

Empreintes climatiques et anthropiques sur le détritisme holocène : étude multiparamètres et intégrée de systèmes lacustres d'Europe Occidentale

Anaëlle Simonneau

▶ **To cite this version:**

Anaëlle Simonneau. Empreintes climatiques et anthropiques sur le détritisme holocène : étude multiparamètres et intégrée de systèmes lacustres d'Europe Occidentale. Sciences de la Terre. Université d'Orléans, 2012. Français. ⟨NNT : 2012ORLE2046⟩. ⟨tel-00805471⟩

HAL Id: tel-00805471

https://theses.hal.science/tel-00805471v1

Submitted on 28 Mar 2013

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.



HAL Authorization

UNIVERSITÉ D'ORLÉANS

ÉCOLE DOCTORALE ENERGIE, MATERIAUX, SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans

THÈSE présentée par :

Anaëlle SIMONNEAU

Soutenue le : **12 décembre 2012**
Pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université d'Orléans**
Discipline/ Spécialité : Science de la Terre et de l'Atmosphère

Empreintes climatiques et anthropiques sur le détritisme holocène :

Etude multiparamètres et intégrée de systèmes lacustres d'Europe Occidentale

THÈSE dirigée par :

Emmanuel CHAPRON	Maître de conférences, Université d'Orléans.
Christian DI GIOVANNI	Professeur, Université d'Orléans.

RAPPORTEURS :

François BAUDIN	Professeur, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6.
Guillaume ST-ONGE	Professeur, Université du Québec Rimouski.

JURY :

François BAUDIN	Professeur, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6.
Ary BRUAND	Professeur, Université d'Orléans (Président du jury).
Emmanuel CHAPRON	Maître de conférences, Université d'Orléans. (Directeur de thèse)
Frédéric DARBOUX	Chargé de recherche, INRA, Orléans.
Christian DI GIOVANNI	Professeur, Université d'Orléans. (co Directeur de thèse).
Joël GUIOT	Directeur de recherche, CEREGE, Aix-en-Provence.
Frédéric GUITER	Maître de conférences, Université Aix-Marseille.
Guillaume ST-ONGE	Professeur, Université du Québec Rimouski.

Remerciements

Ce travail de thèse est le fruit d'un investissement personnel certain (preuve, s'il en est, la petite bosse qui persiste sous mon menton, souvenir d'une rencontre musclée entre ma mâchoire et la manivelle du gros carottier Uwitec ; ou la cicatrice de mon coude droit, souvenir d'un enchevêtrement mal négocié entre mon sac à dos, le raft, Enzo le mulet et un gros bloc de granite…)… En d'autres termes, ce travail n'aurait pu aboutir sans la collaboration précieuse de nombreuses personnes que je tiens absolument à remercier.

Mes remerciements s'adressent, en premier lieu, et tout particulièrement, à Emmanuel Chapron et Christian Di Giovanni, mes deux directeurs de thèse. Merci messieurs de m'avoir accorder votre confiance au fil de ces quatre dernières années qui, je l'espère, marquent le début de nombreux échanges ; de m'avoir transmise votre énergie ; et d'avoir su me guider, sans jamais m'imposer un chemin, au travers des méandres de la thèse…

Plus personnellement, merci à toi Manu ; pour m'avoir expédiée au quatre coins de France, de Suisse et d'Italie ; pour m'avoir convaincue (s'il le fallait encore ☺) que le terrain est aussi bien une source d'inspiration que de détente et enfin, mais surtout ! Pour avoir laisser libre court à toutes ces questions qui ont, au fil de ces années, fleuries dans ma tête… Merci de m'avoir laissée m'amuser ☺ !! Merci également à Agathe et Eloïse, les deux rayons de soleil de ta vie qui m'ont apportée beaucoup de lumière en fin de parcours… merci les filles !

Merci à toi Christian, pour cette sagesse que ni Manu ni moi n'avons ☺ ; pour m'avoir apprise à respirer… et surtout pour tous ces précieux conseils dont j'avais tellement besoin et ce temps que tu m'auras consacrée ces dernières semaines, au détour d'une passerelle, d'une clope ou d'un café… sans toi, de nombreuses subtilités de ce manuscrit n'existeraient pas…

Avec un profond respect, je remercie les rapporteurs, messieurs François Baudin et Guillaume St-Onge, ainsi que les membres du jury, Messieurs Ary Bruand, Frédéric Darboux, Joël Guiot et Frédéric Guiter de m'avoir fait l'honneur d'évaluer ce travail.

Par ailleurs, cette thèse n'aurait pas été la même sans les nombreux échanges (et surtout les franches parties de rigolades) que j'ai pu avoir au fil de mes périples. Je ne sais dans quel ordre commencé, puisque chacun d'entre vous aura finalement été le co-encadrant, toujours disponible, en qui j'ai pu avoir une confiance certaine et réelle. Par laboratoire, j'adresse mes sincères remerciements : A Didier Galop et Florence Mazier, « les GEODiens », pour nos échanges et vos précieux conseils, qui j'espère se pérenniseront… ; A Gaël Le Roux, « l'ECOLABien », pour sa patience face à ma « plombante » incompréhension de certaines courbes, et pour d'autres histoires qui resteront sur le terrain ☺… ; A Patrick Bard et Thierry Courp, les deux perpignanais à « l'aquecent du sud si marquéééeuu », pour les « mais il est où Patrick ? » si caractéristiques de Thierry, et bien sûr les acquisitions sismiques et sonar, qui en seraient, tellement l'ambiance fut sympathique, presque

reléguées au second plan… ; A Kazuyo Tachikawa et Marta Garcia, les « drôles de dames » du Cerege, pour qui les analyses ITRAX n'ont aucun secret… ; A Bernard Gratuze et son équipe d'IRAMAT, pour m'avoir patiemment transmise la subtilité du LA ICP-MS et répondu à chacune de mes questions… ; A Agnès Stock, le troisième, et non des moindres, œil du Géoteck®, merci Agnès pour ton accueil, ta gentillesse, ta compétence mais également pour le scrap' ☺ !… ; et enfin A Michel Magny, Fabien Arnaud et Edouard Bard, pour leur relecture attentive, leurs remarques constructives et leur respect du travail accompli…

Au plus près de moi, je tiens également à remercier chaleureusement certains membres de l'ISTO qui ont veillé de près ou de loin au bon déroulement de ce travail et à son achèvement. Un clin d'œil tout particulier : Au grand homme qu'est Jean-Robert Disnar. Comme il y a quatre ans, je reste aujourd'hui impressionnée par votre culture et votre savoir, et me satisfait d'avoir démocratisé le surnom du « Rocky » même si, en retour, celui-ci m'aura valu celui de « peste » ☺… ; A Jérémy Jacob, non pas pour les petits pics quotidiens (quoique ?! ☺), mais plutôt pour sa rigueur et sa bienveillance, quoi qu'en dise sa carapace !… ; A Claude Le Milbeau, pour toutes les discussions moléculaires ou piscicoles que nous aurons eues… ; A Patrick Alberic, pour cette virée à Paladru, pour ses quotidiens « ooohh non, il fait ch*** cet ordi » qui me font dire que je ne suis pas la seule à lutter contre l'informatique, et surtout pour ces nombreuses discussions du soir : espoir !… ; A Marielle Hatton, pour m'avoir littéralement adoptée et m'avoir apportée bien plus que son savoir-faire en jonglage d'acides !… ; A Rachel Boscardin, pour sa bonne humeur à toute épreuve face aux caprices du Rocky… ; A Chantal Genter, Fabienne Le Bihan, Cathy Leroy, Marie-Noëlle Pailhès et olivier Gaudefroy, pour leur assistance dans le flou administratif… ; A Nathalie Pothier, pour sa réactivité et son aide dans la découverte et la redécouverte de certains articles…, A Philippe Teulat et Esteban Lemoing, pour l'entretient de la kangoo, avec qui j'aurai parcouru quelques kilomètres ☺, et autres disques pvc sophistiqués et indispensables conçus tout spécialement et sur commande pour les analyses LA ICP-MS…

Si ma thèse est orléanaise, mon cœur reste, lui, tourangeau… Sans l'équipe du GéAC, devenue aujourd'hui GéHCO, mes papilles n'auraient sans doute jamais su apprécier ni mon goût de la recherche, ni celui d'un bon rouge accompagné d'un morceau de fromage ☺ ! Je tiens en particulier à adresser mes plus sincères remerciements à messieurs Jean-Jacques Macaire et Jean-Gabriel Bréhéret sans qui ma curiosité scientifique ne serait pas aussi vive. Je salue également un dénommé « Pix » sans qui je ne serais jamais passée du côté obscur… celui de la géologie ☺ ! Enfin, l'équipe tourangelle au complet m'a toujours accueillie avec beaucoup de bonne humeur et d'intérêts quant à mon devenir (même sans les croissants du matin ☺). Un merci plus particulier d'adresse à Sébastien Salvador pour m'avoir entraînée dès les premières années de licence dans la spirale de la recherche, et à Florent Hinsberger pour m'avoir, tout simplement, convaincue de continuer ☺… Enfin, le GéHCO ne serait pas sans « le grand Marco » ! Merci à toi, Marc Desmet, non pas pour ta taille, quoiqu'elle s'avère très pratique pour remonter un carottier ☺, mais pour ta convivialité, ta passion des sédiments, ta bienveillance et ta vigilance… merci de m'avoir toujours soutenue et surveillée du coin de l'œil…

Enfin, je tiens à saluer mes camarades, d'ici ou d'ailleurs, de terrain ou de manip, qui ont coloré ces trois (ou quatre !) années et qui feront d'elles un très bon souvenir, malgré les petits moments de doute…

Toute cette aventure a commencé avec vous les gars ! Peu de mots pourraient traduire cette amitié qui nous lie, je n'en n'emploierais donc pas. Merci à « Titounet », « Choubi », « Mathieu le lieu » (à moins que ce ne soit « Mathieu le bulot » ?!), Nicolas, « Balou »…

Un salut amical : à la pétillante « Nono », avec une pensée particulière à la mythique réplique du « Ce week-end, ma grand-mère fête son centenaire ! – Ah bon ? Et elle va avoir quel âge ? » ☺… ; au très célèbre « Docteur Charles », ami mais également mentor… ; à Renata alias « l'incroyable patate », merci ma belle pour notre « robouste » amitié ☺… ; à Myriam, la maîtresse incontestée du Rubik's cube !… ; à « Josy », secrétaire malgré elle ☺, mi panthère/mi wonderwoman ! ou Marlène, assez patiente pour m'apprendre quelques virelangues… ; mais également à « BN », Sylvain la « Pomme de Terre », Catherine, Leslie, Leïla, Mickäel, Isabelle, Gaby, Fréd, Flavien, Julie, Aurore, Manue et Manu, Yann, Phano, Séb, Fatima, Simo, Romain, Mikaël, Ida, Yohann… ; à « Noémie 1 » alias « Marie-Jo », ou Marie-Laure, pour les intimes ☺, au « Grand Vizir », à PAC-PAC et à Zaza…

Un clin d'œil également aux autres thésards venus d'ailleurs. A Elo, Rike et Nicole, des nénettes (ou devrais-je dire « des chercheurEs ») débordantes d'énergie et de caractère, avec qui j'ai arpenté les rues suisses…, A Elise, co-galérien sur Paladru et Stéfanie, co-galérien sur Ledro…, A Anthony, pour sa tranquillité face à un carottier obstiné, sa nonchalance face à un granite qui se rapproche trop vite et trop prêt… et ses gros bras (y'a pas à dire, ça aide bien quand même ☺) !

Je remercie également Dominique Arrouays et Anne Richer de Forges pour les très bons moments passés à l'INRA d'Orléans quelques années auparavant, pour les conseils avisés au moment de choisir cette thèse, et pour leur passion de la BD…

Enfin, ce travail n'aurait pu arriver à son terme sans le soutien sans faille de ma famille de sang et de cœur… A mes parents, je ne saurais vous dire à quel point chaque moment n'a été que plus fort quand j'ai pu le partager avec vous, du coup de fil rapide pour me dire « y'a un de tes lacs qui passe à la télé ! », jusqu'à votre présence aujourd'hui et la fierté que je lis dans vos yeux chaque jour (parfois un peu trop, hin papa !? ☺). A mes amis, dont, Céline et Greg ; Cindy ; Claire et Nico ; Dotty et Fabien (Quelle surprise !) ; Michel ; Marie et Steeve ; Andrée ; Anaïs et Jérémy ; Véro et Gillou ; Nico, Magda et leur petite Lola ; José et Patrick ; Didine ; Eva ; Lolo ; et la « Picard family », qui ont toujours pris des nouvelles et m'ont toujours accueillis à bras ouverts… A Loukoum, qui m'a ramenée sur terre bien des fois… et enfin, mais surtout ! A David, pour ces années passées à tes côtés, pour m'avoir amenée, comme tu l'images si bien, au sommet de cette montagne, avec ton calme et ta curiosité, qui m'encourage jour après jour à continuer et font de mon quotidien un vrai bonheur…

A mes parents, à David, et à celles et ceux qui sont partis trop tôt…

Avant-propos

Cette thèse a été financée par une bourse Région Centre (2009-2012) et a été accueillie par l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans dirigé par Ary Bruand, Bruno Scaillet et Fatima Laggoun-Defarges.

Ce travail pluridisciplinaire a profité du cadre de plusieurs projets :

- l'ANR Pygmalion (Paleohydrology and human-climate-environment interactions in the Alps), pilotée par Fabien Arnaud.
- l'ANR LAMA (Holocene changes in environment and climate, and history of human societies in Central Mediterranean as reflected by lake and marine records), pilotée par Michel Magny et Nathalie Combourieu-Nebout.
- le GDR JurAlp, piloté par Marc Desmet et Michel Magny.
- l'OHM (Observatoire Homme Milieu) Haut Vicdessos, piloté par Didier Galop.
- Les programmes INEE EMPAL, ALTOS, ARCHIVOS, pilotés par Emmanuel Chapron.

« On ne connaît pas complètement une science tant qu'on n'en sait pas l'histoire ».
Auguste Comte.

Et je n'oublie pas que…

« Pour savoir où tu vas, regarde d'où tu viens »
Proverbe Berbère.

« L'or de l'Eveil est dans le sol de notre esprit,
mais si nous ne creusons pas, il reste caché »
Kalou Rinpoché.

