux provenant de la cluse de Faverges.

³⁷ Nous entendons par flux paraglaciaux, les flux sédimentaires qui correspondent au retrait glaciaire des bassins versants de chaque lac.

³⁸ Ceux-ci correspondent à des glaciers du Sud Est de l'Alaska.

actuel. C'est sans doute ce phénomène qui est responsable de l'importance des flux observés durant une très courte période dans la zone du lac actuel. En effet, la langue glaciaire se retirant de la cluse de Faverges, a apporté en quantités très importantes, des sédiments, dont le caractère « allochtone » est attesté (Manalt, 1998, Manalt *et al.*, 2001).

Durant les 450 ans de la mise en place de l'unité II, le comblement de la cuvette lacustre (dans la zone du lac actuel) est de l'ordre de 15 % par rapport au volume disponible. Sachant que ce flux est sous-estimé, un flux identique durant 1000 à 2000 ans aurait pu combler le lac actuel. L'arrêt de ces apports correspond, soit à un passage des flux hydriques (contenant les sédiments) en direction d'Albertville (figure IV-10b) et de la vallée de l'Isère (Nicoud et Manalt, 2001), et/ou à un arrêt naturel en raison de la résorption du glacier descendant de la vallée de l'Arly (qui lui-même résulte de la diffluence du Glacier de l'Arve et de quelques glaciers locaux). Actuellement les reconstitutions disponibles (Montjuvent et Nicoud, 1988 ; Nicoud, 1985 ; Chapron, 1999) ne permettent pas de trancher en raison de l'absence de données chronologiques et de reconnaissance de stade de retrait intermédiaire. Une reconstitution récente (Coutterand et Nicoud, soumis) propose que l'arrêt de la diffluence de l'Arve au niveau de Megève soit antérieur à 17500 calBP. Bien qu'il soit impossible de trancher, il est intéressant de noter que si le flux sédimentaire a été « détourné » vers l'Isère (et étant données les valeurs de ce flux reconstitué), c'est sans doute ce « détournement » qui est responsable de l'existence du lac d'Annecy. En effet l'existence de flux aussi importants que ceux que nous avons quantifiés ici, impose un remplissage presque total des vallées surcreusées quasi contemporain du retrait. Le non remplissage résulterait alors soit de l'arrêt de l'alimentation des diffluences ayant participé au surcreusement soit d'une « capture » des flux hydriques et sédimentaires. Dans notre cas, le flux redirigé vers l'Isère aurait participé au remplissage de la combe de Savoie et du Grésivaudan en s'ajoutant au flux en provenance de la Tarentaise (vallée de l'Isère) et de la Maurienne (Vallée de l'Arc) et participant ainsi au comblement de cette vallée qui s'est achevé il y a environ 12000 ans (Nicoud *et al.*, 2002).

Bien qu'il semble que le retrait des glaciers se soit réalisé de façon très rapide, et ceci même sur des systèmes glaciaires de très grande taille comme celui du Rhône (Moscariello, 1996 ; Moscariello *et al.*, 1998a ; Moscariello *et al.*, 1998b) on peut estimer qu'il est possible (en raison des durées estimées de formations des grands lacs alpins) que la persistance de ceux-ci résultent plus d'apports sédimentaires « détournés » vers d'autres bassins que d'un surcreusement ou de phénomènes tectoniques.

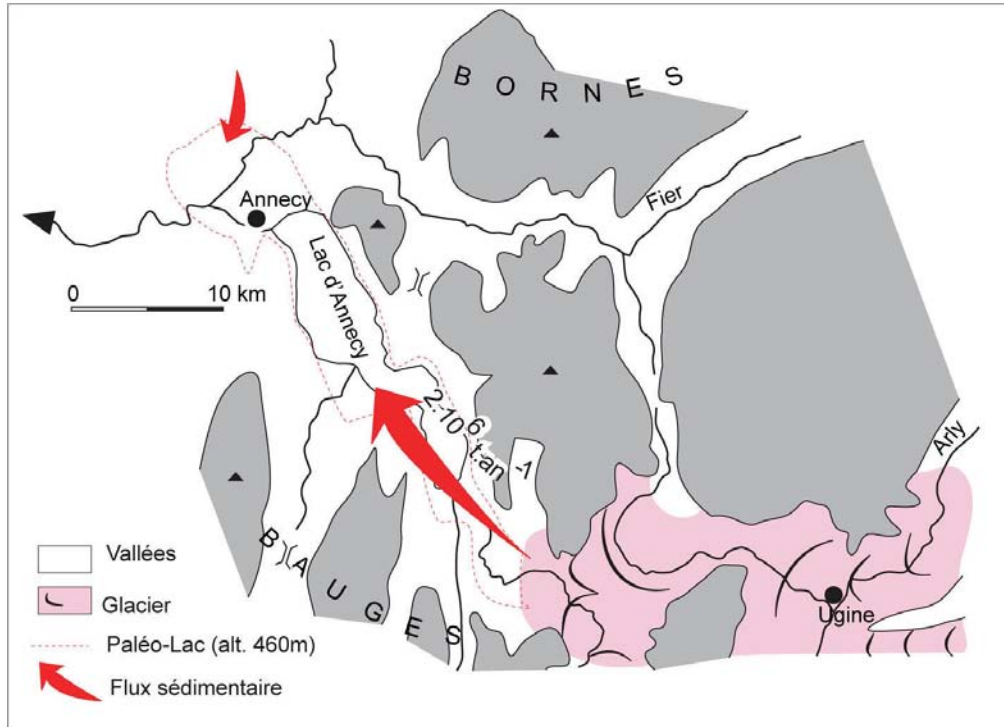


Figure IV-10a : Localisation et quantification de flux sédimentaires durant la mise en place de l'unité II.

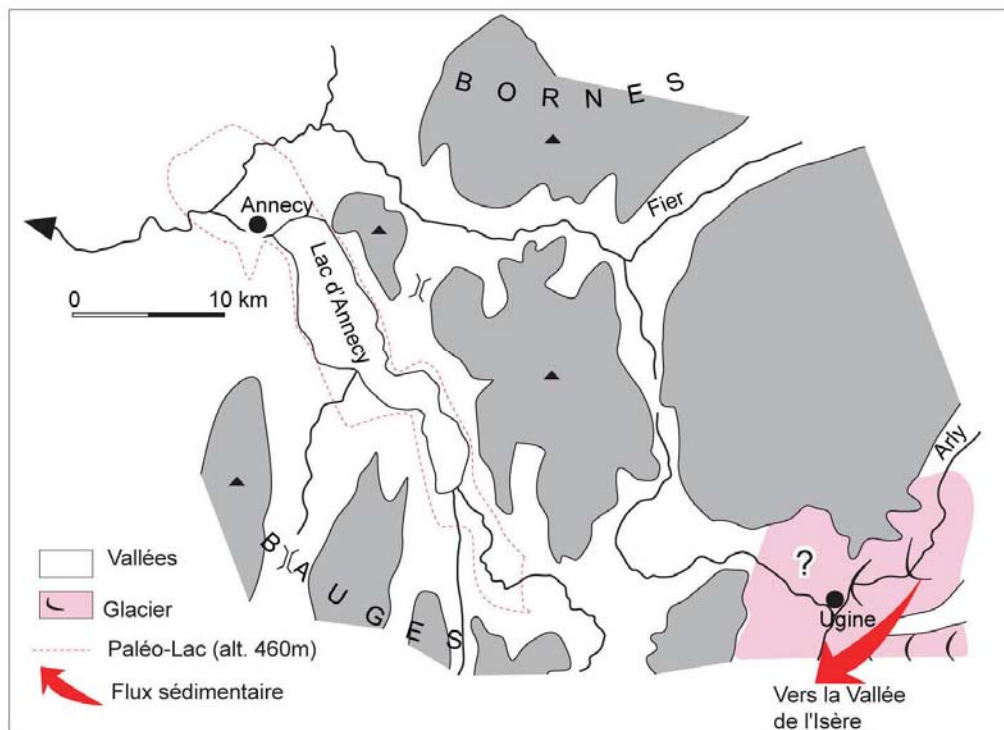


Figure IV-10b : Direction des flux sédimentaires après l'arrêt du dépôt de l'unité II (le scénario présenté ici correspond à l'hypothèse d'un glacier toujours présent dans la vallée de l'Arly après l'arrêt du dépôt de l'unité II)

Figure IV-10 : Reconstitution paléogéographique et localisation des flux reconstitués (modifiée d'après Nicoud et Manalt, 2001 et Chapron 1999).

B) Evolution du bassin versant depuis le Tardiglaciaire

1) Etat des connaissances

Dans le chapitre I, nous avons évoqué que l'ensemble des travaux antérieurs n'avait pas permis de préciser la chronologie de la dernière modification du bassin versant : l'arrêt des apports du Fier dans le lac. Cet événement est relié à une réduction de la surface du lac (passage d'un paléolac de côte 460 m au lac actuel ; Manalt, 1998 ; Nicoud et Manalt, 2001 ; Manalt *et al.*, 2001). Lorsque le Fier « alimentait » le lac, un delta lacustre très développé se situait au niveau de la zone urbaine d'Annecy. Ses dépôts proximaux recouvrent l'équivalent des unités basales mises en évidence en sismique dans le lac actuel (Manalt, 1998 ; Nicoud et Manalt, 2001 ; Manalt *et al.*, 2001). On avait donc une partie nord du paléolac³⁹ peu profonde en lieu et place de la ville d'Annecy (l'existence de celle-ci rend d'ailleurs très difficile, voire impossible la réalisation d'études géomorphologiques ; la plupart des résultats proviennent de sauvetages archéologiques préventifs, ou de forages hydrologiques destructifs, figure IV-11). C'est à partir de celle-ci que les sédiments fins (deltaïque distale) alimentaient le lac actuel. Au niveau de toute cette plaine nord on a, en de nombreux endroits, jusqu'à la cote 460 (niveau du paléolac) un remplissage, (1) soit deltaïque grossier dans les zones proximales, (2) soit des alluvions fines dans les zones distales (Lorenzo, 1995 ; Nicoud et Manalt, 2001). Ce système deltaïque a encore fonctionné il y a environ 10000 calBP, comme le montrent les travaux archéologiques au niveau de l'hôtel de Ville (Magny *et al.*, 2001).

Actuellement, le Fier, à son entrée dans Annecy, est à une altitude de 440m, c'est-à-dire 5 m en dessous du niveau du lac actuel et 20 m en dessous des dépôts lacustres les plus hauts de la zone (figure IV-11). Le Fier s'est donc largement encaissé depuis 9000 ans dans les dépôts qu'il avait déposés précédemment. En suivant le cours du Fier d'amont en aval, on observe (figure IV-11) que celui-ci coule d'abord dans la plaine des Iles, qui est limitée par des talus abrupts à environ 440 m d'altitude. Lorsqu'il est rejoint par le Thiou (drainant les eaux du lac) sa cote est de 422 m, donc 23 mètres en dessous du niveau du lac (qui ne se trouve pourtant qu'à environ 2 km!). Il entre ensuite dans une vallée plus encaissée, avant que son lit ne s'élargisse à nouveau (à la cote 391m) jusqu'à son passage dans les Gorges du Fier, où il se trouve près de 70 m en dessous des falaises calcaires urgoniennes qu'il traverse par un défilé dépassant à peine 2 mètres de largeur par endroit.

Entre 9000-10000 calBP et 5000 calBP⁴⁰ la partie nord du Paléolac disparaît, le lac prend alors sa forme actuelle en même temps que le Fier et le Thiou s'encaissent fortement.

³⁹ L'existence d'un tel paléolac, à une altitude de 460 m implique l'existence d'un « barrage » aujourd'hui disparu sur le cours du Fier. Dans les travaux récents, aucune mention n'est faite de cette structure, toutefois dès le début du siècle des études géomorphologiques avaient proposé l'existence de celui-ci au niveau des Gorges du Fier actuelles et en aval de la confluence entre le Thiou et le Fier. Nous reviendrons sur ces hypothèses dans la partie interprétation de notre travail.

⁴⁰ Cette date, correspond à la date la plus récente à laquelle est estimé sur la sismique du lac et à partir du forage Climasilac, l'arrêt des apports sédimentaires en provenance du Fier (van Rensbergen, 1996 ; van Rensbergen *et al.*, 1998, Beck *et al.*, 2001). Sur les profils et selon van Rensbergen P. (com. pers.) cette transition est parfois peu visible, ce qui traduit sans doute la progressivité du phénomène.

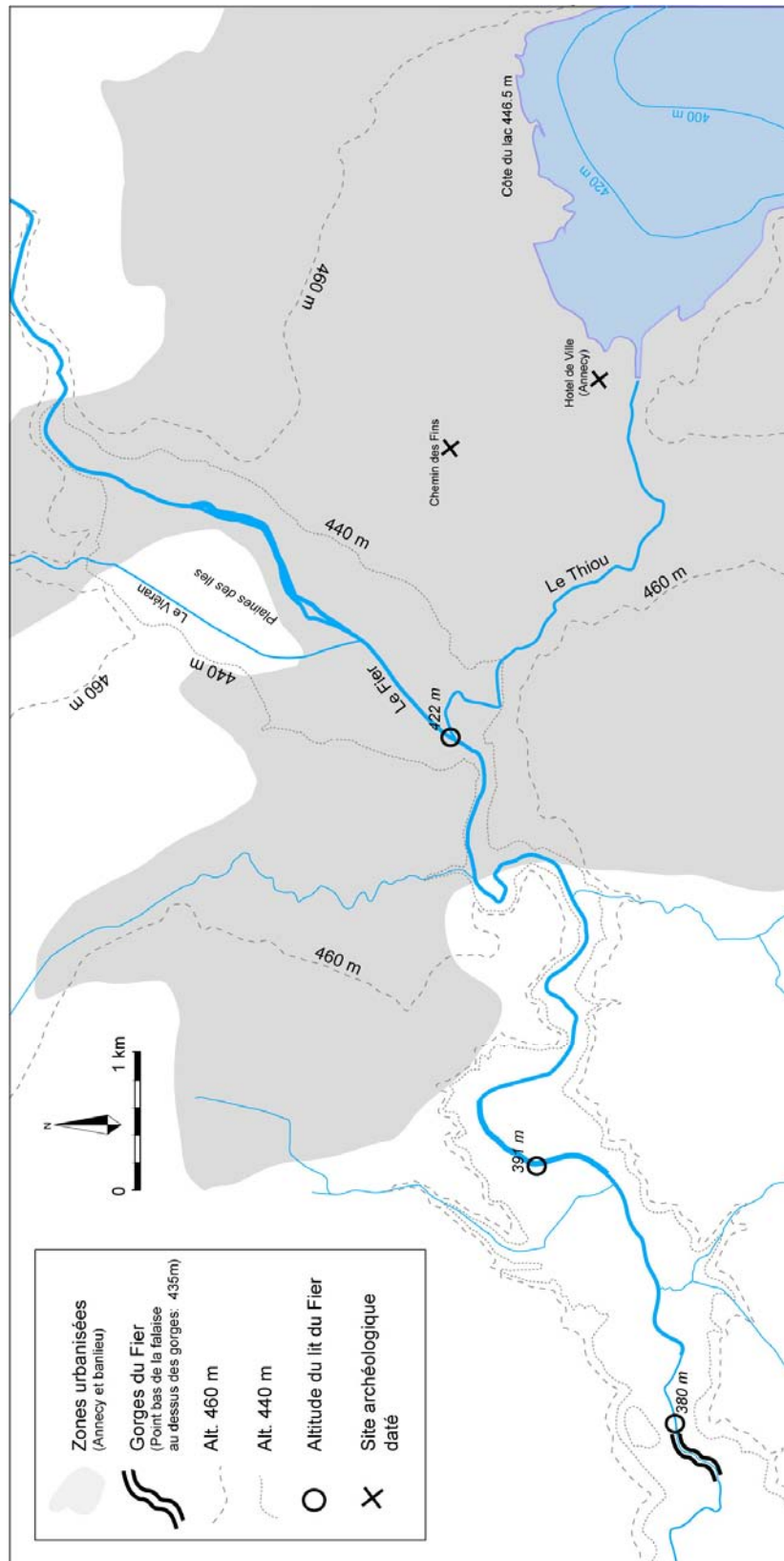


Figure IV-11 : Carte schématique de l'hydrologie actuelle du Fier entre Annecy et son agglomération (à l'Est) et les gorges du Fier (à l'Ouest).

2) Apports de l'étude multi-paramètres de la carotte LDA 0001

L'ensemble des paramètres mesuré est reporté en fonction de la chronologie développée dans le chapitre III (figure IV-12). On distingue trois grandes zones :

- De la base (15382 calBP) à 8000 calBP, le sédiment, majoritairement détritique (carbonates inférieurs à 50%) est caractérisé par de fortes valeurs de SM et des valeurs de réflectance faible ($1-L^*$ supérieur à 52). Cet ensemble, figuré en grisé sur la figure IV-12, correspond au faciès C', D et F, où l'on observe une lamination très marquée se distingue du reste de l'enregistrement par un « découplage » des valeurs de l'IRM et de l'ARM (les valeurs d'IRM augmentant alors que celle de l'ARM restent faible). Quelques variations existent à l'intérieur de cet ensemble. Les interruptions sont surtout repérées par de faibles valeurs en carbonates et les valeurs du $1-L^*$ qui chutent de façon plus que significative durant ces périodes.
- Entre 8000 et 3000 cal BP on observe des valeurs constantes de l'ensemble des paramètres. Des hausses de la SM sont associées à des baisses de la réflectance dans les zones laminées qui interrompent le faciès E.
- Dans la partie supérieure l'augmentation des valeurs magnétiques (SM, IRM, ARM) est associée à une baisse de la teneur en carbonates. Cette augmentation irrégulière présente une très grande variabilité qui se traduit par des valeurs de réflectance fluctuantes.

Le Tardiglaciaire et le début de l'Holocène (15382 calBP à 8000 calBP) se distinguent du reste de l'enregistrement. On a, durant cette période, la mise en place de sédiments majoritairement détritiques dont la source ne s'apparente pas à celle que l'on retrouve dans le reste de la carotte. C'est aussi durant cette période que le taux d'accumulation est le plus important (figure IV-13) alors qu'il diminue fortement après 8000 calBP (il devient inférieur à $0.05\text{g/cm}^2/\text{an}$).

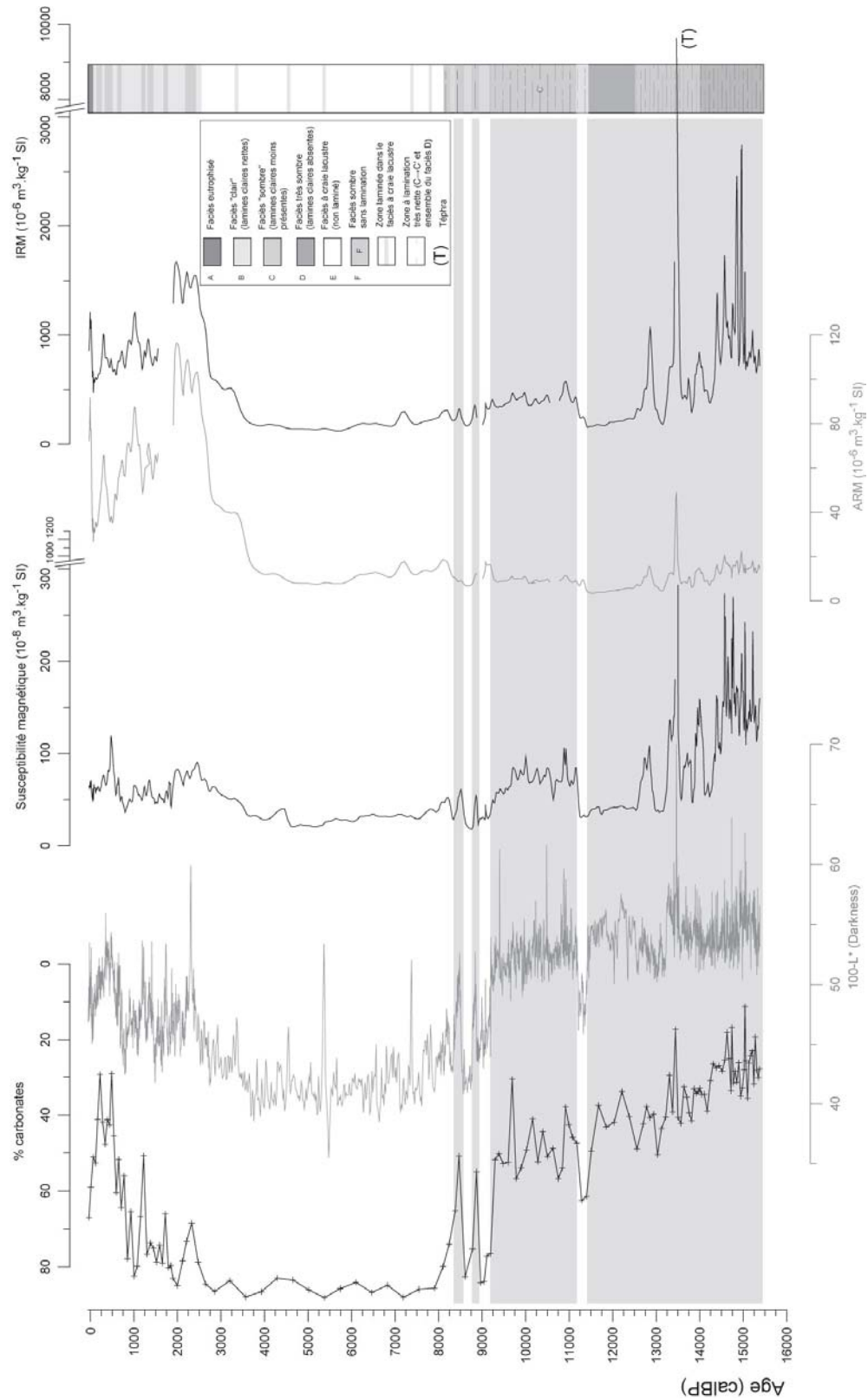


Figure IV-12 : Evolution de l'ensemble des paramètres étudiés dans la carotte LDA 0001 en fonction de l'âge (% carbonates, 100-L*, SM, ARM, IRM).

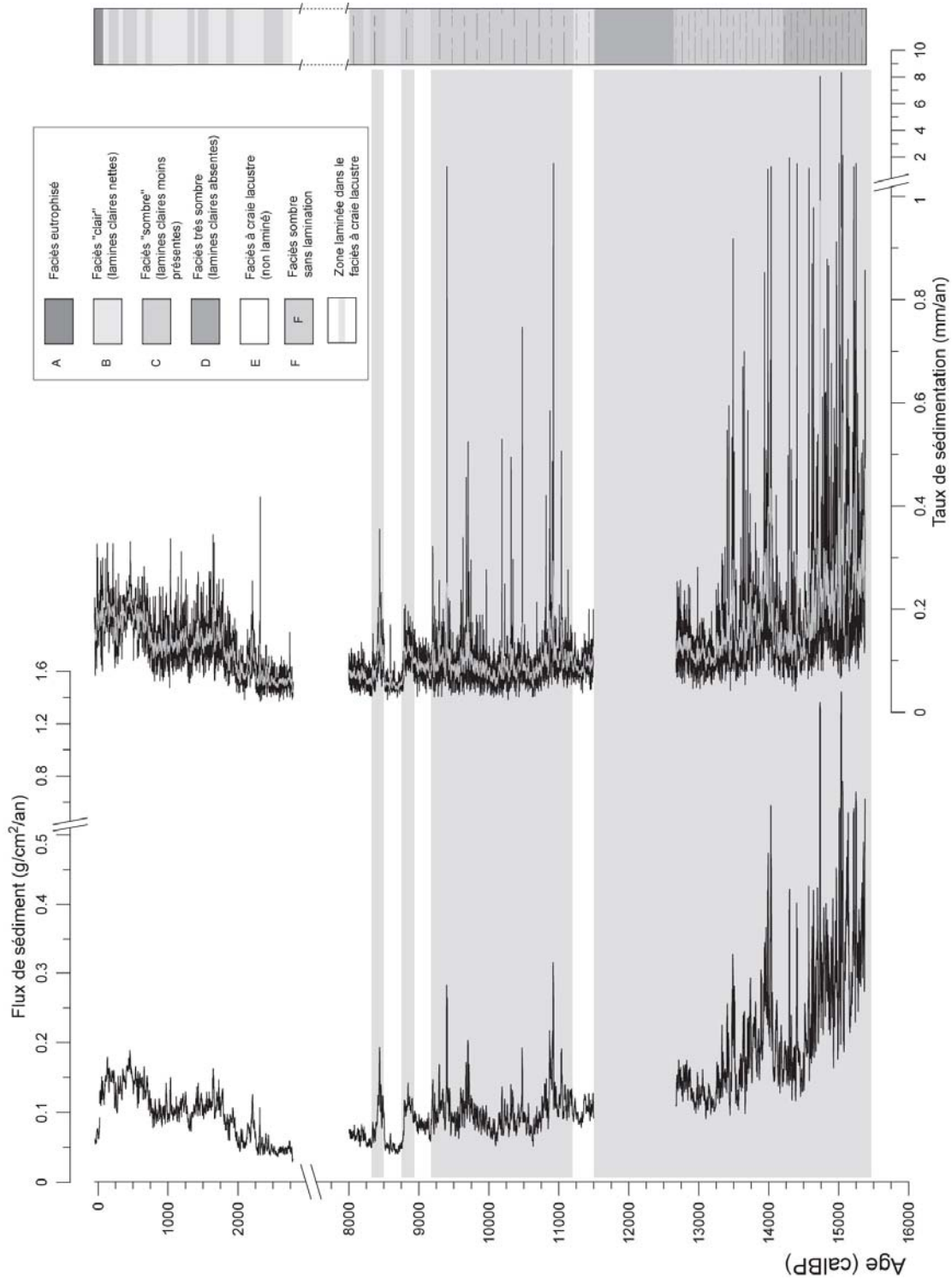


Figure IV-13 : Evolution du taux de sédimentation et du flux de sédiments depuis 15500 ans dans la carotte LDA 0001

Le taux de sédimentation moyenné sur 20 ans est figuré par un trait en gras gris qui se surimpose à la courbe des valeurs annuelles (en trait fin noir). Les zones en grisé correspondent aux périodes où l'on observe un « découplage » de l'IRM et de l'ARM.

3) Apports de l'étude des paramètres magnétiques

L'évolution des valeurs d'ARM (qui restent stables) par rapport à celles de la SM et de l'IRM avant 8200 calBP (la figure IV-12) implique des variations de proportions ou de composition des éléments magnétiques du sédiment. La SM et l'IRM sont des paramètres magnétiques peu discriminants de la taille des grains magnétiques. Les variations des valeurs correspondent à l'ensemble des minéraux magnétiques présents, qu'ils soient paramagnétiques, ferromagnétiques ou même ferrimagnétiques (Higgitt *et al.*, 1991 ; Yu et Oldfield, 1989). Quant à l'ARM, elle est très sensible à la teneur en particules magnétiques monodomaines, c'est-à-dire de très petites tailles (Maher, 1988). Le découplage observé avant 8200 calBP est donc dû à la présence de grains magnétiques de grandes tailles.

La figure IV-14 présente deux graphiques : la figure IV-14b, communément appelée « plot de Banerjee » (Banerjee *et al.*, 1981) représente la relation ARM vs. SM et la figure IV-14c montre l'évolution de l'IRM vs. ARM. La figure IV-14C permet de distinguer deux sources sédimentaires (source 1 et source 2) ainsi qu'un ensemble de points résultant d'un mélange entre celles-ci. Ces deux sources correspondent à la partie haute de la carotte (source 1, sédiments déposés depuis 8200 calBP), et à la partie basse de la carotte (source 2, avant 9300 calBP). Les points correspondant aux mélanges de sources correspondent aux sédiments déposés entre 8200 et 9300 calBP et 11200 et 11400 calBP.

Il est possible à partir de ces diagrammes de raisonner sur l'évolution de la concentration et de la taille des grains (Banerjee *et al.*, 1981) ; toutefois Yamazaki et Ioka (1997) ont montré que ce genre de conclusion pouvait être biaisée (1) lorsque la magnétite est peu présente (2) lorsque qu'il existe des interactions magnétiques dans le sédiment et (3) lorsque les magnétites sont dans un état superparamagnétique (SPM). Dans notre étude, l'utilisation de ceux-ci est possible car les travaux antérieurs sur les sédiments du lac d'Annecy attestent (1) de la présence de magnétite en quantité non négligeable (Hu, 1997 ; Hu *et al.*, 2001) (2) que les interactions magnétiques dans les sédiments sont largement négligeables (Higgitt *et al.*, 1991 ; Dearing *et al.*, 2001, Hu *et al.*, 2001) et (3) de l'existence de magnétite SPM uniquement dans les sédiments déposés depuis 2000 ans (Hu, 1997 ; et Hu *et al.*, 2001).

Le rapport ARM/SM élevé (figure IV-14b) montre que la source 1 est dominée par des minéraux magnétiques de petites tailles (Higgitt *et al.*, 1991). La faible pente de la relation ARM/SM (figure IV-14b) et les valeurs fortes d'IRM (comparativement à celle d'ARM) de la source 2 (figure IV-14c) révèlent la présence de grandes quantités de grains magnétiques polydomaines (vraisemblablement ferrimagnétiques en raison des très fortes valeurs de SM et d'IRM).

Dans chaque source on distingue deux pôles (figure IV-14c). Les sédiments (sources 1 et 2) oscillent entre un pôle « riche » en éléments magnétiques (fortes valeurs de l'IRM pour la source 1, fortes valeurs de l'ARM pour la source 2) et un pôle « pauvre » en éléments magnétisables (ensemble des valeurs IRM et ARM faible).

Jusqu'à 8200 calBP une source sédimentaire apporte vers le lac des minéraux ferrimagnétiques polydomaines. L'existence de périodes de mélange (figure IV-14a) antérieures à 8200 calBP indique que l'arrêt des apports de la source 2 ne correspond pas à un événement unique.

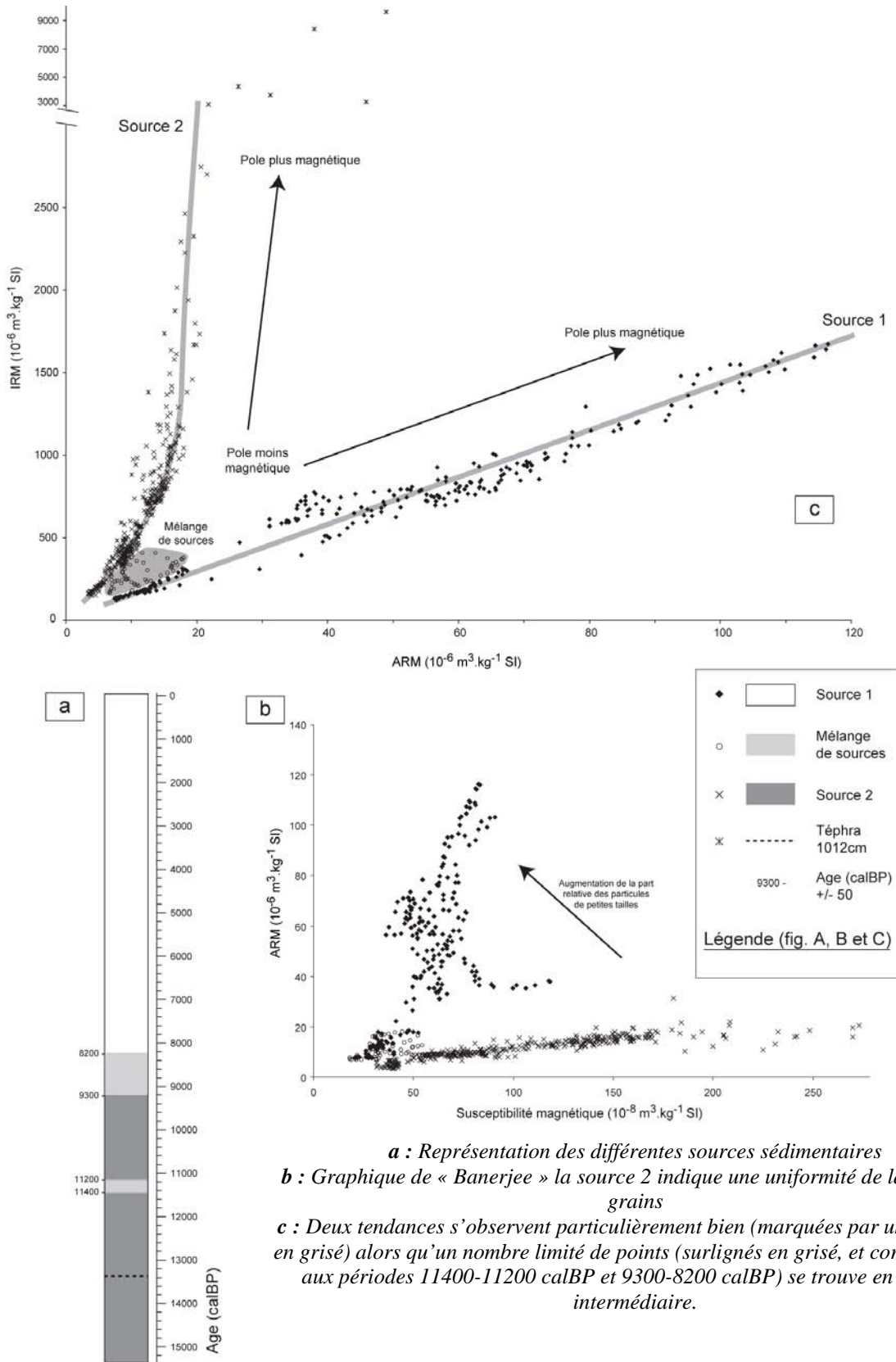


Figure IV-14 : Relation ARM vs. SM et IRM vs. ARM de l'ensemble de la carotte LDA 0001.

4) Les sources sédimentaires

L'ensemble des travaux antérieurs (Cf. chapitre I) montre que le Fier constituait l'affluent majeur du lac durant le Tardiglaciaire. Il est possible que les apports sédimentaires du Fier correspondent à la source 2 identifiée par les paramètres magnétiques. Lorsque l'on représente la localisation des formations volcano-détritiques Paléogènes dites « Grès de Taveyannaz » (figure IV-15), on observe que ceux-ci ne sont présents que dans le haut bassin du Fier (et sont absents du bassin versant actuel).