Table des matières

Liste des illustrations 19

Liste des tableaux 30

Introduction générale 31

1ère Partie, Etat de l'art, questions scientifiques & démarche adoptée.... 39

Chapitre 1.1. Les fluctuations climatiques récentes 41

1. La place de l'Holocène dans le Quaternaire 43
   1.1. Phases glaciaires et interglaciaires 43
   1.2. L'Holocène 44
2. Les facteurs forçants les climats récents 45
   2.1. Les paramètres astronomiques 45
   2.2. L'activité solaire 46
   2.3. La circulation océanique 48
   2.4. Le couplage océan-atmosphère 48
3. La bipartition climatique Holocène : Optimum climatique et Néoglaciaire 50
   3.1. Première moitié de l'Holocène : l'Optimum climatique 53
   3.2. Seconde moitié de l'Holocène : le Néoglaciaire 54
4. Variabilité climatique rapide pendant l'Holocène 55
5. La place de l'Homme dans les grandes fluctuations climatiques 56
6. Questions posées 61

Chapitre 1.2. Formation et érosion des surfaces continentales en Europe occidentale 63

1. Altération (bio)chimique 65
   1.1. Les altérites 65
   1.2. Les sols 66
   1.2.1. La dynamique des sols 66
   1.2.2. Les composants des sols 68
2. Erosion mécanique 69
   2.1. Les agents 69
   2.1.1. L'eau solide 70
   2.1.2. L'eau liquide 70
   2.2. Les facteurs favorisant l'érosion mécanique 71
   2.2.1. Les facteurs naturels 71

2.2.2. Les activités humaines 72
3. Bilans de matière 74
3.1. Mesure de la production sédimentaire 74
3.2. Les modèles d'érosion des sols 75
4. Paysages holocènes d'origine glaciaire 78
4.1. Le système glaciaire 78
4.2. Les morphologies héritées 79
5. Les systèmes lacustres d'origine glaciaire 81
5.1. Nature des systèmes lacustres d'origine glaciaire 81
5.2. Intérêts dans le piégeage de matériaux issus des versants 83
6. Questions posées 87

Chapitre 1.3. Démarche, sites choisis & analyses envisagées 89

1. Démarche adoptée 91
2. Sites choisis 92
2.1. L'espace alpin 95
2.1.1. Les sites d'altitude, l'espace proglaciaire 96
2.1.2. Les sites de piedmont, l'espace périglaciaire 100
2.2. L'espace pyrénéen 106
3. Démarche analytique 108
3.1. Caractérisation géométrique des géosystèmes 108
3.1.1. Les bassins versants 108
3.1.2. Les remplissages lacustres 108
3.2. Caractérisation des échantillons des géosystèmes 109
3.2.1. Outils d'analyses continues à haute résolution 109
3.2.1.1. La susceptibilité magnétique 109
3.2.1.2. La spectrocolorimétrie 110
3.2.1.3. Le scanner élémentaire de type ITRAX 111
3.2.2. Outils d'analyses discrètes 113
3.2.2.1. L'ablation laser couplée à un spectromètre de masse 113
3.2.2.2. La Pyrolyse Rock-Eval 114
3.2.2.3. La pétrographie organique quantitative 116
3.2.2.4. La géochimie moléculaire 121
3.3. Méthodes de datation 124
3.3.1. Principes des radionucléides ^{210}Pb et ^{137}Cs 124
3.3.2. Principe du carbone 14, calibration et limites 124
3.3.3. Données historiques ou préhistoriques et témoignages archéologiques 126
3.4. Modélisation de l'érosion pendant l'Holocène : application du modèle de De Ploey 126
3.4.1. Détermination des paramètres du modèle 127
3.4.1.1. Les paramètres constants, spécifiques du site étudié 127
3.4.1.2. Le paramètre variable 131
3.4.2. Finalisation du calcul 132
3.4.3. Limites de notre approche 132

Conclusions du chapitre 1.3 135

Conclusions de la 1ère partie 137

2ème partie, Résultats par sites 139

Chapitre 2.1. Lacs de haute altitude dans les Alpes françaises occidentales 141

1. Le lac Blanc Huez 143
   1.1. Article 5, version préliminaire 143
2. Le lac Bramant 179
   2.1. Article 2, présenté en Annexe 1.2 173
   2.2. Données organiques acquises, et discussion 173

Chapitre 2.2. Lacs de piedmont dans les Alpes françaises occidentales 179

1. Le lac Paladru 187
   1.1. Article 6, publié dans/published in « Journal of Archaeological Science », Volume 40, Issue 4, April 2013, Pages 1636-1645 187
   1.2. Evènements gravitaires dans le lac de Paladru 209
   1.2.1. Lecture de l'évènement sédimentaire MM4 211
   1.2.2. Les autres évènements 213
   1.3. Evènements de crues dans le lac de Paladru 214
2. Le lac Ledro 217
   2.1. Article 7, soumis à/submitted to « Climate of the Past » 217

Chapitre 2.3. L'espace pyrénéen 249

1. L'Etang Majeur 251
   1.1. Article 10, version préliminaire 251

Conclusions de la 2ème partie 277

3ème partie, Comparaison inter-sites 281

Chapitre 3.1. Capacité d'enregistrement des systèmes lacustres 283

1. Caractéristiques des systèmes et représentativités des faciès sédimentaires de fond 285
   1.1. Morphologie du bassin versant et du piège lacustre 285
   1.2. Réactivité et localisation du piège lacustre 289
2. Evènements sédimentaires *versus* sédiment de fond 292
   2.1. Les évènements sédimentaires 293
   2.1.1. Les évènements gravitaires subaquatiques 293
   2.1.2. Les crues 294

2.2. Etude conjointe des évènements sédimentaires et du sédiment de fond 297
2.2.1. Intérêts paléoenvironnementaux 297
2.2.2. Outils chronologiques 297
3. Anthropisation et message sédimentaire 300
3.1. Signature anthropique dans les sédiments lacustres 300
3.2. Quand l'anthropisation masque le signal climatique 302

Conclusions du chapitre 3.1 305

Chapitre 3.2. Reconstitution du climat et de l'anthropisation holocènes en Europe occidentale 307

1. Végétalisation des versants et pédogenèse 309
2. Les fluctuations climatiques holocènes en Europe occidentale 312
2.1. Synchronisme régional 312
2.1.1. La bipartition climatique holocène 312
2.1.2. Variabilités climatiques rapides pendant l'Holocène 316
2.2. Fluctuations climatiques et érosion des sols 324
2.2.1. Reconstitution des précipitations holocènes sur le site de Blanc Huez 324
2.2.1.1. Détermination des paramètres du modèle d'érosion de De Ploey, pour le système Blanc Huez 325
2.2.1.2. Finalisation des calculs 329
2.2.1.3. Validations et discussions 330
2.2.1.4. Conclusions 333
3. La place de l'Homme dans les fluctuations climatiques holocènes en Europe occidentale 334
3.1. Synchronisme régional et rétroactions Homme-climat 334
3.2. Activités humaines holocènes, identifiées dans les sites étudiés 336
3.3. Quantification de l'impact anthropique sur les taux d'érosion holocènes sur le site de Paladru 340
3.3.1. Détermination des paramètres du modèle d'érosion de De Ploey, pour le système Paladru 340
3.3.2. Finalisation des calculs 343
3.3.3. Validations et discussions 344
3.3.4. Conclusions 348

Conclusions du chapitre 3.2 349

Chapitre 3.3. Aspects méthodologiques 353

1. Marqueurs organiques terrigènes et faciès sédimentaires lacustres 355
1.1. Enseignements sur les faciès organiques lacustres 355
1.2. Enseignements sur les dates radiocarbones et la présence de carbone fossile dans les sédiments lacustres 355
1.3. Enseignements sur la nature du couvert végétal dans le bassin versant 356
1.4. Enseignements sur la nature des évènements sédimentaires lacustres 357
2. Palynofaciès quantitatif et modélisation de l'érosion des sols 358
3. Paramètres continus *versus* discrets 359

3.1. Spectrocolorimétrie et signal minéral 359
3.2. Spectrocolorimétrie et signal organique 360
3.3. Microfluorescence X et signal organique 363
4. Biais analytiques identifiés 365
4.1. Spectrocolorimétrie et teneur en eau 365
4.2. Microfluorescence X et granularité 367

Conclusions du chapitre 3.3 371

Conclusions de la 3ème partie 373

Conclusions générales et perspectives 377

Références bibliographiques 389

Annexes 421

Annexe 1. Articles publiés en co-auteurs 421

Annexe 1.1. Article 1, Graz et al. (2010) 423
Annexe 1.2. Article 2, Carozza et al. (2009) 439
Annexe 1.3. Article 3, Desmet et al. (2012) 451
Annexe 1.4. Article 4, Chapron et al. (2012) 461
Annexe 1.5. Article 8, Vannière et al. (soumis CP) 469
Annexe 1.6. Article 9, Simonneau et al. (à paraître) 489

Annexe 2. Rapport d'analyses du paléolac Chirens 505

Annexe 3. Tables 511

Annexe 3.1. Données obtenues sur le lac Blanc Huez 512
Annexe 3.2. Données obtenues sur le lac Bramant 514
Annexe 3.3. Données obtenues sur le lac Paladru 515
Annexe 3.4. Données obtenues sur le lac Ledro 519
Annexe 3.5. Données obtenues sur l'Etang Majeur 521

Liste des illustrations

Dans la 1ère partie, chapitre 1.1 :

Figure 1.1.a, Evolution de divers paramètres régissant le climat et mise en évidence des cycles glaciaires et interglaciaires dans la carotte de glace issue de Vostok (Antartique), modifié d'après Petit et al., 1999. Le zéro de la courbe de températures correspond à la température de référence de AD1950. Les courbes de CO_2, température, CH_4 et $\delta^{18}O$ sont exprimées en fonction de la profondeur, tandis que la courbe d'insolation est tracée en fonction du temps, ici exprimé en années BP 44

Figure 1.1.b, Variations des paramètres orbitaux au cours du temps, réalisée d'après les données de Laskar (1990) et Berger et Loutre (1991) 46

Figure 1.1.c, Evolution de la teneur en ^{14}C atmosphérique résiduel (Magny, 2004), de l'irradiance solaire totale (Steinhilber et al., 2009), des variations d'insolation estivale et hivernale au cours de l'Holocène à 40°N (Berger, 1978, Laskar, 1990), de la température des eaux de surface de l'océan Atlantique (Sea Surface Temperature, SST, Moros et al., 2004), du $\delta^{18}O$ des précipitations reconstitué à partir d'une tourbière située à 50°N à proximité de la mer du Labrador (Daley et al., 2009) et de l'évolution du niveau marin au niveau des côtes atlantiques françaises (Bassett et al., 2005 et Shennan et al., 2006) pendant l'Holocène. Les minima solaires sont mis en évidence par les bandes grisées verticales. La surface bleutée souligne la stabilisation du niveau marin global, contemporaine des chutes progressives des SST et de l'insolation estivale à 40°N 47

Figure 1.1.d, Conséquences de l'oscillation nord atlantique (North Atlantic Oscillation, NAO) sur les régimes de précipitations et de températures dans les Alpes, modifié d'après Casty et al. (2005) 49

Figure 1.1.e, Reconstitution des paléo-températures et des paléo-précipitations au cours des 140000 dernières années à partir d'archives lacustres continentales issues d'Europe occidentale, modifiée d'après Guiot et al. (1994) 51

Figure 1.1.f, Synthèse non exhaustive (i) des périodes d'avancées (en bleu clair) et de retraits glaciaires (en brun, si précisé) et (ii) des phases humides (en bleu foncé) ou sèches (en rouges), à l'échelle de l'hémisphère nord. Les barres mises en tirets symbolisent les périodes ou les tendances climatiques sont simplement supposées. Pour les archives localisées en piedmont, sont également précisées les périodes d'anthropisation connue du milieu (trait plein noir) ou supposées (trait tiret noir). De même que dans la figure 1.1.c, les minima solaires sont mis en évidence par les bandes grisées verticales. La surface bleutée souligne la stabilisation du niveau marin global, contemporaine de la chute progressive des températures des eaux de surface océanique (Sea Surface température, SST) et de l'insolation estivale à 40°N (figure 1.1.c) 46

Figure 1.1.g, Evolution de la démographie terrestre depuis 65,000 ans reconstituée d'après Biraben (1979) 58

Figure 1.1.h, Evolution de la teneur en dioxyde de carbone atmosphérique (CO_2) au cours du dernier siècle et en lien avec les forçages solaire (courbes bleue et rouge), anthropique (courbe verte) et volcanique (courbe violette). Modifié d'après Jungclaus et al. (2010) 59

Figure 1.1.i, Evolution de la température atmosphérique mesurée à la surface du globe (courbe noire) au cours du dernier siècle et simulation des modèles climatiques en tenant compte des forçages naturels (bleu) ou des forçages naturels et anthropiques (rose), modifié d'après GIEC (2007) 60

Dans la 1ère partie, chapitre 1.2 :

Figure 1.2.a, Schéma théorique d'évolution d'un profil d'altération météorique depuis la roche mère (ou socle) jusqu'au sol, modifié d'après Campy et Macaire (2003) 66

Figure 1.2.b, Evolution d'un sol en lien avec le temps et l'évolution du couvert végétal (illustré d'après Duchaufour, 1983). Les noms des sols sont donnés en fonction des classifications française (Baize et al., 2008) et internationale (WGS, 2006) 68

Figure 1.2.c, Effet du facteur pente (morphologie du versant) sur les processus érosifs, modifié d'après Campy et Macaire (2003) 72

Figure 1.2.d, Evolution de la production sédimentaire en fonction du pourcentage de culture sur l'aire drainée considéré (a) et du type de couvert végétal (b), modifié d'après Campy et Macaire (2003) 73

Figure 1.2.f, Représentation schématique d'un glacier de vallée dans son cadre morphologique, modifié d'après Campy et Macaire (2003). Sous le glacier, en fonction de la résistance de la roche se forment des ombilics (surcreusements) et des verrous (seuils rocheux) 79

Figure 1.2.g, Schéma représentant les formations superficielles formées suite au retrait glaciaire, modifié d'après Mercier et al. (2007) 80

Figure 1.2.h, Faciès sédimentologiques présents en contexte proglaciaire, modifié d'après Campy et Macaire (2003) 83

Figure 1.2.i, Relation entre la capacité de rétention des matières en suspension d'un système lacustre et le temps de résidence de ces eaux, modifié d'après Campy et Macaire (2003) 84

Figure 1.2.j, Dynamique des apports et de processus de dépôts dans les milieux lacustres, modifié d'après Sturm et Matter (1978) 85

Dans la 1ère partie, chapitre 1.3 :

Figure 1.3.a, Représentation ternaire des trois principaux critères utilisés pour choisir les sites étudiés dans le présent manuscrit : altitude, activité humaine et géomorphologie des bassins versant, et localisation géographique de ces derniers en Europe occidentale selon le risque sismique (Jimenez et al., 2003). Les abréviations suivantes sont utilisées pour les différents sites : MAJ, Etang Majeur ; PAL, Lac Paladru ; LBH, Lac Blanc Huez ; BRA, Lac Bramant et LED, Lac Ledro. Ces sites sont présentés dans la suite de ce chapitre 93

Figure 1.3.b, Représentation ternaire des critères distinctifs des sites étudiés dans le présent manuscrit : géologie, occupation du sol actuelle et types d'activités humaines. Les abréviations suivantes sont utilisées pour les différents sites : MAJ, Etang Majeur ; PAL, Lac Paladru ; LBH, Lac Blanc Huez ; BRA, Lac Bramant et LED, Lac Ledro. Ces sites sont présentés dans la suite de ce chapitre 94

Figure 1.3.c, Coupe géologique simplifiée des Alpes, orientée selon un axe est-ouest, modifiée d'après Gidon (1977). Les différents sites étudiés sont représentés par les étoiles et les abréviations suivantes sont utilisées : PAL (Lac Paladru), BRA (Lac Bramant) et LBH (Lac Blanc Huez) 95

Figure 1.3.d, Localisation des lacs Bramant et Blanc Huez au sein du massif des Grandes Rousses. Les surfaces grisées représentent les différents glaciers présents dans la zone et les traits pleins noirs les moraines 96

Figure 1.3.e, Localisation du bassin versant (zone grisée claire) du lac Blanc Huez (polygone blanc, a), des échantillons prélevés (cercles rouges), et des tracés réalisés en sismique réflexion (b), modifié d'après Chapron et al. (2008). Les flèches bleues représentent et sont proportionnelles aux apports en eau issus de la fonte des glaciers et des neiges des Rousses et de l'Herpie. Les polygones noirs représentent d'autres lacs autour du lac Blanc Huez. Le polygone hachuré au nord du lac représente le paléolac. Les traits épais noirs localisent les moraines présentes dans la zone. Seules celles datées du Petit Age Glaciaire (Little Ice Age, LIA) sont datées. Le signe minier localise l'emplacement des mines documentées par l'archéologie. Les échantillons sont nommés : R pour les échantillons de roches houillères et S pour les sols, et selon leurs noms de carottes pour les sédiments lacustres 97

Figure 1.3.f, Localisation du lac de Bramant (polygone blanc), de son bassin versant (zone grisée) et des échantillons prélevés (cercles rouges) (a) et présentation de la carte bathymétrique (b), modifié d'après Guyard et al. (2007). Les flèches bleues représentent et sont proportionnelles aux apports en eau de fontes essentiellement issues du glacier de St-Sorlin via une diffluence. Les polygones noirs représentent d'autres lacs autour du lac Blanc Huez. Les traits épais noirs localisent les moraines d'âge holocène ou du Petit Age Glaciaire (Little Ice Age, LIA) présentes dans la zone 100

Figure 1.3.g, Localisation des lacs Paladru et Chirens (polygones blancs) dans leurs bassins versants respectifs (zones grisées) et des échantillons prélevés (cercles rouges) (a) et des traces réalisées en sismiques réflexion (traits pleins) ou avec l'échosondeur (traits pointillés) et des carottes sédimentaires prélevées (b). Les étoiles blanches localisent les sites archéologiques présents autour du lac de Paladru et mis en évidence par prospection archéologiques subaquatique. Les poissons symbolisent les emplacements des bassins de rétentions utilisés pour la pisciculture. Les deux lacs sont caractérisés par une moraine frontale d'âge würmienne (trait épais noir) 103

Figure 1.3.h, Localisation du lac Ledro (polygone blanc) dans son bassin versant (zone grisée) et des échantillons prélevés (cercles rouges) (a) et des traces réalisées en sismiques réflexion (b). L'étoile blanche localise le site archéologique présent autour du lac et mis en évidence par prospections archéologiques. Le lac est caractérisé par une moraine frontale d'âge würmienne (trait épais noir) 104

Figure 1.3.i, Localisation de l'Etang Majeur (polygone blanc) et des autres étangs présents dans le bassin versant de Bassiès (zone grisée) et des échantillons prélevés (cercles rouges) (a) et des traces réalisées en sismique réflexion (b). L'Etang Majeur est équipé par deux barrages hydroélectriques (traits épais rouges) dont le marnage fait varier la hauteur d'eau dans le lac entre 1620 m et 1631 m. Le Pla de la Fount est un lac se situant immédiatement en amont de l'Etang Majeur. Il est entouré d'une tourbière (figuré) 107

Figure 1.3.j, Principe de fonctionnement du LA ICP-MS 113

Figure 1.3.k, Courbes et bornes d'intégration des signaux obtenus via l'analyse Rock Eval (modifié d'après Behar et al., 2001), avec HC (hydrocarbures) 115

Figure 1.3.l, Exemple de stabilisation des comptages pour la palynofaciès quantitatif, après 26 observations (échantillon PAL09_MC_184 cm). Ici, les populations 6, 17 et 18 sont absentes de la lame (valeurs à 0) 118

Figure 1.3.m, Planches photographiques illustrant les différents types de particules observées et décrites par palynofaciès : les particules amorphes grisâtres (a, gAP) ; les débris ligno-cellulosiques (LCF), non altérés (b) ou altérés (c) ; les particules amorphes rougeâtres (d, rAP) ; les grains de pollens (e) ; les spores (f) ; les débris mycéliens (g) ; les cuticules (h) ; les zooclastes ou débris animaux (i) ; les débris gélifiés (j) ; les particules opaques d'origine ligno-cellulosiques (k et l) ; les autres particules opaques (ici d'origine fossile, m et n) ; la pyrite (o et p) et le standard délibérément ajouté aux préparations (q et r) 119

Figure 1.3.n, Répartitions des différents cortèges organiques en fonction des environnements et des couverts végétaux, modifier d'après Sebag et al. (2006). Ici le cortège particulaires organiques est composé de particules amorphes grisâtres (gAP) typiques de production algaire ou rougeâtres (rAP) typiques d'horizons pédologique, de débris ligno-cellulosiques (LCF) parfois gélifiés (GD) 120

Figure 1.3.o, Effet du ruissellement sur différentes litières. Affectées par le même vecteur hydrique et en fonction de la présence ou non de la présence de litière aisément mobilisable (feuilles, aiguilles de résineux), les sols présents en contexte de prairie, pâture, forêt caducifoliée printanière exportent essentiellement des rAP tandis que ceux présents sous forêt caducifoliée hivernale ou pinède favorise l'export de LCF (Di Giovanni et al., 2000) 120

Figure 1.3.p, Fractionnement organique d'un échantillon naturel dans sa fraction des neutres totaux . 121

Figure 1.3.q, Principe de fonctionnement d'une GC-MS 122

Figure 1.3.r, Dépouillement d'un chromatogramme (a), quantification de la molécule de miliacine (b) et identification par son fragmentogramme (c) 123

Figure 1.3.s, Schématisation de la mise en place du modèle de De Ploey pour l'étude des sédiments lacustres de fond. Des exemples chiffrés sont donnés dans les cadres noirs 129

Figure 1.3.t, Bilan modifié des études menées sur les 83 bassins versants étudiés par De Ploey et al. (1995) et positionnement des lacs étudiés par cette approche. Les unités correspondent aux différentes valeurs pouvant être prises par le paramètre Es (en fonction de la topographie, des modes d'écoulement, et du couvert végétal). Elles sont exprimées en $s^2.m^{-2}$. Les traits noirs épais correspondent aux gammes de variations du paramètres Es identifiés par De Ploey et al. (1995), en fonction des divers sites étudiés 130

Figure 1.3.v, Illustration des différents types de crues en fonction des différences de densité existantes entre l'affluent (température, concentration) et le système lacustre (stratification des eaux ou non). Modifié d'après Mulder et Chapron (2011) 134

Dans la 2ème partie, chapitre 2.1 :

Figure 2.1.a, Annual precipitation from western Europe (A) and location of the Grandes Rousses massif in the active seismic zone of the western French Alps(B). Lake Blanc Huez is part of the south side of the Grandes Rousses massif. It catchment area (black line, C) is covered by the Rousses and the Herpie glaciers whose Little Ice Age (LIA, dashed line) and an earlier stage of glacier fluctuations (black full line) in the Holocene are represented. The lake is alos submitted to human mining activities (for more details, see into the text). Three soil (yellow stars) profiles and one rock sample from the Stephanian coal formation (green star) have been collected within the area 149

Figure 2.1.b, Location of seismic profiles and sediment core LBH06 in Lake Blanc Huez (A). Illustrations of a longitudinal (right) and a transversal (left) profiles are presented (B) and interpreted (C) 154

Figure 2.1.c, Core LBH06 (A) is divided into five sedimentary units (from U1 to U5, from base to top) defined by variations of the magnetic susceptibility (B), the spectrophotometry (C, here plotted on a 3D diagram where the X axis represent the wavelengths, Y is the depth in core and Z the derivative value for the corresponding wavelength (in nm) expressed by a code of colour), the total organic carbon, (D, expressed in % and given by the Rock-Eval pyrolysis) and the silver on strontium ratio (E, from geochemistry measurements, see the text for more details) 156

Figure 2.1.d, Photographs illustrating the sedimentary facies described in core LBH06 and associated either with the lithological units numbered from Unit 5 to Unit 1, or with the Rapidly Deposited Layers (RDL) *as detailed in the text*..... 157

Figure 2.1.e, Rock-Eval pyrolysis results (A) are represented on a Hydrogen Index (mgHC.g-1TOC) versus 1/Total Organic Carbon diagram for soil (white triangles), lake sediment (black crosses) and rocks (black dots)

samples. The main constituents of the organic fraction identified and quantified by quantitative organic petrography are represented (B) function of their compartment. Rock samples are only composed of fossil organic matter debris (FOM). Red Amorphous Particles (rAP), Ligno-Cellulosic Fragments (LCF) and FOM are found in soil, rock and lacustrine samples whereas grey Amorphous Particles (gAP) and pyrite are only found in lacustrine samples 159

Figure 2.1.g, Age-depth model of core LBH06 supported by the identification of numerous rapidly deposited layers (RDL) that have been removed from the original synthetic core (A), four radiocarbon ages (B) performed on vegetal remains (white leaves) or bulk samples (black stars) and the identification of two phases of human mining activities here highlighted by two Ag/Sr peaks (C). Age-depth model (D) and the associated accumulation rate (E) were obtained running a clam model (Blaauw, 2010) 164

Figure 2.1.i, Interpretation of the analysis performed on core LBH06 function of the time. Total Organic Carbon values given by Rock-Eval pyrolysis (A) are anti-correlated to L* fluctuations given by spectrophotometry (B). Iron oxides contents (C) are correlated to fluctuations of the two derivative D445 and D525 given by spectrophotometry (D). Finally, grain size analyses are plotted (E and F) and the results of quantitative organic petrography, expressed in µg.cm-3, are also represented (G and H) 168

Figure 2.1.j, Global forcing (A) from Debret et al. (2011) is compared the synthetic presentation of Lake Blanc Huez data collected for core LBH06. The soil particles (rAP) content interpreted as a runoff process marker (B) is compared to the goethite occurrence (C), interpreted as a proportional to the glacial activity, the Rhône river flooding activity (D) from Debret et al., (2010), the solar energy (E) from Laskar et al., (1990), the North-Atlantic circulation evolution over the Holocene (F), correlated, following Moros et al., (2004), with the Sea Surface Temperature (SST) and the eustatic sea-level change (G) from Bassett et al. (2005) and Shennan et al. (2006) 171

Figure 2.1.k, Carte bathymétrique du lac Bramant et localisation des deux carottages réalisés et étudiés (A). Sur cette carte un profil acquis en sismique réflexion est localisé (trait pointillé noir) et illustré (B). Les deux sites de carottages sont localisés sur ce profil longitudinal (B). Les Log stratigraphiques composites des carottes BRA01 et BRA02 réalisés d'après les observations directes des carottes sont également représentés (C) 180

Figure 2.1.m, Analyse multiparamètres de la base de la carotte BRA02C. sont représentés les résultats de palynofaciès quantitatif (QOP), les teneurs en carbone organique total, obtenues par pyrolyse Rock-Eval, le rapport incohérence sur cohérence (Inc/Coh), issu de l'analyse en microfluorescence X avec l'appareil de type ITRAX, et le rapport cuivre sur rubidium (Cu/Rb) dont le pic est corrélé avec l'exploitation minière de Plan des Cavales (Guyard et al., 2007) 183

Dans la 2ème partie, chapitre 2.2 :

Figure 2.2.a, General localisation and geomorphological setting of Lake Paladru in the western French Prealps (left upper panel). Numerous archaeological sites (white starts) are documented by subaquatic archaeological surveys on the lake shore. The location of the longitudinal seismic profile (P1, lower panel) is given on the bathymetric map. Core PAL09 was taken in the central basin in an area free from any mass wasting deposits (MWD) remoulding the basin fill and preventing the penetration of the acoustic signal. The five first upper meters of core PAL09 presented in this study allow calibrating four different seismic units (SU1 to SU4) 192

Figure 2.2.c, The Master core PAL09 (A) is divided into 5 sedimentary units (from U1 to U5, from base to top) defined by variations of the magnetic susceptibility and calcium carbonate or total organic carbon (TOC) contents. Calcium carbonate amounts are calculated from the inorganic carbon measurements. The age depth model of core PAL09 (B) is supported by radiometric measurements (window) and by 15 radiocarbon ages (white leaves) detailed in Table 2.2.b 195

Figure 2.2.d, Rock-Eval pyrolysis results (A) are represented on a S2 (mg HC) versus Total Organic Carbon (TOC, %) diagram for soil (black squares), river-beds (grey triangles) and lacustrine (white diamonds) samples. Black full lines 750 and 300 mgHC.g^{-1}TOC represent the aquatic and the terrestrial domains, respectively. The main components of the organic fraction identified and quantified by quantitative organic petrography are presented (B). Red Amorphous Particles (rAP) and ligno-cellulosic fragments (LCF) are found in soil, river-beds and lacustrine samples whereas grey Amorphous Particles (gAP) are only found in lacustrine samples 198

Figure 2.2.e, Synthetic presentation of Lake Paladru data collected at core PAL09. The algal content quantified by quantitative organic petrography (A) is compared to the hydrogen index (HI) delivered by Rock-Eval pyrolysis (B), the soil particles (rAP) content quantified by quantitative organic petrography (C), the ligno-cellulosic debris (LCF) amount quantified by quantitative organic petrography(D), the accumulation rate expressed in cm.a-1 (E), the ratio rAP/LCF (F), the occurrence of miliacin molecular biomarker in Lake Paladru sediments (the black arrow symbolised the first occurrence of miliacine in Lake Le Bourget sediments, from Jacob et al., 2008) (G) and the titanium content (H) measured by XRF core scanning 203

Figure 2.2.f, Localisation des profils réalisés en sismique réflexion dans le lac de Paladru (a) et présentation de la carte bathymétrique générée par ces profils (b). Un profil transversal, C) est présenté (c) et interprété. Le transect de carottes réalisé selon un axe NNE-SSW y est localisé. Les carottes synthétiques de ce transect sont présentées en bas à droite de la figure. Deux profils transversaux (d et e) sont également illustrés 210

Figure 2.2.g, Description du sommet de la carotte PAL09. Sont représentés une stratigraphie simplifiée de la carotte (a) où l'évènement sédimentaire MM4 est imagé par photographie (image de gauche) et radiographie (image de droite) ; la granulométrie (b) ; la teneur en carbone organique total, donnée par pyrolyse Rock-Eval (c) ; les teneurs en calcium, Ca (d) et en titane, Ti (e) ; et le modèle d'âge récent de la séquence (f), déjà présenté paragraphe précédent 211

Figure 2.2.h, Résultats des analyses MEB réalisées dans un l'échantillon issu de l'évènement sédimentaire MM4, constitué de quartz et de concrétions carbonatées spécifiques tubulaires (a). Il est comparé à des échantillons prélevés dans la carotte littorale du lac ou des concrétions carbonatées tubulaires sont observées (b) 212

Figure 2.2.i, Location of Lake Ledro in the Italian Alps (A) and geomorphological characteristics of its catchment area (B). The Trento area is an active seismic region highlighted by historical earthquakes (yellow stars). Catchment area of Lake Ledro is mainly defined by temporary rivers and steep slopes where soils and rivers samples have been collected 223

Figure 2.2.j, Seismic stratigraphy of Lake Ledro, based on a dense grid of profiles (A). The bathymetric map is generated from the seismic data (B). Three main profiles: C, D and E are selected to show the different acoustic facies. Numbers 1 to 14 correspond to some light-coloured sedimentary events identified in cores 226

Figure 2.2.k, Core to core correlation between LL081 and LL082 and selected digital photographs of core sections (a) illustrating the occurrence of sedimentary events intercalated within the background sedimentation. Black stars are showing the depths of available dates described in Vannière et al (this issue) and black triangles are locating samples analysed by organic geochemistry in this study. A zoom of sediment bulk density profile is given in (b) for selected dark-coloured SE (J and D) and in (c) for selected light-coloured SE (4 and 12) 228

Figure 2.2.l, Grain-size parameters obtained on several dark- and light-coloured deposits from core LL082 (a and b, respectively) 229