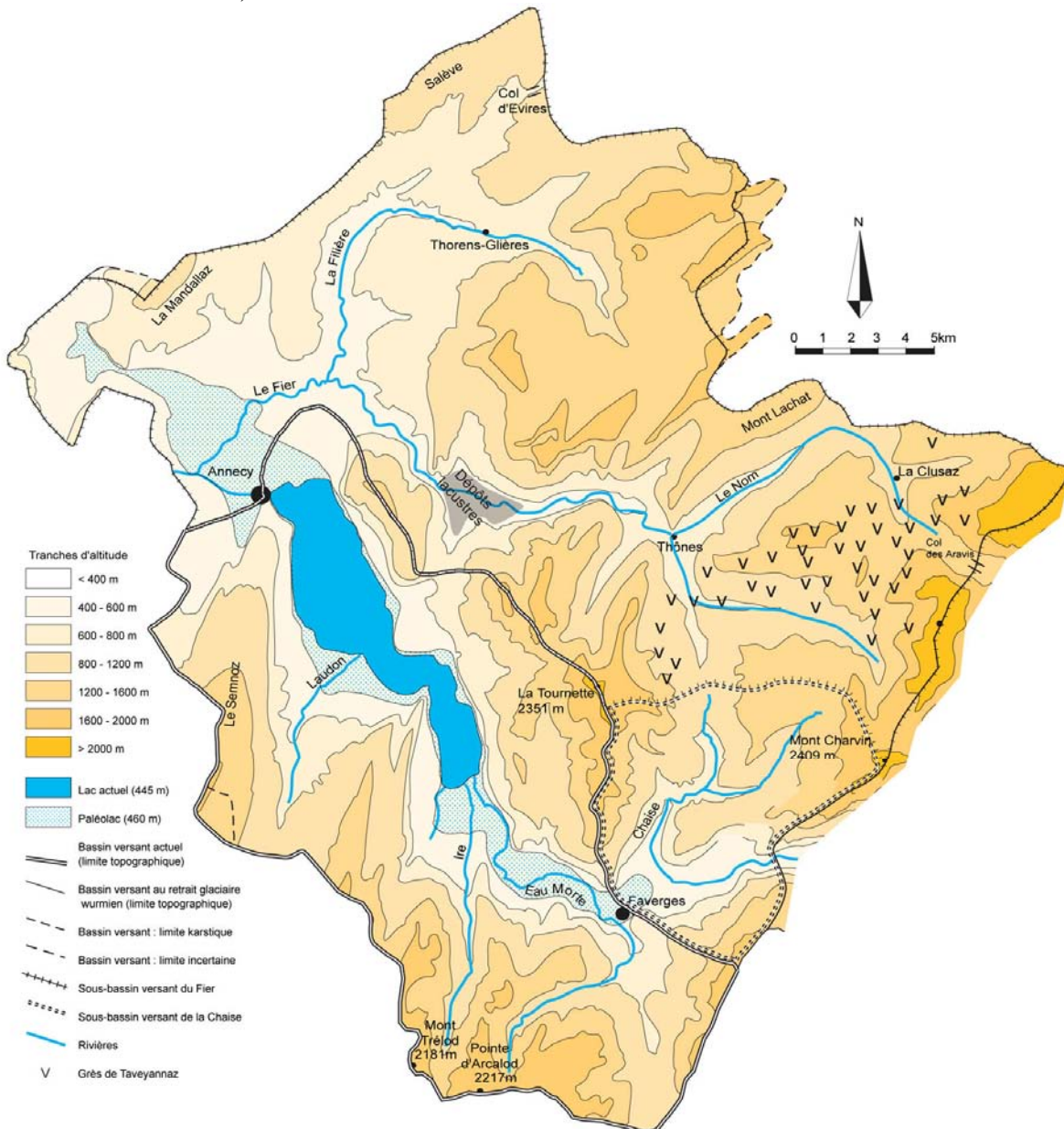


Figure IV-15 : Localisation des Grès de Taveyannaz dans le bassin versant topographique du lac d'Annecy. (Modifié d'après Manalt, 1998 ; Nicoud et Manalt, 2001 ; Doudoux et al., 1992a et Doudoux et al., 1992b)

Ces formations sont décrites par Doudoux *et al.* (1992a) comme affleurantes dans les parties inférieures du flysch de l'unité des Aravis. Elles contiennent jusqu'à 60 à 80 % d'éléments andésitiques qui témoignent d'un volcanisme calco-alkalin riche en Potassium. Les analyses de ces éléments réalisées par Boyet *et al.* (2001) montrent la présence en grande quantité de Titane dans la roche totale ainsi que dans les amphiboles. Ce type de roches est donc susceptible de contenir un pourcentage non négligeable de magnétite ou de titano-magnétite (D.Gasquet com. pers.). A l'échelle du paléo bassin versant du Fier la zone d'affleurement de taille significative, peut être à l'origine d'un apport de particules ferrimagnétiques (de magnétite ou de titano-magnétite) responsable des tendances observées dans les paramètres magnétiques.

La reconstitution fine des rapports du Fier avec le lac d'Annecy (et notamment lorsqu'un mélange des sources est observable, figure IV-14c) à partir de l'évolution de l'ARM et de l'IRM est envisageable en raison des disparités des tendances magnétiques observées (figure IV-14c).

5) Reconstitution des relations Fier-Lac d'Annecy

a) Analyse des données magnétiques

Lorsque les magnétites sont détritiques⁴¹, l'indice granulométrique IRM/ARM permet des estimations de la proportion de minéraux magnétiques monodomains par rapport à la quantité totale de minéraux magnétiques (Banerjee *et al.*, 1981 ; Oldfield, 1994 ; Peck *et al.*, 1994 ; Stockhausen et Zolitschka, 1999). Cet indice (figure IV-16) renseigne sur les apports de magnétite originaire des « Grès de Taveyannaz » ; un indice haut traduisant un apport important de sédiments du Fier.

Il est important de noter que l'enregistrement se trouve, du fait de la position centrale du carottage, en position distale par rapport au paléo delta du Fier (van Rensbergen, 1996 ; van Rensbergen *et al.*, 1998 ; Beck *et al.*, 2001). Il convient donc de garder à l'esprit que la reconstitution que nous proposons est légèrement biaisée par la distance séparant le delta du site de carottage.

⁴¹ L'ensemble des travaux sur le magnétisme des sédiments du lac d'Annecy (Higgitt *et al.*, 1991 ; Dearing 2000 ; Dearing *et al.*, 2001, Hu, 1997 ; Hu *et al.*, 2001) ne montre pas que le magnétisme d'origine bactérienne influe le signal magnétique (à l'exception peut être des sédiments des trois derniers mètres du remplissage) . Ceci nous amène donc à considérer celle-ci comme détritique.

Sur la figure IV-16, on observe trois phases successives :

- La première phase correspond à la présence d'apports sédimentaires du Fier (indice IRM/ARM supérieur à 45) entre 15380 et 11400 calBP. A partir de 11400 calBP, on note une baisse des apports du Fier durant 200 ans ; cette baisse survient à la fin du Dryas Récent (YD) et coïncide avec la réapparition des lamines. Avant 13000 calBP les fortes augmentations du rapport IRM/ARM ne présentent pas de relation avec la dynamique des apports sédimentaires du Fier dans le lac. L'une d'entre elles, la plus importante (13500 calBP) correspond à l'anomalie magnétique accompagnant le niveau téphritique situé à 1012 cm, les autres (avant 14200 cal BP) correspondent pour la plupart aux niveaux de Silts Flows mis en évidence dans le chapitre II.
- La deuxième phase (11200 à 9300 calBP) globalement comparable à la première montre une très légère baisse des apports de sédiments en provenance du Fier. Le rapport IRM/ARM diminue légèrement jusqu'à 9300 calBP (passant de manière continue de 45 à moins de 40).
- Entre 9300 calBP et la troisième phase (celle de l'arrêt définitif d'arrivée de sédiments du Fier dans le lac à partir de 8200 calBP), l'évolution du rapport IRM/ARM indique clairement des « oscillations » successives des apports des sédiments du Fier dans le lac. A 9300 calBP, les arrivées de sédiments en provenance du Fier s'interrompent presque totalement. La part des sédiments du Fier reste presque négligeable jusqu'à 8860 calBP. C'est durant cette période que se met en place un remaniement de sédiments des pentes (DB 3, daté à 9079 calBP, cf. chapitre II) dont l'épaisseur est de 10 cm. Cette forte épaisseur au centre du bassin implique un volume de sédiments glissés non négligeable. De 8860 à 8200 calBP les apports en provenance du Fier augmentent à nouveau (avec une légère phase de baisse de 200 ans) avant de disparaître complètement après une dernière phase de 150 ans (8350 à 8200 calBP) où ils demeurent détectables mais très minoritaires. Après cette période, le Fier est définitivement en dehors du bassin versant du lac.

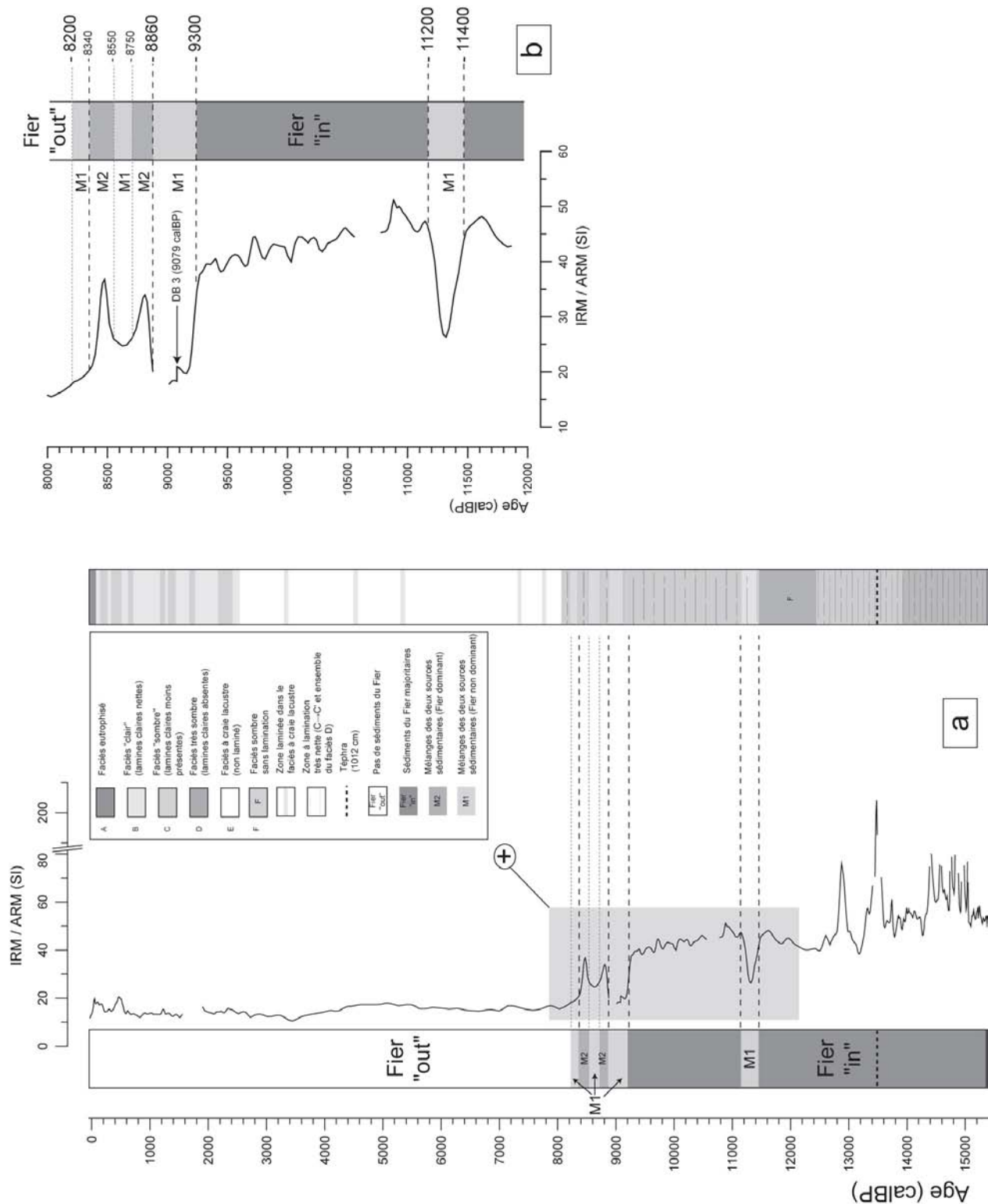


Figure IV-16 : Reconstitution de l'évolution des relations entre le Fier et le lac d'Annecy depuis 15500 ans.
16a : Evolution du rapport IRM/ARM depuis 15500 ans ; variations des apports sédimentaires du Fier.
16b : détails de la figure 16a entre 12000 et 8000 calBP.

b) Modifications hydrologiques

La reconstitution proposée montre que l'arrêt des apports sédimentaires du Fier dans le lac d'Annecy s'est réalisé en plusieurs étapes, ce qui expliquerait les résultats issus de la sismique ne montrant pas de transition nette. La chronologie proposée est parfaitement compatible avec les données archéologiques (Magny *et al.*, 2001) indiquant la présence du lac sur la zone d'Annecy vers 9000-9300 calBP. Cette reconstitution nécessite un encaissement du Fier forcément postérieur à la dernière phase d'apport de ses sédiments dans le lac (pour des raisons topographiques le transfert de sédiments du Fier vers le lac implique un niveau lacustre supérieur à 450-455m). L'évolution post-glaciaire de la morphologie vers un état d'équilibre serait donc retardée de plusieurs milliers d'années par rapport au retrait glaciaire. Ce résultat est aussi remarquable, car il permet de comprendre les différentes phases de ce « rééquilibrage topographique » envisagé comme un événement unique par Beck *et al.*, 1996 ; Manalt, 1998 ; et Beck *et al.*, 2001.

c) Réflexion sur le creusement de la vallée du Fier

La mise en évidence que le creusement de la vallée du Fier datent de moins de 8200 ans, impliquent un creusement de la vallée aval très récent. Dans la vallée du Drac, au sud de Grenoble, des études sur les terrasses fluviales (Brocard *et al.*, 2003) montrent que la majorité du rééquilibrage du niveau de base s'est effectuée entre 14000 BP et 10000 BP avec une érosion très rapide des formations quaternaires et du substratum rocheux (Brocard, 2002). La charge sédimentaire transportée (soit en charge de fond, soit dans le flux hydrique) augmente le pouvoir érosif d'une rivière. C'est elle qui accentue fortement l'érosion lorsqu'une rivière est en déséquilibre (Sklar et Dietrich, 2001). On peut penser que l'activité érosive a été fortement ralentie en aval d'Annecy tant que les sédiments ont été piégés dans le lac (dans le delta du Fier ou dans le lac actuel). Ceci expliquerait le « retard érosif » observé sur le cours du Fier.

A partir de 9300 calBP, l'érosion a pu jouer à deux niveaux sur le cours du Fier (qui correspondent à deux « paléo anomalies » du profil de la rivière). Dès le début du siècle Killian *et al.* (1913) mettaient en évidence la « jeunesse » de la topographie de la vallée du Fier entre Annecy et sa sortie des Gorges vis-à-vis du relief général de la région (figure IV-17). Gorceix *et al.* (1918) conclurent, qu'avant le creusement des Gorges dans le calcaire Urgonien de la montagne de l'Age, un « barrage » naturel à une cote minimale de 440m devait barrer la vallée (L sur la figure IV-17). Ce « barrage » aurait ensuite subi une érosion régressive, capturant ainsi le lac de Lovagny (qui correspondait à la branche Ouest du lac d'Annecy). Deleau (1964 et 1974) reprenant les travaux de ces auteurs propose aussi l'existence d'un « barrage » au Sud de Brassily (B, sur la figure IV-17) et de paléo-méandres du Fier (au sud de Brassily et au sud de Lovagny, figure IV-17)

Ainsi deux phénomènes d'érosion régressive (dès lors que le Fier a acquis la charge sédimentaire suffisante) auraient pu évoluer différemment en raison de la nature différente du substrat rocheux. Cette particularité pourrait expliquer le « polyphasage » observé dans la « séparation » du Fier et du lac entre 9300 et 8200 calBP.

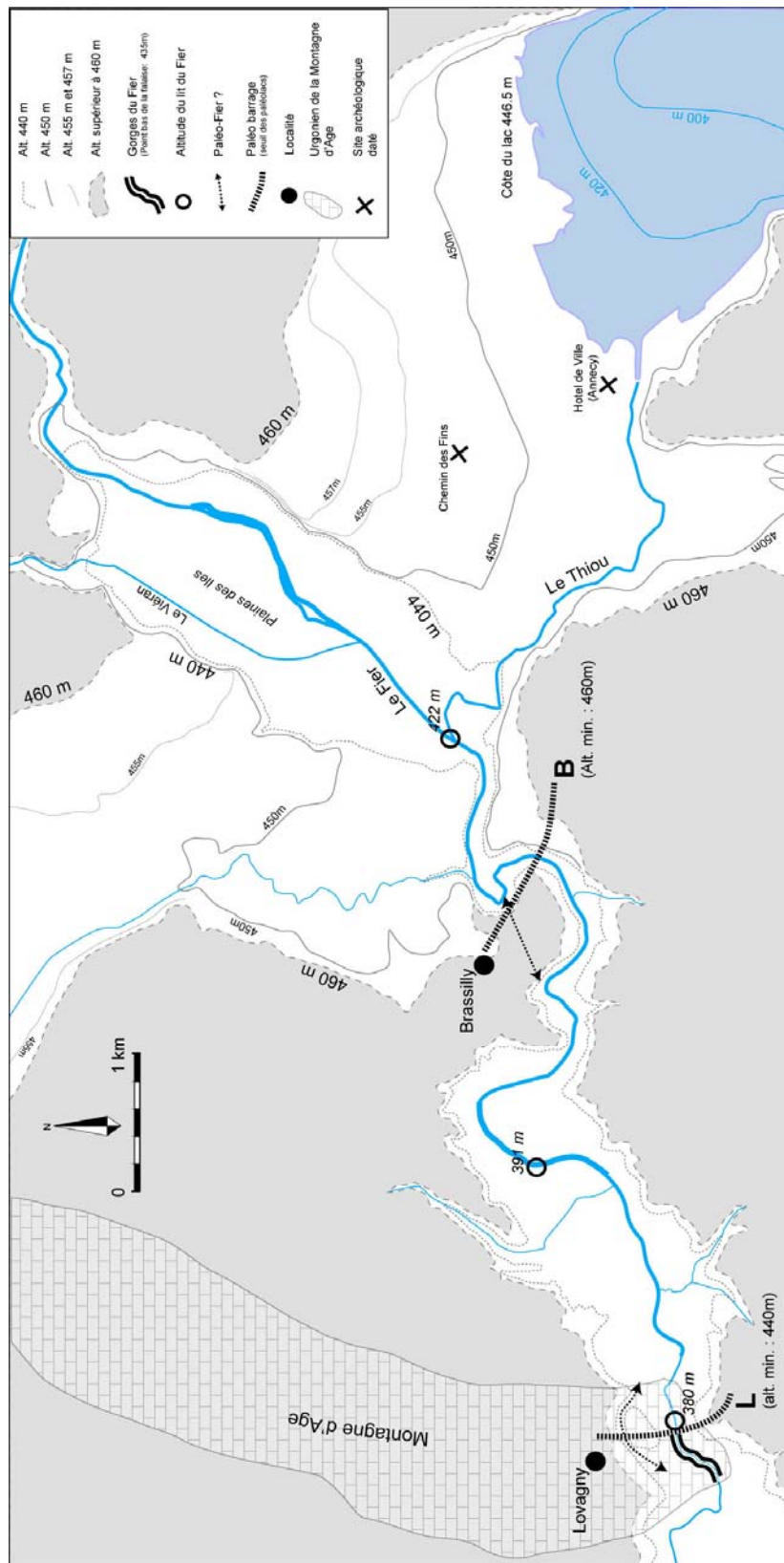


Figure IV-17 : Localisation des paléo-barrages antérieurs au creusement récent sur le cours du Fier.

6) Implications géologiques, géomorphologiques et climatiques

Les relations entre le Fier et le lac d'Annecy ne sont apparemment pas une exception en regard à l'évolution Tardiglaciaire et Holocène d'autres grands lacs péri-alpins. Sur la figure IV-18, la chronologie que nous proposons est comparée aux relations entre l'Aar et le lac de Neuchâtel (Schwalb *et al.*, 1994 ; Schwalb, 2003). Les similitudes entre les deux enregistrements sont nombreuses et surprenantes à la fois dans les relations rivière-lac mais aussi dans la chronologie des événements. En première approximation il est parfaitement possible d'assimiler l'Aar au Fier et les deux lacs entre eux.

Si la première modification du bassin versant est parfaitement comparable en terme de chronologie (200 ans d'arrêt environ après le YD), les « fluctuations » observées dans Annecy semblent légèrement antérieures à celles observées pour le lac Suisse. A l'exception du départ définitif que les auteurs attribuent à une anthropisation du bassin versant, l'ensemble des modifications hydrologiques observées sont selon eux, liées aux variations climatiques Holocène. Le premier retrait correspondrait à une conséquence de la fin du YD et les oscillations aux alentours de 8000 ans pourraient être associées à l'évènement 8.2 (Alley *et al.*, 1997). Le « polyphasage » observé, amène les auteurs à rejeter l'hypothèse tectonique faisant intervenir le jeu d'une faille dans la capture de l'Aar.

La reconstitution d'un événement comparable dans un site distant permet d'étayer les hypothèses de ces auteurs. Toutefois le fait que les chronologies soient difficilement comparables (âges non calibrés dans l'article et résolution plus faible du modèle d'âge) invite à une certaine prudence sur le synchronisme des événements. Il convient donc de raisonner sur nos propres résultats en essayant de proposer un scénario d'évolution permettant d'expliquer les « oscillations observées ».

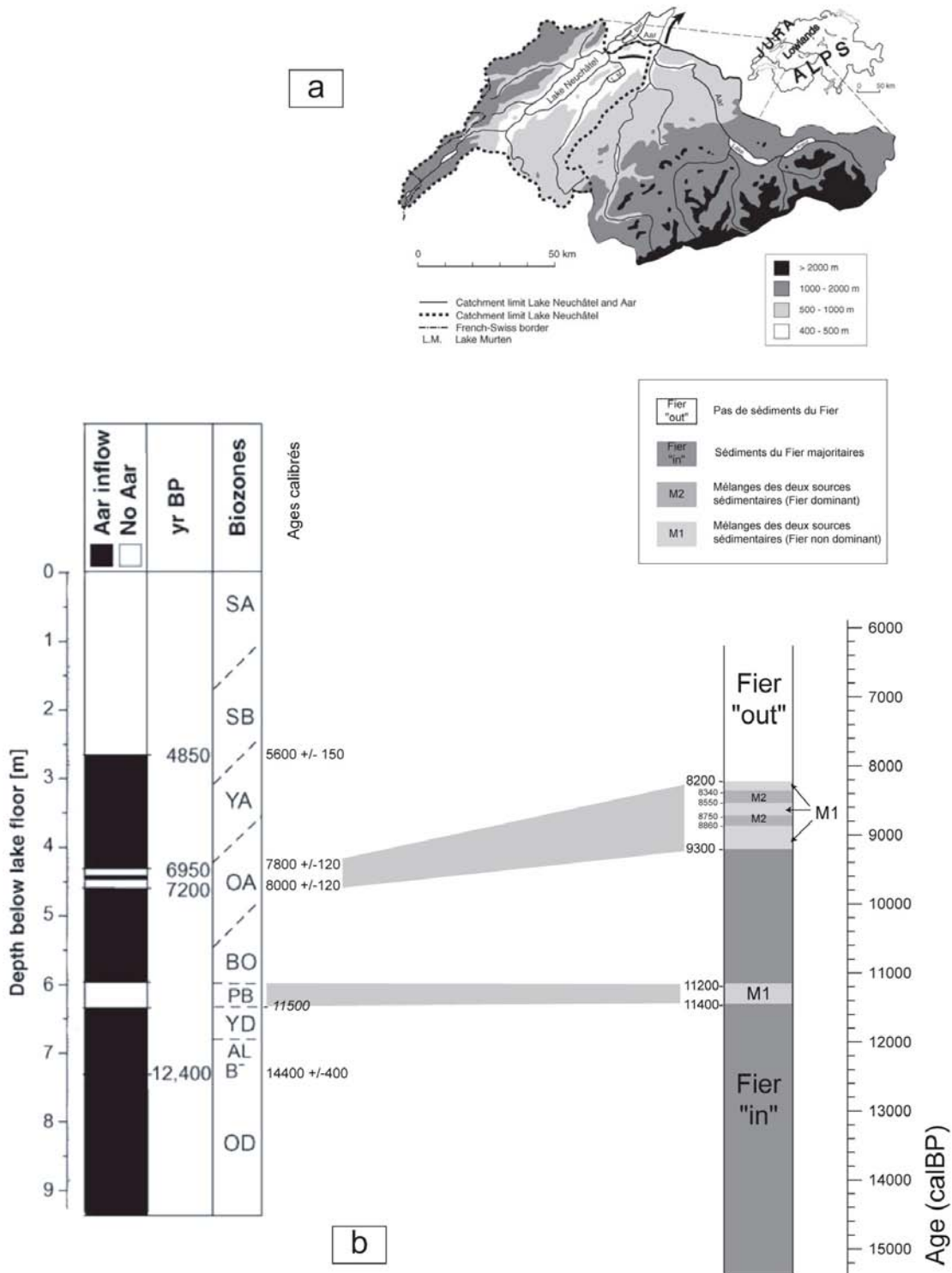


Figure IV-18 : Comparaison de l'évolution du bassin versant du lac d'Annecy à celle du lac de Neuchâtel (Suisse) depuis 15000 ans.

18a : topographie du bassin versant du lac de Neuchâtel

18b : Relations Aar-lac de Neuchâtel comparées aux relations Fier-lac d'Annecy

Les âges calibrés pour la carotte du lac de Neuchâtel ont été recalibrés (BCal copyright ©, Suiver et al., 1998).

L'âge en italique est donné à titre indicatif (fin du Dryas Récent).

Le premier évènement post YD implique une très grande importance du contrôle climatique sur la dynamique sédimentaire. Deux scénarii sont envisageables :

- Le premier correspond à un arrêt des apports hydriques du Fier dans le lac
- Le second à un arrêt des seuls apports sédimentaires

Le retour à des conditions climatiques plus favorables⁴² à partir de 11500 calBP s'accompagne de phénomènes relatifs au dégel des sols du bassin versant, la charge sédimentaire des rivières a pu se trouver fortement modifiée et influencer sur le fonctionnement du delta du Fier au niveau d'Annecy. Le comblement de la zone proximale du delta aurait conduit à un arrêt des apports hydriques (et donc sédimentaires) vers la zone du lac actuel. Toutefois, le regroupement de cônes torrentiels provenant de part et d'autres de la vallée a pu obstruer le val de Fier en amont, piégeant ainsi une grande partie des sédiments. La zone en amont d'Annecy sur le Fier dite du « pont st Clair » (figure IV-15) correspondrait à ce barrage temporaire, d'autant que des dépôts lacustres y sont reconnus⁴³ en amont d'une gorge où se rejoignent deux torrents (Baconnais *et al.*, 1981 ; Doudoux *et al.*, 1992a ; Doudoux *et al.*, 1992b). L'hypothèse d'un barrage temporaire avec un relâchement lent et retardé des sédiments est intéressante car elle permet d'expliquer le retour à un « état normal et stable » du système Fier-lac d'Annecy durant 2000 ans.

Vers 9300 calBP l'isolement du Fier a pu être induit par deux phénomènes étroitement liés. La baisse de températures enregistrées en Allemagne durant quelques décennies vers 9300 calBP (von Grafenstein *et al.*, 1999a) et les phases de hauts niveaux lacustres des lacs du Jura et des Préalpes (Magny, 2004) témoignent de l'existence d'un évènement froid et pluvieux. Cette dégradation climatique a vraisemblablement accéléré le comblement de ce qui est actuellement la plaine d'Annecy provoquant l'isolement du Fier par rapport au lac actuel jusqu'à 8860 calBP (période à laquelle on observe de nouveau des sédiments en provenance du Fier dans le lac).

La période 8600-8000 calBP correspond à une période de « dégradation » avec des conditions plus froides et plus humides dans l'hémisphère Nord⁴⁴. (Mayewski *et al.*, 2004 ; Rohling et Pälike, 2005) Dès 1973, Denton et Karlén proposaient l'existence d'avancées glaciaires dans les Alpes. Cette période correspond aussi à la récurrence « d'IRD events » dans l'Atlantique Nord entre 7800 et 8300 calBP (Bond *et al.*, 1997, Bond *et al.*, 2001) ainsi qu'à une anomalie du $\delta^{18}\text{O}_p$ des précipitations vers 8200 calBP au Groenland (Alley *et al.*, 1997) et en Allemagne (von Grafenstein *et al.*, 1999a). De nombreux indices permettent d'envisager à Annecy une période climatique froide et pluvieuse débutant vers 8600 calBP, et d'une certaine durée, qui pourrait avoir eu pour conséquence une augmentation des apports hydriques et sédimentaires provenant du Fier. Ces apports pourraient avoir modifié la chenalisation préexistante et permis une alimentation plus importante du lac actuel en sédiments du Fier. Par la suite, l'érosion régressive

⁴² A ce titre on peut mentionner que le YD était (à partir de la courbe de $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations), dans la région d'Annecy, environ 5-6°C plus froid (en moyenne sur l'année) qu'aujourd'hui. La sortie d'un évènement de cette ampleur et d'une durée de plus d'un millier d'années en quelques décennies implique des modifications hydrologiques majeures.

⁴³ Mais malheureusement non datées et peu ou pas étudiées.

⁴⁴ Il serait plus judicieux d'analyser nos carottes afin de repérer l'existence ou non d'une période de dégradation climatique mais cet enregistrement, s'il existe (cf. chapitre V) est complètement biaisé par les « oscillations » du Fier vers le lac actuel qui masquent largement les autres signaux susceptibles d'être enregistrés.

progressant en aval, le creusement et l'isolement du Fier se seraient réalisés de façon irréversible, en ne permettant aucun retour vers le lac.

Des carottages des berges du lac d'Annecy au niveau de St Jorioz (Magny *et al.*, 2003b) confortent la reconstitution de la transition entre le paléolac à 460 m et le lac actuel mais « tempèrent » la relation entre l'évènement 8.2 et les modifications hydrologiques observées. Dans ce travail, les auteurs identifient une période de haut niveau lacustre (2 m par rapport à la cote actuelle) associée à une pluviosité plus importante (130 mm de précipitations annuelles supplémentaires par rapport à l'actuelle) ainsi qu'à une température annuelle plus basse (de l'ordre de 2°C). Cette période datée par ¹⁴C entre 8000 et 8400 calBP est associée par les auteurs à l'évènement 8.2 car elle semble correspondre à l'enregistrement régional (à l'échelle des Alpes et du Jura) de ce « coup de froid pluvieux » (Magny, 2004).

Le haut niveau lacustre enregistré par Magny *et al.* (2003b) correspond à un haut niveau lacustre du lac déjà complètement isolé du Fier. Si la cote du lac est de 447-448 m entre 8000-8400 calBP (selon Magny *et al.*, 2003b) cela implique qu'au moment de l'arrêt total des apports du Fier (8200 calBP +/- 50), le lac se trouvait déjà dans la configuration « quasi » actuelle. Les apports du Fier vers le lac n'étant permis que lorsque le lac a une cote d'au moins 450-455m, une baisse rapide de niveau (de l'ordre de 10m) a du exister vers 8200 calBP.

Les variations climatiques observées par Magny *et al.* (2003b) étant postérieures à l'arrêt des apports sédimentaires du Fier, cela implique que le paroxysme de l'évènement 8.2 est postérieur à ce phénomène. Cette dernière remarque tempère l'interprétation d'un lien entre l'évolution climatique et la dynamique sédimentaire du delta du Fier. Toutefois il est désormais acquis (Mayewski *et al.*, 2004 ; Rohling et Pälike, 2005) que l'évènement isotopique 8.2 décrit au Groenland (Alley *et al.*, 1997) et en Allemagne (von Grafenstein *et al.*, 1999a) correspond au stade terminal d'une période de dégradation climatique plus importante (entre 8000 et 8700 calBP). Les premières phases de cette période (entre 8700 et 8200 calBP) ont accentué l'évolution vers le comblement (déjà en cours) et les oscillations entre les situations « Fier In » et « Fier out ». La dynamique propre du système lac d'Annecy-Fier prenant alors « le dessus » : L'incision du Fier en aval n'a alors « pas permis » au stade terminal de cet évènement d'influencer, comme l'avaient fait les autres phases, la relation Fier-Lac.

7) La tectonique dans l'évolution du système

Les scénarii que nous avons proposés ne tiennent pas compte de l'importance des phénomènes tectoniques qu'il est difficile de quantifier. L'influence de la faille du Vuache (Thouvenot *et al.*, 1998), et les mouvements verticaux relatifs aux rebonds post-glaciaires (Schär, 1981) ont certainement modifié la paléohydrologie. L'ordre de grandeur de ces mouvements (métriques) est suffisant pour déséquilibrer le système ou du moins accentuer une évolution en cours.

L'occurrence du DB 3 daté à 9079 calBP (+/- 50) qui correspond à un remaniement des sédiments des bennes (cf. chapitre II) pourrait correspondre à un évènement sismique de grande ampleur (au regard de la faible sensibilité du lac d'Annecy, cf. chapitre II). Toutefois celui-ci interviendrait 130 ans après le début de la première phase de « Fier out » et 120 ans avant l'arrêt de celle-ci⁴⁵. Il est donc difficile de relier les modifications hydrologiques constatées avec un tremblement de terre responsable de la mise en place du Debris Flow.