Figure 2.2.m, Rock-Eval results (A) of soils and river-beds samples are represented by the diagram S2 versus Total Organic Carbon (TOC, %). The two linear domains of Hydrogen Index (HI= 750 and HI = 300mgHC.g^{-}

[1]TOC) corresponding to algal and terrestrial poles, respectively, are represented. S2 curve (B) from Rock Eval analysis on superficial layers from forested and grassland soils are also presented. Thermal cracking of the hydrocarbon compounds are represented by the temperature. Organic particles identified by quantitative organic petrography are illustrated in (C): red Amorphous Particles (rAP) in soil layers, river beds and lacustrine sediment; grey Amorphous Particles (gAP); ligno-cellulosic fragments (LCF) non-altered or oxidized; and the standard added in transmitted and reflected light modes 231

Figure 2.2.n, Organic geochemistry of core LL082. Rock Eval results (A) are represented by the diagram S2 versus Total Organic Carbon (TOC, %). Solid lines indicate the regressions line for background sediment samples and dark events samples, respectively. Specific organic signature is given by quantitative organic petrography (B) represented on a triangular diagram showing the mass percentage of grey amorphous particles, red ones and ligno-cellulosic debris making up each sample 232

Figure 2.2.o, Grid of 3.5 kHz seismic survey acquired for this study in Lake Ledro and windows of no acoustic penetrations (due to coarse and gas-rich deltaic sediments or bedrock occurrence) are localized (a). (b) is illustrating the distribution and thickness of hyperpycnal flood event J characterized by an erosive base and the development of onlap configurations on seismic profiles (c). In (d) and (e) the distribution and thickness of mass-flow deposits caused by historical earthquakes event 4 and by prehistorical event 11 (e) are illustrated and clearly contrasting with the ones of flood event J 234

Figure 2.2.q, Illustration of mass-flow occurrence, thickness and age in core LL082. Some mass flow deposits superior to 1.5 cm thick are contemporaneous to historical earthquakes (#) and prehistorical earthquakes (+) documented in nearby Lake Iseo by Lauterbach et al (2012) 235

Figure 2.2.s, Illustration of the steps used to estimate the equivalent soil thickness eroded over the catchment area associated with a flood deposit in Lake Ledro (A) and the related amount of precipitations when applying the De Ploey et al. (1995) model (B) 238

Figure 2.2.t, Chronology and thickness of Holocene hyperpycnal flood events in the Southern Alps documented by Lauterbach et al (2012) in Lake Iseo (a), and higher than 1 cm thick in core LL82 from Lake Ledro (b), the evolution of the source of material remobilized by runoff processes within Lake Ledro watershed is given in (c) and calculated by the ratio rAP (red Amorphous Particles) on LCF (Ligno Cellulosic Fragments) for background sediment (white dots) and flood sedimentary events (black dots) in core LL082. The S2 curves from flood deposits (marked by a star in b) are given in (d) and indicate the type of organic matter present in these events as discussed in the text. The hydrogen index (HI) given in (e) is measured in background sediment (white dots) and flood sedimentary events (black dots) from core LL082 242

Dans la 2ème partie, chapitre 2.3 :

Figure 2.3.a, Localisation of the Vicdessos valley within the eastern Pyrenees (A). The valley is composed of numerous lakes (B). Among them, the Pond Majeur, today used for hydropower production, has been chosen to perform high-resolution seismic profiling and lacustrine coring 256

Figure 2.3.b, Characterization of the Pond Majeur which is alimented by organic and minerogenic detritism on the north-east and the southern coast, respectively. The high-resolution bathymetric map is inferred from seismic data whose one north-south profile is presented: P1. The sedimentary infill is characterized by two seismic units: SU-a and SU-b and several high-amplitude reflections whose R1 and R2 259

Figure 2.3.c, The south-north transect of lacustrine cores retrieved from Pond Majeur is represented from left to right (EM10C, EM11B, EM10A and EM10B), respectively. Each core is characterized by high-resolution X-radiography (black and white image) and rubidium (Rb) relative abundance (expressed in cps) whose calibration is done by punctual LA ICP-MS measurements (black diamonds) performed on core EM11B. Whatever the core, these two parameters highlight the occurrence of sandy layers or dropstones and of a

slump deposit which only affect core EM10B. White and black stars symbolize the locations of chronological controls detailed Table 2.3.e 261

Figure 2.3.d, Recent age-depth model of core EM10B, based on radiometric markers (210Pb) and artificial radionuclides (137Cs). The CRS model (black full line) and the CIC one (dashed line) ^{210}Pb age-depth model are represented with artificial radionuclide activities 262

Figure 2.3.f, Focused on the transition between the sedimentary units U4 and U5, the rubidium (Rb) relative abundance of core EM10A is represented function of the depth and each abnormal trend are dated (A). The organic compositions of the two sedimentary units are also mentioned (B) demonstrating that U4 was mainly constituted of allochthonous particles (soil particles, rAP) and U5 of autochthonous ones (algae, gAP)..... 265

Figure 2.3.g, Rock-Eval pyrolysis results are represented through a S2 (mgHG.g^{-1}, S2=Hydrogen Index (HI)*TOC) versus Total Organic Carbon (TOC, %) diagram (A). Two lines corresponding to HI equals to 750 and 300 mgHG.g^{-1}TOC, respectively, are also traced in order to delimitate the algal and the terrestrial poles, respectively. Soil and lacustrine samples are also characterized by quantitative organic petrography (B) where grey amorphous particles (gAP) are only found in lacustrine samples whereas mycelium, red amorphous particles (rAP) and ligno-cellulosic fragments (LCF) are observed in lacustrine and soil samples 267

Figure 2.3.h, General comparison of the Pond Majeur minerogenic and organic signals with the eastern Pyrenees and the North hemisphere ones. The rubidium relative abundance from core EM10C (A) is compared with the amount of soil particles transported by runoff processes until the Pond Majeur (B), the mean annual rainfall reconstructed at Capdella (C) by Saz Sánchez (2003), the runoff intensity measured in Lake Basa de la Mora (D) by Moreno et al. (2012), the aridity phases identified in Lake Arreo (E) by Morellón et al. (2011), the North Atlantic Oscillation phases (F) reconstructed by Trouet et al. (2009) and the solar irradiance punctuated by solar minima (G) from Bard et al. (2000) and Steinhilber et al. (2009) 269

Dans la 3ème partie, chapitre 3.1 :

Figure 3.1.a, Schématisation des dynamiques de sédimentation et des flux entrants en contexte périglaciaire pendant l'Holocène. Les abréviations suivantes sont utilisées : Aff. (affluent), Ex. (exutoire), D. (décantation), g. (glissement gravitaire subaquatique), m (moraine) 287

Figure 3.1.b, Schématisation des dynamiques de sédimentation et des flux entrants en contexte proglaciaire. Les abréviations suivantes sont utilisées : Aff. (affluent), Ex. (exutoire), D. (décantation), g. (glissement gravitaire subaquatique), m (moraine) 289

Figure 3.1.c, Schématisation des dynamiques de sédimentation et des flux entrants en contexte périglaciaire et en présence de filtres amont. Les abréviations suivantes sont utilisées : Aff. (affluent), Ex. (exutoire), D. (décantation), g. (glissement gravitaire subaquatique), m (moraine), VR (verrou rocheux) 291

Figure 3.1.d, Figure extraite de l'article accepté dans CPD et piloté par Vannière et collaborateurs (annexe 1). Sont comparés pour les deux carottes prélevées dans le lac Ledro (LL081 et LL082) différents modèles d'âge et taux d'accumulation (SAR), générés sans enlever les évènements sédimentaires (MC), en enlevant uniquement les crues (WAT) et en enlevant tous les évènements sédimentaires (dépôts gravitaires et crue, WET) 298

Dans la 3ème partie, chapitre 3.2 :

Figure 3.2.a, Spatialisation, synchronisme et conséquences de la déglaciation würmienne entre les massifs alpin et pyrénéen, en fonction des périodes temporelles discutées dans le texte. Les sites étudiés sont localisés par les étoiles colorées. Les abréviations utilisées correspondent à : LBH (Lac Blanc Huez), BRA (Lac Bramant), PAL (Lac Paladru), LED (Lac Ledro) et MAJ (Etang Majeur). Les flocons entiers symbolisent la présence de glaciers dans les bassins versants des lacs étudiés, les flocons barrés symbolisent l'absence de glaciers dans les bassins versants des lacs étudiés. Les points d'interrogation symbolisent l'absence de données (pas de chronologie suffisamment établie ou pas de séquence). P symbolise le début de la pédogenèse dans les bassins versants et E l'érosion, des formations superficielles d'origine glaciaire s'il est associé à un flocon, ou des sols s'il est seul 311

Figure 3.2.b, Spatialisation et synchronisme de l'évolution des environnements entre l'Optimum climatique et le Néoglaciaire. Les sites étudiés sont localisés par les étoiles colorées. Les abréviations utilisées correspondent à : LBH (Lac Blanc Huez), BRA (Lac Bramant), PAL (Lac Paladru), LED (Lac Ledro) et MAJ (Etang Majeur). Les flocons entiers symbolisent la présence de glaciers dans les bassins versants des lacs étudiés, les flocons barrés symbolisent l'absence de glaciers dans les bassins versants des lacs étudiés. Les arbres symbolisent la mise en place de la végétation supérieure dans les bassins versants étudiés, les nuages des conditions plus humides et la lettre « E » le phénomène d'érosion des sols 313

Figure 3.2.c, Spatialisation et synchronisme de l'évolution des environnements pendant l'épisode climatique, entre 8700 et 7000 cal BP. Les sites étudiés sont localisés par les étoiles colorées. Les abréviations utilisées correspondent à : LBH (Lac Blanc Huez), BRA (Lac Bramant), PAL (Lac Paladru), LED (Lac Ledro) et MAJ (Etang Majeur). Les arbres symbolisent la mise en place de la végétation supérieure, les nuages des conditions plus humides et la lettre « E » l'augmentation de l'érosion des sols 317

Figure 3.2.d, Spatialisation et synchronisme de l'évolution des environnements pendant l'Age du Bronze. Les sites étudiés sont localisés par les étoiles colorées. Les abréviations utilisées correspondent à : LBH (Lac Blanc Huez), BRA (Lac Bramant), PAL (Lac Paladru), LED (Lac Ledro) et MAJ (Etang Majeur). Les flocons entiers symbolisent la présence de glaciers dans les bassins versants des lacs étudiés, à l'inverse des flocons barrés ; les arbres symbolisent la présence de végétation supérieure, les nuages des conditions plus humides, la lettre « E » l'augmentation de l'érosion des sols et les personnages la présence attestée d'activités humaines sur les bassins versants 319

Figure 3.2.e, Spatialisation et synchronisme de l'évolution des environnements pendant le « Dark Age ». Les sites étudiés sont localisés par les étoiles colorées. Les abréviations utilisées correspondent à : LBH (Lac Blanc Huez), BRA (Lac Bramant), PAL (Lac Paladru), LED (Lac Ledro) et MAJ (Etang Majeur). Les flocons entiers symbolisent la présence de glaciers dans les bassins versants des lacs étudiés, à l'inverse des flocons barrés ; les arbres symbolisent la présence de végétation supérieure, les soleils des conditions climatiques plus sèches, les nuages des conditions plus humides, la lettre « E » l'augmentation de l'érosion des sols et les personnages la présence certaine d'activités humaines sur les bassins versants 320

Figure 3.2.f, Spatialisation et synchronisme de l'évolution des environnements pendant « l'Optimum médiéval ». Les sites étudiés sont localisés par les étoiles colorées. Les abréviations utilisées correspondent à : LBH (Lac Blanc Huez), BRA (Lac Bramant), PAL (Lac Paladru), LED (Lac Ledro) et MAJ (Etang Majeur). Les flocons entiers symbolisent la présence de glaciers dans les bassins versants des lacs étudiés, à l'inverse des flocons barrés ; les arbres symbolisent la présence de végétation supérieure, les soleils des conditions climatiques plus sèches, les nuages des conditions plus humides, la lettre « E » l'augmentation de l'érosion des sols et les personnages la présence certaine d'activités humaines sur les bassins versants 322

Figure 3.2.g, Spatialisation et synchronisation de l'évolution des environnements pendant les périodes clés de l'Age du Bronze, du Dark Age, de l'Optimum médiéval et du Petit Age Glaciaire. Les sites étudiés sont localisés par les étoiles colorées. Les abréviations utilisées correspondent à : LBH (Lac Blanc Huez), BRA (Lac Bramant), PAL (Lac Paladru), LED (Lac Ledro) et MAJ (Etang Majeur). Les flocons entiers symbolisent la présence de glaciers dans les bassins versants des lacs étudiés, à l'inverse des flocons barrés ; les arbres symbolisent la présence de végétation supérieure, les soleils des conditions climatiques plus sèches, les

nuages des conditions plus humides, la lettre « E » l'augmentation de l'érosion des sols et les personnages la présence certaine d'activités humaines sur les bassins versants 324

Figure 3.2.h, Localisation des lacs Paladru (PAL) et Blanc Huez (LBH) sur les cartes de précipitation réalisées par Blanchet (1975) (a) et caractérisation géomorphologique du bassin versant du lac Blanc Huez (b) . 326

Figure 3.2.i, Caractérisation des unités sédimentaires supérieures, U4 et U5, de la carotte LBH06 (a). Sont comparés la brillance du sédiment : L* (b), les dérivées calculées à 445 et 525 nm (c), les teneurs en particules amorphes rougeâtres (i.e. rAP, d) et en débris ligno-cellulosiques (i.e. LCF, e), ainsi que le rapport entre ces deux constituants (i.e. rAP/LCF, f). Le modèle d'âge, calculé en fonction des marqueurs chronologiques (a) est également présenté (g) avec l'évolution des taux d'accumulation holocènes (h) 328

Figure 3.2.j, Résultats des particules identifiées par pétrographique organique quantitative effectuées sur les sédiments lacustres du lac Blanc Huez (a) et les sols (b et c) 329

Figure 3.2.k, Représentation graphique des résultats présentés en annexe 4.1, avec l'évolution du pourcentage de particule amorphes rougeâtres (rAP) d'origine pédogénétique quantifiée au sein des sédiments le lac Blanc Huez en fonction du temps (a), l'évolution du volume de sol estimé piégé au sein du lac Blanc Huez en fonction du temps (b) et l'évolution de l'estimation calculée des précipitations annuelles : PANN au lac Blanc Huez en fonction du temps. Les pointillés noirs représentent les moyennes entre 10000 et 5400 cal BP (430 mm/an) et entre 5400 et l'actuelle (1235 mm/an). Les pointillés rouges représentent les précipitations annuelles actuellement mesurées à Blanc Huez (environ 2000 mm/an, Blanchet 1974, 1994) 330

Figure 3.2.l, Evolution spatio-temporelle de l'anthropisation du massif alpin. Les flèches blanches indiquent les lacs étudiés dans ce manuscrit et correspondent aux données biliographiques et/ou aux données mises en évidence par nos analyses 338

Figure 3.2.m, Dynamique de diffusion du millet cultivé en Europe, modifié d'après Marinval (1992). Nous avons également ajouté sur cette carte les deux sites étudiés dans ce manuscrit : Ledro (LED) et Paladru (PAL) et où nous avons respectivement daté la première occurrence de miliacine en 4400 et 3400 cal BP .. 339

Figure 3.2.n, Caractérisation morphologique et pédologique du bassin versant du lac de Paladru (a) et identification de marqueurs organiques pédologiques spécifiques des sols et des sédiments (b) ... 341

Figure 3.2.o, Représentation graphique des précipitations reconstituées à partir des sédiments lacustres du lac de Paladru (courbe noire) et estimation des erreurs associées (encadré grisé). Cette courbe est comparée, aux précipitations estimées à partir des sédiments du lac Blanc Huez (courbe bleue), et aux artéfacts d'origine anthropiques documentés par les données archéologiques préexistantes ou d'après les travaux présentés chapitre 2.2 344

Figure 3.2.p, Quantification de l'impact anthropique sur l'érosion des sols enregistrée dans les sédiments lacustres du lac de Paladru. Comparaison des volumes de sols exportés par l'action seule du climat (a, courbe bleue calculée à partir des données Blanc Huez corrigée du facteur 0.5) ou par l'action potentiellement combinée du climat et de l'Homme (courbe noire, résultant des données brutes de Paladru). Ces deux courbes ont été ré échantillonnées (b), afin de calculer les volumes de sols exportés en line avec les activités humaines (c), ces volume ont d'ailleurs été convertir en pourcentages (d) ... 346

Figure 3.2.q, Synthèse régionale des trois phases climatiques identifiées pendant l'Holocène. Sont représentées les courbes de précipitations reconstituées à partir des données du lac Blanc Huez, celles reconstituées à partir du lac Paladru et les fréquences de crues calculées pour le lac Ledro par Vannière et al. (soumis CP) 351

Dans la 3ème partie, chapitre 3.3 :

Figure 3.3.a, Rappel de la figure présentée en chapitre 2.2 et numérotée 2.2.n : Organic geochemistry of core LL082. Rock Eval results (A) are represented by the diagram S2 versus Total Organic Carbon (TOC, %). Solid lines indicate the regressions line for background sediment samples and dark events samples, respectively. Specific organic signature is given by quantitative organic petrography (B) represented on a triangular diagram showing the mass percentage of grey amorphous particles, red ones and ligno-cellulosic debris making up each sample 358

Figure 3.3.b, Corrélation entre les mesures de teneur en oxydes de fer, mesurées par LA ICP-MS, et les dérivées premières de spectrocolorimétrie, calculées pour les longueurs d'ondes 445 et 525 nm. Les analyses ont été faites sur les sédiments lacustres de la carotte LBH06, prélevées dans le lac Blanc Huez 360

Figure 3.3.c, Représentation graphique de l'intégration faite lors du calcul RADB660-670, développé par Rein et Sirocko (2002).l'exemple est basé sur des mesures réalisées sur un échantillon pédologique et un échantillon de sédiment lacustre 361

Figure 3.3.d, Analyse en composante principale des analyses spectrocolorimétriques et en pyrolyse Rock-Eval, faites sur l'ensemble des carottages sédimentaires étudiés dans le présent manuscrit 362

Figure 3.3.e, Comparaison du rapport $RADB_{660-670}$ avec le carbone organique total (a) et l'indice d'hydrogène (b) donnés par Rock-Eval 363

Figure 3.3.f, Comparaison du rapport incohérence/cohérence avec le carbone organique total, mesuré par pyrolyse Rock-Eval. Il est à noter que l'ensemble des séquences a été analysé avec l'appareil ITRAX équipé du tube de chrome. Seule la séquence BRA1B a également été analysée avec le tube de molybdène (cercle vert, précisé molybdène) 364

Figure 3.3.g, Effet de la teneur en eau sur les intensités de réflectance acquises par spectrocolorimétrie sur un horizon d'Andosol (a) et sur un échantillon issu des sédiments du lac de Paladru (b). Dans les deux cas on observe une augmentation (i) de l'intensité de la réflectance et (ii) de l'amplitude du spectre 366

Figure 3.3.h, Comparaison des mesures spectrocolorimétriques réalisées sur les mêmes sédiments immédiatement après ouverture (a) et six mois après ouverture (b). L'écart entre les deux acquisitions et les valeurs de réflectance mesurées est présenté (c) ainsi que l'évolution des teneurs en eau entre les deux situations (d) 367

Figure 3.3.i, Influence de la teneur en eau sur les paramètres de cohérence (coh) et d'incohérence (inc) donné par l'ITRAX 368

Figure 3.3.j, Analyse en composante principale des mesures granulométriques, des résultats obtenus par pyrolyse Rock-Eval et du rapport inc/coh (i.e. incohérence/cohérence) calculé à partir des acquisitions XRF, faites tous les 0.5 cm, sur les 55 premiers centimètres de la carotte PAL09 issue du lac de Paladru 369

Liste des tableaux

Dans la 1ère partie, chapitre 1.2 :

Tableau 1.2.e, Tableau récapitulatif des différents modèles couramment utilisés pour parler d'érosion des sols 71

Dans la 1ère partie, chapitre 1.3 :

Tableau 1.3.u, Récapitulatifs des coefficients moyens d'érodabilité, Es, déterminés par De Ploey et al. (1995) 124

Dans la 2ème partie, chapitre 2.1 :

Table 2.1.f, Radiocarbon dates obtained from core LBH06. Age calibration was done using sets by Reimer et al. (2009) 154

Table 2.1.h, Estimated ages and characteristics of the rapidly deposited layers (RDLs) recorded in Lake Blanc Huez and discussed in the text 160

Tableau 2.1.l, Dates radiocarbones obtenues sur les séquences BRA01 et BRA02. Les calibrations ont été réalisées selon la droite de calibration de Reimer et al. (2009) 175

Dans la 2ème partie, chapitre 2.2 :

Table 2.2.b, Radiocarbon dates obtained from Lake Paladru sediment sequence PAL09. Age calibration was done using sets by Reimer et al. (2009). The two dates in italic are the rejected dates (see the text for more details) 187

Table 2.2.p, Historical earthquakes documented by Guidoboni et al. (2007) close to Lake Ledro. (http://storing.ingv.it/cfti4med/) 229

Table 2.2.r, Estimated ages and characteristics of sedimentary events (SE) interpreted as sub aquatic mass movements triggered in Lake Ledro by regional earthquakes as discussed in the text 230

Dans la 2ème partie, chapitre 2.3 :

Table 2.3.e, Radiocarbon (^{14}C AMS) and radiometric or artificial radionuclides measurements (^{210}Pb, ^{137}Cs and ^{241}Am) obtained from Pond Majeur sediments cores EM10A, EM10C, EM10B and EM11B. Age calibration was done using sets by Reimer et al. (2009) 257

Introduction générale

Le détritisme, plus communément résumé à la notion d' « érosion », est un processus essentiel à l'évolution des paysages continentaux. Ce phénomène naturel régit les flux de matériel terrestre et l'équilibre subtil entre le prélèvement de matière et son accumulation en un lieu donné. En d'autres termes, le détritisme est un processus de transfert de la matière.

Ce détritisme est bien évidemment dépendant de facteurs de station, tels que la topographie du site érodé, mais il répond de plus aux forçages climatique (précipitations, températures) et anthropique (mise en culture, urbanisation). Les travaux de Le Bissonnais (2001, 2008) et de Bosco et al. (2009) suggèrent par exemple que la conjugaison du changement climatique tel qu'il est actuellement modélisé et de l'augmentation de la population mondiale prévue auraient pour principale conséquence d'accélérer l'érosion des surfaces continentales. Une telle accélération peut représenter un problème sociétal majeur. En effet, lorsque cette remobilisation affecte les sols, le détritisme impacte ces derniers et les conséquences en découlant vont bien au-delà du simple transfert de matériaux sur les surfaces continentales. Ces conséquences concernent alors également des thématiques diverses telles que les ressources (cycle des éléments, et notamment du carbone), l'économie (productivité des sols) ou les risques naturels (pollution, crues).

Comprendre l'évolution du détritisme représente donc un questionnement majeur. Et avancer dans cette réflexion nécessite de parvenir à distinguer « l'érosion naturelle » et

« l'érosion anthropique » (Dearing et al., 2006a, b). Des modèles explicatifs, voire prédictifs de l'érosion (analogiques – numériques), sont actuellement proposés par la communauté des agronomes et des pédologues. Ils s'appliquent sur du court terme (érosion à l'échelle de l'événement pluvieux jusqu'à quelques années). Ces modèles délivrent ainsi des résultats riches en enseignements mais ils sont développés dans un contexte situationnel particulier. En effet, l'Homme est aujourd'hui partout ! Les quelques « pristine basins » recensés (secteurs non anthropisés) se limitent en effet à l'Alaska et au sud du Chili. Ainsi faire la part du naturel et de l'anthropique dans un tel monde devient un problème complexe.

Une solution est peut être de se retourner vers le passé, vers des époques comparables climatiquement à aujourd'hui, dans des contextes géographiques similaires, et marquées par la conquête de l'Homme sur le milieu. Pour les raisons évoquées, l'Holocène (11700 ans – actuel) représente naturellement une période d'investigation de choix. En Europe occidentale, les conditions climatiques sont relativement bien documentées, elles sont proches de l'actuel, les paysages sont comparables, et l'activité anthropique s'y est progressivement développée. En témoigne, la « Révolution Néolithique », époque à partir de laquelle l'anthropisation des territoires et la diversification des activités humaines n'ont cessé de croître (Biraben, 2003). De nombreux auteurs, dont Ojima et al. (1994), suggèrent d'ailleurs que cette empreinte anthropique croissante a nécessairement amplifié l'érosion des surfaces continentales. Ces visions « archéologique » et « écologiste » appuient des travaux antérieurs, « géologiques », menés sur l'étude de remplissages lacustres dans le Jura et le Massif Central (Bichet et al., 1999 ; Macaire et al., 2010). Ces études possèdent le mérite majeur de comparer des époques où l'Homme « pèse » ou non sur le milieu. Elles ont ainsi permis de quantifier l'impact de l'Homme sur le détritisme, mais ceci a faible résolution temporelle (sur le millier d'années), et sous un angle essentiellement descriptif (absence de modélisation).

En d'autres termes, les études menées sur le détritisme sont nombreuses et menées par des communautés scientifiques diverses. Ce dernier point souligne une fois encore l'enjeu sociétal que représente sa compréhension. Ces études sont complémentaires, mais elles ne permettent pas, pour l'heure, de distinguer et quantifier de façon précise l'érosion

d'origine climatique, de l'érosion d'origine anthropique sur du long terme et à haute résolution temporelle. Ceci représente notre questionnement majeur.

Les objectifs

L'objectif général de ce travail est donc de distinguer et quantifier les empreintes climatiques et anthropiques sur le détritisme au cours du temps. Il repose sur l'étude intégrée de différents géosystèmes lacustres d'âge Holocène, constituant des sites de choix pour l'installation des sociétés humaines, et qui offrent également une résolution temporelle suffisamment précise pour apprécier la moindre évolution des paysages subactuels. Ces géosystèmes sont issus de différents massifs montagneux (Pyrénées et Alpes), et se définissent par des caractéristiques qui leur sont propres (altitude, géomorphologie, pressions anthropiques).

In fine, les objectifs du présent travail s'articulent autour de deux axes majeurs. Il s'agit :

(i) de mettre en évidence, de distinguer, voire de hiérarchiser les facteurs forçants agissant sur le détritisme d'Europe occidentale pendant l'Holocène.

(ii) de mettre au point une approche permettant de quantifier cette érosion des sols sur l'Holocène, pour avancer dans nos connaissances sur les fluctuations climatiques récentes, les phases d'anthropisation et les relations les liants.

Le plan de l'étude

Le présent travail est organisé selon trois parties distinctes qui représentent la démarche scientifique adoptée, chacune s'appuyant sur les acquis des précédentes.

La première partie (« Etat de l'art, questions scientifiques et démarche adoptée ») est subdivisée en trois chapitres. Le chapitre 1.1 rappelle l'état de l'art en matière de climat holocène et de rétroactions connues entre le climat, les Hommes et leurs environnements.

Le chapitre 1.2 s'intéresse au détritisme affectant les surfaces continentales, et positionne le paysage holocène. L'objectif est d'identifier les questions restant en suspens sur les forçages globaux régissant les climats récents, et de poser les bases concernant l'érosion des surfaces continentales d'Europe occidentale, en lien avec l'évolution du climat et des sociétés humaines. Enfin, le chapitre 1.3 présente successivement la démarche scientifique adoptée pour répondre aux questions posées, les sites choisis, et les analyses envisagées dans le cadre du présent travail.

La seconde partie (« Résultats par sites ») est également subdivisée en trois chapitres. Ceux ci exposent successivement les résultats obtenus sur chacun des espaces étudiés : (i) le massif alpin de haute altitude (chapitre 2.1) et de piedmont (chapitre 2.2) ; et (iii) le massif pyrénéen (chapitre 2.3).

Enfin, la troisième partie (« Comparaison inter-sites ») présente une synthèse fondée sur la comparaison des résultats exposés dans la deuxième partie. Elle est subdivisée en trois chapitres. Le chapitre 3.1 compare les capacités d'enregistrement et les réactivités des différents géosystèmes étudiés devant les forçages climatiques et anthropiques. Le chapitre 3.2 établit, dans un premier temps, un bilan quant à la variabilité climatique holocène en Europe occidentale, à courte et longue échelle de temps. Ce chapitre permet également de discuter de cette variabilité climatique à l'échelle régionale, en termes de synchronisme et d'expression (température et /ou humidité). Dans un deuxième temps, ce chapitre se focalise sur l'implantation humaine. Elle y est envisagée sous différents angles : (i) les facteurs contrôlant (accessibilité aux sites, rétroaction climatique), (ii) le synchronisme, et (iii) l'impact potentiel de ces activités humaines sur le détritisme. Dans ce chapitre, sont également proposés, à titre prospectif essentiellement et pour la première fois, des reconstitutions des précipitations annuelles holocènes dans les Alpes françaises (altitude et piedmont). Enfin, le chapitre 3.3 propose quelques enseignements méthodologiques prodigués par ce travail et généralisables à d'autres études similaires.

L'ensemble de ces résultats est repris dans une conclusion générale faisant l'objet de la dernière partie de ce manuscrit.


RÉCHAUFFEMENT CLIMATIQUE...
...OU PAS...
Brr!

1ère partie

Etat de l'art, questions scientifiques & démarche adoptée.

Cette première partie vise à présenter la thématique guidant le travail effectué, en l'occurrence, les interactions entre les Hommes et le climat via leurs conséquences environnementales produites (ici le détritisme). Elle pose, dans un premier temps, l'état de l'art sur les connaissances et les incertitudes que nous possédons concernant le climat holocène en hémisphère nord et les facteurs contrôlant ce climat, que ces derniers soient naturels et/ou anthropiques. Elle rappelle ensuite le paysage holocène et les notions fondamentales nécessaires pour appréhender le phénomène de détritisme. Elle propose enfin la stratégie de la démarche adoptée pour répondre à la question posée : quelles sont les empreintes climatiques et anthropiques sur le détritisme en Europe occidentale ?

Cette partie est naturellement subdivisée en trois chapitres.

Le premier chapitre (1.1) pose le cadre climatique de la période Holocène dans l'hémisphère nord et rappelle les fluctuations à long et à court terme connues dans la littérature.

Le second chapitre (1.2) expose les processus affectant les surfaces continentales d'Europe occidentale au cours du temps et pose le paysage holocène.

Enfin, le dernier chapitre (1.3) présente la démarche adoptée au cours de cette étude.

Chapitre 1.1

Les fluctuations climatiques récentes.

Dans ce chapitre, nous rappelons brièvement la place de l'Holocène dans les fluctuations climatiques quaternaires ainsi que les facteurs forçants agissant sur les climats récents. Nous faisons le point, par le biais de synthèses à l'échelle de l'hémisphère nord, des phases climatiques clés ponctuant la période holocène et des questions restant en suspend (caractérisation, enregistrement local et/ou régional, synchronisme).