8) Conclusion sur les relations Fier-lac d'Annecy

Le scénario que nous proposons (couplage entre la dynamique sédimentaire et un forçage climatique) est compatible, avec les observations de terrains (Deleau, 1964 et 1974) et l'existence d'une première phase de creusement de la vallée du Fier avant l'incision définitive de la plaine des îles (Lorenzo, 1995). La chronologie des relations Fier-lac d'Annecy développée dans ce travail pourrait être complétée par des études sur les profils et paléoprofiles du Fier (avec la même méthodologie que celle développée sur le Drac par Brocard (2002). Il sera alors possible de reconstituer les vitesses d'incision et de creusement sur l'ensemble du cours du Fier entre Annecy et la sortie des Gorges. La modélisation qu'il est possible de réaliser (Brocard et van der Beek, in press) pourrait permettre de distinguer l'importance des phénomènes tectoniques.

Des fouilles archéologiques (réalisés par l'INRAP, Institut National de Recherche en Archéologie Préventive, sous la direction de A. Verot-Bourrely) ont mis à jour, dans Annecy, au niveau du « chemin des Fins » des charbons et débris organiques emballés dans des sables fins qui recouvrent un paléo chenal du Fier à une altitude de 451m daté entre 8000 et 8300 calBP⁴⁶ (figure IV-11). Une synthèse des ces résultats et des fouilles complémentaires avec nos résultats devraient permettre une meilleure compréhension de l'évolution du système deltaïque du Fier.

⁴⁵ Bien que l'on ait des données de magnétisme manquantes durant la fin de cet épisode « Fier out » l'ensemble des autres paramètres (figures 12 et 13) indiquent bien une stabilité jusqu'à 8860 calBP.

⁴⁶ Cet âge calibré correspond à un échantillon dont la datation a été financée par le Département des Recherches Archéologiques Subaquatiques et Sous-Marines (DRASSM Annecy). Date ¹⁴C (AMS) : *Ly. 2407 (OxA) : 7360±40 BP

C) Evolution du bassin versant et reconstitution du $\delta^{18}O_p$ des précipitations

La compréhension des modifications ayant affecté le bassin versant du lac d'Annecy depuis 15000 ans constitue une étape importante dans la reconstitution du $\delta^{18}O_p$ des précipitations. La topographie et la taille du bassin versant influent fortement le fractionnement isotopique de l'oxygène. L'intégration des résultats sur les relations Fier-lac dans les modèles de bassin versant (Danis, 2003 ; Danis *et al.*, 2003) permet de « corriger » les reconstitutions de $\delta^{18}O_p$ (les résultats issus de ces corrections sont présentés sur la figure IV-19). Si les variations majeures (correspondantes à des sauts nets, très visibles sur la figure IV-19a) se corrigent facilement, il est difficile de corriger précisément pour les périodes où l'on observe des mélanges (figure IV-16). En effet, la correction a été réalisée à partir du rapport IRM/ARM (traceur des sources sédimentaires) et non pas par rapport à un traceur des apports hydriques du Fier.

Sur la figure IV-20, la reconstruction du $\delta^{18}O_p$ du lac d'Annecy est comparée avec les reconstructions de ce même « proxy » disponible en Europe (von Grafenstein *et al.*, 1999a) ainsi qu'aux données de GRIP au Groenland (Dansgaard *et al.*, 1993). Si la reconstitution obtenue pour Annecy constitue, un résultat très intéressant, il convient, en même temps que seront réalisées les mesures permettant l'établissement d'une courbe à très haute résolution (dans le cadre du programme DecLakes dans les trois ans à venir) de contraindre les apports hydriques du Fier. Négrel *et al.* (1997) ont montré que les valeurs du ΔSr des différents sous bassins versants du lac d'Annecy permettent un traçage des sources glaciaires. Il est possible d'envisager un traçage des apports hydriques par l'intermédiaire des mesures de ce même isotope (ΔSr) sur les coquilles d'ostracodes benthiques (les mêmes que ceux utilisés pour les mesures de $\delta^{18}O_p$). Il sera alors possible de quantifier la part des apports hydriques provenant du Fier lors des périodes de mélanges et ainsi de contraindre de façon plus précise la reconstitution de $\delta^{18}O_p$.

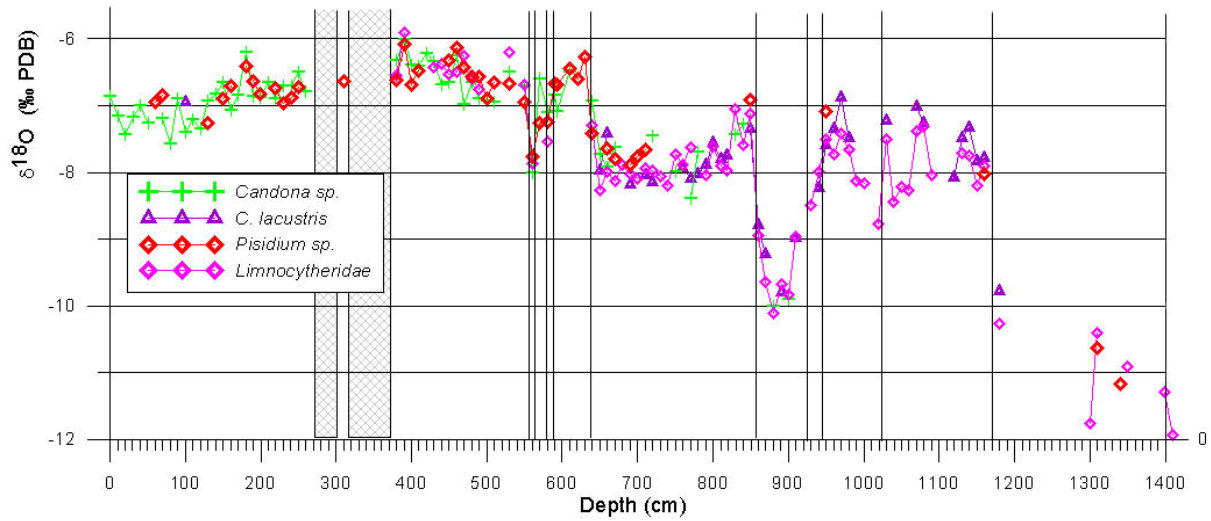


Figure IV-19a : Valeurs « corrigées des effets vitaux » de $\delta^{18}\text{O}$ (vs. PDB) sur les différentes espèces d'ostracodes benthiques de la carotte LDA 0001 du lac d'Annecy.

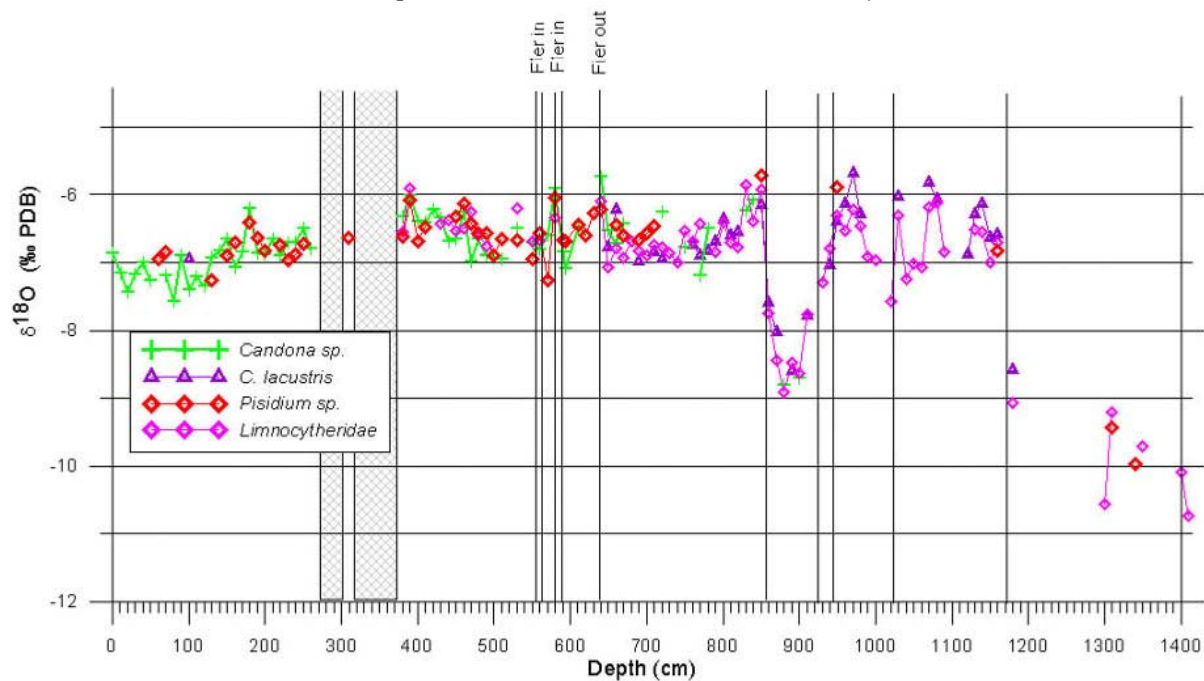


Figure IV-19b : Reconstitution de l'évolution du $\delta^{18}\text{O}_p$ (vs. PDB) dans la carotte LDA 0001 du lac d'Annecy corrigé par rapport au fractionnement induit par les modifications de bassin versant.

Figure IV-19 : Evolution du $\delta^{18}\text{O}$ (vs. PDB) des ostracodes benthiques du lac d'Annecy. (D'après des données non publiées de U. von Grafenstein et von Grafenstein et al., 2005).

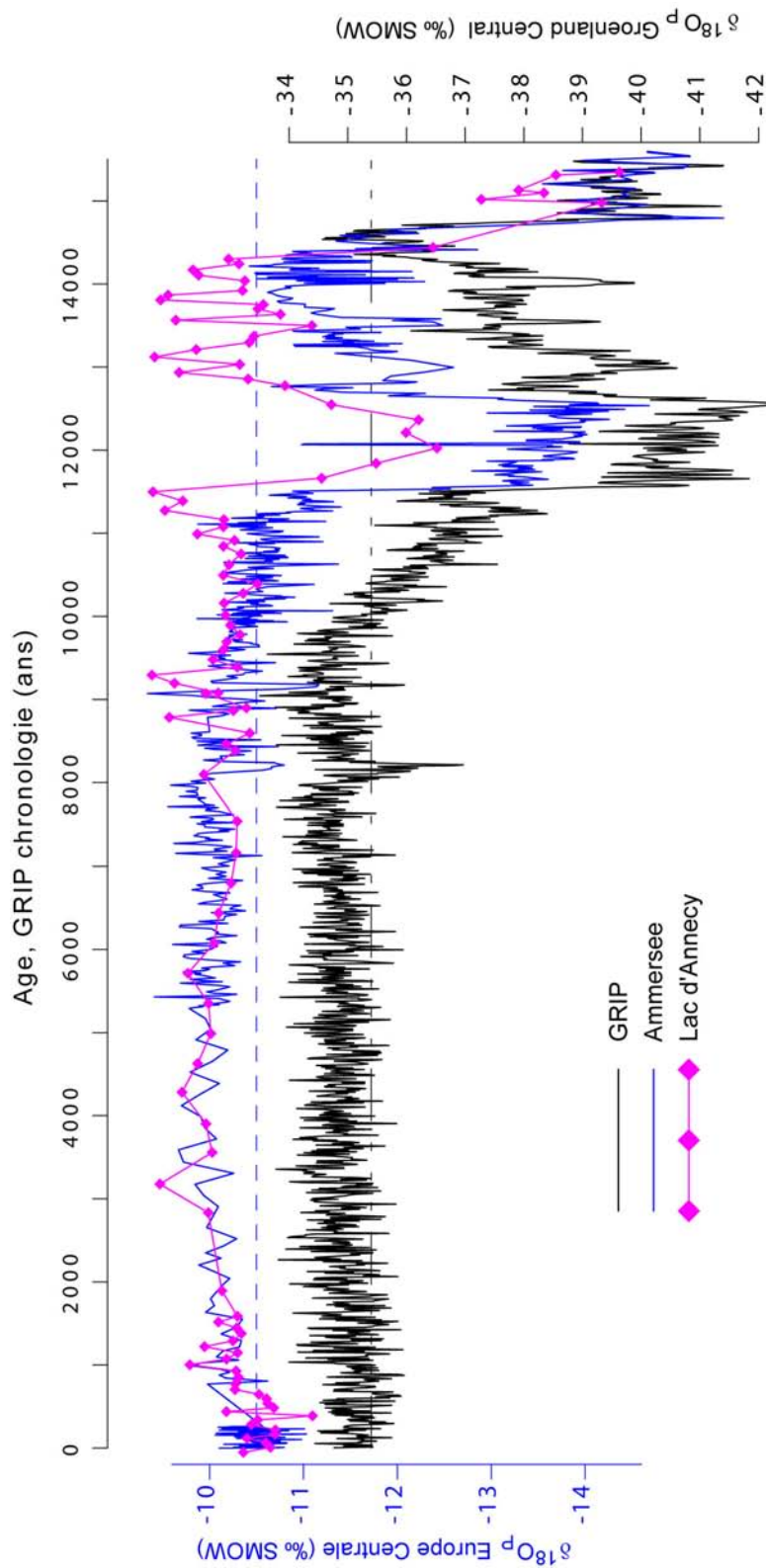


Figure IV-20 : Comparaison des reconstitutions du $\delta^{18}O_p$ (vs. SMOW) des précipitations d'Ammersee (von Grafenstein et al., 1999a), et d'Annecy (von Grafenstein et al., 2005) aux données de GRIP (Daansgard et al., 1993) depuis 15500 ans.

D) Synthèse

L'ensemble des investigations entreprises sur le bassin versant du lac d'Annecy permet de comprendre l'évolution de la dynamique sédimentaire à l'échelle de plusieurs milliers d'années. Les modifications majeures des flux sédimentaires (figure IV-21) sont liées aux modifications du bassin versant.

Pour le premier évènement, contemporain du dépôt de l'unité II, le contrôle climatique est attesté. Si les flux calculés ($10 \text{ g/cm}^2/\text{an}$) permettent de combler en grande partie les surcreusements préexistants, la dynamique du remplissage dépend aussi de facteurs « locaux » peu influencés par le climat (tectonique, morphologie, direction des flux sédimentaires).

Pour le deuxième évènement, le départ du Fier du bassin versant, la chronologie des évènements (arrêt des apports sédimentaires après le YD, modifications majeures de l'hydrologie entre 9300 et 8200 calBP) et l'évolution comparable du lac de Neuchâtel montrent l'influence des oscillations climatiques majeures de l'Holocène sur l'hydrologie et la dynamique sédimentaire des bassins versants.

Enfin, ces données nouvelles sur les relations entre le lac et le Fier permettent, à la fois de préciser et de contraindre des reconstitutions paléoclimatiques quantitatives (figure IV-19 et IV-20), mais aussi l'interprétation fine des variations des paramètres mesurés (chapitre V).

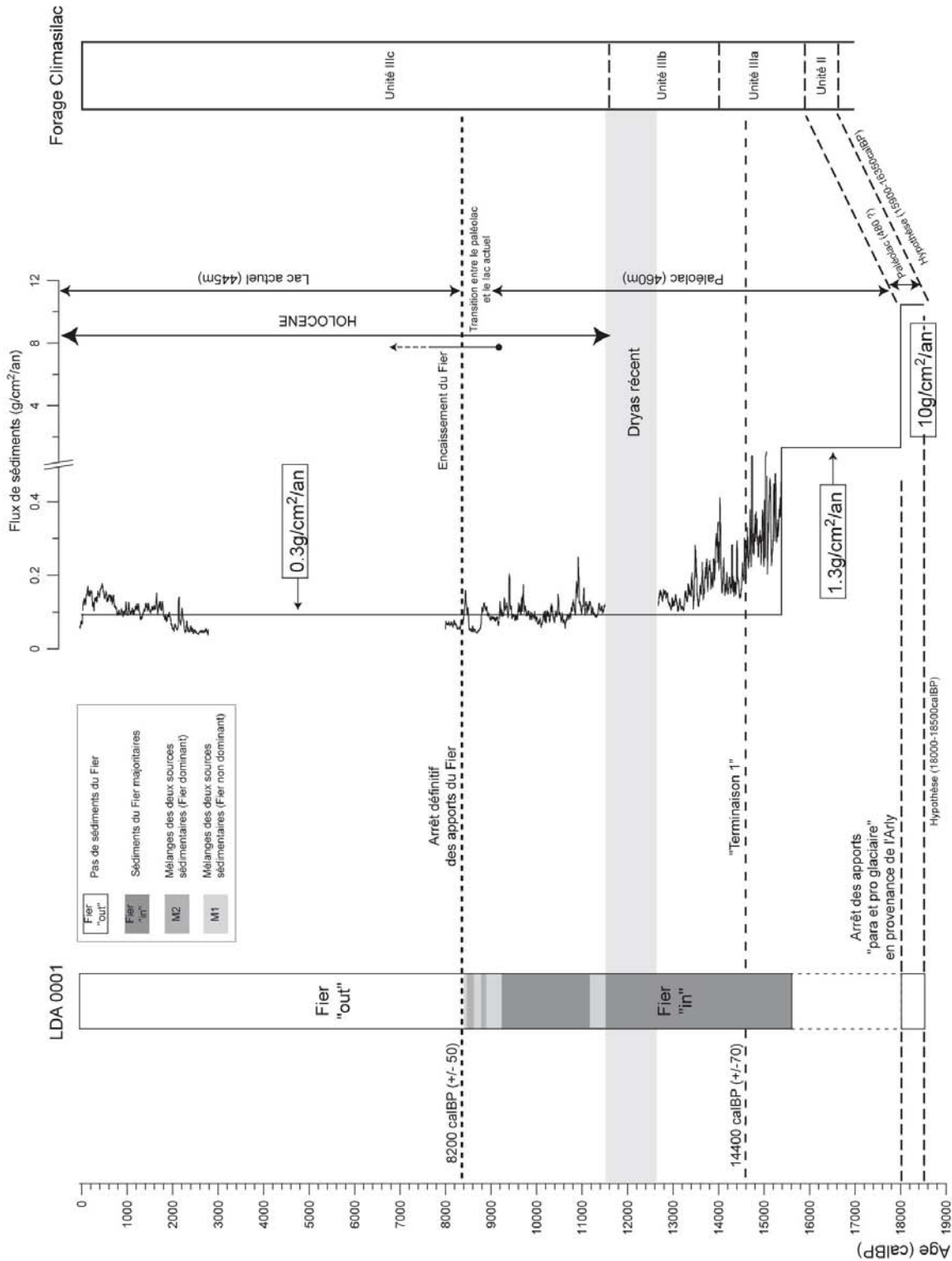


Figure IV-21: Schéma de synthèse de l'évolution du bassin versant du lac d'Annecy.
 Les deux hypothèses chronologiques pour la mise en place de l'unité II sont présentées (données Climasilac d'après : Brauer et Casanova, 2001 ; Manalt, 1998 et Nicoud et Manalt, 2001).

Chapitre V : Histoire climatique depuis le Tardiglaciaire

Introduction

Ce chapitre se focalise sur l'interprétation de l'ensemble de paramètres mesurés sur les carottes LDA 0001 et LDA 0204. Les résultats présentés dans les chapitres précédents permettent des interprétations avec une résolution temporelle entre 5 et 60 ans (chapitre III) pour la totalité de l'Holocène et du Tardiglaciaire. La modification de bassin versant (le départ du Fier) entre 9300 et 8200 calBP, bien qu'elle semble liée à des événements climatiques, ne nous permet pas de reconstituer et d'interpréter nos paramètres durant cette période. Les différences hydrologiques induites entre la période avant 9300 calBP et depuis 8200 calBP posent aussi des problèmes dans la comparaison des marqueurs entre ces deux périodes. Afin de s'affranchir de cette différence notable les résultats sont présentés pour la période ante 9300 calBP puis pour celle post 8200 calBP.

A) Apports de l'étude multi-paramètres

1) Epaisseur des varves et flux de sédiments

Avec un bassin versant de « moyenne montagne » (cf. chapitre I) l'hydrologie du lac d'Annecy est conditionnée par un régime climatique où la majorité des apports hydriques ont lieu de novembre à Mai. Un suivi sur la période de 1975 à 1998 et l'analyse des données historiques (Dearing, 2000 ; Foster *et al.* 2003) confirment cette répartition (avec 60 % de crues observées de novembre à mai⁴⁷). Les travaux de ces auteurs indiquent aussi que les crues d'été apportent majoritairement des sédiments en provenance des sols (et ceci d'autant plus que le bassin versant est anthropisé) alors que celles d'automne-hiver contiennent majoritairement des sédiments originaires des roches du bassin versant.

A partir d'un suivi sur plusieurs années à l'aide de trappes à sédiments relevées mensuellement, Foster *et al.* (2003) montrent qu'il existe une corrélation positive entre le taux de sédimentation du petit lac d'Annecy et les précipitations annuelles. Ces auteurs mettent aussi en évidence que cette relation résulte de phénomènes non linéaires et très complexes qui font intervenir les variables climatiques (répartition annuelle de la pluviosité par exemple) mais aussi le degré d'occupation humaine et de pression agricole sur le bassin versant.

La similitude de bassin versant entre le petit lac et le grand lac d'Annecy nous permet d'envisager que l'augmentation du taux de sédimentation (ou des flux sédimentaires) résulte, soit d'une « période de dégradation climatique » (i. e périodes plus pluvieuses) soit d'un impact humain plus important (par l'intermédiaire de la dégradation des sols en raison de cultures plus ou moins intenses).

L'analyse granulométrique sur les carottes courtes (chapitre II, figure II-11) montre une stabilité des spectres granulométriques carbonatés sur la période (1400 AD-1900AD). Durant cette période, les augmentations de flux sédimentaires sont corrélées avec des spectres de sédiments décarbonatés plus grossiers. On peut donc exclure en première approximation des augmentations des flux sédimentaires par une simple augmentation de la production authigénique⁴⁸.

Il est nécessaire, si l'on veut interpréter les variations des flux sédimentaires observés en terme de variabilité climatique de distinguer les périodes où l'occupation humaine influe fortement sur ce signal (Berglund, 2003). Dans cette optique nous avons utilisé deux marqueurs : les paramètres de rémanence magnétique (IRM et ARM) et la spectrocromimétrie.

⁴⁷ Cette répartition s'observe également dans les données historiques utilisées dans ce travail (cf. figure III-10)

⁴⁸ La pétrographie du bassin versant implique qu'une certaine proportion de carbonates ait une origine détritique. Dans des carottes du petit lac, des nanofossiles calcaires Mésozoïques détectés à l'état de trace mais en proportion constante indiquent la part minoritaire de ce type d'apport par rapport à la contribution carbonatée authigénique (Noël, 2001).

La présence humaine dans le bassin versant du lac d'Annecy

L'occupation humaine des bords du lac d'Annecy est ancienne. Les premières traces d'habitats en bordure de lac correspondent à des pieux de bois servant de soutènement aux habitations péri-lacustres. La première date « absolue » obtenue par dendrochronologie montre que des arbres ont été abattus dès 5800 calBP (Marguet, 2002). Ces données sont concordantes avec les analyses polliniques du forage Climasilac qui montrent des modifications dès 6000 BP avec la présence de pollens de *Plantago sp.* et d'*Artemisia sp.* indicateurs de la présence humaine (David *et al.*, 2000, David *et al.*, 2001).

A l'échelle des Alpes, aucune présence humaine n'est connue avant la transition 1 (glaciaire-interglaciaire vers 14500 calBP) à l'Est du Rhône (Evin *et al.*, 1994). La pénétration dans les Alpes daterait de moins de 14500 calBP. Les gisements les plus anciens du bassin versant du lac d'Annecy correspondent à un site archéologique situé dans le paléo-bassin versant aux environs de la Balme de Thuy (aux environs de Thônes) et sont datés de 9820 +/- 200 (Bertrand *et al.*, 1999). Durant 2000 la présence humaine très faible ne se traduit pas par des modifications majeures de l'environnement.

A partir de 6000 calBP l'ensemble des données archéologiques (essentiellement les données des recherches sous marines dans le lac) permettent d'établir différentes phases de pression anthropique (L'ensemble de ces données est extrait de Marguet, 1999 et Marguet 2002). Durant le Néolithique Ancien et le Néolithique Moyen (de 7000 à 5000 calBP) la présence humaine, si elle est attestée reste très faible. C'est à partir de 5000 calBP que se développent des communautés en bord de lac alors qu'une augmentation de l'utilisation des terrains d'alpagnes est évidente dès 4000 calBP. Celle-ci précède de peu le développement de la métallurgie (foyer métallurgique reconnu en bord de lac) qui marque le début de l'âge du Bronze. L'apparition de nouvelles cultures indique l'influence de groupes distants ; cette période d'occupation est interrompue à environ 3400 calBP (durant 200 ans environ) avant de reprendre un essor particulièrement important. Entre 3200 calBP et 2800 calBP les habitats lacustres sont en très grand nombre autour du lac. Associé à ces habitats, l'abattage d'arbres et la transformation de zones de basse altitude en prairie atteignent leurs paroxysmes juste avant 800 calBP. Durant cette période les cernes de croissance de certains arbres utilisés, indiquent une provenance « d'altitude » qui atteste de l'utilisation de l'ensemble des ressources disponibles dans la région (Marguet, com. pers.). Le dernier arbre abattu (et connu à ce jour) durant cette phase l'aurait été en 2764 +/- 5 calBP. Cette date marque l'abandon définitif des habitats péri-lacustres dans les Alpes savoyardes ainsi que le passage à l'âge du Fer dont les premiers prémices apparaissent dans les outils retrouvés dans les gisements archéologiques.

A partir de cette période l'influence humaine est attestée et s'exerce de façon continue sur le bassin versant. Deux périodes sont particulièrement reconnues, la période Romaine et les déboisements du Moyen Age. La période romaine (2000 calBP environ) est attestée par l'apparition de *Juglans sp.* (Noël *et al.*, 2001) alors que les archives indiquent un déboisement massif (souvent par des incendies) sous l'influence des moines Cisterciens à partir de l'an Mil (Chavoutier, 1977).

2) Paramètres magnétiques

La susceptibilité magnétique (SM) renseigne sur le ratio carbonates/éléments détritiques (cf. chapitre II). Sur la période 1977-1998, Dearing (2000) et Foster *et al.* (2003) ont montré que la SM mesurée dans les sédiments était parfaitement corrélée avec le débit des rivières arrivant dans le petit lac d'Annecy. En première approximation on a une corrélation entre les flux hydriques arrivant au lac et la SM. Les périodes pluvieuses amènent plus d'eau vers le lac en même temps qu'une quantité d'éléments détritiques plus importante ; ceci se traduit par une augmentation du taux de sédimentation (ou des flux sédimentaires).

Ce raisonnement est toutefois inexact à plusieurs niveaux :

- La couverture végétale dans le bassin versant limite les flux hydriques en direction du lac (par les biais d'une évapotranspiration plus forte). Il convient donc de se référer aux données palynologiques disponibles dans la région et sur le lac (David *et al.*, 2000 ; David *et al.*, 2001, Magny *et al.*, 2003b ; Noël, 2001 et Noël *et al.*, 2001) afin de minimiser les erreurs d'interprétations dues à ce phénomène.
- L'impact anthropique modifie la végétation, les sols et l'évolution du bassin versant. Dearing et Jones (2003) ont montré que durant tout l'Holocène (et ceci à une échelle mondiale) on peut estimer que les flux sédimentaires peuvent parfois représenter 5 à 10 fois les flux normaux en raison de l'impact de l'homme et de l'accélération des processus d'érosion qui en découlent.

Dans le lac d'Annecy de nombreuses études magnétiques ont montré qu'il est en partie possible de mettre en évidence, grâce à l'étude de paramètres magnétiques des sédiments, l'influence de l'homme sur les flux sédimentaires (Dearing, 2000 ; Dearing *et al.*, 2001, Foster *et al.*, 2003 ; Higgitt *et al.*, 1991 ; Hu *et al.*, 2001, Torndyraft *et al.*, 1998). Ces auteurs utilisent dans leurs travaux sur le petit lac d'Annecy des paramètres magnétiques « dérivés » de l'ARM et de l'IRM⁴⁹ qui tracent les apports des horizons superficiels des sols ainsi que les sédiments en provenance de l'érosion « naturelle » des roches. L'étalonnage de ces « proxys » (SOFT₂₀ % et HIRM_G %) à été réalisé par un suivi des sols, des apports sédimentaires (Dearing *et al.*, 2001 ; Foster *et al.*, 2003) et par des validations sur des crues et des données historiques (Thorndyraft *et al.*, 1998). L'ensemble de ces travaux sur le petit lac d'Annecy se base sur le fait que l'ensemble du bassin versant est pauvre en minéraux paramagnétiques alors que les sols sont très riches en minéraux secondaires ferri et ferro magnétiques issus de la pédogenèse. L'action de l'homme détériorant largement les sols et les écosystèmes, il est ainsi possible de déterminer ou du moins d'identifier les périodes au cours desquelles l'augmentation des flux n'est pas ou plus contrôlée par le climat.

⁴⁹ Les paramètres SOFT₂₀ % et HIRM_G % sont respectivement des traceurs (ou proxys) de la dégradation de sols (de basses altitudes et de montagnes) et de l'érosion des roches mères.

Associer ce type d'approche à la résolution des données et du modèle d'âge dont nous disposons nous est apparu intéressant. Toutefois nous nous sommes heurtés à trois niveaux de difficultés.

- Dans le cadre de ce travail, si nous avons pu mesurer l'IRM, l'ARM et le $Sr_{300mT/1000mT}$ il a été impossible de réaliser une étude magnétique complète (de tous les paramètres d'acquisition de l'aimantation par exemple) qui nous aurait permis d'obtenir les paramètres utilisés dans les travaux sur le petit lac.
- Le bassin versant du grand lac, et notamment les molasses rouges d'eau douce de la vallée du Laudon sont très riches en goethite (Hu, 1997, Hu *et al.*, 2001). Les sédiments en provenance des roches mères du bassin versant de cette zone, peuvent une fois dans le sédiment avoir une signature de sédiments en provenance des sols.
- La présence de minéraux magnétiques SPM dans les 4-5 premiers mètres du remplissage du grand lac (Hu, 1997) peut amener à des problèmes d'interprétation de l'évolution du magnétisme rémanent par rapport à la SM. De même dans les six mètres supérieurs du forage Climasilac, il semble que des magnétites bactériennes soient présentes (Hu, 1997) et qu'il soit donc difficile d'interpréter les paramètres magnétiques sensibles aux particules mD (monodomaines) en terme de détritisme (Dearing *et al.*, 2001).

En ce qui concerne la magnétite bactérienne nous ne considérerons pas que l'influence de celle-ci « domine » le signal magnétique bien que nous n'ayons pas pu réaliser les tests nécessaires à la validation de cette hypothèse. L'observation de l'augmentation conjointe des marqueurs du détritisme⁵⁰ et des paramètres magnétiques indiquent une tendance globale vers un détritisme plus important depuis 3000 ans. Cette corrélation entre les tendances générales des paramètres magnétiques et des autres marqueurs permet de penser que la majeure partie des variabilités observées dans le magnétisme est bien liée au détritisme.

Selon Higgitt *et al.* (1991) et Thorndycraft *et al.* (1998) les minéraux SPM présents dans le lac, proviendraient de l'érosion superficielle des sols. La richesse des horizons superficiels en magnétite SPM a été mise en évidence à Annecy (Longworth *et al.*, 1979) mais aussi dans d'autres régions comme en Angleterre (Maher et Taylor, 1988). Cet enrichissement est encore plus important dans des sols ayant subi des incendies (Higgitt *et al.*, 2001). Selon Higgitt *et al.* (1991) l'apport de ces magnétites SPM augmenterait les valeurs du $Sr_{300mT/1000mT}$. En effet, la plus grande part relative de magnétite SPM (ne conservant pas de rémanence) dans le sédiment induirait une coercivité plus forte. Il semble donc que si la présence de grains SPM ne permet pas une interprétation des variations des rapports ARM/SM et IRM/ARM on puisse tout de même paradoxalement utiliser les variations du $Sr_{300mT/1000mT}$ (induites par la présence de ces grains SPM) comme traceurs de l'érosion superficielle des sols.

⁵⁰ Comme la baisse globale du taux de carbonates depuis 3500 ans, ou la nature des faciès sédimentologiques.

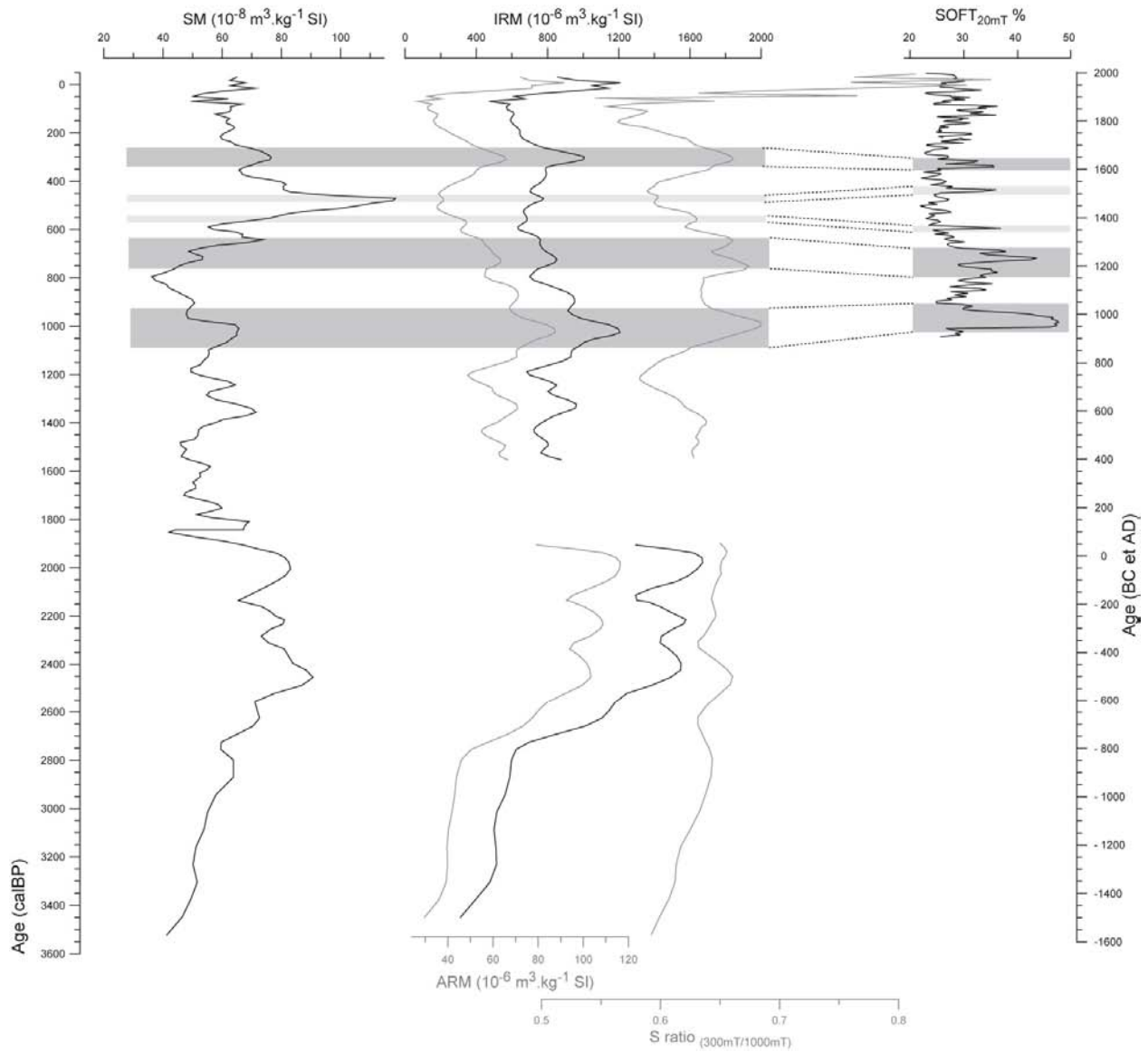


Figure V-1 : Comparaison des paramètres magnétiques de la carotte LDA 0001 avec le « proxy » marqueur de l'érosion des sols dans le petit lac d'Annecy (Dearing, 2000 ; Dearing et al., 2001). Les périodes de forte érosion des sols sont indiquées en gris foncé, les secondaires en gris clair.

Sur la figure V-1 nous avons comparé les valeurs du $Sr_{ratio_{300mT/1000mT}}$, de l'ARM et de l'IRM avec les données de Dearing (2000) et Dearing *et al.* (2001) sur les sédiments du petit lac (il est important de noter que selon ces auteurs, le modèle d'âge de ces données présente une résolution limitée, de +/- 100 ans en base de carotte, Dearing J. com. pers.). On observe une bonne corrélation entre les valeurs de $SOFT_{20}$ % (traceurs des apports des sols) et les valeurs d'ARM et d'IRM sur les 1000 dernières années. Les variations de $Sr_{ratio_{300mT/1000mT}}$ sont aussi comparables à celle de l'IRM et de l'ARM depuis 1200 ans alors qu'avant cette période on remarque que les signaux ne montrent pas la même amplitude bien que les variations semblent en phases (l'augmentation d'IRM et d'ARM entre 2700 et 2000 calBP est bien plus importante que celle du $Sr_{ratio_{300mT/1000mT}}$).

Malgré « l'effet » des sédiments du Laudon, les pics majeurs d'IRM et d'ARM (ou du $Sr_{ratio_{300mT/1000mT}}$) indique une augmentation de l'impact humain et une érosion importante des sols. Il paraît impossible que ces augmentations majeures proviennent d'une érosion plus importante des molasses (riches en éléments paramagnétiques) et non pas des sols. On observe en effet un découplage des flux sédimentaires totaux et des pics majeurs d'ARM et d'IRM. Seuls quelques pics d'ARM et d'IRM sont corrélés aux flux sédimentaires totaux (en gris très clair sur la figure V-1) et peuvent correspondre à l'érosion des molasses de la vallée du Laudon. La légère augmentation des valeurs des paramètres magnétiques entre 3400 et 2800 calBP alors qu'on n'observe aucune variation sédimentologique (ni aucune variation des autres paramètres mesurés) montre que l'impact anthropique débute sans doute dès cette période.

3) Spectrocolorimétrie et taux de carbonates

La similitude des teneurs en carbonates (mesurées tous les 10 cm) et des valeurs de réflectance (L^*) est visible sur l'ensemble de la carotte LDA 0001 (chapitre II, figure II-13). Après rééchantillonnage des valeurs de L^* nous avons comparé celles-ci aux teneurs en carbonates (figure V-2a). On observe une corrélation significative (r^2 : 0,84) qui permet la réalisation d'une courbe de carbonates modèle à partir de la régression calculée. On obtient ainsi une estimation de la teneur en carbonates avec un pas d'échantillonnage de 3mm (figure V-2b).

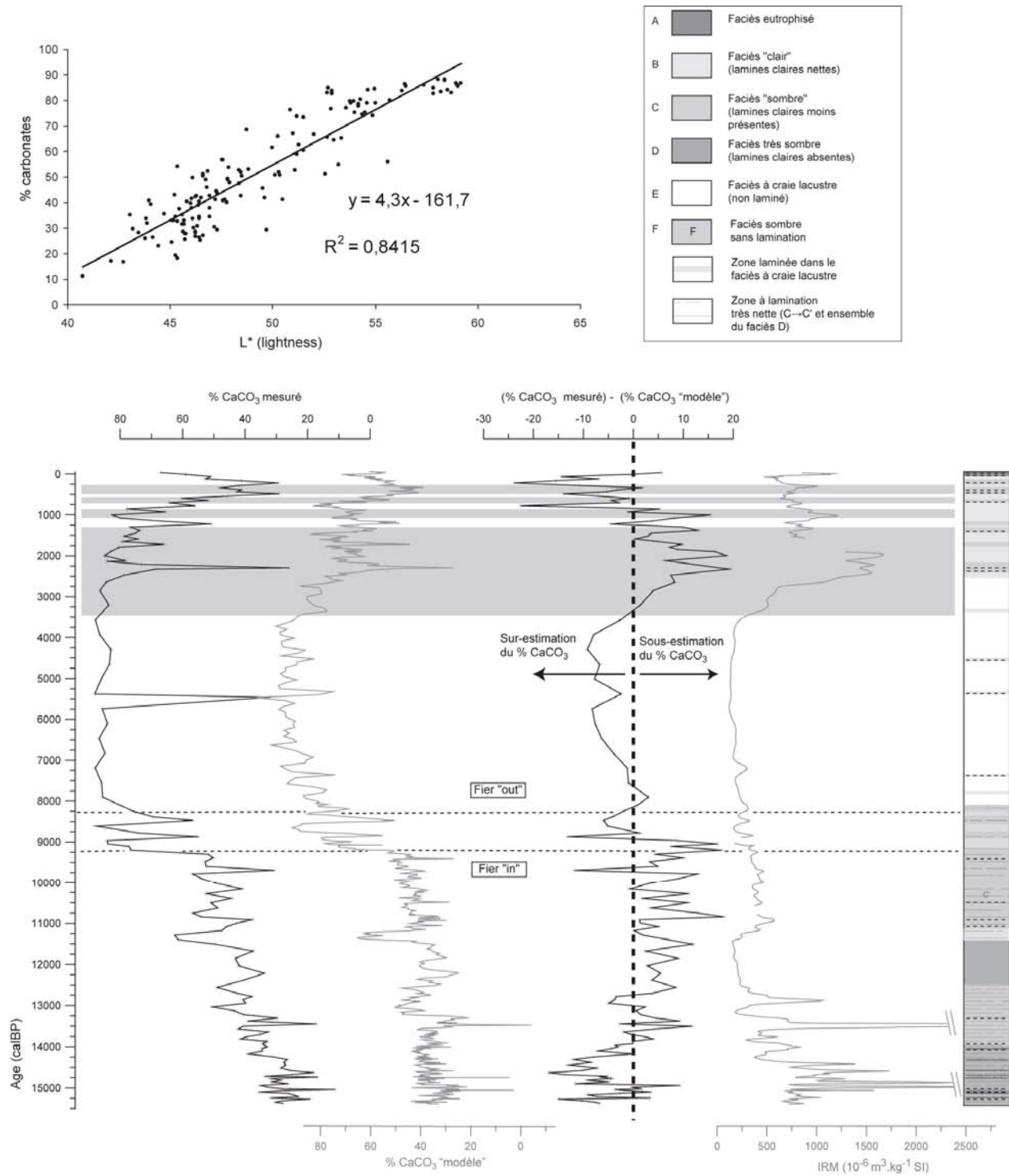


Figure V-2 : Réalisation d'un modèle de CaCO₃ à partir des données de L*.

V-2a : Pourcentage de carbonates en fonction de L*

V-2b : Comparaison du modèle avec les données de carbonates et l'IRM.

La couleur du sédiment résulte d'un grand nombre de facteurs. Selon la nature du sédiment, ces facteurs peuvent être ; la teneur en carbonates (Balsam et Deaton, 1996) ; la présence d'oxyde comme la goéthite ou l'hématite, le pourcentage de matière organique (Baranco *et al.*, 1989 ; Deaton and Balsam, 1991) ; la teneur en argile (Balsam et Beeson, 2003). A partir d'une analyse multivariée des spectres il est possible d'extraire ceux responsables de la coloration et, plus encore la contribution relative de chacun (Balsam et Deaton, 1996). Bien que nous n'ayons pas réalisé ce type d'analyse statistique, la très bonne corrélation (r^2 : 0.84) entre L^* et le taux de CaCO_3 indique que ce dernier contrôle la majorité de la variabilité des paramètres colorimétriques. Afin d'estimer la part des autres paramètres (et notamment des oxydes) le modèle de CaCO_3 a été comparé aux « vraies » valeurs de carbonates (figure V-2b). Les zones de sur-estimation et de sous-estimation de la teneur en carbonates correspondent aux grands ensembles décrits sédimentologiquement. De manière générale lorsque la teneur en carbonate est forte, le modèle sur-estime celles-ci alors que pour des teneurs faibles le modèle les sous-estime. On observe toutefois dans deux zones (avant 14000 calBP et après 3400 calBP) des variations qui indiquent un rôle plus important des facteurs secondaires. Ces deux « anomalies » correspondent à des fortes valeurs d'IRM et d'ARM (figure V-2b).

La visualisation des dérivés des spectres (figure V-3b) permet d'identifier les facteurs secondaires contrôlant la signature spectrale (Balsam et al., 1997) (figure V-3a). Sur cette figure on distingue parfaitement l'ensemble des faciès sédimentologique mais aussi l'évolution temporelle du rôle des oxydes et de la matière organique. Le pic caractéristique de la goéthite montre que celle-ci est présente dans toute la carotte mais que son rôle est prépondérant dans la couleur lorsque le sédiment est clair et très riche en carbonates (entre 2700 et 8200 calBP). Yu *et al.* (2001) et Dearing *et al.* (2001) ont montré que la majorité de la goéthite présente dans les sédiments provient des marnes du bassin versant. La présence continue de cet oxyde s'observe d'autant plus que la teinte du sédiment est claire. L'augmentation des valeurs du pic associée à l'hématite depuis 3000 calBP révèle l'augmentation de la part relative de cet oxyde (qui ne se trouve qu'en petite quantité dans les roches du bassin versant ; Dearing *et al.*, 2001 ; Hu, 1997).

L'augmentation de la part relative de l'hématite dans la coloration du sédiment est associée à une modification de l'ensemble du spectre colorimétrique du sédiment qui correspond à la réapparition des lamines vers 2800 calBP. Ceci s'explique par une augmentation de la part du détritisme vis-à-vis du taux de carbonates (figure V-2). La modification du rapport goéthite/hématite montre qu'une part de ce détritisme provient vraisemblablement des sols (ce qui ne s'observerait pas avec une simple augmentation de l'érosion des roches mères).

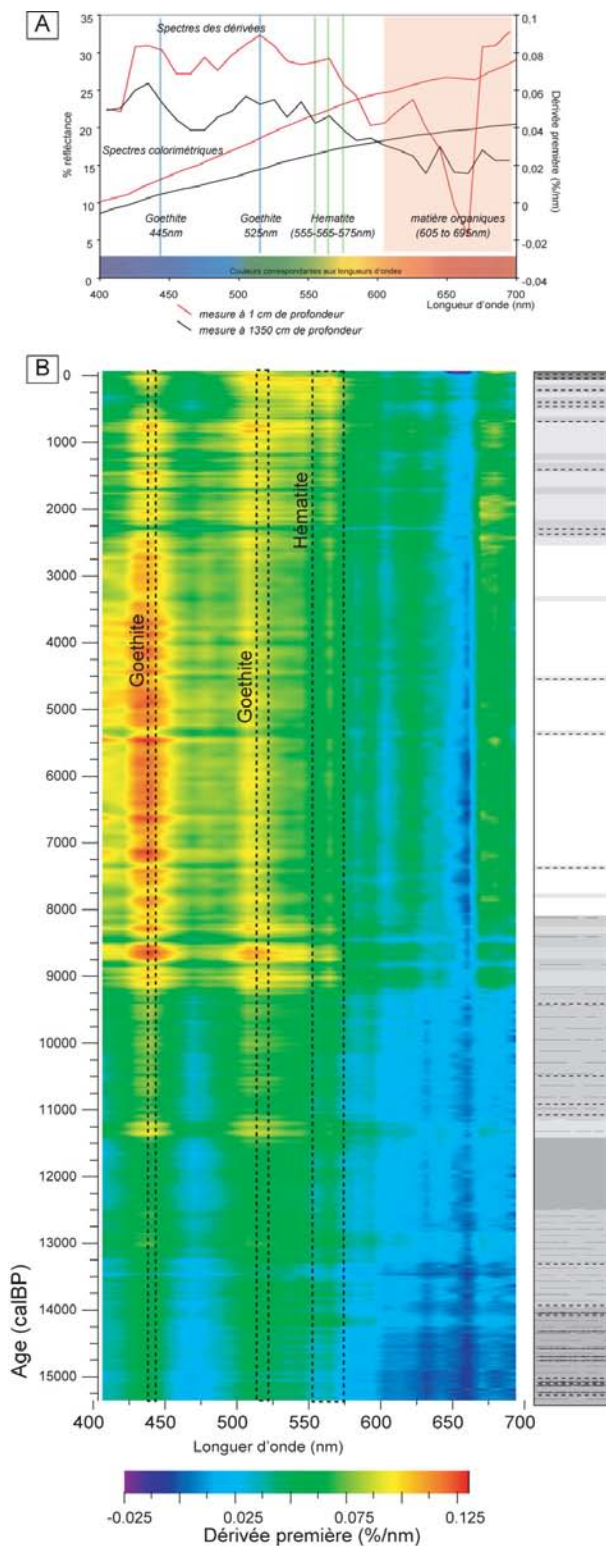


Figure V-3 : Evolution des dérivées premières des spectres colorimétriques dans la carotte LDA 0001.
3a : Exemple de deux spectres colorimétriques totaux et de leurs spectres de dérivées.
3b : Visualisation des valeurs des dérivées des spectres colorimétriques comparés au log synthétique. Les teintes rouges oranges indiquent des pics positifs importants ; les bleutées, des pics négatifs.

Conclusion

Les données magnétiques et colorimétriques montrent que l'impact anthropique, qui débute dès 3400 calBP devient important à partir de 2800 calBP. Ces résultats sont en accord avec les données archéologiques (Marguet, 2002).

Dans l'interprétation de nos paramètres et plus particulièrement des flux sédimentaires on peut distinguer deux cas de figures :

- Avant 3400 calBP le « magnétisme » des sédiments résulte des éléments détritiques des roches et des sols (avec une part relative plus importante pour les éléments en provenance des roches). La SM est donc une fonction de l'ensemble des minéraux magnétiques et les paramètres de rémanences magnétiques (ARM et IRM) une fonction des minéraux rémanents tels les oxydes (provenant de la pédogenèse) présents dans le bassin versant (goethite, maghémite). Lors des épisodes de crues, ces paramètres augmentent dans les mêmes proportions et peuvent donc, au même titre que les flux sédimentaires être considérés comme des marqueurs de l'importance de l'érosion et donc de la pluviosité.
- Après 3400 calBP les paramètres de rémanence magnétique sont des indices permettant de distinguer les variations naturelles de celles induites par l'homme. Les pics de SM sont donc la conséquence d'une augmentation de la pluviosité lorsque l'on n'observe pas d'augmentation d'IRM et d'ARM. A l'opposé, la corrélation des paramètres rémanents (ARM, IRM, $S_{ratio_{300mT/1000mT}}$) avec la SM indiquera une érosion des sols prépondérante. Ceci correspond à des épisodes de déforestations et d'utilisation des sols qui induisent une sensibilité plus grande des écosystèmes à l'érosion.

B) Discussion

1) Durant la phase « Fier in »

Entre 15380 et 9300 calBP (figure V-4 et figure V-5) on distingue dix périodes durant lesquelles l'ensemble des marqueurs indique des apports sédimentaires détritiques plus importants.

Deux périodes se distinguent particulièrement : avant 14560 (figuré en gris foncé) et la zone 12650-11500 (encadrée en pointillés). Six autres périodes correspondent à des apports sédimentaires détritiques très importants (14050-13890 calBP ; 13520-13250 calBP ; 11050-10800 calBP ; 10500-10180 calBP ; 9720-9600 calBP et 9450-9300 calBP) alors que les trois dernières (14420-14300 calBP ; 13750-13630 calBP ; 12890-12700 calBP) montrent des augmentations de flux plus limitées.

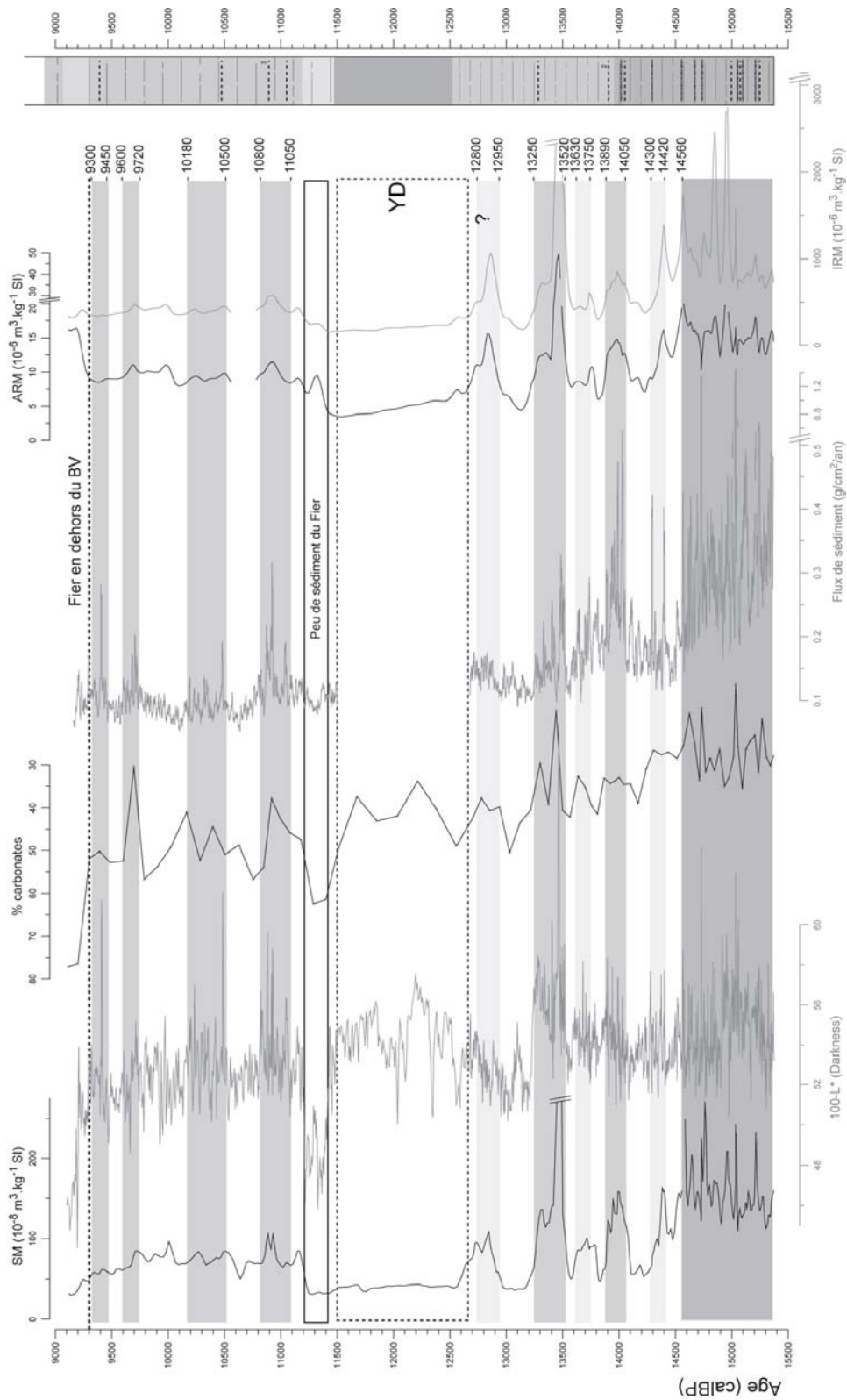


Figure V-4: Synthèse de l'ensemble des marqueurs utilisés permettant la délimitation des périodes d'augmentation des flux détritiques entre 15000 et 9300 calBP.
 Les zones gris foncé indiquent les périodes de détritisme majeur alors que les zones gris clair soulignent les périodes de détritisme plus faible (pour la légende du log voir la figure V-2).

Les forts flux sédimentaires associés à de très fortes valeurs de SM dans la période anté 14560 calBP correspondent à l'enregistrement sédimentaire de la transition interglaciaire-glaciaire. Le grand nombre de Silts Flows et d'underflows indique des apports hydrologiques et sédimentaires très importants qu'on ne retrouve nulle part ailleurs dans l'enregistrement. Les données isotopiques du $\delta^{18}\text{O}_p$ des précipitations reconstituées avec les ostracodes (von Grafenstein *et al.*, 2005 ; cf. chapitre IV, figure IV-20) confirment cette interprétation sédimentologique. La variation des marqueurs sédimentologiques et magnétiques est sans doute liée à un fonctionnement du bassin versant contrôlé par des températures annuelles très basses. La cryo-fracturation des roches et la faible couverture végétale (que l'on peut reconstituer en corrélant notre enregistrement à la palynologie réalisée sur le forage Climasilac ; David *et al.*, 2000 et David *et al.*, 2001) sont sans doute à l'origine des fortes valeurs de SM et d'IRM.

Le période 12650-11500 calBP correspond à un évènement singulier puisque l'on n'observe plus de lamines annuelles (absence de lamines blanches de précipitations des carbonates) et aucune lamine détritique bien marquée (de type 1 ou 2). Cette absence déjà mise en évidence dans le lac d'Annecy (Brauer et Casanova, 2001) n'est vraisemblablement pas un phénomène isolé. Brauer *et al.* (1999) rapportent des modifications majeures de type et de structure des lamines dans le Meerfelder Maar en Allemagne qui correspondent à des modifications complètes des conditions climatiques (des températures et de la pluviosité). Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}_p$ des précipitations (von Grafenstein *et al.*, 2005) et les faibles valeurs (et la constance) des paramètres magnétiques montrent qu'à Annecy, le Dryas Récent (YD) correspond à une période climatique froide et sèche.

Sur les six périodes d'apports sédimentaires majeurs, dans lesquels on observe des underflows (et un grand nombre de lamines de type 2), deux se situent entre la transition interglaciaire-glaciaire et le YD (14050-13890 calBP ; 13520-13250 calBP).

Elles peuvent être corrélées (si l'on tient compte de l'incertitude du modèle d'âge) aux épisodes froids enregistrés à GRIP (GI-1d et GI-1c2⁵¹, Björk *et al.*, 1998) et à Ammersee (von Grafenstein *et al.*, 1999a) mais surtout aux périodes de dégradations climatiques observées dans les Maar allemands (MK3, MK4, Brauer *et al.*, 2000b ; Litt *et al.*, 2001) (figure V-5). Ces deux évènements semblent toutefois avoir des durées plus longues que ceux enregistrés en Allemagne. Il est difficile de relier ces périodes à une augmentation de la pluviosité. Une baisse de températures peut facilement être associée à une augmentation de l'érosion dans un contexte de végétation encore peu développée. Selon David *et al.* (2000) et David *et al.* (2001) la végétation a évolué d'un stade de développement de type « Toundra » à « Taïga » entre le dernier glaciaire et le YD. Malheureusement, en l'absence de chronologie précise il est difficile d'utiliser ces données afin de corroborer nos hypothèses. Toutefois, la période 14050-13890 calBP qui marque l'arrêt définitif de la récurrence des Silts Flows pourrait correspondre à la transition vers un bassin versant plus végétalisé et stabilisé.

Les trois augmentations mineures du détritisme et du nombre de lamines de type 2 sans que l'on observe d'underflow (14420-14300 calBP ; 13750-13630 calBP ; 12950 et 12800 calBP) sont

⁵¹ Dans la terminologie en « biozones » ces deux épisodes correspondent respectivement à l'Oldest Dryas et à l'Older Dryas (Litt *et al.*, 2001).

corrélables à des évènements mineurs visibles dans les enregistrements isotopiques (figure V-5) et à des phases de hauts niveaux lacustres dans des lacs du Jura (Magny, 2001). Ceci indique sans doute une pluviosité plus importante. L'augmentation mineure du détritisme entre 12950 et 12800 calBP peut être reliée à l'oscillation de Gerzensee qui est reconnue dans les lacs varvés allemand, dans les enregistrements isotopiques lacustres et dans les températures reconstruites à partir des chironomides lacustres (Brauer *et al.*, 2000b ; von Grafenstein *et al.*, 2000; Litt *et al.*, 2001 ; Heiri et Millet, 2005). Cette oscillation qui correspond au stade GI-1b dans les carottes du Groenland (Björk *et al.*, 1998) est caractérisée par des températures froides dans tous les enregistrements. Toutefois, l'âge que nous obtenons est sensiblement plus récent (figure V-5) et l'augmentation du détritisme attestée par les pics des paramètres magnétiques (beaucoup plus que par l'augmentation des flux) est sans doute biaisée par la présence du LST⁵². Nous n'aurions donc pas à Annecy d'enregistrement sédimentaire de ce refroidissement. Toutefois cet événement est associé, pour des raisons inconnues, dans certains lacs à une forte baisse du taux de sédimentation (von Grafenstein *et al.*, 1999a, von Grafenstein *et al.*, 2000). Il se peut qu'à Annecy on se retrouve dans le même cas ce qui conforterait l'idée d'un « coup de froid » sans augmentation de pluviosité majeure.

Dès le début de l'Holocène, entre la fin du YD (11500 calBP) et le départ du Fier (9300 calBP), l'augmentation des flux sédimentaires durant quatre périodes semble plus simple à interpréter. Une végétation de type « forêt tempérée » se développe rapidement dans le bassin versant (David *et al.*, 2000 ; David *et al.*, 2001) et permet de relier les flux observés (et la présence de nombreux interflows et de nombreuses lamines de type 1) à des augmentations des précipitations. L'installation de cette forêt est sans doute responsable d'une érosion moindre de roches mères via le développement de sols stables. Si des corrélations semblent assez évidentes avec les enregistrements isotopiques (figure V-5), celle avec les variations des niveaux de lac du Jura français et suisse est intéressante (Magny *et al.*, 2003a ; Magny et Bégéot, 2004 ; Magny, 2004). La continuité de notre enregistrement et la précision de la chronologie permettent des conclusions intéressantes sur ces périodes de dégradations climatiques. L'évènement le plus récent se décompose en deux courtes périodes (9720-9600 et 9450-9300 calBP) alors que les deux plus anciens apparaissent d'intensité équivalente (11050-10800 calBP ; 10500-10180 calBP).

⁵² Bien que nous n'ayons pas retrouvé d'augmentations importantes de SM à proximité du LST on ne peut pas exclure cette hypothèse.

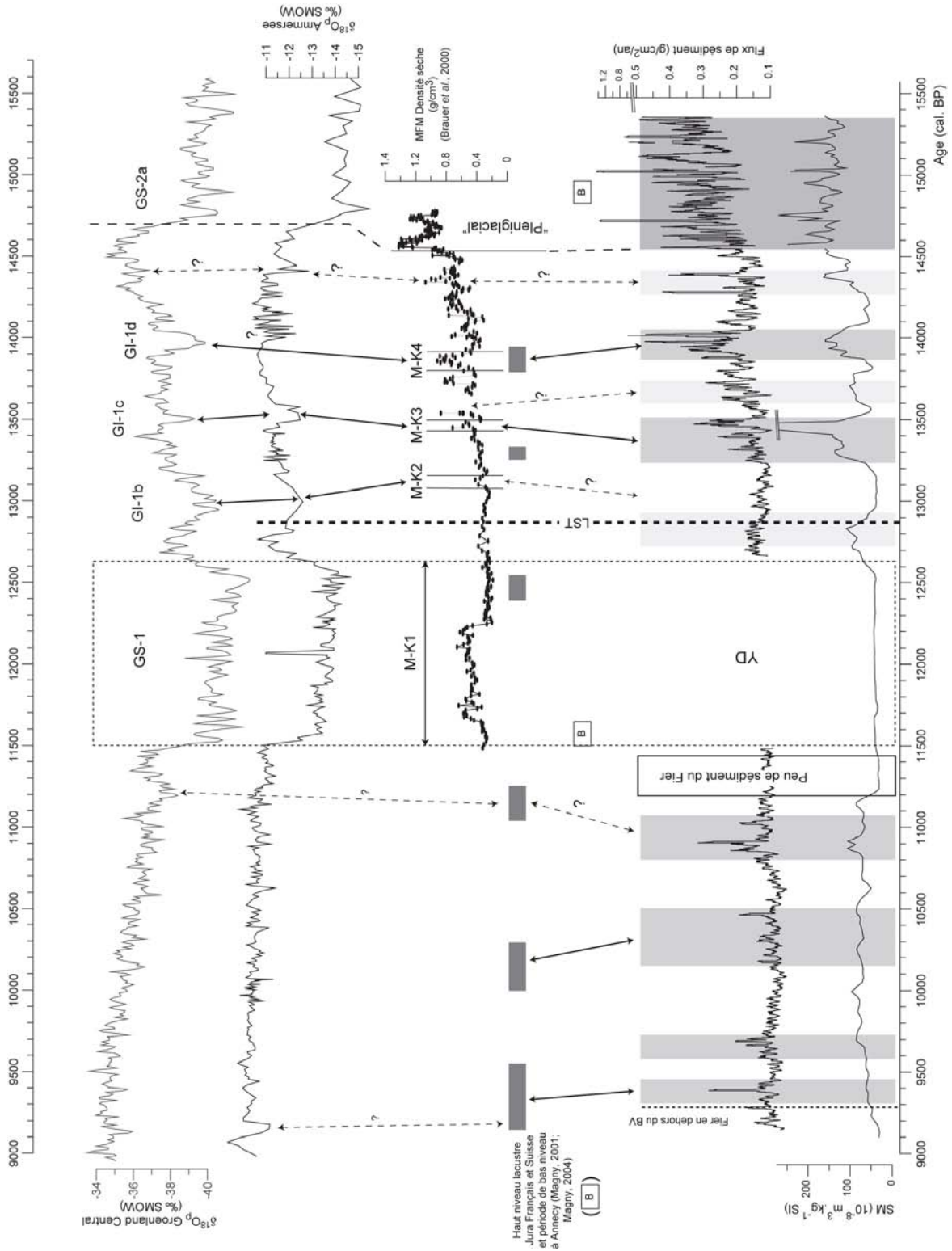


Figure V-5 : Comparaison des périodes de détritisme mises en évidence dans le lac d'Annecy avec l'enregistrement de périodes froides durant le Tardiglaciaire en Allemagne (Brauer et al., 2000b), avec les périodes de haut niveau lacustre du Jura et de Alpes (Magny, 2001) et avec les courbes isotopiques de GRIP et d'Ammersee (Dansgaard et al., 1993 ; Björk et al., 1998, von Grafenstein et al., 1999a).

2) Durant la phase « Fier out »

a) *Les tendances millénaires de l'Holocène*

Après une période détritique mineure entre 8200 et 7360 calBP, la stabilité du système sédimentaire n'est interrompue jusqu'à 3400 calBP que par quelques événements visibles dans la sédimentologie (5400-5300 calBP ; 4580-4280 calBP). A partir de 3400 calBP on constate une augmentation importante du détritisme. La multiplication par quatre des flux sédimentaires totaux se réalise de façon continue (elle est interrompue par quelques périodes de baisse et d'augmentation un peu plus rapides vers 1700 calBP et 700 calBP notamment).

Durant la période où l'enregistrement n'est pas biaisé par l'impact anthropique (8200-3400 calBP) des comparaisons avec les données de variations de niveau de lac dans le Jura et les Préalpes Occidentales (Magny, 2004) ainsi qu'avec les données paléohydrologiques du Rhône (Arnaud, 2003 ; Arnaud *et al.*, 2005) sont possibles (figure V-8).

Parmi les trois courtes phases de détritisme entre 7000 et 8200 calBP, deux correspondent à une phase de haut niveau lacustre définie par Magny (2004). La première, suivant immédiatement le départ du Fier est sans doute corrélable à l'évènement 8200 identifié par Magny *et al.* (2003b) sur les berges du lac d'Annecy. Les deux périodes les plus récentes (5400-5300 calBP et 4580-4280) correspondent à des périodes de haut niveau lacustre dans le Jura, les Préalpes, et aussi, pour la plus récente à la première période de crues du Rhône enregistrées dans le lac du Bourget (Arnaud *et al.*, 2005).

La « stabilité » climatique observée à Annecy durant l'Holocène moyen confirme les résultats de Arnaud *et al.* (2005) sur la faible activité hydrologique du Rhône durant cette période. On a dans les Alpes Nord Occidentales une longue période (entre 8000 et 3400 calBP) de climat tempéré interrompue par quelques épisodes pluvieux de faible intensité (ces épisodes sont aussi marqués par des variations de la « timberline » dans les Alpes Suisses ; Haas *et al.*, 1998). Si les périodes observées dans ce travail, dans le lac du Bourget (Arnaud *et al.*, 2005), et dans les hauts niveaux lacustres dans le Jura et les Préalpes (Magny, 2004) sont en phase avec les événements d'IRD décrits dans l'Atlantique durant cette période (Bond *et al.*, 1997 ; Bond *et al.*, 2001) on note une intensité faible des variations climatiques européennes durant tout l'holocène moyen.