Lac de Lucerne… il y a 20 millions d'années (image du haut)
et il y a 20000 ans (image du bas)

1. La place de l'Holocène dans le Quaternaire.

1.1. Phases glaciaires et interglaciaires.

La Terre a connu différentes périodes glaciaires au cours de son histoire, où les glaciers et les calottes polaires se sont fortement développés. La dernière époque glaciaire, dénommée *Quaternaire* ou *Pléistocène*, s'est amorcée il y a 2,8 millions d'années et compte de nombreux épisodes glaciaires. Au début du 20ème siècle, Penck et Brückner (1901-1905) ont décrit au sein du Quaternaire une cyclicité climatique de l'ordre de 100000 ans. Par suite, de nombreuses équipes ont décomposé ces cycles en périodes glaciaires et interglaciaires, notamment enregistrées dans les carottes de glace issues des pôles (Berner et al., 1978 ; Johnsen et al., 1992, Mayewski et al., 1997, Petit et al., 1999, Lowell, 2000) (figure 1.1.a).

Quatre périodes glaciaires ont été identifiées au front des massifs alpin et pyrénéen et ont été nommées (de la plus ancienne à la plus récente) : le Günz, le Mindel, le Riss et le Würm. Dans les arcs alpins et pyrénéens, seule l'avant dernière glaciation du Riss (252000-122000 ans BP), l'avant dernier interglaciaire Riss-Würm (128000-71000 ans), la dernière glaciation du Würm (72000-11700 ans BP) et l'interglaciaire actuel Holocène (post 11700 ans BP) ont laissé des indices encore visibles aujourd'hui. Ces morphologies d'origine glaciaires ont été à l'origine de la « théorie glaciaire » (Agassiz, 1840).

La déglaciation würmienne s'est amorcée à la transition Pléniglaciaire - Tardiglaciaire, il y a 15000 ans environ. Cette déglaciation s'est effectuée en plusieurs étapes marquées par des stades froids interrompus d'interstades plus doux. Ainsi, les stades du Dryas ancien (15000-12700 ans BP) et du Dryas récent (11000-10000 ans BP) sont entrecoupés des interstades du Bølling (12700-12000 ans BP) et de l'Alleröd (12000-11700 ans BP).

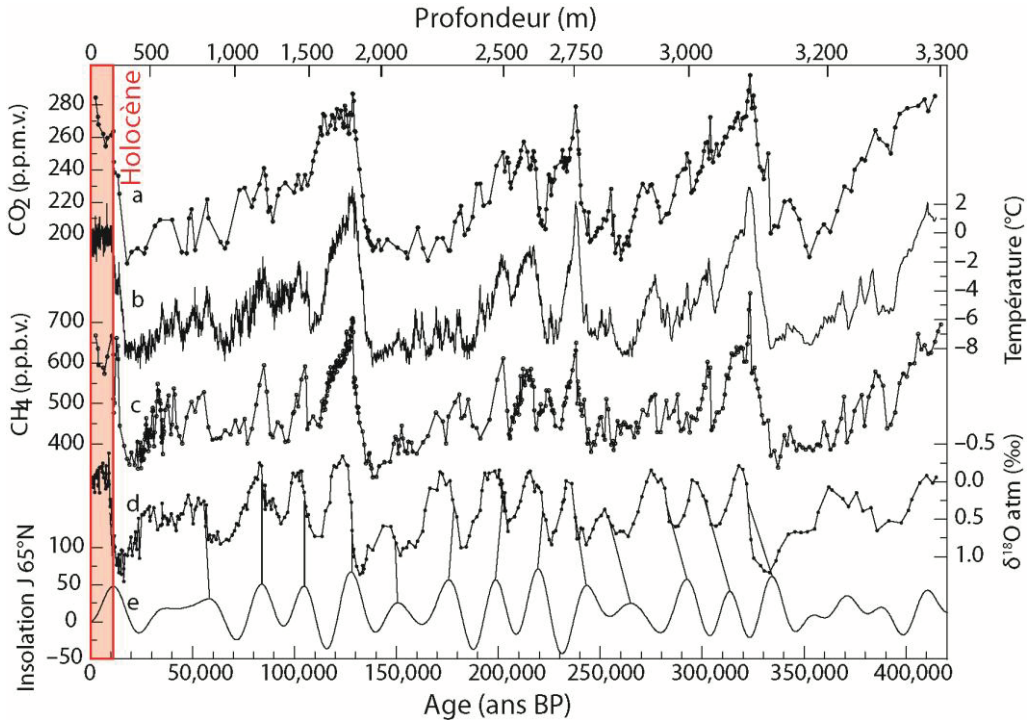


Figure 1.1.a, Evolution de divers paramètres régissant le climat et mise en évidence des cycles glaciaires et interglaciaires dans la carotte de glace issue de Vostok (Antartique), modifié d'après Petit et al., 1999. Le zéro de la courbe de températures correspond à la température de référence de AD1950. Les courbes de CO_2, température, CH_4 et $\delta^{18}O$ sont exprimées en fonction de la profondeur, tandis que la courbe d'insolation est tracée en fonction du temps, ici exprimé en années BP[1].

1.2. L'Holocène.

Après 11700 ans, l'Holocène, dernier interglaciaire du Quaternaire, débute. L'étude de cette période a longtemps été délaissée car les mesures réalisées sur les archives marines, glaciaires, et continentales semblaient indiquer une période climatique stable présentant des variabilités de moins grande amplitude que les périodes antérieures tant du point de vue des températures que des précipitations (figure 1.1.a, Guiot et al., 1990, 1994 ; Reille et Beaulieu, 1990 ; Pons et al., 1992). Bien évidemment, les fluctuations climatiques holocènes sont difficilement comparables aux fluctuations glaciaires/interglaciaires, mais elles existent et ne seront pas à négliger (§ 3 et 4).

[1] Dates radiocarbones calibrées. L'année « zéro » est considérée en 1950, avant les essais nucléaires de 1963 et l'évènement de Tchernobyl (Magny, 1995). Le terme « BP » signifie alors « Before Present » (avant 1950).

2. Les facteurs forçants les climats récents.

Les facteurs forçants les climats récents sont multiples. La terre est chauffée par le soleil et les températures sont redistribuées sur la surface terrestre par les enveloppes fluides telles que l'hydrosphère et l'atmosphère. Nous distinguerons ainsi les paramètres astronomiques, l'activité solaire, la circulation océanique et le couplage océan/atmosphère.

2.1. Les paramètres astronomiques.

Les cyclicités climatiques des périodes glaciaires et interglaciaires résident essentiellement dans les changements des paramètres orbitaux, caractéristiques de la rotation de la Terre autour du Soleil et déterminant la quantité d'énergie solaire reçue sur une surface donnée du globe terrestre (figure 1.1.b). L'excentricité exprime le degré d'aplatissement de l'ellipse que dessine l'orbite de la Terre. D'une valeur atteignant aujourd'hui 0,016, elle a oscillé dans le passé entre 0 (cercle parfait) et 0,06 (période de 100000 ans). L'obliquité correspond à l'angle existant entre l'axe de rotation de la Terre et le plan de l'écliptique. Actuellement égale à 23,27°, l'obliquité a oscillé dans le passé entre des valeurs de 21,5 et 24,5° (période de 41000 ans). Enfin, la précession des équinoxes correspond à l'orientation de l'axe de la Terre. Le pôle nord est aujourd'hui orienté vers l'étoile polaire mais était orienté vers l'étoile Véga il y a 11000 ans environ (période de 21000 ans).

L'évolution de ces trois paramètres a un impact direct sur le climat terrestre et notamment sur les saisons. L'obliquité explique le contraste saisonnier, l'excentricité et la précession des équinoxes influencent les durées des saisons. (Beer et al., 2000). *In fine*, ces paramètres contrôlent l'insolation. Celle-ci s'exprime en $W.m^{-2}$ et correspond à la quantité d'énergie lumineuse reçue par le globe terrestre au cours du temps et en fonction des latitudes considérées (Laskar, 1990).

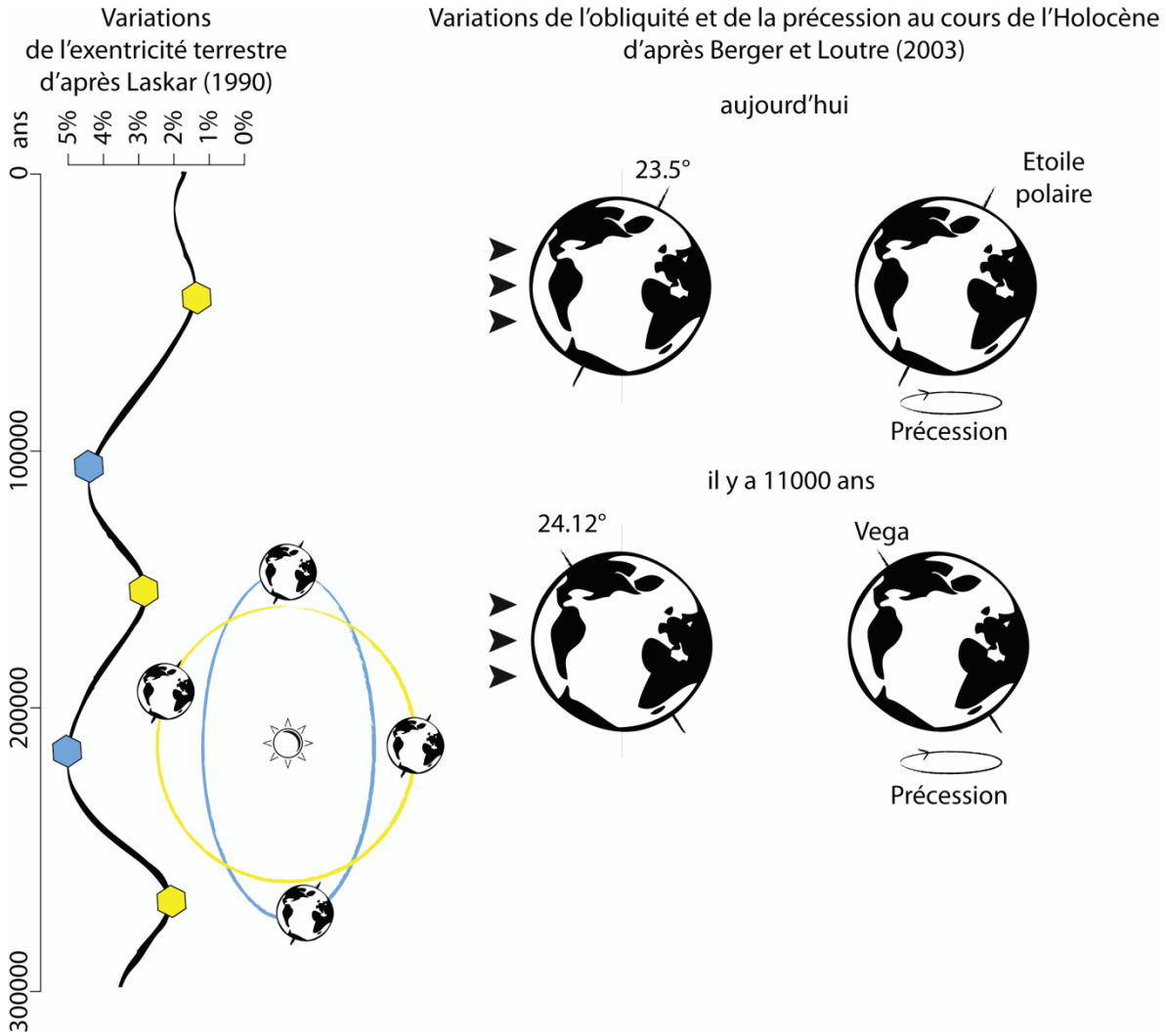


Figure 1.1.b, Variations des paramètres orbitaux au cours du temps, réalisée d'après les données de Laskar (1990) et Berger et Loutre (1991).

2.2. L'activité solaire.

Exprimée aussi en $W.m^{-2}$, l'activité solaire, ou irradiance solaire, est à distinguer de l'insolation (figure 1.1.c). L'irradiance solaire correspond en effet à l'activité du soleil. A courte échelle de temps, l'irradiance solaire est reconstituée via les observations historiques des taches solaires (Hoyt and Schatten, 1998). A plus longue échelle temporelle, l'irradiance solaire est reconstituée par l'intermédiaire des variations en isotope cosmogénique mesurées dans les carottes de glace (Bard et al., 2000). De nombreux travaux s'intéressent de fait au carbone 14 (^{14}C) résiduel. En effet, formé en haute atmosphère, le ^{14}C résulte de l'action des rayons cosmiques sur l'azote atmosphérique. Lorsque le soleil est

actif (nombreuses taches solaires), le vent solaire est tel qu'il empêche les rayons cosmiques d'interagir avec l'azote atmosphérique diminuant alors la teneur en ^{14}C atmosphérique résiduel. On considère donc qu'un excès de ^{14}C atmosphérique correspond à une période où l'activité solaire est faible, et qu'un déficit en ^{14}C atmosphérique correspond à une période où l'activité solaire est importante. Cependant, ce ^{14}C atmosphérique résiduel intègre également le cycle du carbone via le dioxyde de carbone. Ainsi, le ^{14}C atmosphérique peut également être rejeté dans l'atmosphère, notamment par l'intermédiaire des upwellings (Broecker, 1997) : une forte teneur atmosphérique peut dans ce cas ne pas être le reflet d'une diminution de l'activité solaire mais plutôt d'un relarguage océanique. C'est pourquoi, Bard et al. (1997), Bond et al. (2001) et plus récemment Delaygue et Bard (2011) se sont focalisés sur les co-variations entre le ^{14}C et le béryllium 10 (^{10}Be, autre isotope cosmogénique pouvant être mesuré dans les carottes de glaces, et formé, comme le ^{14}C résiduel, en plus ou moins grande quantité en fonction des vents solaires) qui témoignent strictement de l'activité solaire. Cette activité n'a pas de cyclicité à proprement parler.