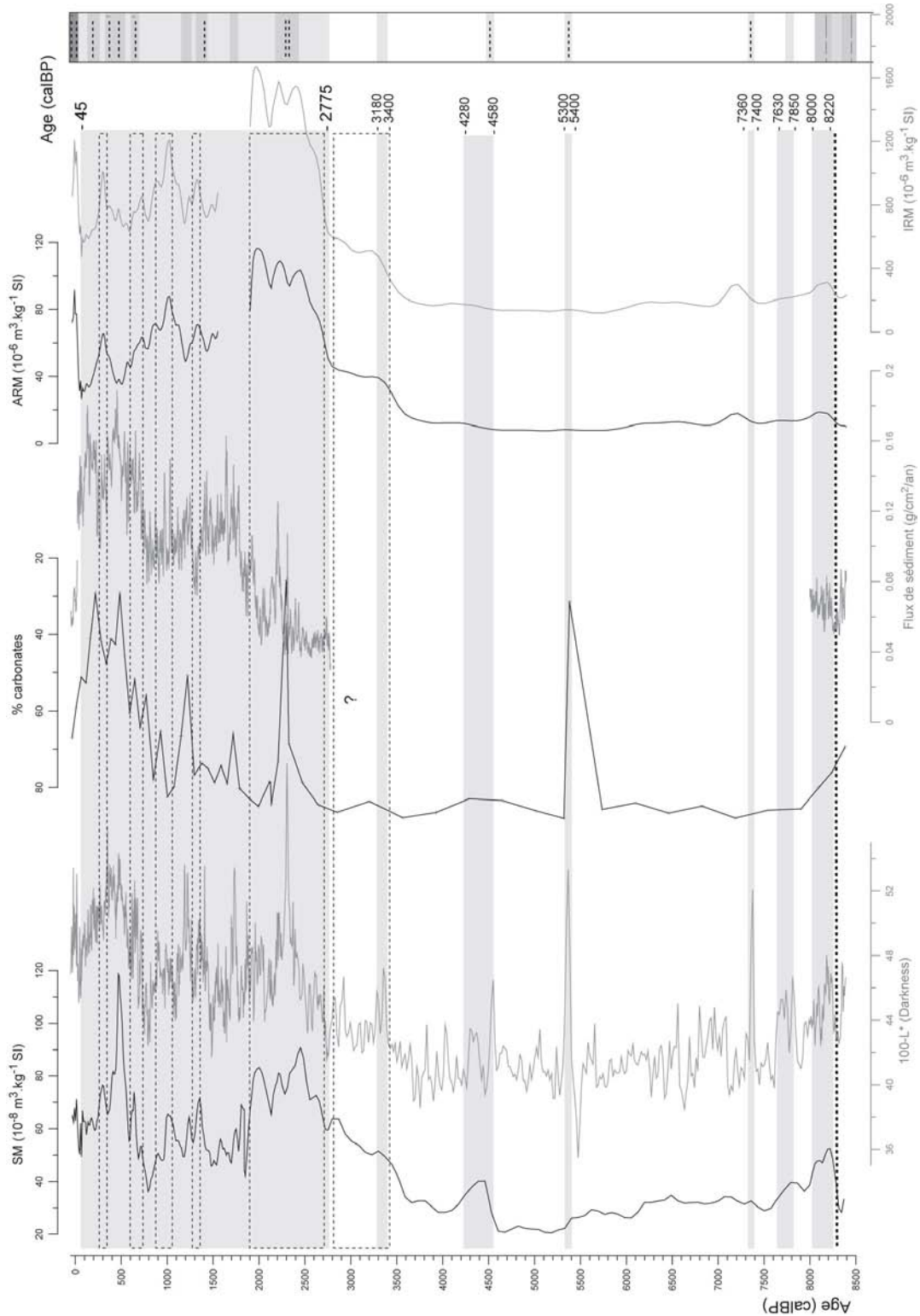


Figure V-6: Synthèse de l'ensemble des marqueurs utilisés permettant la délimitation des grandes périodes d'augmentation des flux détritiques depuis 8200 calBP.

Les zones gris foncé indiquent les périodes de détritisme majeur (les cadres en tirets correspondent aux périodes d'apports sédimentaires en provenance des sols et sont donc indicatrices de l'impact anthropique ; pour la légende du log. voir la figure V-2).

Ce schéma de l'Holocène ressemble à de nombreux enregistrements continentaux Ouest Européen. Dans le Jura, la reconstitution des taux de sédimentation dans le lac de Chaillexon montre une stabilité durant l'Holocène moyen et une augmentation des apports depuis 3000 ans (Bichet *et al.*, 1999). De nombreux travaux indiquent à partir de 2800 calBP une recrudescence des épisodes de crues, d'avancées glaciaires ou des modifications des environnements lacustres stables jusqu'alors (Leeman et Niessen, 1994 ; Ariztegui *et al.*, 1996 ; van Geel *et al.*, 1996 ; Majewski *et al.*, 2004 ; Arnaud *et al.*, 2005).

b) De 3400 calBP à l'actuel : forçage climatique ou anthropique ?

Depuis 3400 calBP, on distingue six périodes durant lesquelles l'influence de l'homme a été importante (240-350 calBP ; 600-720 calBP ; 900-1060 calBP ; 1280-1370 calBP ; 1900-2700 calBP et 2800-3400 calBP ; figure V-6 et V-7). Il convient de noter que les mesures (à l'exception du taux de sédimentation et des flux) ont été réalisées avec un pas constant. Lorsque le taux de sédimentation est plus faible, la résolution des données dans le temps devient moins bonne⁵³. Ce biais pourrait être à l'origine d'une surestimation de la durée des périodes d'impact anthropique entre 3400 et 1900 calBP. La faible résolution empêche à priori le « découpage » de notre enregistrement en périodes décennales.

Trois périodes correspondent (aux problèmes de comparaison de modèle d'âges près) à celles qui ont été mises en évidence par Buillit *et al.* (1997), Dearing *et al.* (2001) et Noël *et al.* (2001) : entre 1200 et 1350 AD, la période de l'an Mil et la période aux alentours de 2000 calBP.

La comparaison des périodes ainsi définies et des données archéologiques et historiques montre de nombreuses similitudes. Entre 3400 et 2800 calBP des communautés s'installent en bord de lac et développent l'agriculture et l'exploitation de la forêt. Ces changements d'usage pourraient être responsables de la première augmentation des paramètres magnétiques rémanents qui traduit sans doute une dégradation progressive des sols. L'abandon définitif des sites correspond exactement au « coup de froid pluvieux de 2800 calBP » déjà évoqué. La date de réapparition des lamines et l'augmentation très importante de l'ARM et de l'IRM (figure V-7) correspondent à l'abandon des sites péri-lacustres. A cette époque, dans l'ensemble des lacs périalpins on observe une montée du niveau de l'eau de quelques mètres (Magny, 2004). On a pour cette période un exemple d'interaction remarquable entre une détérioration climatique et l'occupation humaine. Cet enregistrement est d'autant plus marqué qu'il survient après la première période réelle d'impact humain et qu'il accélère donc la déstabilisation du bassin versant déjà entamée suite à l'action de l'homme.

c) Interprétation des périodes détritiques

Sur la figure V-7 sont représentées les neuf périodes pour lesquelles on observe une augmentation du détritisme (3400-3200 calBP, 2440-2150 calBP, 1790-1640 calBP, 1450-1380 calBP, 1270-1190 calBP, 1055-880 calBP, 710-650 calBP, 550-340 calBP, 230-100 calBP). Quatre se superposent avec des épisodes où l'impact humain est attesté (3400-3200 calBP, 2440-2150 calBP, 1055-880 calBP, 710-650 calBP).

⁵³ A titre d'exemple entre 3400-2800 calBP, 2 cm (le pas d'échantillonnage des paramètres magnétiques) représente environ 50 ans alors qu'entre 500 calBP et 100 calBP 2 cm correspondent à 10 ans.

Les périodes 3400-3200 calBP et 2440-2150 calBP sont marquées par un détritisme très important dans des périodes d'impact anthropique majeur. Il est difficile de conclure sur leur origine climatique ou anthropique. La comparaison avec des reconstitutions pour lesquelles l'impact anthropique est moins important (figure V-8) permet par contre d'attester (à l'échelle des Alpes) de la part non négligeable d'un contrôle climatique. La période 3400-3200 calBP⁵⁴ semble corrélée à l'activité hydrologique du Rhône (Arnaud *et al.*, 2005) et aux phases de haut niveau lacustre du Jura et des Préalpes (Magny, 2004). Le pic de détritisme de 2440-2150 calBP se corrèle beaucoup moins bien avec ces deux reconstitutions (figure V-8). Toutefois Arnaud *et al.* (2005) reconnaissent l'existence d'une crise de détritisme vers 2300 calBP que l'on retrouve aussi dans le lac de Constance en Allemagne (Wessels, 1998). Dans le petit lac d'Annecy, Noël (2001) indique une baisse de productivité primaire lacustre vers 2350 calBP.

Ces deux périodes semblent correspondre à des épisodes de dégradations climatiques qu'il est difficile de mettre en évidence dans « notre » enregistrement. On a, à Annecy, durant près de 1500 ans, une augmentation de l'impact humain, qui, par son importance, masque en partie la réponse du lac et de son bassin versant aux variations climatiques.

Les deux périodes très courtes d'augmentation du détritisme (895-985 AD et 1240-1340) correspondent exactement aux deux périodes d'impact anthropique déjà caractérisées dans le lac d'Annecy (Buillit *et al.*, 1997, Dearing *et al.*, 2001, Noël *et al.*, 2001). Le déboisement massif du Moyen-Age documenté dans la région (Chavoutier, 1977) pourrait à lui seul être responsable de ces épisodes, d'autant qu'on n'enregistre pas au niveau régional d'augmentation de la pluviosité ou de baisse de température.

Sur le plan climatique, quatre épisodes de dégradations sont observés sur les 1500 dernières années. Deux courts évènements (500-570 AD et 680-760 AD) sont les équivalents de la période 3 de haut niveau lacustre (Magny, 2004) et des crues du Rhône observées dans le lac du Bourget entre 450 et 750 AD (figure V-8). Ces deux courtes dégradations du premier millénaire précèdent l'épisode « sec » au niveau du Haut Rhône (Bravard *et al.*, 1992). L'« optimum climatique » de l'an Mil s'achève à Annecy peu avant 1400 AD. Cette date, est postérieure de 150 ans à celle des chroniques historiques (Leroy-Ladurie, 1967 ; qui indiquent des épisodes de gels généralisés dès 1200 AD) ainsi qu'à l'augmentation des niveaux lacustres du Jura et des Préalpes (Magny, 2004) (figure V-8). Jusqu'en 1850, les flux détritiques augmentent significativement en réponse à une augmentation de pluviosité hivernale associée à des baisses de température qui caractérisent le Petit Age de Glace (PAG) de la région (Chapron *et al.*, 2002). L'amélioration temporaire du climat, bien connue dans les chroniques historiques durant le XVII^{ème} siècle (Leroy-Ladurie, 1967) est marquée à Annecy par une baisse du détritisme global malgré l'augmentation visible des apports en provenance des sols (figure V-7).

L'existence d'un optimum médiéval et d'un PAG très marqués conforte les données déjà disponibles sur les Alpes Occidentales (les travaux de Bravard *et al.*, 1992 et de Arnaud *et al.*, 2005 montrent la faible activité hydrologique du Rhône durant l'optimum alors que durant le PAG celui-ci subit des phases de crues récurrentes qui sont enregistrées dans le lac du Bourget ; Chapron *et al.*, 2002).

⁵⁴ Durant cette période, l'abandon des habitats péri-lacustres (Marguet, 2002) indique une baisse relative de la pression anthropique.

Remarque sur la période détritique pour laquelle nous ne disposons pas de données de rémanence magnétique :

La très bonne corrélation entre la période (160-310 AD) avec une période de haut niveau lacustre (Magny, 2004), et la récurrence des crues du Rhône (Arnaud *et al.*, 2005) plaide en faveur d'une origine climatique pour cette période de détritisme très marquée dans notre enregistrement. Dans le même temps, sa position chronologique proche de l'installation et du développement de la civilisation romaine dans la région, tempère cette interprétation sur laquelle il est malheureusement impossible de conclure en raison de l'absence de données de rémanence magnétique.

Si il semble possible de distinguer les périodes de « dégradation » climatique majeure des périodes d'impact anthropique, il est difficile d'appréhender la part de chaque phénomène dans l'augmentation du détritisme visible depuis plus de 3000 ans. Il est vraisemblable que la « déstabilisation » du bassin versant induite par la dégradation climatique de 2800calBP (accentuée par la première phase d'occupation humaine importante) soit la cause d'un « non retour » vers les conditions initiales. On note ensuite une augmentation globale des flux détritiques provoquée par l'occupation humaine à laquelle se surimposent les périodes de dégradations climatiques. Celles-ci s'enregistrent d'autant plus, que l'occupation humaine est importante. L'exemple le plus marquant correspond aux phases froides du PAG (1400-1610 AD, 1720-1850AD) parfaitement enregistrées et intervenant après « optimums » climatiques durant lesquels les cultures et l'élevage se sont intensifiés dans les vallées et les alpages. Un tel schéma rend difficile la comparaison des périodes de dégradations climatiques entre elles depuis 3000 ans.

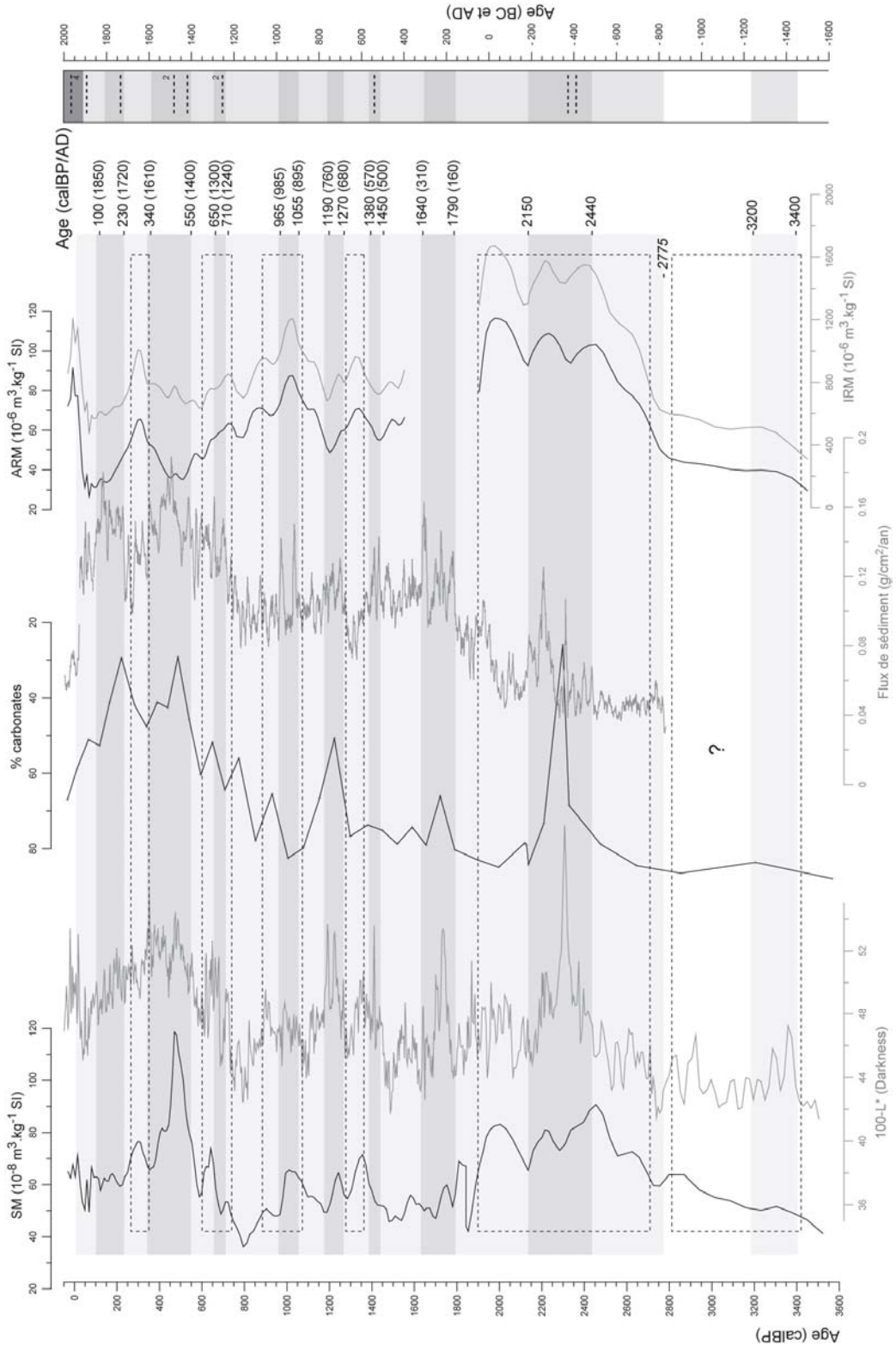


Figure V-7: Synthèse de l'ensemble des marqueurs utilisés permettant la délimitation des périodes d'augmentation des flux détritiques depuis 3400 calBP.

Les zones gris foncé indiquent les périodes de détritisme majeures (les cadres en tireté correspondent aux périodes d'apports sédimentaires en provenance des sols et sont donc indicatrices de l'impact anthropique, pour la légende du log. voir la figure V-2).

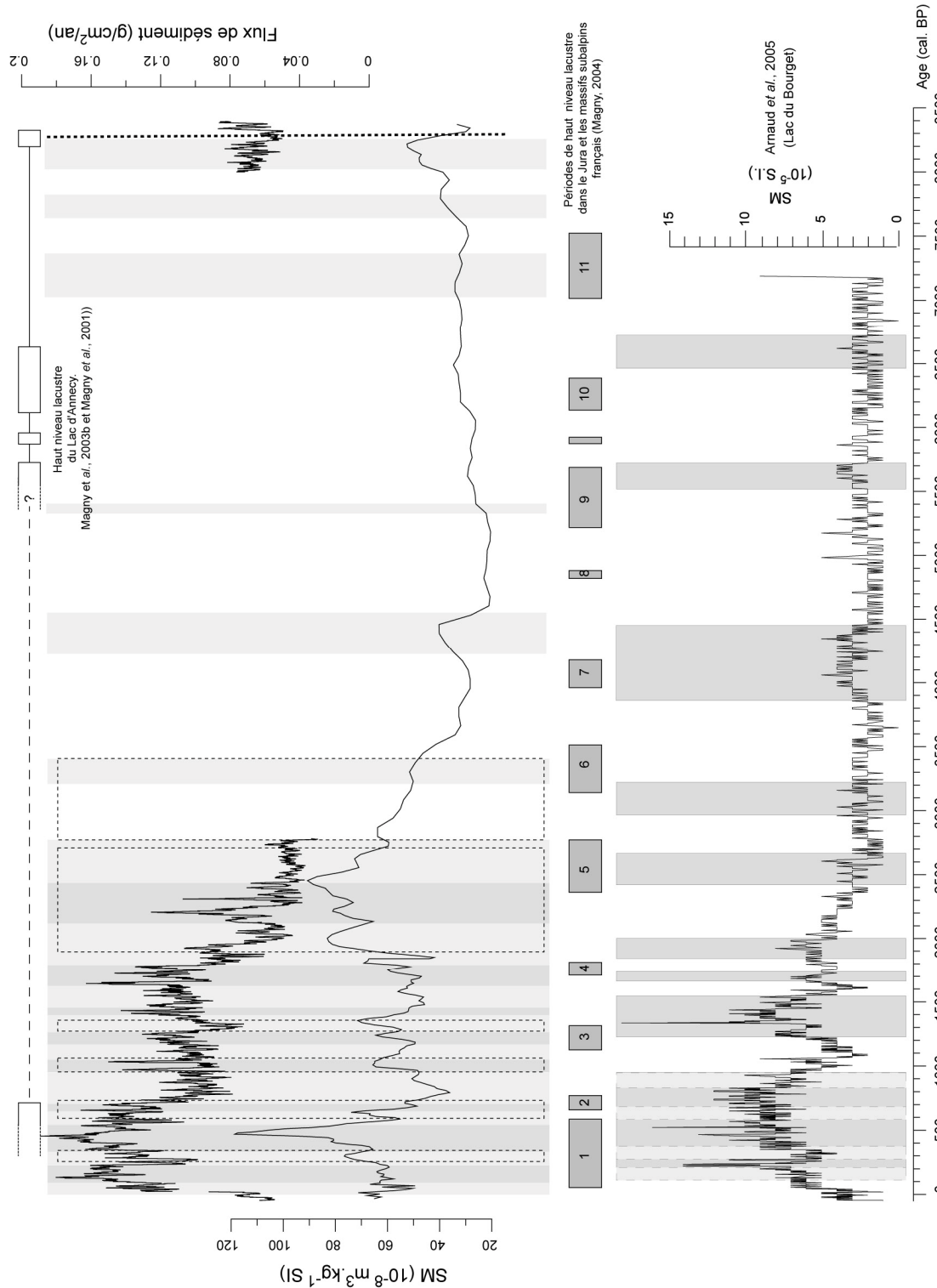


Figure V-8 : Comparaison des flux sédimentaires totaux et de la SM (marqueurs de détritisme) et des périodes d'impact anthropique reconnues dans le lac d'Annecy depuis 8200 ans avec, le signal détritique du lac du Bourget (Arnaud et al., 2005), la synthèse régionale des variations des niveaux de lacs jurassiens et préalpins (Magny, 2004), les données disponibles sur les variations du niveau du lac d'Annecy (Magny et al., 2001 ; Magny et al., 2003b).

Conclusion générale :

L'ensemble des travaux réalisés dans ce travail complète les études pluridisciplinaires engagées depuis plus de dix sur le lac d'Annecy et son bassin versant. De nombreux résultats avaient permis de comprendre l'évolution générale du système lacustre et de contraindre les phénomènes induits lors de la déglaciation (van Rensbergen, 1996 ; Manalt, 1998). L'étude sédimentologique de la carotte LDA 0001 prélevée dans le centre du grand lac et la quantification des volumes sédimentaires à partir de profil sismique ont permis de reconstituer de manière précise l'histoire climatique et hydrologique du lac et de son bassin versant.

Chronologie du remplissage sédimentaire :

Sur la carotte LDA 0001, l'étude sédimentologique associée à l'utilisation des marqueurs hautes résolutions (granulométrie, spectrocolorimétrie, magnétisme) a permis la reconstitution de la dynamique sédimentaire et la mise en évidence d'un signal annuel. Afin de contraindre le comptage de lamines annuelles nous avons comparé les résultats des comptages avec un ensemble de données historiques et radiochronologiques (^{210}Pb et ^{137}Cs) sur les 500 dernières années. La reconnaissance de niveaux téphritiques (LST, 12880 calBP) ainsi qu'une comparaison avec des mesures AMS ^{14}C effectuées sur des macrorestes permettent d'étendre notre chronologie sur plus de 15000 ans avec une résolution variant entre 5 et 80 ans. Le développement de cette chronologie constitue une étape importante de ce travail, car il permet d'étudier les variations paléoclimatologiques qualitatives et quantitatives avec une résolution remarquable. A ce titre, le modèle d'âge développé ici sera utilisé dans la reconstitution du $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations (programme DecLakes), à terme il permettra la réalisation d'une courbe quasi décennale de la température dans la région d'Annecy depuis 15000 ans. La chronologie réalisée dans ce travail devrait être encore améliorée par des analyses chimiques sur les téphras identifiés (LST et Nugère) ainsi que par des datations de sédiments « Bulk » sur certains niveaux riches en matières organiques reconnues dans les zones où le comptage est impossible (entre 7900 et 2800 calBP).

Paléohydrologie du bassin versant depuis la déglaciation :

Le travail de quantification des volumes et des flux sédimentaires effectué sur les profils sismiques datant de 1993 met en évidence le rôle majeur des flux hydriques et sédimentaires glaciaires dans la dynamique de comblement des vallées alpines. Durant la phase majeure du retrait glaciaire dans la région d'Annecy (qui apparaît plus ancien de 2000 ans environ que dans les travaux antérieurs) la déviation des flux sédimentaires en direction de la combe de Savoie serait responsable (à la vue des flux calculés) du « non comblement » de la cluse d'Annecy et donc indirectement de l'existence dans sa configuration actuelle du lac d'Annecy.

Dès le fin du Dryas récent on observe une diminution temporaire des apports sédimentaires dans le lac durant une période de 200 ans. Entre 9300 et 8600 calBP, le Fier s'isole du lac actuel, puis réalimente celui-ci, pour enfin s'isoler complètement du système lacustre à partir de 8200 calBP. Cette chronologie montre une concordance forte entre cette modification hydrologique et les trois événements climatiques les plus importants du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène (Dryas récent, 9300 calBP et 8200 calBP). Si la chronologie de cet épisode est très bien contrainte, les implications géomorphologiques comme le surcreusement de la vallée du fier dans Annecy et en aval reste hypothétique. Il serait nécessaire de coupler nos résultats, à une étude géomorphologique de la vallée actuelle du Fier ainsi qu'aux travaux archéologiques en cours dans la zone urbaine d'Annecy.

La chronologie bien établie, et la compréhension des modifications hydrologiques du bassin versant du lac d'Annecy constituent une phase importante dans la reconstitution du $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations. Il est désormais en partie possible, de tenir compte et de corriger les valeurs isotopiques des différences de fractionnements isotopiques induits par ces modifications.

Reconstructions paléoclimatiques qualitatives :

L'ensemble des paramètres utilisés dans cette étude (essentiellement les flux sédimentaires et la susceptibilité magnétique) montrent des périodes de détritisme récurrent depuis 15500 ans. Les données recueillies pour le Tardiglaciaire sont en accord avec les reconstitutions paléoclimatiques existantes (Brauer *et al.*, 2000b ; Litt *et al.*, 2001) ainsi qu'avec les reconstitutions des températures établies en Allemagne (von Grafenstein *et al.*, 1999a). Après une phase majeure correspondant à la dernière phase glaciaire majeure (avant 14560 calBP), on observe des augmentations du détritisme associées aux « coups de froid » caractéristiques de cette période. Le Dryas Récent, bien visible, constitue dans notre enregistrement une phase froide et sèche qui marque la transition avec l'Holocène. Durant celui-ci, l'histoire hydrologique du « couple » Fier/lac d'Annecy ne nous permet pas d'interpréter la période 9300-8200 calBP en terme paléoclimatique, ni de réaliser des comparaisons entre les évènements pré-post modification du bassin versant. Il est toutefois possible de distinguer les grandes tendances environnementales ainsi que la variabilité climatique centennale. Entre 11500 et 9300 calBP nous identifions trois phases pluvieuses majeures à Annecy alors qu'entre 8200 et 2800 calBP seuls trois évènements (8200-7500 calBP ; 4550-4200 calBP ; 3400-3200 calBP) correspondent vraisemblablement à des dégradations climatiques d'ampleurs peu marquées. A partir de 2800 calBP, et jusqu'à aujourd'hui (avant l'eutrophisation du lac), une phase majeure de détritisme est enregistrée. Si son origine climatique est attestée par la multiplicité des enregistrements disponibles au niveau mondial (van Geel *et al.*, 1998), le contrôle du détritisme depuis cette période reste problématique. L'évolution des paramètres magnétiques rémanents dans les sédiments du lac d'Annecy (IRM-ARM) montre que celui-ci est contrôlé, tantôt par les conséquences de l'occupation humaine dans le bassin versant, et tantôt par les fluctuations climatiques.

La dernière période froide et pluvieuse (le Petit Age Glaciaire, 1350-1850 AD), parfaitement reconnue à Annecy malgré l'impact anthropique, possède vraisemblablement des caractéristiques uniques en terme de refroidissement et de pluviosité par rapport à la totalité de l'Holocène (ou au moins depuis 8200 ans). Cette dernière remarque est confortée par les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations qui indiquent une température moyenne annuelle inférieure de 1.5°C vers 1490 AD (par rapport à la moyenne 1960-1990). La comparaison et l'intégration des résultats présentés dans ce travail avec cette reconstitution quantitative à haute résolution constituent un chantier prometteur déjà largement engagé.

Références bibliographiques

- Alley R.B., Mayewski P.A., Sowers T., Stuiver M., Taylor K.C., Clark P.U. (1997).** Holocene climatic instability: a prominent widespread event 8200 yr ago. *Geology*, 25, 483-486.
- Ammann B., Eicher U., Gaillard M.J., Haeberli W., Lister G., Lotter A. F., Maisch M., Niessen F., Schlüchter C., Wohlfarth B. (1994).** The Würmian Late-Glacial in lowland Switzerland. *Journal of Quaternary Science*, 9, 119-126.
- Appleby P.G. (2001).** Chronostratigraphic techniques in recent sediments. In : *Tracking Environmental Change Using Sediments. Volume 1 : Basin Analysis, Coring, and Chronological Techniques*, 171-203. W. M. Last & J.P. Smol (eds), Kluwer, The Netherlands.
- Appleby P.G. & Oldfield F. (1978).** The calculation of ^{210}Pb dates assuming a constant rate of supply of unsupported ^{210}Pb to the sediment. *Catena*, 5, 1-8.
- Appleby P.G., Richardson N., Nolan P.J. (1991).** ^{241}Am dating of lake sediments. *Hydrobiologia*, 214, 35-42.
- Ariztegui D., Farrimond P. McKenzie J.A. (1996).** Compositional variations in sedimentary lacustrine organic matter and their implications for high Alpine Holocene environmental changes: Lake St. Moritz, Switzerland. *Organic Geochemistry*, 24, 453-461.
- Arnaud F. (2003).** Signatures climatique et anthropique dans les sédiments Holocène des lacs du Bourget et d'Anterne. Thèse de doctorat, Université Sciences et Techniques de Lille 1, 194p.
- Arnaud F. (in press).** Differential grainsize analysis and PSD images: a rapid, integrated tool for carbonate contents and sedimentary processes determination. *J. of Paleolimnology*.
- Arnaud F., Lignier V., Revel M., Desmet M., Beck C., Pourchet M., Charlet F., Trentesaux A., Tribouvillard N. (2002).** Dating sediments from an alpine lake (Lake Anterne, NW Alps): Influence of flood-events and gravity reworking on ^{210}Pb vertical Profile. *Terra Nova*, 14, 4, 225-232.
- Arnaud F., Revel-Rolland M., Chapron E., Desmet M., Tribouvillard N. (2005).** 7200 years of Rhône river flooding activity recorded in Lake Le Bourget: A high resolution sediment record of NW Alps hydrology. *The Holocene* 15, No. 3, 420-428
- Baconnais G., Doudoux B., Nicoud G. (1981).** Les dépôts quaternaires des principales vallées alpines et de l'avant-pays molassique de Haute-Savoie, France. Conséquences hydrologiques. *C. R. Acad. Sc. Paris, Série II*, t. 292, N°19, 1313-1318.
- Balvay G. (1978).** Le régime thermique du lac d'Annecy (1966-1977). *Rev. Géogr. alpine* 66 (3), 241-261.
- Balsam W.L. & Beeson J.P. (2003).** Sea-floor sediment distribution in the Gulf of Mexico. *Deep-Sea Research* 1, 50, 1421-1444.
- Balsam W.L. & Deaton B.C. (1991).** Sediment dispersal in the Atlantic Ocean: evaluation by visible light spectra. *Reviews in Aquatic Sciences*, 4, 411-444.
- Balsam W.L. & Deaton B.C. (1996).** Determining the composition of late Quaternary marine sediments from NUV, VIS, and NIR diffuse reflectance spectra. *Marine Geology*, 134, Issues 1-2, 31-55.
- Balsam W.L., Damuth J.E., Schneider R.R. (1997).** Comparison of shipboard vs shore-based spectral data from Amazon Fan cores: implications for interpreting sediment composition. *Ocean Drilling Program Science*, 155, 193-215.
- Balsam W.L., Deaton B.C., Damuth J.E. (1999).** Evaluating optical lightness as a proxy for carbonate content in marine sediment cores. *Marine Geology*, 161, Issues, 141-153.
- Banerjee S.K., King J., Marvin J. (1981).** A rapid method for magnetic granulometry with applications to environmental studies. *Geophysical Research Letters*, 8, 333-336.
- Barranco Jr.F.T., Balsam W.L., Deaton B.C. (1989).** Quantitative reassessment of brick red lutites: Evidence from reflectance spectrophotometry. *Marine Geology*, 89, 3-4, 299-314.
- Beck C., Manalt F., Chapron E., Van Rensbergen P., De Batist M. (1996).** Enhanced seismicity in the early post-glacial period: evidence from the post-Würm sediments of Lake Annecy, NW Alps. *J. Geodynamics*, 22, 155-171.

- Beck C., Van Rensbergen P., De Batist M., Berthier F., Lallier S., Manalt F. (2001).** The late Quaternary sedimentary infill of Lake Annecy (northwestern Alps): an overview from two seismic-reflection surveys. *J. of Paleolimnology*, 25; 149-161.
- Becker B., Kromer B., Trimborn P. (1991).** A stable-isotope tree-ring timescale of the Late-Glacial/Holocene boundary. *Nature*, 353, 647-649.
- Benedetti-Crouzet E. (1972).** Etude géodynamique du lac d'Annecy et de son bassin versant. Thèse 3^{ème} Cycle, Univ. Paris VII, 227 p.
- Ben-Menahem A. (1976).** Dating historical earthquakes by mud profiles of lake-bottom sediments. *Nature*, 262, 2000-2002.
- Berglund B.E. (2003).** Human impact and climate changes-synchronous events and a causal link ? *Quaternary International*, 105, Issue 1, 7-12.
- Bertrand F., Chevrier M., Serralongue J. (1999).** Carte archéologique de la Gaule, la Haute Savoie. Fondations Maison des Sciences de l'Homme, Paris.
- Bichet V., Campy M., Buoncristiani J-F., Digiovanni C., Meybeck M., Richard H. (1999).** Variations in Sediment Yield from the Upper Doubs River Carbonate Watershed (Jura, France) since the Late-Glacial Period. *Quaternary Research*, 51, 267-279.
- Björck S., Kromer B., Johnsen S., Bennike O., Hammarlund D., Lemdahl G., Possnert G., Rasmussen T.L., Wohlfarth B., Hammer C.U., Spurk M. (1997).** Synchronized terrestrial-atmospheric deglacial records around the North Atlantic. *Science*, 274, 1155-1160.
- Björck S., Walker M.J.C., Cwynar L., Johnsen S.J., Knudsen K.L., Lowe J.J., Wohlfarth B. and INTIMATE Members (1998).** An event stratigraphy for the Last Termination in the north Atlantic based on the Greenland Ice Core record: a proposal by the INTIMATE group. *Journal of Quaternary Science*, 13, 283-92.
- Black D.E., Peterson L.C., Overpeck, J.T., Kaplan A., Evans M.N., Kashgarian M. (1999).** Eight Centuries of North Atlantic Ocean Atmosphere Variability. *Science*, 286, 1709-1713.
- Blais-Stevens A. & Clague J.J. (2001).** Paleoseismic in late Holocene sediment cores from Saanich Inlet, British Columbia. *Marine Geology*, 175, 131-148.
- Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., deMenocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I., Bonani G. (1997).** A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 278, 1257-1266.
- Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M.N., Showers W., Hoffman S., Lotti-Bond R., Hajdas I., Bonani G. (2001).** Persistent solar influence on North Atlantic Climate during the Holocene. *Science*, 294, 2130-2136.
- Bossuet G., Ruffaldi P., Magny M., Richard H. (1996).** Dynamique et approche quantitative des remplissages fini-et postwürmiens du bassin lacustre de Cerin (Jura, France). *Bull. Soc. Géol. France*, t. 167, n°4, 483-494.
- Bossuet G., Richard H., Magny M., Rossy M. (1997).** A new occurrence of Laacher See Tephra in the central Jura (France). *The mire of Le Lautrey*. *C. R. Acad. Sci. Paris Ser. Ila* 325, 43-48.
- Boyet M., Lapiere H., Tardy M., Bosch D., Maury R. (2001).** Nature des sources des composants andésitiques des Grès du Champsaur et des grès de Taveyannaz. Implications dans l'évolution des Alpes occidentales au Paléogène. *Bull. Soc. Géol. France*, 172, 4, 487-501.
- Brauer A. (2004).** Annually laminated lake sediments and their palaeoclimatic relevance. In: H. Fischer *et al.* (eds) "The Climate in Historical Times Towards a Synthesis of Holocene Proxy Data and Climate Models", 109-128. Springer, Berlin.
- Brauer A. & Casanova J. (2001).** Chronology and depositional processes of the laminated sediment record from Lac d'Annecy, French Alps. *J. of Paleolimnology*, 25, 163-177.
- Brauer A., Endres C., Negendank J.F.W. (1999).** Lateglacial calendar year chronology based on annually laminated sediments from Lake Meerfelder Maar, Germany. *Quaternary International*, 61, 17-25.
- Brauer A., Endres C., Zolitschka. B., Negendank J.F.W. (2000a).** AMS radiocarbon and varve chronology from the annually laminated sediment record from Lake Meerfelder Maar, Germany. *Radiocarbon*, 42, 3, 355-368.

- Brauer A., Günter C., Johnsen S. J., Negendank J.F.W. (2000b).** Land-Ice teleconnection of cold climatic periods during the last Glacial/Interglacial transition. *Climate Dynamics*, 16, 229-239.
- Bravard J-P., Verot-Bourrely A., Salvador P-G. (1992).** Le climat d'après les informations fournies par les enregistrements sédimentaires étudiés sur des sites archéologiques. In : *Le climat à la fin de l'Âge du Fer et dans l'Antiquité (500BC-500AD). Méthodes d'approche et résultats. Les Nouvelles de l'Archéologie*, 50, 7-13.
- Brenner M., Schelske C.L., Kenney W.F. (2004).** Inputs of dissolved and particulate ^{226}Ra to lakes and implications for ^{210}Pb dating recent sediments. *J. of Paleolimnology*, 32, 53-66.
- BRGM, IPSN, EDF (2005).** SisFrance: histoire et caractéristiques des séismes ressentis en France métropolitaine et sur ses abords. <http://www.sisfrance.net/>.
- Brocard G. (2002).** Origine, variabilité spatio-temporelle et signature morphologique de l'incision fluviale dans les Alpes du Dauphiné (SE France) Thèse de doctorat de l'université Grenoble 1. *Géologie Alpine, Mémoire Hors Serie*, no. 37, 165 p.
- Brocard G.Y. & van der Beek P.A. (in press).** Influence of incision rate, rock strength and bedload supply on bedrock river gradients and valley-flat widths: Field-based evidence and calibrations from western Alpine rivers (SE France), in: *Tectonics, Climate and Landscape Evolution*, Geol. Soc. Am. Spec. Publ. (S.D. Willett, N. Hovius, M.T. Brandon and D. Fisher, eds.).
- Brocard G.Y., van der Beek P.A., Bourlès D.L., Siame L.L., Mugnier J.-L. (2003).** Long-term fluvial incision rates and postglacial river relaxation time in the French Western Alps from ^{10}Be dating of alluvial terraces with assessment of inheritance, soil development and wind ablation effects. *Earth and Planetary Science Letters*, 209, 197-214.
- Buillit N., Lallier-Vergès E., Disnar J.R., Loizeau J.L. (1997).** Changements climatiques et effets anthropiques au cours du dernier millénaire attestés par l'étude pétrographique de la matière organique (Annecy, Le Petit Lac; France). *Bull. Soc. Géol. France*, 168, 5, 573-583.
- Buoncrisiani J-F. (1997).** Production sédimentaire détritique des systèmes glaciaires. Quantification des produits stockés dans un lac proglaciaire durant la dernière glaciation : exemple du lac de la Combe d'Ain (Jura, France). Thèse de doctorat, Université de Bourgogne, 232p.
- Chapman M.R. & Shackleton J. (1998).** What level of resolution is attainable in a deep-sea core ? Results of a spectrophotometer study. *Paleoceanography*, 13, 4, 311-315.
- Chapman M.R. & Shackleton J. (2000).** Evidence of 550-year and 1000-year cyclicities in North Atlantic circulation patterns during the Holocene. *The Holocene*, 10,3, 287-291.
- Chapron E. (1999)** Contrôle climatique et sismo-tectonique de la sédimentation lacustre dans l'Avant-Pays Alpin (Lac du Bourget) durant le Quaternaire récent. *Géologie Alpine, mémoire H.S. n° 30*.
- Chapron E., Van Rensbergen E., Beck C., De Batist M., Paillet A. (1996).** Lacustrine sedimentary records of brutal events in Lake Le Bourget (north-western Alps, southern Jura). *Quaternaire* 7 (2/3), 155-168.
- 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., Desmet M., De Putter T., Loutre M-F., Beck C., Deconinck J-F. (2002).** Climatic variability in the northwestern Alps, France, as evidence by 600 years of terrigenous sedimentation in Lake Le Bourget. *The Holocene*, 12, 1, 59-68.
- Chavoutier L. (1977).** Des moines Cisterciens aux paysans Savoyards : La création des alpages. *L'histoire en Savoie*, 46, 1-24.
- Coppee V. (1993).** Etude sédimentologique et géochimiques des sédiments récents du Lac d'Annecy. Diplôme de l'université de Genève, 116p.
- Coutterand & Nicoud (soumis).** Les stades de retrait du glacier de l'Arve entre le verrou de Cluses et l'ombilic de Chamonix aux cours du Tardiglaciaire (Vallée de l'Arve, Haute-Savoie). Soumis à *Quaternaire*.
- Crook D. S., Siddle D.J., Jones J.A., Dearing J.A., Foster G.C., Thomson R. (2002).** Forestry and flooding in the Annecy Petit Lac catchment, Haute-Savoie 1730-2000. *Environment and History*, 8, 403-428.
- Danis P-A. (2003).** Modélisation du fonctionnement thermique, hydrologique et isotopique de systèmes lacustres: sensibilité aux changements climatiques et amélioration des reconstitutions paléoclimatiques. Thèse de Doctorat, Université de Savoie, 179 p.

- Danis P-A., von Grafenstein U., Masson-Delmotte V. (2003).** Sensitivity of deep lake temperature to past and future climatic changes: A modelling study for Lac d'Annecy (France) and Ammersee (Germany). *Journal of Geophysical Research*, 108, 4609.
- Danis P-A., von Grafenstein U., Masson-Delmotte V., Planton S., Gerdeaux D., Moisselin J-M. (2004).** Vulnerability of two European lakes in response to future climatic changes. *Geophysical Research Letters*, Vol. 31, L21507, doi:10.1029/2004GL020833.
- Dansgaard W. (1964).** Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16, 436-438.
- Dansgaard W., White J.W.C., Johnsen S.J. (1989).** The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. *Nature*, 339, 532-534
- Dansgaard W., Johnson S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Hvidbjerg C.S., Steffensen J.P., Sveinbjörnsdottir A.E., Jouzel, J., Bond, G. (1993).** Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364, 218-220.
- David F., Farganel G., Jolly M.P. (2000).** Enregistrement de l'histoire de la végétation Tardiglaciaire et Holocène dans un grand lac: le lac d'Annecy. *Géographie physique et Quaternaire*, 54, 1, 91-103.
- David F. Farjanel G., Jolly M.P. (2001).** Palyno- and chronostratigraphy of a long sequence from Lac d'Annecy (northern outer Alps, France). *J. of Paleolimnology*, 25, 259-269.
- Davies S.M., Branch N.P., Lowe J.J., Turney C.S.M. (2002).** Towards a European tephrochronological framework for Termination 1 and the early Holocene. In Grocke DR, Kucera M (eds). *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, series A*, 767-802.
- Dearing J.A. (2000).** Synergistic effects of Climate and Human Activities on Flooding and Soil Erosion : Lac d'Annecy, France. *Pages Newsletter*, 8, 3, 14-16.
- Dearing J.A., Hu Y., Doody P., James P.A., Brauer A. (2001).** Preliminary reconstruction of sediment-source linkages for the past 6000 yrs at the Petit lac d'Annecy, France, based on mineral magnetic data. *J. of Paleolimnology*, 25, 245-258.
- Dearing J.A. & Jones R.T. (2003).** Coupling temporal and spatial dimensions of global sediment flux through lake and marine sediment records. *Global and Planetary Change*, 39, 147-168.
- Deaton B.C. & Balsam W.L. (1991).** Visible spectroscopy-a rapid method for determining hematite and goethite concentration in geological materials. *Journal of sedimentary Petrology* 61, 628-632.
- Debret M., Desmet M., Balsam W., Francus P., et Laj C. (soumis).** Spectrophotometer analysis of Holocene sediment from an anoxic fjord: Saanich Inlet, British Columbia, Canada. *Soumis à Marine Geology*.
- Deleau P-C. (1964).** Contribution à l'étude de la morphologie glaciaire et postglaciaire dans la région d'Annecy. *C. R. sommaire S. G. France*, fasc. 9, p. 397.
- Deleau P-C. (1974).** Essai sur la formation et l'évolution du lac d'Annecy, jalonnement du glacierbn Beaufort-Roseland vers Annecy. *Revue Géologie Alpine, Grenoble*, t. LXII n°3.
- Denton G.H. & Karlén W. (1973).** Holocene Climatic Variations- Their Pattern and Possible Cause. *Quaternary Research*, 3, 155-205.
- Doudoux B., Barféty J-C., Carfantan J-C., Tardy M., Nicoud G. (1992a).** Notice explicative de la feuille d'Annecy-Ugine à 1/50 000 (702), 62 p. B.R.G.M., Orléans.
- Doudoux B., Barféty J-C., Carfantan J-C., Tardy M., Nicoud G. (1992b).** Carte Géologique de la France, feuille d'Annecy-Ugine à 1/50 000 (702). B.R.G.M., Orléans.
- Eicher U. & Siegenthaler U. (1976).** Palynological and oxygen isotope investigations on Late-Glacial sediment cores from Swiss lakes. *Boreas*, 5, 109-117.
- Eberli G.P. (1984).** Water content and bulk density of Zübo sediments. In: *Quaternary Geology of Lake Zürich: An interdisciplinary Investigation by Deep-Lake Drilling*. K.J. Hsü & K.R. Kelts (Eds.). *Contr. Sedimentology*, 13, 115-124.
- Enay R. & Donze P. (1972).** Notice explicative et carte géologique de la France, feuille Seyssel à 1/50000 (699). BRGM, Orléans.

- Etlicher B., Janssen C.R., Juvigné E., Van Leeuwen J.F.N. (1987)** Le Haut Forez (Massif Central, France) après le Pleniglaciaire Wurmien: environnement et téphra du volcan de La Nugère. *Bull. Ass. Fr. Etud. Quat.*, 4, 229-239.
- Evin J., Bintz P., Montjuvent G. (1994).** Human settlements and the last deglaciation in the French Alps. *Radiocarbon*, 36, 3, 345-357.
- Finckh E., Kelts K., Lambert A. (1984).** Seismic stratigraphy and bedrock forms in peri-alpine lakes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95, 1118-1128.
- Foster G.C., Dearing J.A., Jones R.T., Crook D.S., Siddle D. J., Harvey A.M., James P.A., Appleby P.G., Thompson R., Nicholson J., Loizeau J-L. (2003).** Meteorological and land use controls on past and present hydro-geomorphic processes in the pre-alpine environment: an integrated lake-catchment study at the Petit Lac d'Annecy, France. *Hydrol. Process.*, 17, 3287-3305.
- Francus P., Bradley R.S., Abbott M.B., Patridge W., Keimig F. (2003).** Paleoclimate studies of minerogenic sediments using annually resolved textural parameters. *Geophysical Research Letters* 29(20).
- Fréchet J., Thouvenot F., Jenatton L., Hoang-Trong P., Frogneux M. (1996).** Le séisme du Grand-Bornand (Haute-Savoie) du 14 décembre 1994 : un coulisage dextre dans le socle subalpin. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t 323; 517-524.
- Gache S. (1994).** Les catastrophes naturelles en Savoie du Nord du milieu du XIV^{ème} au XVIII^{ème} siècle. Mémoire de maîtrise, Université Lyon II.
- Girarclos S. (2001).** Sismostratigraphie et structure sédimentaire en 3D d'un bassin lacustre, du retrait glaciaire à nos jours (Lac Léman, Suisse). Thèse de l'université de Genève, Terre & Environnement, vol 33, XIV, 182p.
- Goldberg E.D. (1963).** Geochronology with lead ²¹⁰. In: *Radioactive Dating*, 121-131. IAEA, Vienna.
- Gorceix C., Le Roux M., Moret L. (1918).** Histoire géologique de la formation des Gorges du Fier. *Rev. Sav.*, LIX, 23-32 et 71-79.
- Goslar T., Arnold M., Pazdur M.F. (1995).** The Younger Dryas Cold event - was it synchronous over the North Atlantic region ? *Radiocarbon*, 37, 1-8.
- Haas J.N., Richoz I., Tinner W., Wick T. (1998).** Synchronous Holocene climatic oscillations recorded on the Swiss Plateau and timberline in the Alps. *The Holocene*, 8, 301-309.
- Hajdas I., Ivy S.D., Beer J., Bonani G., Imboden D., Lotter A.F., Sturm M., Suter M. (1993).** AMS radiocarbon dating and varve chronology of Lake Soppensee: 6000 to 12000 14C years BP. *Climate Dynamics*, 9, 107-116.
- Hajdas I., Zolitschka B., Ivy-Ochs S. D., Beer J., Bonani G., Leroy S. A. G., J. W. Negendank, Ramrath M., Suter M. (1995).** AMS radiocarbon dating of annually laminated sediments from lake Holzmaar, Germany. *Quaternary Science Reviews*, 14, 2, 137-143
- Hajdas I., Bonani G., Hadorn P., Thew N., Coope G.R., Lemdahl G. (2004).** Radiocarbon and absolute chronology of the Late-Glacial record from Hauterive/Rouges-Terres, Lake Neuchâtel (CH). *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 223-24, 308-312.
- Hallet B., Hunter L., Bogen J. (1996).** Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers; a review of field data and their implications. *Global and Planetary Change*, 12, 213-235.
- Hausmann S., Lotter A.F., van Leeuwen J.F.N., Ohlendorf Ch., Lemcke G., Grönlund E., Sturm M. (2002).** Interactions of climate and land use documented in the varved sediments of Seebergsee in the Swiss Alps. *The Holocene*, 12, 3, 279-289.
- Heiri O. & Millet L. (2005).** Reconstruction of Late Glacial temperatures from chironomid assemblages in lac Lautrey (Jura, France). *Journal of Quaternary Science*, 20, 1, 33-45. DOI:10.1002/jqs.895
- Higgitt S-R., Oldfield F., Appleby P.G. (1991).** The record of land use change and soil erosion in the late Holocene sediments of the Petit Lac d'Annecy, eastern France. *The Holocene*, 1, 14-28.
- Hsü K.J. & McKenzie J.A. (1985).** Swiss lakes as a geological laboratory, Part II: Varves. *Naturwissenschaften*, 72, 365-371.
- Hu Y. (1997).** A magnetic approach to the establishment of sediments sources linkages for reconstructing the late Pleistocene and Holocene environmental evolution of the Lac d'Annecy, France. Unpublished PhD Thesis, Department of Geography, University of Liverpool, 264p.

- Hu Y., Olfield F., Manalt F., Beck C. (2001).** The environmental significance of magnetic measurements of Late Pleistocene and Holocene sediments from the Grand Lac d'Annecy, eastern France. *J. of Paleolimnology*, 25, 193-203.
- Hughen K.A., Overpeck J.T., Lehman S.J., Kashgarian M., Southon J., Peterson L.C. (1998a).** A New ¹⁴C Calibration Data Set for the Last Deglaciation. *Radiocarbon*, 39, 483-494.
- Hughen K.A., Overpeck J.T., Lehman S.J., Kashgarian M., Southon J., Peterson L.C., Alley R., Sigman D.M. (1998b).** Deglacial changes in Ocean Circulation from an extended radiocarbon calibration. *Nature*, 391, 65-68.
- Hughen K.A., Southon J., Lehman S.J., Overpeck J.T. (2000).** Synchronous Radiocarbon and Climate Shifts During the Last Deglaciation. *Science*, 290, 1951-1954.
- Johnsen S.J., Dahl-Jensen D., Gundestrup N., Steffensen J.P., Clausen H.B., Miller H., Masson-Delmotte V., Sveinbjornsdottir A. E., White, J (2001).** Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. *Journal of Quaternary Science*, 16, 299-307.
- Jouanne F., Menard G., Jault D. (1994).** Present-day vertical deformation of the French northwestern Alps/Southern Jura mountains : comparison between historical triangulations. *Geophys. J. Int.*, 119, 151-165.
- Jouzel J., Alley R.B., Cuffey K.M., Dansgaard W., Grootes P., Hoffmann G., Johnsen R.D., Koster R.D., Peel D., Schuman C.A., Stievenard M., Stuiver M., White J. (1997).** Validity of the temperature reconstruction from water isotopes in ice cores, *Journal of Geophysical Research*, 102 (C12), 26, 471-488.
- Juglar L. (2003).** Optimisation des mesures spectrométriques d'ultra-faibles radioactivités de ²¹⁰Pb. Rapport de stage IUT mesures physiques, IUT d'Orsay, LSCE, 45p.
- Juvigné, E. (1987)** Deux retombées volcaniques tardiglaciaires dans le Cézallier (Massif Central, France). *Bull. Ass. Fr. Etud. Quat.* 13, 3-7.
- Juvigné E. (1991).** Distribution de vastes retombés volcaniques originaires de l'Eifel et du Massif Central aux temps post-glaciaires dans le NE de la France et les régions voisines. *C.R. Acad. Sci. Paris* 312, 415-420.
- Juvigné E., Bastin B., Delibrias G., Evin J., Gewalt M., Gilot E., Strel M. (1996).** A comprehensive pollen and tephra based chronostratigraphic model for the Lateglacial and Holocene period in the French Massif Central. *Quaternary International*, 34-36, 113-120.
- Kelts K. & Hsü K.J. (1978).** Freshwater carbonate sedimentation. In: *Lakes: Chemistry, Geology, Physics*. A. Lerman (Ed.). Springer-Verlag, Berlin, 295-323.
- Kerig T. & Lechterbeck J. (2004).** Laminated sediments, human impact, and a multivariate approach: a case of study in linking palynology and archaeology (Steisslingen, Southwest Germany). *Quaternary International*, 113, 19-39.
- Killian W., Le Roux M., Revil J. (1913).** Histoire de la dépression du lac d'Annecy à l'époque Pleistocène. BSGF (juin).
- Leemann A. & Niessen F. (1994).** Holocene glacial activity and climatic variations in the Swiss Alps: reconstructing a continuous record from proglacial lake sediments. *The Holocene* 4,3, 259-268.
- Leroy-Ladurie E. (1967).** Histoire du climat depuis l'an Mil. Volumes 1 et 2, Champs Flammarion, Paris, 287p., 254p. Nouvelle Edition, 1983.
- Lignier V. (2001).** Mécanismes et conditions de l'enregistrement de la sismicité dans les sédiments lacustres, Thèse de doctorat, Université de Savoie, Chambéry, vol 1 et vol 2.
- Litt T., Brauer A., Goslar T., Merkt J., Balaga K., Müller H., Ralska-Jasiewiczowa M., Stebich M., Negendank J.F.W. (2001).** Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern Central Europe based on annually laminated lacustrine sediments. *Quaternary Science Review*, 20, 1233-1249.
- Loizeau J.-L., Span D., Coppee V., Dominik J. (2001).** Evolution of the trophic state of Lake Annecy (eastern France) since the last glaciation as indicated by iron, manganese and phosphorus speciation. *J. of Paleolimnology*, 25, 205-214.
- Longworth G., Becker L.W., Thompson R., Olfield F., Dearing J.A., Rumery T.A. (1979).** Mössbauer and magnetic studies of secondary oxides in soils. *Journal of Soil Science*, 30, 93-110.

- Lorenzo G. (1995).** Les formations alluviales de la plaine d'Annecy. Rapport de stage de Maitrise des Sciences et Technique "Sciences de la Terre et de la vie appliqués aux milieu de montagne", Université de Savoie, 29p.
- Lotter A.F. (1998).** The recent eutrophication of Baldeggersee (Switzerland) as assessed by fossil diatom assemblages. *The Holocene*, 8, 4, 395-405.
- Lotter A.F. & Lemcke G. (1999).** Methods for preparing and counting biochemical varvés, *Boreas*, 28, 243-252.
- Lotter A.F., Eicher U., Siegenthaler U., Birks H.J.B. (1992).** Late-glacial climatic oscillations as recorded in Swiss lake sediments. *Journal of Quaternary Science*, 7, 187-204.
- Lotter A.F., Sturm M., Teranes J-L., Wehrli B. (1997).** Varve formation since 1885 and high-resolution varve analysis in hypertrophic Baldeggersee (Switzerland). *Aquatic Sciences*, 59, 304-325.
- Lowe J.J. (2001a).** Abrupt climatic changes in Europe during the last glacial–interglacial transition: the potential for testing hypotheses on the synchronicity of climatic events using tephrochronology. *Global and Planetary Change*, 30, 73-84.
- Lowe J.J. (2001b).** Climatic oscillations during the Last Glacial cycle – nature, causes and the case for synchronous effects. *Biology and environment. Proceedings of the Royal Irish academy*, Vol. 101B, n° 1-2, 19-33.
- Magny M. (2001).** Paleohydrological changes as reflected by lake-level fluctuations in the Swiss Plateau, the Jura Mountains and the northern French Pre-Alps during the Last Glacial-Holocene transition: a regional synthesis. *Global and Planetary change*, 30, 85-101.
- Magny M. (2004).** Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International*, 113, 1, 65-79.
- Magny M. & Bégéot C. (2004).** Hydrological changes in the European midlatitudes associated with freshwater outbursts from Lake Agassiz during the Younger Dryas event and the early Holocene. *Quaternary Research*, 61, 2, 181-192.
- Magny M., Marguet A., Chassepot G., Richard H., Billaud Y. (2001).** Early and late Holocene water-level fluctuations of Lake Annecy, France : sediment and pollen evidence and climatic implications. *J. of Paleolimnology*, 25, 215-227.
- Magny M., Bégeot C., Guiot J., Peyron O. (2003a).** Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases. *Quaternary Science Reviews*, 22, 15-17, 1589-1596.
- Magny M., Bégéot C., Guiot J., Marguet A., Billaud Y. (2003b).** Reconstruction and palaeoclimatic interprétation of mid-Holocene vegetation and lake-level changes at Saint-Jorioz, Lake Annecy, French Pre-alps. *The Holocene*, 13, 2, 265-275.
- Maher B.A. (1988).** Magnetic properties of some synthetic sub-micron magnétites. *Geophysical Journal*, 94, 83-96.
- Maher B.A. & Taylor R.M. (1988).** Formation of ultrafine-grained magnetite in soils. *Nature*, 336, 368-370.
- Manalt F. (1998).** Enregistrement lacustre de la dernière déglaciation dans les Alpes Nord-Occidentales. Thèse de doctorat, Université de Savoie, Chambéry, 227p.
- Manalt F., Beck C., Disnar J-R., Deconinck J-F., Recourt P. (2001).** Evolution of clay mineral assemblages and organic matter in the Late glacial-Holocene sedimentary infill of Lake Annecy (northwestern Alps): paleoenvironmental implications. *J. of Paleolimnology*, 25, 179-192.
- Marguet A. (1999).** La Haute-Savoie du Néolithique à la fin de l'âge du Bronze. In « Bertrand F., Chevrier M., Serralongue J. (1999) », carte archéologique de la Gaule, la Haute Savoie. Fondations Maison des Sciences de l'Homme, Paris, 57-67.
- Marguet A. (2002).** Mise à jour de la carte archéologique des gisements du lac d'Annecy : analyses complémentaires. In « Bilan Scientifique 2002, direction de l'architecture et du patrimoine, sous direction de l'archéologie, département des recherches archéologiques subaquatiques et sous-marines », 119-125.
- Martini J. (1970).** Recherche de retombées volcaniques dans le sud-est de la France et la Suisse occidentale. *Arch. Sci.*, 23, 641-674.
- Martini J. & Duret J.J. (1965).** Note préliminaire sur la présence d' un niveau de cendres volcaniques dans des sédiments post-glaciaires des environs de Genève. *Arch. Sci.*, 18, 587-588.

- Mayewski P.A., Rohling E.J., Stager J.C., Karlén W., Maasch K.A., Meeker L.D., Meyerson E.A., Gasse F., van Krevelend S., Holmgren K., Lee-Thorp J., Rosqvist G., Rack F., Staubwasser M., Schneider R.R., Steig E.J. (2004).** Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62, 3, 243-255.
- Megumi K. (1978).** A problem in ^{210}Pb geochronologies of sediments. *Nature*, 274, 885-887.
- Migowski C., Agnon A., Bookman R., Negendank J. F.W., Stein M. (2004).** Recurrence pattern of Holocene earthquakes along the Dead Sea transform revealed by varve-counting and radiocarbon dating of lacustrine sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 222, 301-314.
- Moerner N.A. & Wallin B. (1977).** A 10,000-year temperature record from Gotland, Sweden. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 21, 113-138.
- Monecke K., Anselmetti F.S., Becker A., Sturm M., Giardini D. (2004).** The record of historic earthquakes in lake sediments of Central Switzerland. *Tectonophysics*, 394, 21-40.
- Monjuvent G. & Nicoud G. (1988).** Modalités et chronologie de la déglaciation wurmienne dans l'arc alpin occidental et les massifs français: synthèse et réflexion. *Quaternaire*, 2, 3, 147-156.
- Morton R.A. et White W.A. (1997).** Characteristics of and corrections for core shortening in unconsolidated sediments. *Journal of Coastal Research*, 13, 3, 761-769.
- Moscariello A. (1996).** Quaternary Geology of the Geneva Bay (Lake Geneva, Switzerland): Sedimentary Record, Palaeoenvironmental and Palaeoclimatic Reconstruction since the Last Glacial Cycle. Thèse de Doctorat, Université de Genève, Terre et Environnement, Vol. 4, 230 p.
- Moscariello A. & Costa F. (1997).** The upper Laacher See Tephra in Lake Geneva sediments: paleoenvironmental and paleoclimatological implications. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 77, 175-177.
- Moscariello A., Schneider A-M., Fillipi M-L. (1998a).** Late glacial and early Holocene paleoenvironmental changes in Geneva Bay (Lake Geneva, Switzerland). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 140, 51-73.
- Moscariello A., Pugin A., Wildi W., Beck C., Chapron E., de Batist M., Girarclos S., Ochs S. I., Rachoud-Schneider A-M., Signer C., van Clauwenberghe T. (1998b).** Déglaciation würmienne dans les conditions lacustres à la terminaison occidentale du bassin lémanique (Suisse occidentale et France). *Eclogae geol. Helv.*, 91, 185-2001.
- Mulder T. & Cochonat P. (1996).** Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research*, 66, 1, 43-57.
- Négre E., Casanova J., Nicoud G., (1997).** Caractérisation isotopique (O, C, Sr) des flux glaciaires du bassin versant du Lac d'Annecy (E France). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 168 (2), 243-254.
- Neumann T., Stögbauer A, Walpersdorf E., Stüben D, Kunzendorf H. (2002).** Stable isotopes in recent sediments of Lake Arendsee, NE Germany: response to eutrophication and remediation measures. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 178, 75-90.
- Nicoud G. (1985).** Les complexes fluvio-glaciaires de l'avant-pays savoyard (France). *Bull. Ass. Fr. Etud. Quat.*, 2, 3, 151-157.
- Nicoud G. & Manalt F. (2001).** The lacustrine depression at Annecy (France), geological setting and Quaternary evolution. *J. of Paleolimnology*, 25, 137-147.
- Nicoud G., Royer G., Corbin J-C., Lemeille F., Paillet A. (2002).** Creusement et remplissage de la vallée de l'Isère au Quaternaire récent. *Géologie de la France*, 2002, n°4, 39-49.
- Noël H. (2001).** Caractérisation et calibration des flux organiques sédimentaires dérivant du bassin versant et de la production aquatique (Annecy, Le Petit Lac). Rôles respectifs de l'Homme et du Climat sur l'évolution des flux organiques au cours des 6000 dernières années. Thèse de doctorat, ISTO, Université d'Orléans, 273p.
- Noël H., Garbolino E., Brauer A., Lallier-Vergès E., de Beaulieu J-L., Disnar J-R. (2001).** Human impact and soil erosion since ca. 5000 years attested by the study of the sedimentary organic content - "Lac d'Annecy, The French Alps", *J. of paleolimnology*, 25, 2, 229-244.
- Nomade J. (2001).** La paléosismicité des Alpes dauphinoises: apports des carottages longs du lac de Laffrey et du lac Robert, Mémoire de DEA « Dynamique de la Lithosphère », Université de Savoie, 32 pp.
- Nomade J., Chapron E., Desmet M., Reyss J-L., Arnaud F., Lignier V. (2005).** Reconstitution of historical seismicity from sediments archives of Laffrey Lake (French Alps). *Terra Nova*, 17, 350-357.

- Oldfield F. (1994).** Toward the discrimination of fine-grained ferrimagnets by diamagnetic measurements in lake and near-shore marine sediments. *Journal of Geophysical Research*, B5, 9045-9050.
- Oldfield F. & Berthier F. (2001).** The multi-proxy late-Pleistocene and Holocene record from the sediments of the Grand Lac d'Annecy, East France, *J. of Paleolimnology*, 25, 133-135.
- Onde H., Granchamps P., Balvay G., Servettaz P., Lagrange L., Bravard A., Magnouloux D., Amigues G., Rosaz G., Jordan D., Esteve R., Marguet A., Fontaine P., Mercier-Guyon A., Cavalli D., Deleau D., Mosse F. (1985).** Le Lac d'Annecy, Société des amis du vieil Annecy, 344p.
- Passega R. & Byramjee R. (1969).** Grain-size image of clastic deposits. *Sedimentology*, 13, 233-252.
- Peck J.A., King J.W., Colman S.M., Kravchinsky V.A. (1994).** A rock-magnetic record from Lake Baikal, Siberia: Evidence for Late Quaternary climate change. *Earth and Planetary Science Letters*, 122, 221-238.
- Pourchet M. & Pinglot J.F (1989).** Cesium 137 and lead 210 in Alpine lake sediments : measurements and modelling of mixing processes. *Journal of Geophysical Research*, 94C(9), 12761-12770.
- Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Bertrand C.J.H., Blackwell P.G., Buck C.E., Burr G.S., Cutler K.B., Damon P.E., Edwards R.L., Fairbanks R.G., Friedrich M., Guilderson T.P., Hogg A.G., Hughen K.A., Kromer B., McCormac, F.G., Manning S.W., Ramsey C.B., Reimer R.W., Remmele S., Southon J.R., Stuiver M., Talamo S., Taylor F.W., van der Plicht J., Weyhenmeyer C.E. (2004).** IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 26 - 0 ka BP. *Radiocarbon*, 46, 1029-1058.
- Revel-Rolland M., Arnaud F., Chapron E., Desmet M., Givélet N. (accepted).** Sr and Nd isotope as a tracer of sources of clastic material, in the Bourget lake sediment (NW Alps, France) during the Little Ice Age. *Chemical Geology*.
- Reyss J-L., Schmidt S., Legeleux F., Bonté P. (1995).** Large, low background well-type for measurements of environmental radioactivity. *Nuclear instruments and methods in physics research*, A 357, 391-397.
- Rohling E.J. & Pälike H. (2005).** Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8,200 years ago. *Nature*, 434, 975-979.
- Schär J.-P. (1981).** Mouvements verticaux dans le bassin lémanique depuis la fonte des grands glaciers alpins. *Arch. Suisses d'anthropol. gén.*, 45, 171-179.
- Schellmann M., Anselmetti F.S., Giardini D., McKenzie J.A., Ward S-N. (2002).** Prehistoric earthquake history revealed by lacustrine slump deposits. *Geology*, 30, 1131-1134.
- Schoeineich P. (1998).** Corrélation du dernier maximum glaciaire et de la déglaciation alpine avec l'enregistrement isotopique du Groenland. *Quaternaire*, 9, 203-215.
- Schwalb A., Lister G., Kelts K. (1994).** Ostracode carbonate ^{18}O and ^{13}C signatures of hydrological and climate changes affecting Lake Neuchâtel, Switzerland, since the latest Pleistocene. *J. of Paleolimnology*, 11, 3-17.
- Schwalb A. (2003).** Lacustrine ostracodes as stable isotope recorders of late-glacial and Holocene environmental dynamics and climate, *J. of Paleolimnology*, 29, 3, 265-351.
- Sklar L. & Dietrich W.E. (2001).** Sediment supply, grain size and rock strength controls on rates of river incision into bedrock. *Geology*, 29, 1087-1090.
- Smith J.N. (2001).** Why should we believe ^{210}Pb sediment geochronologies? *Journal of Environmental Radioactivity*, 55, 121-123.
- Smith S.V. Jr., Bradley R.S., Abbott M.B. (2004).** A 300 year record of environmental change from Lakey Tuborg, Ellesmere Island, Nunavut, Canada. *J. of Paleolimnology*, 32, 137-148.
- Stanley J-D. & Jorstad T.F. (2004).** Direct sediment dispersal from mountain to shore, with bypassing via three human-modified channel systems to lake Annecy, SE France. *Journal of Coastal Research*, 20(4), 958-969.
- Stihler S.D., Stone D.B., Beget J.E. (1992).** "Varve" counting vs. tephrochronology and ^{137}Cs and ^{210}Pb dating: A comparative test at Skilak Lake, Alaska. *Geology*, 20, 1019-1022.
- Stockhausen H. & Zolitschka B. (1999).** Environmental changes since 13,000 cal. BP reflected in magnetic and sedimentological properties of sediments from Lake Holzmaar (Germany), *Quaternary Science Reviews*, 18, 913-925.