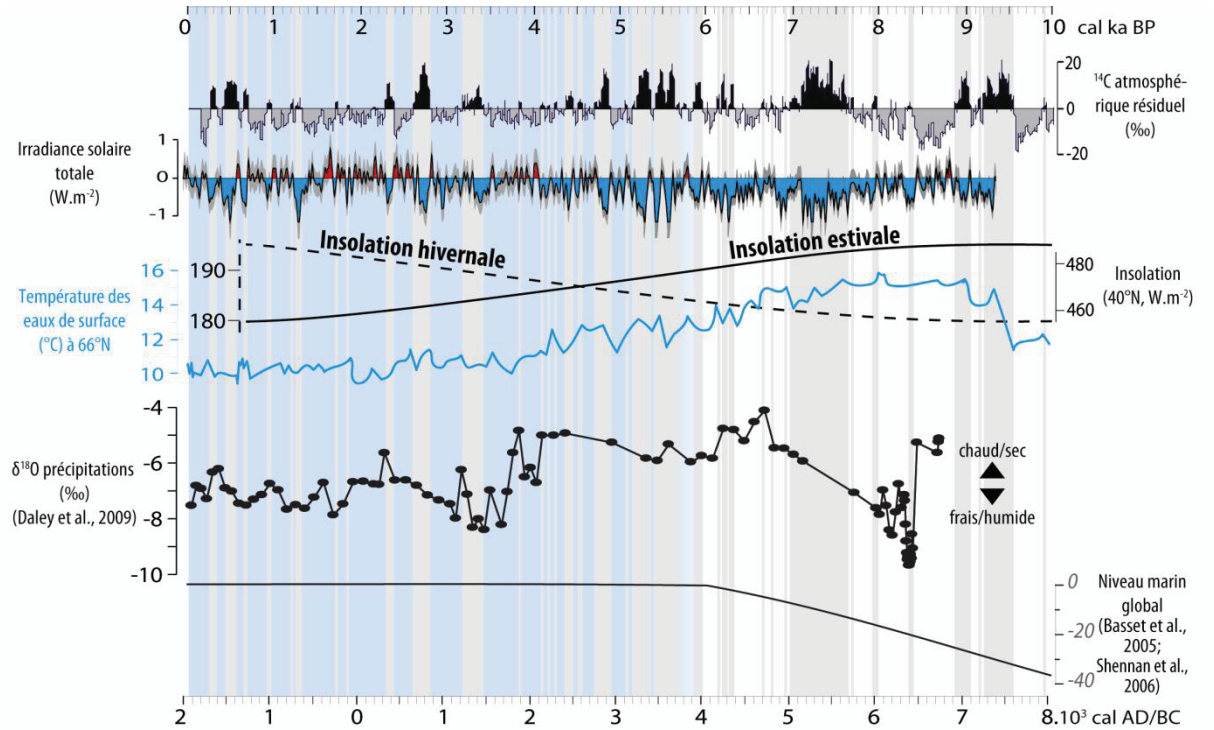


Figure 1.1.c, Evolution de la teneur en ^{14}C atmosphérique résiduel (Magny, 2004), de l'irradiance solaire totale (Steinhilber et al., 2009), des variations d'insolation estivale et hivernale au cours de l'Holocène à 40°N (Berger, 1978, Laskar, 1990), de la température des eaux de surface de l'océan Atlantique (Sea Surface Temperature, SST, Moros et al., 2004), du $\delta^{18}O$ des précipitations reconstitué à partir d'une tourbière située à 50°N à proximité de la mer du Labrador (Daley et al., 2009) et de l'évolution du niveau marin au niveau des côtes atlantiques françaises (Bassett et al., 2005 et Shennan et al., 2006) pendant l'Holocène. Les minima solaires sont mis en évidence par les bandes grisées verticales. La surface bleutée souligne la stabilisation du niveau marin global, contemporaine des chutes progressives des SST et de l'insolation estivale à 40°N.

Versteegh (2005) a montré dans son article de synthèse que le forçage solaire était le principal moteur régissant la balance précipitations/évaporation. En accord avec les interprétations proposées par Magny (1993, 2004) et Magny et al. (2010), Versteegh (2005) constate également que les périodes dites de « minima solaires » coïncideraient avec des phases plus humides enregistrées dans les archives continentales issues d'Europe occidentale (Jura et Alpes). Ce dernier point demande cependant à être confirmé et étendu à des archives européennes issues d'autres massifs.

2.3. La circulation océanique.

Outre le forçage solaire, le climat est également régi par le forçage océanique (Leemann et Niesen, 1994 ; Bond et al., 1997, 2001 ; Mayeswski et al., 2004 ; Versteegh, 2005). Ce forçage océanique résulte à la fois des effets de la circulation thermohaline, répartissant les masses d'eau chaudes et fraîches dans les océans (Sea Surface Temperature, SST, figure 1.1.c), et de la variation du niveau marin global (figure 1.1.c), déterminant la proportion entre les terres émergées et les surfaces en eau. Récemment, l'étude comparée de diverses archives (carottes de glace, carottes marines et terrestres) a permis à Debret et al. (2009) de déconvoluer les diverses cyclicités holocènes enregistrées et de suggérer un relais des forçages solaires et océaniques daté entre 5500 et 5000 cal BP.

2.4. Le couplage océan-atmosphère.

Dans l'hémisphère nord, le couplage océan-atmosphère (Giraudeau et al., 2000 ; Nesje et al., 2004) est plus connu sous les termes d'Oscillation Nord Atlantique (North Atlantic Oscillation, NAO). Définie par Hurrel et al. (2001), la NAO consiste en un échange de masses d'air de haute et basse pression respectivement centrées sur les Açores et l'Islande (Pauling et al., 2006) (figure 1.1.d). On parle alors de phase NAO positive, lorsqu'il y a un gradient positif de pressions[2], et de phase NAO négative, dans le cas contraire[3] (figure 1.1.d).

[2] NAO positive : Pressions supérieures à la normale aux Açores et inférieures à la normale en Islande.
[3] NAO négative : Pressions supérieures à la normale en Islande et inférieures à la normale aux Açores.

Cet échange de masse d'air est le principal processus de régulation des phases de dépressions atmosphériques amenant des précipitations hivernales sur les secteurs européen et nord atlantique (Trouet et al., 2009), notamment lors de phases NAO négatives (figure 1.1.d) durant lesquelles les vents d'ouest sont ralentis, bloqués par l'anticyclone du continent nord européen qui amène de l'air froid et sec sur le nord de l'Europe. Pendant l'Holocène, ces phases NAO négatives semblent également favoriser les périodes d'avancées glaciaires en Europe (Nesje et al., 2000, Bond et al., 2001, Casty et al., 2005) et plus particulièrement dans les Alpes françaises, depuis 1960 (Six et al., 2001).

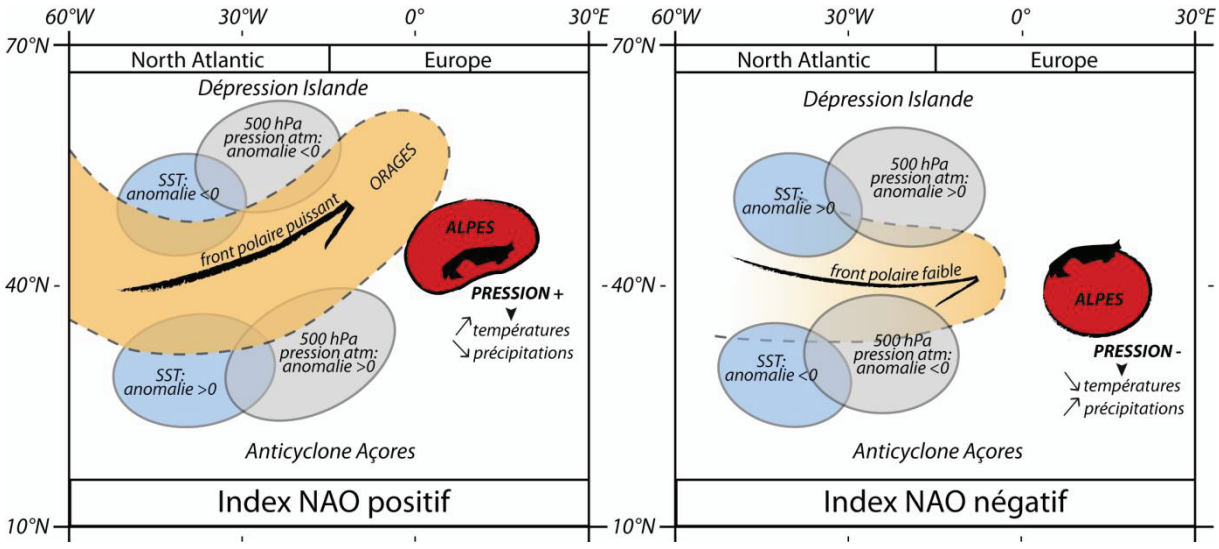


Figure 1.1.d, Conséquences de l'oscillation nord atlantique (North Atlantic Oscillation, NAO) sur les régimes de précipitations et de températures dans les Alpes, modifié d'après Casty et al. (2005).

Bond et al. (2001), Casty et al. (2005) et Hurrel and Deser (2010) ont rapporté que la NAO est, de fait, associée à des variations des températures atmosphériques et des SST (figure 1.1.c), elle-même liée à la circulation thermohaline (figure 1.1.c, Moros et al., 2004) et à l'activité solaire (figure 1.1.c, irradiance solaire totale, Steinhilber et al., 2009) mais le champ magnétique terrestre pourrait également influencer les phases de la NAO (St-Onge et al., 2003). Ainsi, certains auteurs, dont Haas et al. (1998), Giraudeau et al. (2000), Chapron et al. (2002), Rimbu et al. (2003) et Brauer et al. (2008) associent les fluctuations climatiques qu'ils ont décryptées avec des périodicités de la NAO, de l'activité solaire (88 et 208 ans, Brauer et al., 2008) ou de la circulation thermohaline (512 ans, Brauer et al., 2008).

Cette dernière remarque doit cependant être nuancée puisque récemment, Knudsen et al. (2011) ont identifié une nouvelle cyclicité, appelée Oscillation Atlantique Multi-décennale (Atlantic Multidecadal Oscillation, AMO), reflétant les anomalies des SST (figure 1.1.c) et dont la périodicité varie entre 60 et 90 ans. De même que pour les phases NAO négatives, les phases AMO négatives se traduisent par un ralentissement de la circulation thermohaline entraînant une vague de froid sur l'Europe.

3. La bipartition climatique Holocène : Optimum climatique et Néoglaciaire.

Les courbes de précipitations et températures proposées par Guiot et al. (1994) (figure 1.1.e) sont issues de séquences continentales dans les Préalpes françaises et établies à partir de données polliniques. Elles suggèrent un léger phasage du climat holocène, décrivant un climat plus frais entre 11500 et 8000 cal BP, correspondant aux chronozones polliniques du Préboréal (10000-9000 ans BP) et du Boréal (9000-8000 ans BP), devenant progressivement plus chaud pendant la chronozone Atlantique, entre 8000 et 5000 cal BP, puis plus frais et humides pendant les chronozones Sub-Boréal (5000-2500 ans BP) et Sub-Atlantique (post 2500 ans BP).

Sur le long terme, les travaux menés sur des sédiments holocènes répartis sur l'hémisphère nord et portant sur les avancées glaciaires suggèrent plutôt une bipartition doux/sec *versus* frais/humide qui semble générale pour les latitudes supérieures à 40°N (figure 1.1.f, n°1 à 14). En deçà de cette limite, Magny et al. (2011) évoquent une inversion de la tendance en lien avec des influences climatiques davantage méditerranéennes qu'atlantiques (figure 1.1.f, n°15).

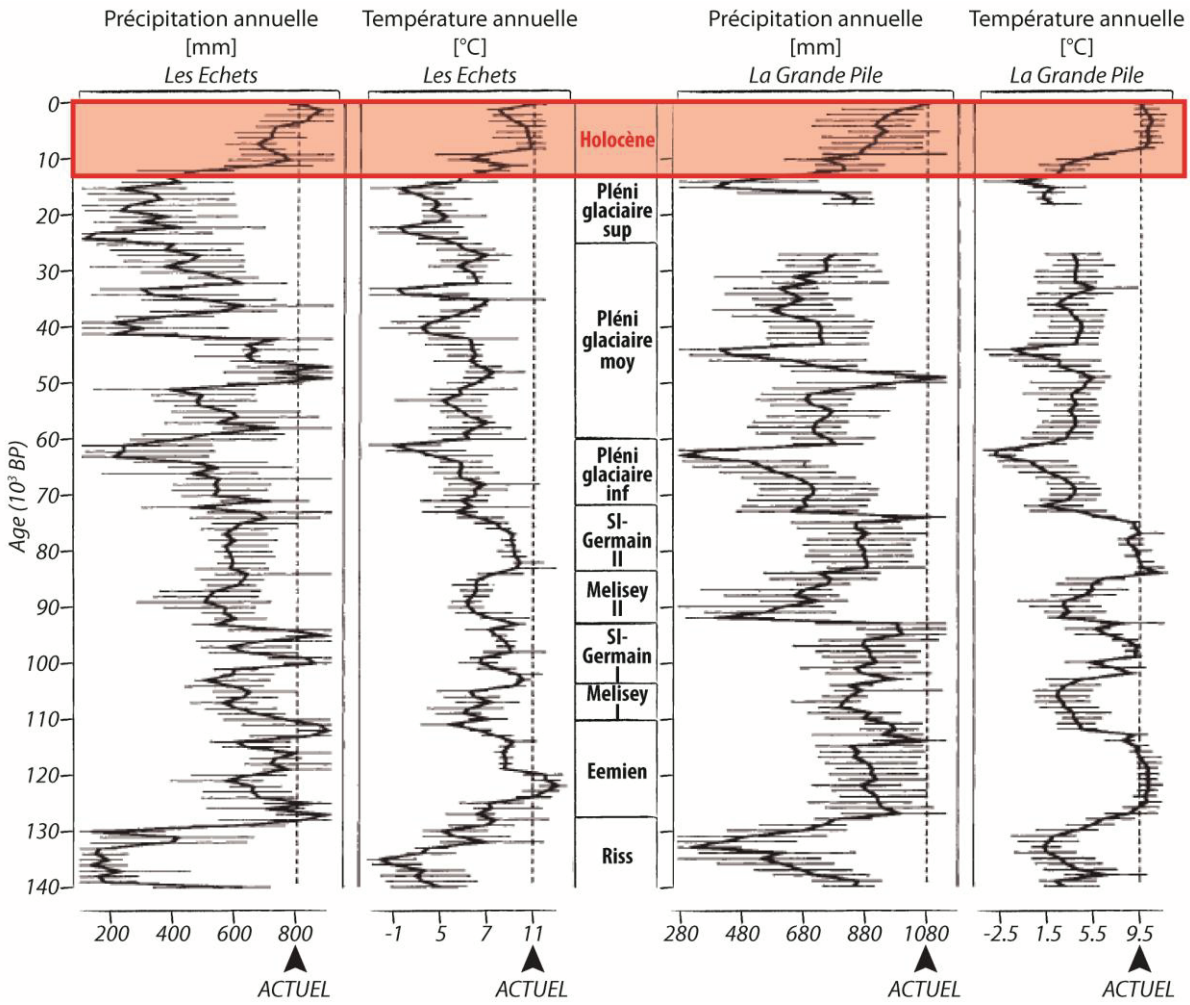


Figure 1.1.e, Reconstitution des paléo-températures et des paléo-précipitations au cours des 140000 dernières années à partir d'archives lacustres continentales issues d'Europe occidentale, modifiée d'après Guiot et al. (1994).

Cette transition d'un climat doux, appelé Optimum climatique, vers un climat frais et humide, appelé Néoglaciaire, serait en relation avec la diminution progressive de l'insolation estivale (*versus* l'augmentation progressive de l'insolation hivernale, figure 1.1.c, Laskar, 1990) ayant engendré un rafraîchissement progressif des SST[4] (surface bleutée, figure 1.1.c, Moros et al., 2004). Ces modifications hémisphériques auraient entraîné des changements en terme de circulation océanique atlantique (Wick et al., 2003, Magny et al., 2006) apparemment responsables du relais du forçage solaire vers le forçage océanique (Debret et al., 2011).

[4] La reconstitution des SST est rendue possible par l'analyse des insaturations des alcénones des foraminifères planctoniques retrouvés dans les sédiments d'une carotte marine prélevée à 66°N.