- 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., Spurk M. (1998).** INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration, 24,000-0cal BP. *Radiocarbon*, 40, 1041-1083.
- Telford R. J., Heegaard E., Birks H.J.B. (2004).** All age depth models are wrong: but how badly ? *Quaternary Science Reviews*, 23, 1-5.
- 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. *The Holocene*, 8, 6, 741-746.
- Thouvenot F., Fréchet J., Jenaton L., Gamond J-F. (2003).** The Belledonne Border Fault : identification of an active seismic strike-slip fault in the western Alps. *Geophys. J. Int.*, 155, 174-192.
- Thouvenot F., Fréchet J., Tapponnier P., Thomas J-C., Le Brun B., Ménard G., Lacassin R., Jenaton L., Grasso J-R, Coutant O., Paul A., Hatzfeld D. (1998).** The M_L 5.3 Epagny (French Alps) earthquake of 1996 July 15: a long-awaited event on the Vuache Fault. *Geophys. J. Int.*, 135, 876-892.
- Thouveny N., de Beaulieu J. L., Bonifay E., Creer K. M., Guiot J., Icole J., Johnsen S., Jouzel J., Reille M., Williams T., Williamson D. (1994).** Climate variations in Europe over the past 140 kyr deduced from rock magnetism. *Nature*, 371, 503-506.
- Tiljander M., Ojala A., Saarinen T., Snowball, I (2002).** Documentation of the physical properties of annually laminated (varved) sediments at a sub-annual to decadal resolution for environmental interpretation. *Quaternary International*, 88, 5-12.
- Tolnay K. (1998).** Caractérisation géométrique des glissements sédimentaires dans le remplissage Holocène du Lac d'Annecy. Implications pour l'origine des instabilités récentes. Mémoire de DEA « Dynamique de la Lithosphère », Université de Savoie, 45 p.
- Trentesaux A., Recourt P., Bout-Roumazeilles V., Tribovillard N. (2001).** Carbonate grain-size distribution in hemipelagic sediment from a laser particule sizer. *Journal of Sedimentary Research*, 71, 5, 859-863.
- van den Bogaard P., Schmincke H.U. (1985).** Laacher See Tephra: a widespread isochronous late Quaternary tephra layer in central and northern Europe. *Geological Society of America Bulletin*, 96, 1554-1571.
- van den Bogaard P. (1995).** ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages of sanidine phenocrysts from Laacher See Tephra (12 900 yrs BP): chronostratigraphic and petrological significance. *Earth and Planetary Science Letters*, 133, 163-174.
- van Geel B., Buurman J., Waterbolk H.T. (1996).** Archaeological and palaeoecological indications for an abrupt climate change in The Netherlands, and evidence for climatological teleconnections around 2650 BP. *Journal of Quaternary Science*, 11, 451-460.
- van Geel B., van der Plicht J., Killian M.R., Klaver E.R., Kouwerberg J.H.M, Renssen H., Reynaud-Farara I., Waterbolk H.T (1998).** The sharp rise of Δ¹⁴C ca. 800calBC: Possible causes, related climatic teleconnections and the impact on human environments. *Radiocarbon*, 40, 1, 535-550.
- Vannièrè B., Bossuet G., Walter-Simonnet A-V., Ruffaldi P., Adatte T., Rossy M., Magny M. (2004).** High-resolution record of environmental changes and tephrochronological markers of the Last Glacial-Holocene transition at Lake Lautrey (Jura, France). *Journal of Quaternary Science*, 19, 1-2.
- van Rensbergen P. (1996).** Seismic stratigraphic study of the glacial and lacustrine infill of lakes Annecy and Le Bourget, Thèse de doctorat, Université de Gent, Text book: 210 p, Seismic book: 160p.
- van Rensbergen P., De Batist M., Beck C., Manalt F. (1998).** High-resolution seismic stratigraphy of late Quaternary fill of Lake Annecy (northwestern Alps): evolution from glacial to interglacial sedimentary processes. *Sedimentary Geology*, 117, 71-96.
- Varvas M. & Punning J-M. (1993).** Use of the ²¹⁰Pb method in studies of the development and human-impact history of some Estonian lakes. *The Holocene*, 3,1, 34-44.
- Vernet G. & Raynal J-P. (1995).** La téphra des Roches marqueur du volcanisme contemporain de la fin du Magdalénien dans le Massif Central français). *C. R. Acad. Sci. Paris Ser. IIa* 321, 713-720.
- Vernet G. & Raynal J-P. (2000).** Un cadre téphrostratigraphique réactualisé pour la préhistoire Tardiglaciaire et holocène de limagne (Massif Central, France). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes/ Earth and Planetary Sciences*, 330, 399-405.
- Vernet G., Raynal J-P., Vivent D. (1996).** Le téphra de la rue Sous-les-vignes, marqueur en Limagne du volcanisme trachytique postglaciaire de la Chaîne des Puys. *C. R. Acad. Sci. Paris, t. 323, série IIa*, 325-331.

- Vernet G., Raynal J-P., Fain J., Miallier D., Montret M., Pilleyre T., Sanzelle S. (1998).** Tephrostratigraphy of the last 160 ka in western Limagne (France). *Quaternary International* 47-48, 139-146.
- Vernet J-P. & Favarger P-Y. (1982).** Climatic and anthropogenic effects on the sedimentation and geochemistry of lakes Bourget, Annecy and Léman. *Hydrobiologia*, 92, 643-650.
- von Grafenstein U., Erlenkeuser H., Müller J., Kleinmann A., Trimborn P. (1994).** High-frequency Climatic Oscillations During the Last Deglaciation as Revealed by Oxygen-Isotope Records of Benthic Organisms (Ammersee, Southern Germany). *J. of Palaeolimnology*, 11, 349-357.
- von Grafenstein U., Erlenkeuser H., Müller J., Trimborn P., Alefs J. (1996).** A 200-year mid-European air temperature record preserved in lake sediments: an extension of the air temperature- $\delta^{18}\text{O}_p$ relation into the past. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 4025-4036.
- von Grafenstein U., Erlenkeuser H., Müller J., Jouzel J., Johnsen S. (1998).** The short cold period 8,200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland. *Climate Dynamics*, 14, 73-81.
- von Grafenstein U., Erlenkeuser H., Brauer A., Jouzel J., Johnson S. (1999a).** A mid-European decadal isotope-climate record from 15,500 to 5,000 years B.P. *Science*, 284, 1654-1657.
- von Grafenstein U., Erlenkeuser H., Trimborn P. (1999b).** Oxygen and carbon isotopes in modern freshwater ostracod valves: assessing vital offsets and autecological effects of interest for palaeoclimate studies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 148, 133-152.
- von Grafenstein U., Erlenkeuser H., Ruch P., Schwander J., Ammann B. (2000).** Stable isotope signature of the Younger Dryas and two minor oscillations at Gerzensee: Palaeoclimatic and palaeolimnologic interpretation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 159, 215-229.
- von Grafenstein U., Danis P.-A., Erlenkeuser H., Andersen N., Hüls M., Nomade J., Desmet M., Masson-Delmotte V., Jouzel J., Brauer A. (2005).** A centennial Late-Glacial and Holocene oxygen isotope record from Lac d'Annecy (French Alps). European Geosciences Union, General Assembly 2005, Vienna, Austria, 24-29 April 2005.
- Wessels M. (1998).** Natural environmental changes indicated by Late Glacial and Holocene sediments from Lake Constance, Germany. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 140, 421-432.
- Wulf S., Kraml M., Brauer A., Keller J., Negendank J. F. W. (2004).** Tephrochronology of the 100 ka lacustrine sediment record of Lago Grande di Monticchio (southern Italy). *Quaternary International*, 122, 7-30.
- Yamazaki T. & Ioka N. (1997).** Cautionary note on magnetic grain-size estimation using the ratio of ARM to magnetic susceptibility. *Geophysical Research Letter*, 24, 751-754.
- Yu L. & Oldfield F. (1989).** A multivariate mixing model for identifying sediment source from Magnetic measurements. *Quaternary Research*, 32, 168-181.
- Zillén L.M., Wastegård S., Snowball I.F. (2002).** Calendar year ages of three mid-Holocene tephra layers identified in varved lake sediments in west central Sweden. *Quaternary Science Reviews*, 21, 14-15, 1583-1591.
- Zillén L.M., Snowball I.F., Sandgren P.; Stanton T. (2003).** Occurrence of varved lake sediment sequences in Värmland, west central Sweden: Lake characteristics, varve chronology and AMS radiocarbon dating. *Boreas*, 32, 4, 612-626.

Table des illustrations:

Figure Ig-1 : Evolution des $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations au Groenland (Dansgaard et al., 1993) et en Allemagne (von Grafenstein et al., 1999a) et du $\Delta^{14}\text{C}$ résiduel (Stuiver et al., 1998), comparées aux flux détritiques dans le lac du Bourget (Arnaud et al., 2005) ainsi qu'aux variations de niveau de lacs du Jura et des Alpes (Magny, 2004). ...	17
Figure I-1 : localisation géographique du lac d'Annecy.	20
Figure I-2 : Carte bathymétrique et caractéristiques physiques du lac d'Annecy.	21
Figure I-3 : Les bassins versants du lac d'Annecy.	22
Figure I-4 : Cadre lithostructural simplifié de la région d'Annecy.	24
Figure I-5 : Limites d'extension des flux glaciaires lors du DMG dans la région d'Annecy.	25
Figure I-6 : Interprétation stratigraphique synthétique d'un profil de sismique réflexion et corrélation avec le forage Climasilac.	26
Figure I-7 : Reconstitution et chronologie des phases de retrait glaciaire du bassin annécien.	27
Figure I-8 : Synthèse des principaux résultats du programme Climasilac sur le forage du grand lac d'Annecy. .	30
Figure II-1 : Carte de localisation des carottages.	34
Figure II-2 : Recouvrement et position des carottes utilisées.	35
Figure II-3 : Etablissement de la série composite LDA 0001 grâce au repérage de marqueurs sédimentaires et à la définition de section « in » et « out ».	35
Figure II-4 : Densité sèche et profondeur massique de la carotte LDA 0001.	39
Figure II-5 : Protocole d'échantillonnage de la carotte LDA 0204.	40
Tableau II-1 : Récapitulatif des travaux réalisés sur les « blocs » imprégnés destinés à la reconnaissance des téphras volcaniques.	41
Figure II-6: Comportements magnétiques en fonction du champ appliqué.	43
Figure II-7 : Illustration des différents domaines magnétiques rencontrés dans les minéraux.	43
Figure II-8 : Evolution des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ (vs. PDB) des ostracodes benthiques du lac d'Annecy avant et après correction des effets vitaux (correction d'après von Grafenstein et al., 1999b).	47
Figure II-9 : Variations de SM dans les carottes courtes en fonction de la profondeur.	48
Figure II-10 : Granulométrie du sédiment total et log sédimentologique simplifié de la carotte courte LDA 0204.	50
Figure II-11: Evolution de la granulométrie de la teneur en carbonates et de la SM dans la carotte LDA 0204.	51
Figure II-12 : Log synthétique de la carotte LDA 0001, valeurs du grain moyen et paramètres colorimétriques.	55
Figure II-13 : Paramètres sédimentologiques, isotopiques et magnétiques de la carotte synthétique LDA 0001.	56
Figure II-14 : SM, paramètres granulométriques (grain moyen, classement, Q_{99}) et teneur en carbonate des trois niveaux de Debris Flows (DB 1, DB 2, DB 3).	59
Figure II-15 : Paramètres sédimentologiques et magnétiques de la carotte LDA 0001 entre 10m50 MCD et sa base (14m22).	61
Figure II-16 : Comparaison des « perturbations sédimentaires » observées dans la carotte LDA 0001 et le forage Climasilac (Beck et al., 1996).	63
Figure II-17 : Carte macrosismique du séisme du 15 Juillet 1996 (0 h 13 min 31 sec).	64
Figure III-1 : Activité alpha et gamma du ^{210}Pb de 5 échantillons du lac d'Annecy.	69
Figure III-2 : « Capture d'écran » du logiciel DigitizeIt utilisé pour le comptage.	72

Figure III-3 : Evolution des rapports de ^{228}Ra et ^{228}Th dans la carotte LDA 0203.....	76
Figure III-4 : Evolution des activités du ^{226}Ra et du ^{210}Pb en fonction de la profondeur dans la carotte LDA 0204.	77
Figure III-5 : Evolution des profils de ^{210}Pb et ^{137}Cs en fonction de la profondeur (fig. 5a) et de la profondeur massique (fig 5b) dans la carotte LDA 0203.....	79
Figure III-6 : Evolution du ^{210}Pb et du ^{137}Cs en fonction de la profondeur dans la carotte LA13 du petit lac d'Annecy.....	80
Figure III-7 : Epaisseur des lamines dans la carotte LDA 0204.....	81
Figure III-8 : Comparaison des âges proposés, pour la carotte LDA 0204, par comptage de lamines et par utilisation du ^{137}Cs et du ^{210}Pb	82
Figure III-9 : Relation entre la granulométrie et les épaisseurs de lamines de la carotte LDA 0204.	83
Figure III-10 : Comparaison des épaisseurs de lamines de la carotte LDA 0204 avec une compilation des données hydrologiques historiques.	85
Tableau III-1 : Estimation des erreurs de comptage sur la période historique (1484-2002 AD).....	86
Figure III-11 : Comparaisons des épaisseurs des lamines des carottes LDA 0204 et LDA 0001	88
Figure III- 12 : Epaisseur des lamines « synthétiques » de l'ensemble de la carotte LDA 0001.	89
Figure III-13 : calage des chronologies à l'aide de l'identification de téphras.....	91
Figure III-14 : Calage de la chronologie flottante.....	93
Figure III-15 : Modèle d'âge de la carotte LDA 0001.	96
Tableau III-2a : Datation ^{14}C par AMS de la carotte LDA 00-01 (partie haute de 0 à 621.7 cm).....	97
Tableau III-2b : Datation ^{14}C par AMS de la carotte LDA 00-01 (partie basse de 631.8 à 792.6 cm).....	98
Figure III-16 : Modèle d'âge de la carotte LDA 0001 et estimation de l'erreur.	100
Figure IV-1 : corrélation entre un profil sismique (LDA 8) et le carottage LDA 0001.	105
Figure IV-2 : Proposition de corrélation entre le carottage LDA 0001 et le forage Climasilac.	106
Figure IV-3: Couverture sismique réalisée en 1993.....	108
Figure IV-4 : Interprétation sismique du remplissage du lac d'Annecy.....	109
Figure IV-5 : Localisation des profils sismiques utilisés.	110
Tableau IV-1 : Vitesse du son dans les sédiments du lac d'Annecy (d'après Finckh et al., 1984)	111
Figure IV-6 : Coupes « sériées » géoréférencées (projetées sur l'axe Ouest-Est) du remplissage du lac d'Annecy obtenues par application de la loi de vitesse (Finckh et al., 1984).	112
Figure IV-7 : Comparaison des isohypses du réflecteur « fond » (géoréférencées en Lambert II) et de la bathymétrie.	114
Figure IV-8 : Représentation des surfaces reconstituées, de la base (réflecteurs « base ») et du sommet (réflecteur « toit ») de l'unité II géoréférencées en coordonnées Lambert II.	115
Figure IV-9 : Isoques de l'unité II et contour du paléolac d'altitude 460m.	116
Tableau IV-2 : Comparaison des données de carottages avec les surfaces interpolées (pour les réflecteurs « fond », « toit » et « base » de l'unité II.	117
Tableau IV-3 : Données sédimentaires calculées pour l'unité II ainsi qu'entre le toit de celle-ci et la période actuelle.	118
Figure IV-10 : Reconstitution paléogéographique et localisation des flux reconstitués	121
Figure IV-11 : Carte schématique de l'hydrologie actuelle du Fier entre Annecy et son agglomération (à l'Est) et les gorges du Fier (à l'Ouest).	123

Figure IV-12 : Evolution de l'ensemble des paramètres étudiés dans la carotte LDA 0001 en fonction de l'âge (% carbonates, 100-L*, SM, ARM, IRM).	125
Figure IV-13 : Evolution du taux de sédimentation et du flux de sédiments depuis 15500 ans dans la carotte LDA 0001	126
Figure IV-14 : Relation ARM vs. SM et IRM vs. ARM de l'ensemble de la carotte LDA 0001.	128
Figure IV-15 : Localisation des Grès de Taveyannaz dans le bassin versant topographique du lac d'Annecy...	129
Figure IV-16 : Reconstitution de l'évolution des relations entre le Fier et le lac d'Annecy depuis 15500 ans...	132
Figure IV-17 : Localisation des paléo-barrages antérieurs au creusement récent sur le cours du Fier.	134
Figure IV-18 : Comparaison de l'évolution du bassin versant du lac d'Annecy à celle du lac de Neuchâtel (Suisse) depuis 15000 ans.	136
Figure IV-19 : Evolution du $\delta^{18}\text{O}$ (vs. PDB) des ostracodes benthiques du lac d'Annecy.....	141
Figure IV-20 : Comparaison des reconstitutions du $\delta^{18}\text{O}_p$ (vs. SMOW) des précipitations d'Ammersee (von Grafenstein et al., 1999a), et d'Annecy (von Grafenstein et al., 2005) aux données de GRIP (Dansgaard et al., 1993) depuis 15500 ans.....	142
Figure IV-21: Schéma de synthèse de l'évolution du bassin versant du lac d'Annecy.....	144
Figure V-1 : Comparaison des paramètres magnétiques de la carotte LDA 0001 avec le « proxy » marqueur de l'érosion des sols dans le petit lac d'Annecy (Dearing, 2000 ; Dearing et al., 2001).....	151
Figure V-2 : Réalisation d'un modèle de CaCO_3 à partir des données de L*.....	153
Figure V-3 : Evolution des dérivées premières des spectres colorimétriques dans la carotte LDA 0001.	155
Figure V-4: Synthèse de l'ensemble des marqueurs utilisés permettant la délimitation des périodes d'augmentation des flux détritiques entre 15500 et 9300 calBP.	158
Figure V-5 : Comparaison des périodes de détritisme mises en évidence dans le lac d'Annecy avec l'enregistrement de périodes froides durant le Tardiglaciaire en Allemagne (Brauer et al., 2000b), avec les périodes de haut niveau lacustre du Jura et de Alpes (Magny, 2001) et avec les courbes isotopiques de GRIP et d'Ammersee (Dansgaard et al., 1993 ; Björk et al., 1998, von Grafenstein et al., 1999a).	161
Figure V-6: Synthèse de l'ensemble des marqueurs utilisés permettant la délimitation des grandes périodes d'augmentation des flux détritiques depuis 8200 calBP.	163
Figure V-7: Synthèse de l'ensemble des marqueurs utilisés permettant la délimitation des périodes d'augmentation des flux détritiques depuis 3400 calBP.	167
Figure V-8 : Comparaison des flux sédimentaires totaux et de la SM (marqueurs du détritisme) et des périodes d'impact anthropique reconnues dans le lac d'Annecy depuis 8200 ans avec, le signal détritique du lac du Bourget (Arnaud et al., 2005), la synthèse régionale des variations des niveaux de lacs jurassiens et préalpins (Magny, 2004), les données disponibles sur les variations du niveau du lac d'Annecy (Magny et al., 2001 ; Magny et al., 2003b).	168

Annexe:

**Reconstructing historical seismicity from lake sediments
(Lake Laffrey, Western Alps, France)**

Jérôme Nomade,^{1,2} Emmanuel Chapron,^{3,4} Marc Desmet,⁵ Jean-Louis Reys,^{6,7} Fabien Arnaud⁵ and Vincent Lignier⁵

¹Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, UMR CNRS 5025, Université Joseph Fourier, Grenoble, France; ²Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, UMR CNRS 5025, Université de Savoie, Savoie, France; ³Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, UMR CNRS 6113, Université d'Orléans, Orléans, France; ⁴Geological Institute, ETH Zürich, CH-8092 Zürich, Switzerland; ⁵EDYTEM, UMR CNRS 5204, Université de Savoie, Savoie, France; ⁶Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, UMR 1572 CEA-CNRS, Gif/Yvette, France; ⁷Laboratoire Souterrain de Modane, CEA-CNRS, Modane, France

Terra Nova, 17, 350-357, 2005.

Reconstructing historical seismicity from lake sediments (Lake Laffrey, Western Alps, France)

Jérôme Nomade,^{1,2} Emmanuel Chapron,^{3,4} Marc Desmet,⁵ Jean-Louis Reyss,^{6,7} Fabien Arnaud⁵ and Vincent Lignier⁵

¹Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, UMR CNRS 5025, Université Joseph Fourier, Grenoble, France; ²Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, UMR CNRS 5025, Université de Savoie, Savoie, France; ³Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, UMR CNRS 6113, Université d'Orléans, Orleans, France; ⁴Geological Institute, ETH Zürich, CH-8092 Zürich, Switzerland; ⁵EDYTEM, UMR CNRS 5204, Université de Savoie, Savoie, France; ⁶Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, UMR 1572 CEA-CNRS, Gif/Yvette, France; ⁷Laboratoire Souterrain de Modane, CEA-CNRS, Modane, France

ABSTRACT

Sediment archives from a mountain lake are used as indicators of seismotectonic activity in the Grenoble area (French western Alps, 45°N). Sedimentological analysis (texture and grain-size characteristics) exhibits several layers resulting from instantaneous deposits in Lake Laffrey: six debris flow events up to 8 cm thick can be attributed to slope failure along the western flank of the basin. Dating with ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs gamma counting techniques and the reconnaissance of historical events, provide

a constrained age-depth model. Over the last 250 years, five of such debris flow deposits could be related to historical earthquakes of MSK intensities greater than VI over an area of <60 km. One debris flow deposit triggered at the beginning of the last century can be related to an historical landslide possibly triggered by the artificial regulation of the lake level.

Terra Nova, 17, 350–357, 2005

Introduction

Since a few decades lacustrine sedimentary records are used to infer palaeoseismic activities in areas where large events occurred (Sims, 1975; Ben-Menahem, 1976; Doig, 1986; Marco and Agnon, 1995; Inouchi *et al.*, 1996). First studies dating palaeoseismological events using radionuclide (¹³⁷Cs and ²¹⁰Pb) and AMS ¹⁴C techniques in lake sediments were done in Quebec (Doig, 1986, 1990, 1998). Recently, in several French alpine lakes of contrasted size and setting these techniques highlighted that some lake sediments could be good recorders of earthquakes, even in moderate seismicity areas (Chapron *et al.*, 1999; Lignier, 2001; Arnaud *et al.*, 2002). Those studies have shown that sedimentary structures triggered by earthquakes (i.e. slope failure and seiche deposits) can be easily detected and characterized with high-resolution laser grain size measurements.

Lebrun *et al.* (2001), demonstrated that a significant site effect exist in the

Correspondence: Jérôme Nomade, Laboratoire de Géologie des Chaînes Alpines, LGCA UMR CNRS 5025, Maison des Géosciences, BP 53, 38041 Grenoble Cedex, France. Tel.: +33 (0) 4 79 75 81 02; fax: +33 (0) 4 79 75 87 77; e-mail: jerome.nomade@ujf-grenoble.fr

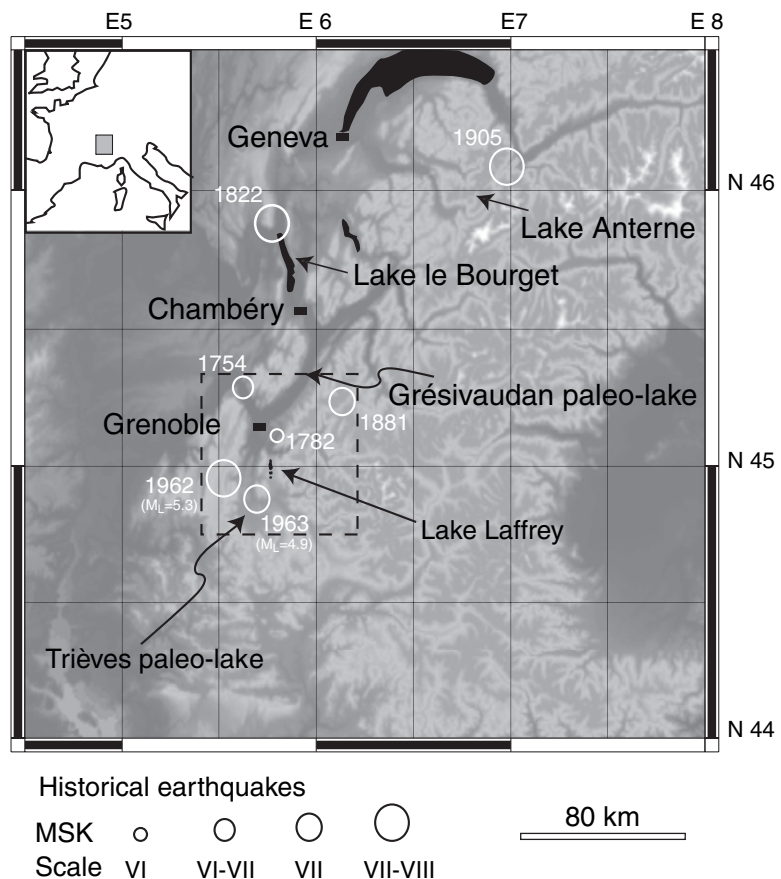


Fig. 1 Location of Lake Laffrey in the French Alps. Main historical earthquakes discussed in the text are indicated by circles, with corresponding MSK intensities at epicentres and local Richter magnitude (M_L). Lakes Le Bourget and Anterne, as well as the extension of the Grésivaudan and the Trièves palaeolakes (Monjuvent, 1978; Nicoud *et al.*, 1987) are also located.

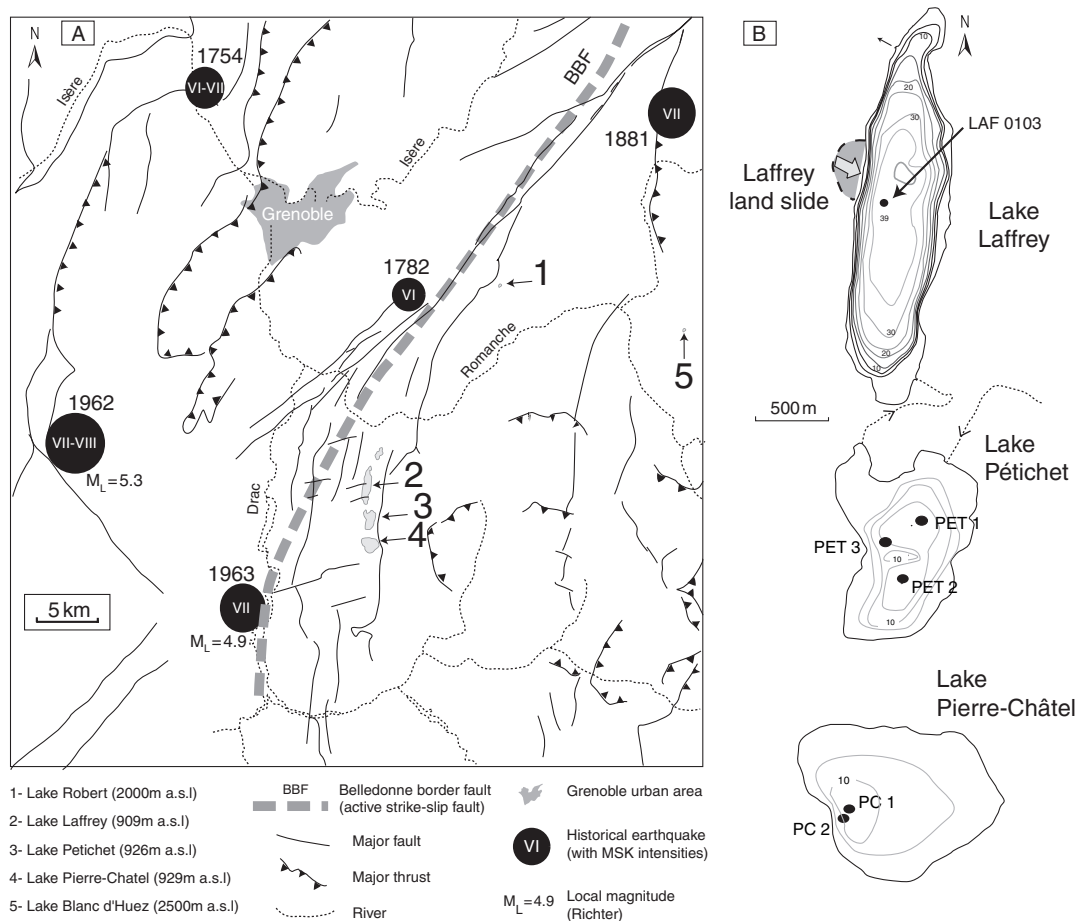


Fig. 2 Seismotectonic setting of the study area and location of investigated lacustrine sedimentary infill. (A) Structural setting modified after Grasso *et al.* (1992) and Thouvenot *et al.* (2003). (B) Bathymetric maps (isobaths: 5 m) of lakes Laffrey, Pétichet and Pierre Châtel (Delebecque, 1898) highlight the development of littoral platforms near LAF0103 coring site and the Laffrey landslide. While in lake Robert the sedimentation rate of 0.1 mm yr^{-1} over the last 7000 years (Nomade, 2001) prevents the recognition of historical earthquakes, in lakes Pétichet and Pierre-Châtel, preliminary studies including radionuclide dating on short cores (PET 1, 2, 3 and PC 1, 2) highlight significant bioturbation, and are thus not suitable for palaeoseismic investigations (Fain, 2004). A clear recognition of earthquake-triggered sedimentary events in the proglacial lake Blanc d'Huez is complicated by the strong human impact (in this ski resort area) and by a low sedimentation rate (0.5 mm yr^{-1}) over the last 500 years (Fain, 2004). On the contrary, limited bioturbation and high sedimentation rate at site LAF0103 provide the best conditions for palaeoseismological investigations in this seismotectonic area.

Grenoble urban area (French western Alps) and that the amplification of ground motion in this large alpine valley can cause large risk in some part of the city. Lake Laffrey located 20 km south of Grenoble (Figs 1 and 2), was selected among other surrounding lakes for coring and multidisciplinary sedimentological studies in order to test the seismic database of the area that extends over the last 500 years (Lambert *et al.*, 1996, 1997; BRGM, IPSN, EDF, 2002). The sedimentary infill of this lake is the most suitable because of its location close to well-known significant historical earthquake epicentres (Fig. 2). This

study describes the characteristics as well as the chronology of the first metre of sediments accumulated in the deep basin of Lake Laffrey, and discusses the sensitivity of this site to record the regional seismicity.

Geological setting

Large tectonic features such as basement thrusts and strike-slip faults characterize the western Alps south of Grenoble. This tectonically active region (Fig. 2A) is affected by moderate magnitude earthquakes (Lambert *et al.*, 1997; Thouvenot *et al.*, 2003). Historic earthquakes

mainly cluster around estimated magnitudes 4–5 and stronger events (such as the Corrençon event in 1962) were above but below Mw 6. The city of Grenoble in the Isère glacial valley is built on a thick quaternary infill (Monjuvent, 1978; Nicoud *et al.*, 1987) and a major risk exists in the centre of the basin for an Mw 5.5 earthquake located at <20 km (Cotton *et al.*, 1999; Lebrun *et al.*, 2001). Evidences for strong palaeo-earthquakes were described in glaciolacustrine to lacustrine clayey formations associated with the Grésivaudan and the Trièves palaeo-lakes (Fig. 1) of post-Riss and Würmian

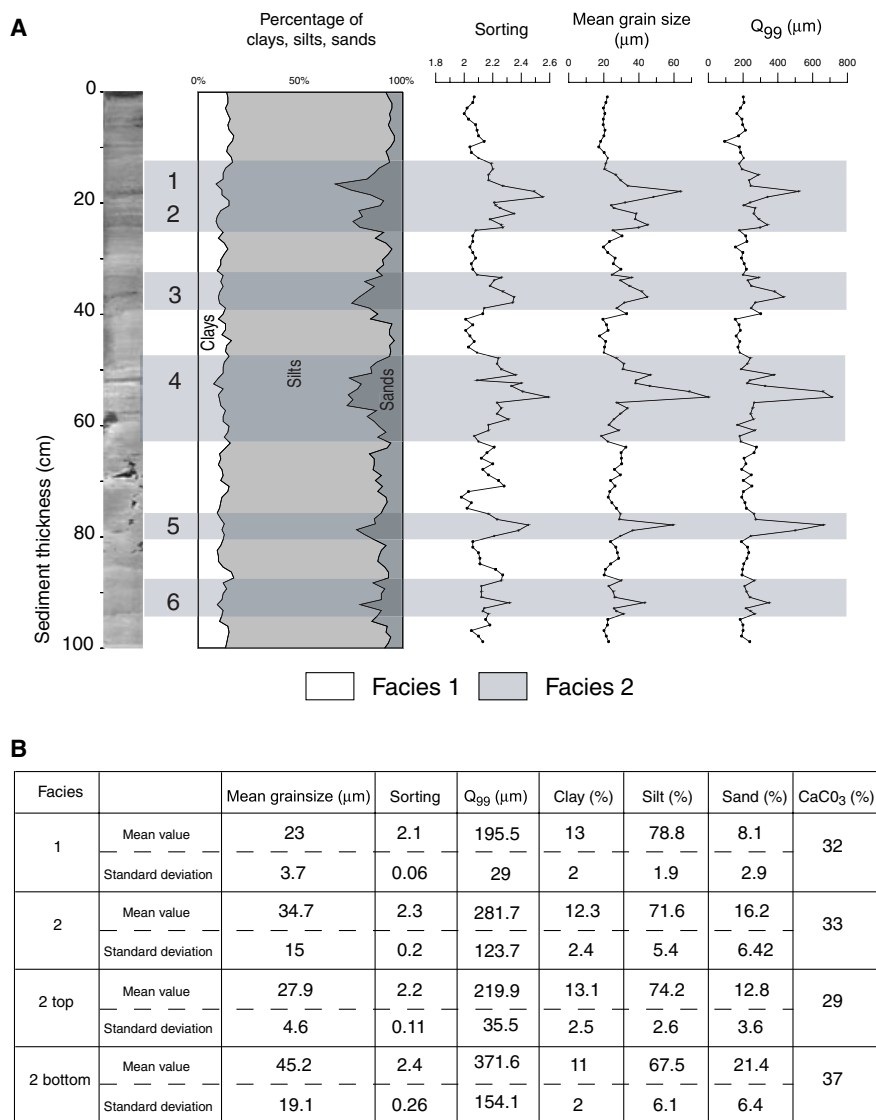


Fig. 3 Lithology and grain-size characteristics of LAF0103. Compared to gravity coring devices broadly used to sample the first metre of lacustrine sediments, UWITEC piston coring (a 3 m long piston corer) induces almost no compaction during sampling and a well-preserved mud-line for upper cores. This core can be subdivided in two main facies based on grain-size measurements as well as macroscopic and microscopic descriptions. (A) Six layers (facies 2) labelled from 1 to 6 are contrasting (high values of Q₉₉ and rather bad sorting) with the background sedimentation (facies 1). (B) Facies 1 and 2 characteristics are summarized.

ages, respectively (Beck *et al.*, 1992; Lignier *et al.*, 1998).

Lakes Laffrey, Pétichet, Pierre-Châtel and Mort are small glacial lakes damned by successive frontal moraine belts. These lakes were formed during the Würm glaciation by the retreat on the Matheysin plateau of a small branch of the large Romanche glacier (Monjuvent, 1978). Lake Laffrey (2.7 km long, 0.6 km wide and 39 m deep) is the largest lake of the Mathesyn plateau. It has a nivo-pluvial catchment area of 17.4 km² culminating at 2135 m a.s.l. and the main

tributary of the catchment drains first into the nearby Lake Pétichet (Fig. 2B). Lake Laffrey is oligotrophic, dimictic and it has a limited clastic supply (Delaquaize, 1979). Its water level is mainly resulting from a ground water flow in the glacial deposits and since its artificial regulation at the beginning of the twentieth century; the lake level has a mean annual variation of 2 m. The bathymetric map of Lake Laffrey performed by Delebecque (1898) shows no significant delta development, but highlight steep western slopes and a littoral

platform with steep platform slopes surrounding the central basin (Fig. 2B). At 20 m depth in the northern part of the basin, Pourchet *et al.* (1989) suggested the occurrence of some mixing in the recent sediments, based on ¹³⁷Cs measurements.

Methods

The core LAF0103 corresponds to the first metre of sediment sampled at 45°00'53"N and 5°46'40"E by 38 m water depth (Fig. 2B). This core was retrieved in 2001 using UWITEC

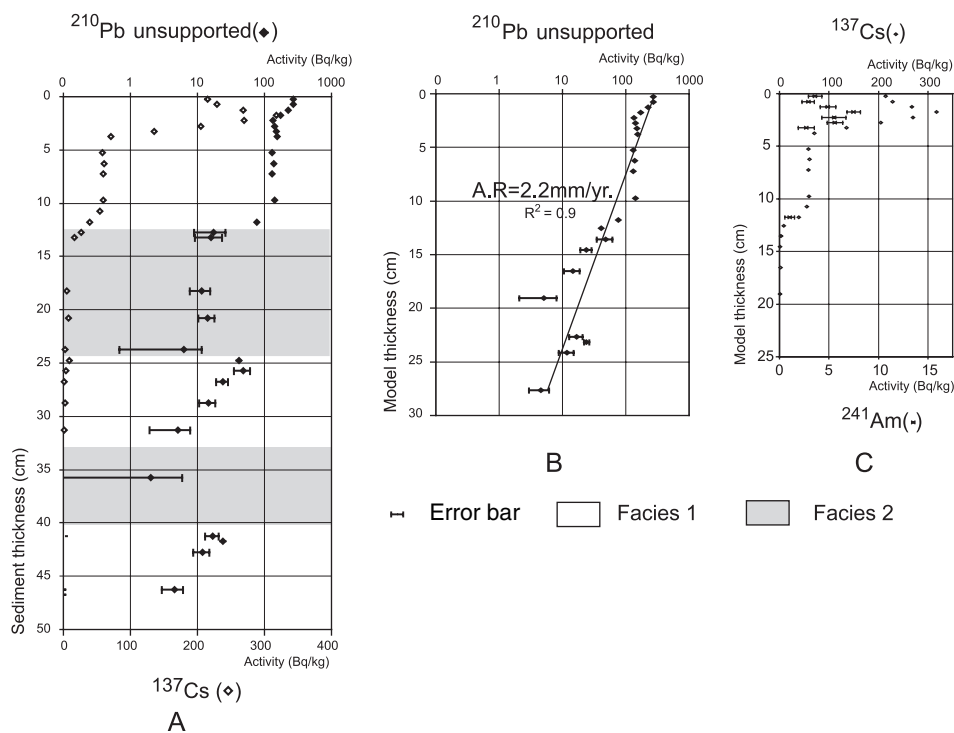


Fig. 4 Radioactive gamma measurements from core LAF0103 vs. core depth (A) and model thicknesses (B, C). When error bar is invisible, the error is inferior to point size. ^{210}Pb activity is less important in debris flow deposits than in facies 1 and support the idea that debris flow deposits are sedimentary events remoulding older lacustrine sediments. When the values associated with debris flow deposits are excluded, unsupported ^{210}Pb profile (B) is more linear and a mean AR of 2.2 mm yr^{-1} can be calculated (based on 27 measurements of similar grain-size samples from 20 to $24 \mu\text{m}$). Although a first interpretation based only on ^{137}Cs measurements would suggest that the upper peak at 1.8 cm could be related to the 1986 Chernobyl accident, they should be interpreted carefully because: (i) of the occurrence of mixing between the 60' and the 80', and (ii) of the detection of ^{241}Am in subsurface samples. Therefore, ^{137}Cs data can only be used here to date the onset of first nuclear tests in 1954. These data suggest a variable mean AR of 2.8 mm yr^{-1} since 1954, but a variable AR in the upper 10 cm of the core is also suggested by fluctuations in the ^{210}Pb profile.

devices and represents the upper section of a 14 m long coring site (Desmet *et al.*, 2003).

Sedimentological investigations on LAF0103 involved detailed lithological descriptions, high-resolution video captures, smear slides analyses, grain size and carbonate content measurements (Fig. 3). Laser grain size measurements were realized every 5 mm using Malvern Mastersizer S. Carbonate contents were also measured with the same instrument, using the comparison of obscuration on total sediment samples and on decarbonated samples, as described by Trentesaux *et al.* (2001).

The chronology of the core is based on ^{210}Pb and ^{137}Cs dating techniques. ^{210}Pb , ^{241}Am , ^{137}Cs and ^{226}Ra were measured in dried sediment by direct gamma assay in a large, low background, well-type germanium detector

located in the underground laboratory of Modane (LSM) in the French Alps (M.I.M 96). Methods are described in Reyss *et al.* (1995). Supported ^{210}Pb in each sample was assumed to be in equilibrium with the *in situ* ^{226}Ra . Unsupported ^{210}Pb was calculated by subtracting ^{226}Ra activity from total ^{210}Pb .

Data presentation and interpretation

Sedimentology

Core description and lithology

Core LAF0103 is subdivided into two distinct facies (Fig. 3A): a fine-grained faintly laminated pattern (facies 1) interbedded with thick coarser-grained layers (facies 2). Throughout the core, facies 1 consists of dark and

white millimetric laminas made of clastic particles (quartz, feldspar, calcite) and biogenic ones (diatoms, authigenic calcite, fragment of Arthropods). Facies 2 is a matrix-supported graded bed, with a sharp base and a gradational upper limit characterized by a dark blue colour. Smear slide microscopic observations revealed that these layers have nearly the same composition than facies 1, although their base have higher carbonate content (up to 37%) essentially made of cauliflower-like forms of carbonate concretions. Six layers of facies 2, up to 8 cm thick, are visible on the core and labelled from 1 to 6 in Fig. 2.

Grain-size measurements

Facies 1 is relatively homogenous, characterized by clayey-silt deposits

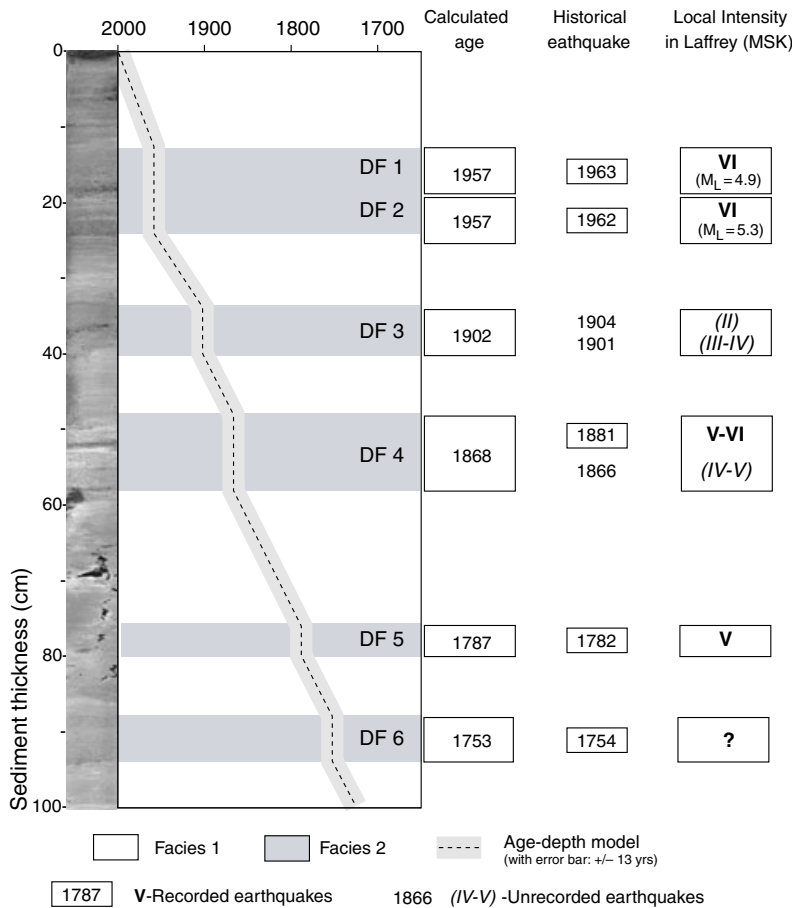


Fig. 5 Age-depth model for LAF0103. A mean AR of 2.8 mm yr⁻¹ since 1954 and of 2.2 mm yr⁻¹ for older sediments was used based on ¹³⁷Cs and ²¹⁰Pb values in facies 1. This age-depth model discussed in the text is strongly supported by the resolution (± 13 years) of the correlation of DF deposits with five strong earthquakes over the last 250 years (strong regional earthquakes with local MSK intensities close to VI in 1963, 1962, 1881, 1782 and 1754), and the Laffrey landslide triggered between 1900 and 1910. The exact origin of this landslide is not clear, but to some extent, might be related to the artificial elevation of the lake level in the early twentieth century and to changes in water circulation within glacial deposits (R. Soupiset, personal communication).

with a mean grain size of 23 μm, a sorting of 2.1 with both low standard deviations (Fig. 3B). Facies 2 is significantly less sorted than facies 1 and ranges from sandy-silt to clayey-silt deposits from the bottom to the top, respectively. In detail, these layers are matrix-supported deposits characterized by a coarsening upward sequence at the base to a fining upward sequence at the top.

Sedimentary processes

The grain-size characteristics of facies 1 (Q99 and mean grain size, Fig. 3A) are typical from uniform suspension

deposits formed by a rain of particles not sorted by bottom currents (Passéga and Byramjee, 1969). This facies is thus interpreted as the result of a continuous lacustrine sedimentation pattern essentially resulting from the settling of clastic and biogenic sediments in the water column. On the contrary, facies 2 highlights grain-size characteristics that are typical from graded suspension deposits sorted by the settling out of a bottom current (Passéga and Byramjee, 1969). These matrix-supported layers are also suggesting that the transport energy was supplied by sediment weight (i.e. a mass flow) rather than water current.

Following the nomenclature of Mulder and Cochonat (1996), the occurrence of inverse-grading in these mass flow deposits is interpreted as due to the development of debris flows. In the coarse fraction of facies 2, the occurrence of carbonate concretions that are typical from the littoral platform bench according to Magny (1992), suggests a source area for the debris flows located in the steep western slopes of the lake surrounding our coring site (Fig. 2B). Because dominating N–S winds are only developing significant fetch at the extremities of the lake basin, these debris flows cannot be related to storms events (i.e. tempestites).

Chronology

Radionuclide measurements

The ²¹⁰Pb unsupported activity curve (Fig. 4A) is non-linear in a semi-log graph and the activity in the debris flow deposits is less important than in facies 1. Values of ¹³⁷Cs radioactivity vs. thickness (Fig. 4A) highlight a progressive increase starting at 25 cm, and a significant increase till 10 cm followed by a plateau and finally a clear peak above 300 Bq kg⁻¹ at 1.8 cm, whereas young sediments have about 200 Bq kg⁻¹. The progressive rise in ¹³⁷Cs up to 60 Bq kg⁻¹ and the formation of a plateau from 5 to 10 cm indicate a significant mixing of sediments contaminated by the atmospheric nuclear weapon tests that culminated in 1963.

Modern age-depth model

Following Arnaud *et al.* (2002), we propose to exclude the ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs values associated with debris flow deposits and to establish a model of sediment thickness involving only facies 1 deposits. Removing the facies 2 events makes the unsupported ²¹⁰Pb profile more linear (Fig. 4B) and allows us to calculate a mean accumulation rate (AR) of 2.2 mm yr⁻¹ or 0.078 g cm⁻² yr⁻¹ (R² = 0.9) since AD 1850 using a simple ²¹⁰Pb decay model (CFCS) as described by Goldberg (1963) and Appleby and Oldfield (1978). Removing the debris flow deposits (DF 1 and 2) makes the ¹³⁷Cs profile clearer (Fig. 4C): the progressive increase from 13 to

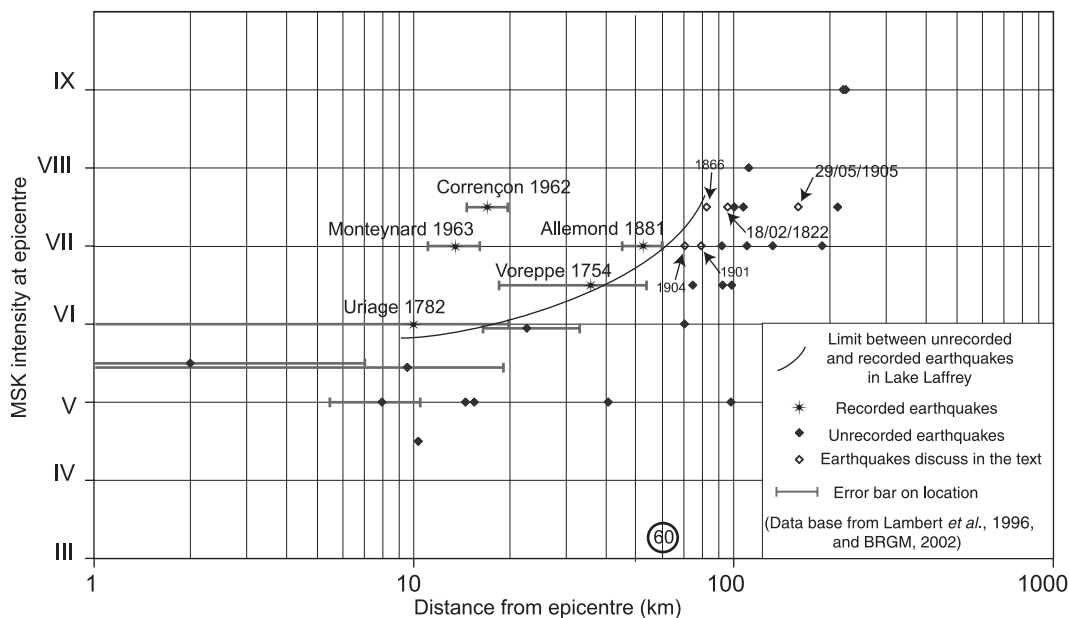


Fig. 6 Distance from epicentre vs. MSK intensity showing the sensibility of the Lake Laffrey sedimentary record to regional seismicity: only events with MSK intensities =VI, located at < 60 km are recorded. Largest regional historical earthquakes of the NW Alps area (1822 and 1905) recorded in other lakes and other earthquakes discussed in the text (1866, 1901, 1904) are also indicated in this graph.

10 cm (model thicknesses) and plateau from 10 to 5 cm are related to the occurrence of first nuclear tests starting in 1954 and to the mixing of contaminated sediments after 1963. This interpretation is comforted by the first occurrence of ^{241}Am in the sediments at 12 cm (Appleby *et al.*, 1991) (see Fig. 4 for details).

Discussion

Age-depth model accuracy

According to Pourchet *et al.* (1989), ^{137}Cs mixing in the sediments of Lake Laffrey before the accident of Chernobyl is due to a rapid diffusion process (i.e. bioturbation). The changes in modern AR deduced from our radionuclide measurements together with the sporadic occurrence of ^{137}Cs mixing may therefore be the result of changes in the trophic state of the lake system due to changes in land use, as already documented by Delaquaize (1979) and presently monitored by fishing state agencies (R. Soupiset, personal communication). In such a setting, the reconnaissance of recent historical data in sediment cores is useful to further constrain (i) the AR deduced from radionuclide measure-

ments and (ii) their extrapolation down-core. In Lake Laffrey, the two stacked debris flow deposits DF 1 and DF 2 at 12.5 cm (model thickness) occurred after 1954 based on the values of ^{137}Cs . Assuming a mean AR of 2.8 mm yr^{-1} since 1954, these two events were triggered around 1957. DF 1 and DF 2 can thus reasonably be correlated with the strongest regional historical earthquakes during the last century located close to Lake Laffrey (1962 and 1963 events; Figs 1 and 4). The mean AR of 2 mm yr^{-1} till 1850 deduced from our ^{210}Pb data and its extrapolation down-core within facies 1 deposits is similarly strongly supported by the correlation of DF 4, 5 and 6 with strong historical earthquakes (Fig. 5).

Earthquake-triggered debris flows

Palaeoseismology studies using lake sediments are based on the detailed characterization of sedimentary events and on the establishment of a precise chronology. Because mass wasting deposits such as DF could also be produced by other processes (such as lake level changes or overloading), the best argument to assess a seismic triggering is to correlate such sedi-

mentary event with a well-documented historical earthquake (Doig, 1986; Siegenthaler *et al.*, 1987; Chapron *et al.*, 1999; Arnaud *et al.*, 2002; Schnellmann *et al.*, 2002). In this study, two stacked debris flow deposits (DF 1 and 2) dated to have occurred in 1957 are correlated with the Correçon-en-Vercors earthquake in 1962 and the Monteynard earthquake in 1963, which both shook the Grenoble urban area and damaged buildings (Lambert *et al.*, 1996, 1997; BRGM, IPSN, EDF., 2002). Near Lake Laffrey, these two earthquakes had local intensities VI (MSK). The grain size and textural characteristics of the related stacked sedimentary events are clearly different from the background sedimentation and their characteristics are similar to the ones of DF 3, 4, 5 and 6. Based on our age-depth model (Fig. 5), and on the local intensity required in 1962 and 1963 to trigger DF 1 and 2, DF 4 can be related to the well-documented historical earthquake of 1881 (local MSK intensity V–VI) rather than the one of 1866 (local MSK intensity IV–V). Following the same procedure, DF 5 matches the earthquake of 1782 (local MSK intensity V) and DF 6 the one of 1754 of unknown intensity. The

calculated age of DF 3 not only matches two earthquakes with local MSK intensities <IV near Lake Laffrey (Fig. 5), but also a large landslide affecting the western flank of the catchment (Fig. 2B) dating around 1900–1910 (M. Martin, personal communication). Because earthquakes in 1901 and 1904 had relatively low intensity near lake Laffrey, DF 3 is interpreted as resulting from the historical landslide (Figs 2B and 5).

Sensibility of the Lake Laffrey sedimentary record to regional seismicity

When the intensity of the regional historical earthquakes is plotted against their distance from Lake Laffrey (Fig. 6) it appears that only seismic events with MSK intensities = VI and distances below 60 km are recognized in this study. The most intense historic earthquake reported in the NW Alps area (18/02/1822, Fig. 1) of MSK intensity VII–VIII and an estimated equivalent magnitude of 5.5–6 (Thouvenot *et al.*, 1990), was well recorded in Lake Le Bourget (Chapron *et al.*, 1999), but apparently located to far from Lake Laffrey (Fig. 1). Similarly the 1905 event of Emission (MSK intensity VII–VIII) well documented in Lake Anterne (Arnaud *et al.*, 2002), has not been recognized in this study.

Conclusions

Age-depth model combining ^{137}Cs and ^{210}Pb dating techniques with detailed sedimentological studies in core LAF0103, allows to recognize and to successfully correlate five debris flow deposits with strong regional historical earthquakes over the last 250 years. The grain-size characteristics of the debris flow deposits alone are not sufficient to disentangle the triggering factor (earthquake or landslide). Lake Laffrey sedimentary infill has the potential to precise and to extend the regional earthquake catalogue for seismic events with MSK intensities = VI, located at <60 km from the lake. Variable ARs highlighted in this study suggest that Lake Laffrey is also highly sensitive to modifications in its catchment area. Further multidisciplinary characterization of the sedimentary processes is

thus required to extend palaeoenvironmental and palaeoseismic reconstructions back in time.

Acknowledgements

This work has been supported by the Pôle Grenoblois des Risques Naturels. Authors are grateful to Dr Pierre-Yves Bard and Dr François Thouvenot (LGIT-Grenoble) for constructive discussions about seismic risk in the Grenoble area, to the underground laboratory of Modane (LSM) for facilities during radioactive gamma measurements and to Laurent Serrurier (1970–2002) for his help during hard coring operations. Jérôme Nomade is particularly indebted against his PhD supervisor, Dr Thierry Dumont, for continuous support on this work which derives from his Master Thesis. We thank Dr Rodriguez-Pascua and an anonymous reviewer for their constructive reviews.

References

- Appleby, P.G. and Oldfield, F., 1978. The calculation of ^{210}Pb dates assuming a constant rate of supply of unsupported ^{210}Pb to the sediment. *Catena*, **5**, 1–8.
- Appleby, P.G., Richardson, N. and Nolan, P.J., 1991. ^{241}Am dating of lake sediments. *Hydrobiologia*, **214**, 35–42.
- Arnaud, F., Lignier, V., Revel, M., Desmet, M., Beck, C., Pourchet, M., Charlet, F., Trentesaux, A. and Tribouillard, N., 2002. Dating sediments from an alpine lake (Lake Anterne, NW Alps): influence of flood-events and gravity reworking on ^{210}Pb vertical Profile. *Terra Nova*, **14**, 225–232.
- Beck, C., Rochette, P. and Tardy, M., 1992. Interpretation en termes de palaeoseismicité de niveaux destructures intercales dans les rythmites lacustres quaternaires des Alpes Nord-Occidentales. *CR Acad. Sci. Paris*, **315**, 155–171.
- Ben-Menahem, A., 1976. Dating historical earthquakes by mud profiles of lake-bottom sediments. *Nature*, **262**, 200–202.
- BRGM, IPSN, EDF, 2002. *SisFrance: histoire et caractéristiques des séismes ressentis en France métropolitaine et sur ses abords*. <http://www.sisfrance.net/>.
- Chapron, E., Beck, C., Pourchet, M. and Deconninck, J.-F., 1999. 1822 earthquake-triggered homogenite in Lake Le Bourget (NW Alps). *Terra Nova*, **11**, 2/3, 86–92.
- Cotton, F., Bard, P.-Y., Berge, C. and Hatzfeld, D., 1999. Qu'est-ce qui fait vibrer Grenoble? *La Recherche*, **320**, 39–41.
- Delaquaize, B., 1979. *Etude géologique, hydrologique et limnologique dans une région de moyenne montagne: Le bassin*

versant des lacs de Laffrey et de Péchet, Unpublished Doctoral Dissertation, Université scientifique et médicale de Grenoble, 210 pp.

- Delebecque, A., 1898. *Les lacs français*. Chamerot et Renouard (Ed), Paris, 215 pp.
- Desmet, M., Kaiser, J., Nomade, J., Chapron, E., Trentesaux, A. and Reys, J.-L., 2003. *Two Holocene Abrupt Climatic Changes Recorded in the Laffrey Lake Long Core (Western French Alps)*. EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, 6–11 April 2003, Abs. Vol. 5, 102.
- Doig, R., 1986. A method for determining the frequency of large-magnitude earthquake using lake sediments. *Can. J. Earth Sci.*, **23**, 930–937.
- Doig, R., 1990. 2300 yrs history of seismicity from silting events in Lake Tadoussac, Charlevoix, Québec. *Geology*, **18**, 820–823.
- Doig, R., 1998. 3000-Year Paleoseismological record from the region of the Saguenay, Quebec, earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **88**, 1198–1203.
- Fain, X., 2004. *Impact de l'activité anthropique et des fluctuations climatiques sur le Lac Blanc d'Huez (2550 m): étude physique et chimique d'un enregistrement sédimentaire*. Unpublished Master Dissertation, Université de Grenoble, 57 pp.
- Goldberg, E.D., 1963. Geochronology with lead 210. In: *Radioactive Dating*, pp. 121–131. IAEA, Vienna.
- Grasso, J.-R., Guyoton, F., Fréchet, J. and Gamond, J.-F., 1992. Triggered earthquakes as stress gauge: implication for the upper-crust behaviour in the Grenoble area. *Pageophysics*, **139**, 579–605.
- Inouchi, Y., Kinugasa, Y., Kumon, F., Nakano, S., Yasumatsu, S. and Shiki, T., 1996. Turbidites as records of intense palaeoearthquakes in Lake Biwa, Japan. *Sed. Geol.*, **104**, 117–125.
- Lambert, J., Levret-Albaret, A., Cushing, M. and Durouchoux, C., 1996. *Mille ans de séismes en France, catalogue d'épicentre, paramètres et références*. BRGM-EDF-IPSN, Ouest Edition, Nantes.
- Lambert, J., Levret-Albaret, A., Czitrom, G., Dubie, J.Y. and Godefroy, P., 1997. *Les tremblements de terre en France*. Editions BRGM, Orléans.
- Lebrun, B., Hatzfeld, D. and Bard, P.Y., 2001. Site effect study in Urban Area: Experimental results in Grenoble (France). *Pure Appl. Geophys.*, **158**, 2543–2557.
- Lignier, V., 2001. *Mécanismes et conditions de l'enregistrement de la sismicité dans les sédiments lacustres*. Unpublished Doctoral Dissertation, Université de Savoie, 381 pp.
- Lignier, V., Beck, C. and Chapron, E., 1998. Caractérisation géométrique et texturale de perturbations synsédi-

- mentaires attribuées à des séismes, dans une formation quaternaire glaciolacustre des Alpes ("les Argiles du Trièves"). *CR Acad. Sci. Paris Sciences de la Terre et des Planètes/Earth Planet. Sci.*, **327**, 645–652.
- Magny, M. 1992. Holocene lake-level fluctuations in Jura and the northern subalpine ranges, France: regional pattern and climatic implications. *Boreas*, **21**, 319–334.
- Marco, S. and Agnon, A., 1995. Pre-historic earthquake deformations near Masada, Dead Sea graben. *Geology*, **23**, 695–698.
- Monjuvent, G., 1978. *Le Drac: morphologie, stratigraphie et chronologie Quaternaire d'un bassin alpin*. Thèse d'Etat, Université de Grenoble, CNRS, 433 pp.
- Mulder, T. and Cochonat, P., 1996. Classification of offshore mass movements. *J. Sed. Res.*, **66**, 43–57.
- Nicoud, G., Monjuvent, G. and Maillet-Guy, G., 1987. Contrôle du comblement quaternaire des vallées alpines du Nord par la dynamique lacustre. *Géol. Alpine, Mem.*, **113**, 457–468.
- Nomade, J., 2001. *La paléosismicité des Alpes dauphinoises: apports des carotages longs du lac de Laffrey et du lac Robert*, Unpublished Master Dissertation, Université de Savoie, 32 pp.
- Passega, R. and Byramjee, R., 1969. Grain-size image of clastic deposits. *Sedimentology*, **13**, 233–252.
- Pourchet, M., Mélière, M.-A. and Pinglot, J.-F., 1989. Cesium 137 and Lead 210 in alpine lake sediments: measurements and modeling of mixing processes. *J. Geophys. Res.*, **94**, 12761–12770.
- Reyss, J.-L., Schmidt, S., Legeleux, F. and Bonté, P., 1995. Large, low background well-type for measurements of environmental radioactivity. *Nucl. Instrum. Meth. Phys. Res.*, **A357**, 391–397.
- Schnellmann, M., Anselmetti, F.S., Giardini, D., McKenzie, J.A. and Ward, S.N., 2002. Pre-historic earthquake history revealed by lacustrine slump deposits. *Geology*, **30**, 1131–1134.
- Siegenthaler, C., Finger, W., Kelts, K. and Wang, W., 1987. Earthquake and seiche deposits in Lake Lucerne, Switzerland. *Eclogae Geol. Helv.*, **80**, 241–260.
- Sims, J.D., 1975. Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics*, **29**, 141–152.
- Thouvenot, F., Frechet, J., Guyoton, F., Guiguet, R. and Jenatton, L., 1990. SISMALP: an automatic phone-interrogated seismic network for the western Alps. *Cah. Centr. Eur. Géodyn. Séism.*, **1**, 1–10.
- Thouvenot, F., Fréchet, J., Jenatton, L. and Gamond, J.-F., 2003. The Belle-donne Border Fault: identification of an active seismic strike fault in the western Alps. *Geophys. J. Int.* **155**, 174–192.
- Trentesaux, A., Recourt, P., Bout-Roumazeilles, V. and Tribouvillard, N., 2001. Carbonate grain-size distribution in hemipelagic sediment from a laser particle sizer. *J. Sed. Res.*, **71**, 5, 859–863.

Received 18 June 2004; revised version accepted 9 February 2005

Résumé:

En 2000, une carotte de 15 m a été prélevée dans le lac d'Annecy : celle-ci a fait l'objet d'une étude permettant d'une part, d'établir une chronologie annuelle de la sédimentation et d'autre part, de reconstruire l'évolution hydrologique du lac d'Annecy associée aux grands événements climatiques des 15 000 dernières années. La chronologie des sédiments récents a été établie à partir de mesures radiochronologiques (^{137}Cs et ^{210}Pb), comptage de varves et grâce à la reconnaissance de crues historiques. Au-delà du Petit Age de Glace, le comptage de varves a été précisé grâce à des datations ^{14}C SMA, à l'identification de téphras et aux variations de $\delta^{18}\text{O}$ des ostracodes benthiques. Le modèle d'âge à résolution infradécennale recouvre l'ensemble de l'Holocène et du Tardiglaciaire (âge estimé de la base 15380 calBP).

La sédimentologie et les propriétés physiques du sédiment (SM, IRM, ARM, Spectrocolorimétrie, etc...) attestent de la sensibilité du bassin versant et de son hydrologie aux événements majeurs de l'Holocène et du Tardiglaciaire (Oscillations climatiques Tardiglaciaire, Dryas récent, événement 8.2 ka, optimum Holocène, Petit âge de Glace). On observe de plus dans les sédiments les traces de l'impact humain dès 2700 calBP.

Abstract:

The sedimentary infill of the Lac d'Annecy (northwestern French Alps, 446m a.s.l) was investigated using short gravity cores and a 14m-long piston core taken in the deepest part of the basin (65m depth). The high resolution age-depth models result from combining ^{210}Pb and ^{137}Cs chronology, varve-counting, and the detection of historical flood events for the shorts cores. For the long core an age model was established by varve-counting (on numerical pictures), AMS ^{14}C measurements, identification of $\delta^{18}\text{O}$ variations in Ostracods and tephra layer recognition. This investigation provides a continuous high resolution age depth model (from 5yrs. to 30yrs.) for the Holocene and the Late Glacial (15200 cal yrs BP at the base of the core). Magnetic parameters (magnetic susceptibility, MS; remnant magnetization parameters, ARM and IRM), laser granulometric analyses, carbonate contents, varve-thickness, and spectrophotometric properties (sediment lightness L^*) have been investigated along the whole core in varying resolution from 0.3 cm to 10 cm.

The results document local hydrological variations and climate variability since last glacial period. Major climatic shifts and events (Late Glacial climatic oscillations, Younger Dryas, 8.2k-event, Holocene optimum, Little Ice Age...) partially coincide with changes of drainage basin erosion and modifications of flood event frequency. Human impact is visible in the sediment record starting from 2700 years BP