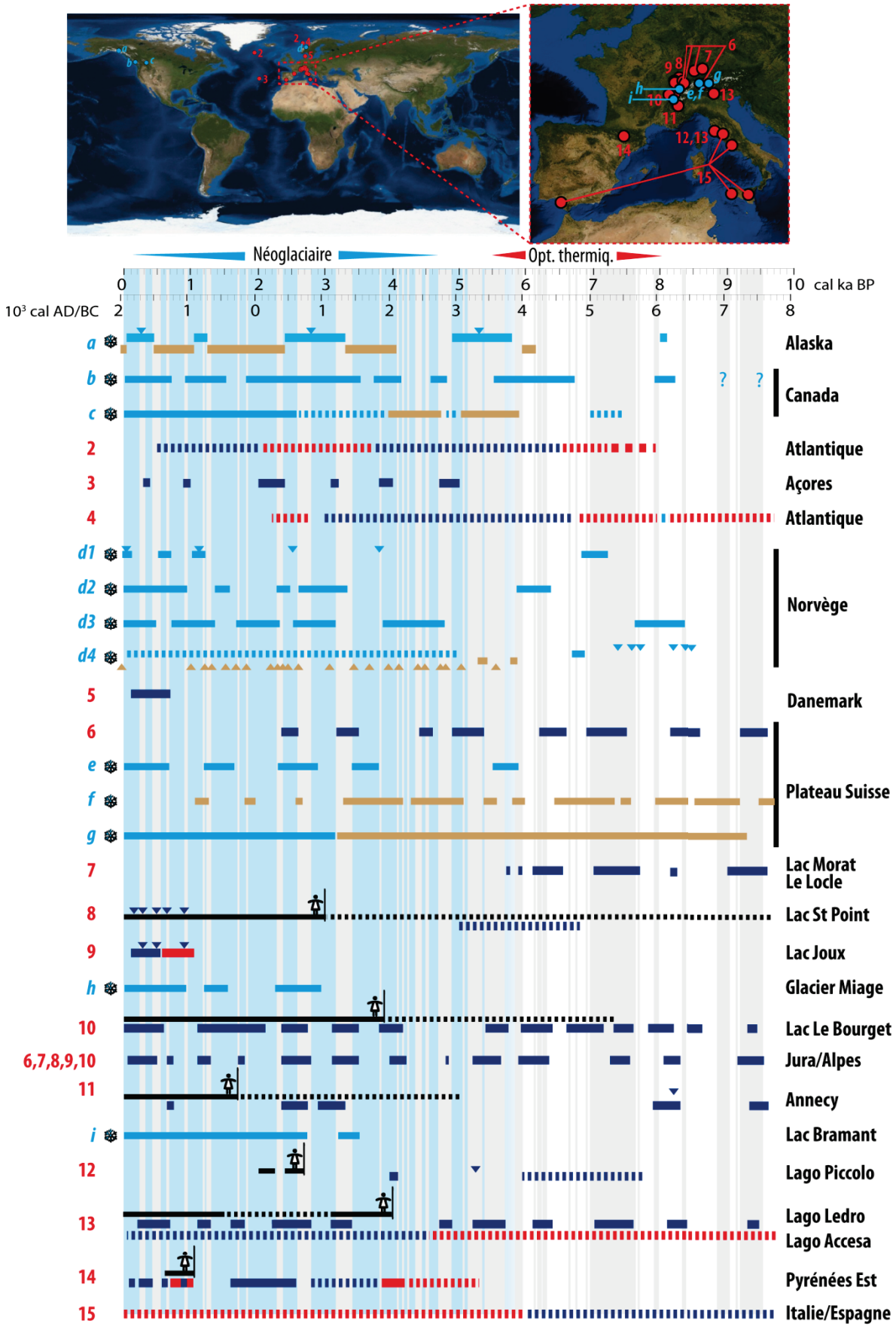


Figure 1.1.f, Synthèse non exhaustive (i) des périodes d'avancées (en bleu clair) et de retraits glaciaires (en brun, si précisé) et (ii) des phases humides (en bleu foncé) ou sèches (en rouges), à l'échelle de l'hémisphère nord. Les

barres mises en tirets symbolisent les périodes ou les tendances climatiques sont simplement supposées. Pour les archives localisées en piedmont, sont également précisées les périodes d'anthropisation connue du milieu (trait plein noir) ou supposées (trait tiret noir). De même que dans la figure 1.1.c, les minima solaires sont mis en évidence par les bandes grisées verticales. La surface bleutée souligne la stabilisation du niveau marin global, contemporaine de la chute progressive des températures des eaux de surface océanique (Sea Surface température, SST) et de l'insolation estivale à 40°N (figure 1.1.c). Liste des références utilisées dans la figure 1 sont les suivantes : a, ; b, Leonard, 1986 ; c, Leonard et Reasonner, 1999 ; n°2, Moros et al., 2004 ; n°3, Bjork et al., 2006 ; n°4, ; d1, Bakke et al., 2010 ; d2, Nesje et al., 2000 et 2001 ; d3 : Kàrlen et Matthews, 1992 ; d4 : Matthews et Dresser, 2008 ; n°5 : Clague et al., 2009 ; n°6, Magny, 2004 et Magny et al., 2006 ; e, Haas et al., 1998 et Holzhauser et al., 2005 ; f, Grosjean et al., 2007 ; g, Joerin et al., 2006 ; n°7, Magny, 2004 et Magny et al., 2001 ; n°8, Magny, 2004, Leroux et al., 2008 et Magny et al., 2010 ; n°9, Magny, 2004 et Magny et al., 2011 ; h, Deline et Orombelli, 2005 ; n°10, Magny, 2004 et Debret et al., 2010 ; n°11 : von Grafenstein et al., 1999 et Noël et al., 2001 ; i, Guyard et al., 2007 ; n°12, 13, 14, 15, Magny et al., 2011).

Le début de la transition entre l'Optimum climatique et le Néoglaciaire n'est pas bien contraint chronologiquement et/ou variable géographiquement. Ainsi, Macaire et al. (2010) l'estiment autour de 5500 cal BP dans le Massif central, tandis que von Grafenstein et al. (1999) le datent autour de 4200 cal BP en Allemagne, au front des Alpes. Ces disparités chronologiques correspondent, en réalité, à un décalage temporel mis en évidence à l'échelle de l'hémisphère nord par les paramètres globaux, tels que l'insolation, les SST et le niveau marin global (figure 1.1.c). En effet, la bipartition climatique holocène soulignée par les variations de ces trois paramètres n'apparaît pas synchrone de la bipartition holocène mise en évidence par le $\delta^{18}O$ des précipitations[5] à 50°N (figure 1.1.c). Dans le premier cas, la transition optimum climatique / néoglaciaire est progressive et datée entre 6500 et 4500 cal BP, tandis que dans le second, la transition est abrupte et datée entre 4100 et 3700 cal BP.

3.1. Première moitié de l'Holocène : l'Optimum climatique.

« L'optimum climatique holocène » ou « maximum thermique holocène » est particulièrement marqué dans l'hémisphère nord entre 8000 et 4500 cal BP (Wick and Tinner, 1997, Andersen et al., 2004, Seppä et al., 2005) et culminerait autour de 6500 cal BP (Giraudeau et al., 2000, Birk and Koç, 2002, Davis et al., 2003, Moros et al., 2004). Sous nos latitudes, cette période correspond à un maximum atteint par l'insolation estivale (*versus* un minimum atteint par l'insolation hivernale, figure 1.1.c, Laskar, 1990), se traduisant par un

[5] Le $\delta^{18}O$ des précipitations a été reconstitué à partir du $\delta^{18}O$ mesuré sur les sphaignes et en utilisant le facteur de fractionnement eau/cellulose.

climat plus doux (Seppä et al., 2005) permettant une remontée des limites supérieures de forêts (timberline, Wick et Tinner, 1997) et des SST plus chaudes (figure 1.1.c, Moros et al., 2004). Ces conditions ont pour conséquence un retrait généralisé des glaciers alpins suisses (Leeman et Niessen, 1994, Hormes et al., 2001, Joerin et al., 2006) et norvégiens (Karlén et Matthews, 1992, Nesje et al., 2000, Bakke et al., 2010) (figure 1.1.f) et un abaissement des niveaux des lacs de piedmont alpins et jurassiens (Magny et al., 2003, 2009 et 2012) qui traduisent un climat plus sec, en accord avec l'augmentation du $\delta^{18}O$ des précipitations à 50°N par Daley et al. (2009) (figure 1.1.c).

Une remarque, bien que ces archives soient espacées à l'échelle de l'hémisphère nord, elles se limitent aux domaines de faible ou moyenne altitudes. Aucune archive ne documente les conditions climatiques de haute altitude.

3.2. Seconde moitié de l'Holocène : le Néoglaciaire.

Nous l'avons vu, aucune date ne semble vraiment s'imposer pour dater l'entrée dans le Néoglaciaire. Il semble pourtant que cette période se caractérise par des phases d'avancées glaciaires parfois synchrones à l'échelle de l'hémisphère nord et dont la fréquence augmente nettement après 5000 cal BP (barres bleues claires, figure 1.1.f et Barber et al., 2003 ; Chapron et al., 2008). Assez logiquement, cette période est néanmoins décrite par un déclin généralisé des températures atmosphériques (Seppä et al., 2005) réellement marqué après 4000 cal BP (soit synchrone des données de $\delta^{18}O$ de Daley et al., 2009, figure 1.1.c), et générant un abaissement de la timberline et des essences végétales thermophiles (Wick et Tinner, 1997 ; Haas et al., 1998 ; Carrión, 2002 ; Nicolussi et al., 2005).

Toutefois, la figure 1.1.f souligne la difficulté de trouver des sites où les enregistrements climatiques sont parfaitement continus[6].

[6] La discontinuité des enregistrements lacustres pourrait être liée à des phases d'assèchement important des systèmes.

4. Variabilité climatique rapide pendant l'Holocène.

Au delà de la bipartition précédemment exposée, les travaux pionniers de Denton et Karlén (1973) (figure 1.1.f, n°1) ont suggéré une variabilité climatique holocène rapide à plus courte échelle de temps, notamment en terme d'humidité. Les phases humides identifiées (figure 1.1.f, barres bleues foncées) coïncideraient avec des minima solaires (Versteegh, 2005) et semblent synchrones surtout à l'échelle de l'hémisphère nord. Cependant, la synthèse présentée en figure 1.1.f montre que soit (i) l'essentiel des archives analysées jusqu'alors dans la littérature est sensible au climat mais ne permet qu'un enregistrement discontinu des fluctuations[7], soit (ii) la plupart des archives utilisées pour documenter les phases d'humidité ne sont pas uniquement sensibles au climat mais potentiellement également à des périodes d'anthropisation (figure 1.1.f, barres noires).

Afin de faciliter la lecture des prochaines parties, il semble utile de lister les phases fraîches et/ou humides apparemment synchrones à l'échelle de l'hémisphère nord. Nous reviendrons ultérieurement sur ces oscillations climatiques de plus courte échelle temporelle.

Pendant l'Optimum climatique, ces phases plus humides sont datées en 9500-9200 ; 9000-8900 ; 8400-8300 ; 8200-8100 ; 8000-7900 ; 7600-6950 ; 6350-6100 ; 5600-5400 et 5300-5200 cal BP. La plupart correspondent avec des périodes de décharges d'icebergs en Atlantique Nord (Lowell, 2000).

Pendant le Néoglaciaire, les périodes plus humides mises en évidence (figure 1.1.f) sont datées en 4900-4700 ; 4500-4300 ; 3400-3200 ; 2800-2600 ; 2400-2300 ; 1600-1450 cal BP (AD350-500, « Dark Age ») ; 1400-1250 cal BP (AD550-700) ; 1000-900 cal BP (AD950-1000) et 700-100 cal BP (AD1250-1850, « Petit Age Glaciaire »). Les deux phases plus récentes correspondent à des minima solaires (d'après Bard et al., 2000 : « minimum solaire de Oort » : AD1010-1050 et « minima de Wolf, Spörer, Maunder et Dalton » respectivement en AD1281-1347, AD1411-1524, AD1645-1715 et AD1795-1830). Ces phases humides

[7] Pour rappel, lorsque aucune barre colorée n'est représentée en figure 1.1.f, c'est que l'information n'est pas disponible sur le site donné.

peuvent être interrompues par des périodes plus sèches et plus douces, telles que l'optimum médiéval entre 1050 et 650 cal BP (AD900-1300).

5. La place de l'Homme dans les grandes fluctuations climatiques.

Les relations entre les climats et les sociétés humaines sont complexes et interagissent dans les deux sens : pression climatique et réponse anthropique et/ou pression anthropique et réponse climatique.

Pression climatique et réponse anthropique.

L'émergence du genre « Homo » en Afrique centrale correspond avec l'entrée de la Terre dans un cycle glaciaire. 2.8 Ma plus tard, l'histoire humaine se diversifie avec notamment trois lignées : « L'Homme moderne » en Afrique et Asie, « L'Homme de Neandertal » en Europe et « l'Homme de Java » en Indonésie. Si deux interglaciaires auront permis la montée des eaux océaniques et maintenu ces Hommes isolés géographiquement pendant 130000 ans, c'est bien le climat et une seule phase glaciaire qui aura permis la colonisation des territoires par leurs descendances. La domination ultérieure d' « Homo Sapiens » n'est, elle, pas d'origine climatique mais bien humaine (Biraben, 1979). Par contre, sa colonisation géographie de l'Eurasie fut clairement aidée par l'abaissement du niveau marin lors de la dernière glaciation du Würm.

Le climat a ainsi déterminé la colonisation des territoires par l'Homme, qui en retour a dû s'adapter à l'environnement (Goebel et al., 2008). Biraben (1979) a montré le lien étroit existant entre les aléas climatiques et la démographie terrestre (figure 1.1.g). Il a notamment mis en évidence qu'à l'échelle globale, chaque crise climatique s'associait avec une crise démographique, en particulier au cours des 10000 dernières années (figure 1.1.g).

Il semble également que chaque période d'explosion démographique soit associée à des innovations techniques (figure 1.1.g). Par ailleurs, quelques études interdisciplinaires suggèrent que les phases d'amélioration climatique holocènes s'accompagnent fréquemment de périodes d'anthropisation en Europe, notamment pendant les périodes du Bronze, du Fer, du Moyen Âge et de l'an mil, et qu'à l'inverse, les phases de péjoration s'associent avec des périodes de déprise (Schmidt et al., 2007 ; Tinner et al., 2003 ; Wick et al., 2003 ; Finsinger et al., 2006 ; Voigt, 2006 ; Guyard et al., 2007 ; Jacob et al., 2009 ; Magny et al., 2009 ; Röpke et al., 2011 ; Guiguet-Covex et al., 2011).

Ces résultats expriment bien l'impact de la pression climatique sur l'anthropisation, mais la réponse anthropique demeure à préciser. Pour ce qui nous concerne, très peu d'informations existent à l'échelle des massifs montagnards d'Europe occidentale (zones d'altitude et de piedmont).

Une pression climatique se traduit-elle nécessairement par une réponse anthropique ? Si réponse anthropique il y a, est-elle synchrone et s'exprime-t-elle de la même façon à grande échelle ?

Pression anthropique et réponse climatique.

En AD1950, David Keeling propose pour la première fois la mesure en continu de la teneur en dioxyde de carbone atmosphérique et constate que ce gaz peut se répartir uniformément à la surface du globe, quel que soit l'endroit de son émission. 45 ans plus tard, Crutzen (Prix Nobel 1995) a rebaptisé la fin de l'Holocène en "Anthropocène" afin de souligner la pression croissante des activités anthropiques et leurs conséquences sur les environnements. Le début de l'Anthropocène est considéré à la fin du XVIII^{e} siècle, soit dès l'instant que des concentrations anormalement élevées en dioxyde de carbone et méthane ont été détectées dans les carottes issues des glaces polaires (Crutzen, 2002). En introduisant cette notion, il souligne symboliquement que si dans le passé le climat a pu

gouverner les cadences des vies humaines, ce sont aujourd'hui les activités humaines qui modifient les environnements et perturberaient la dynamique climatique.

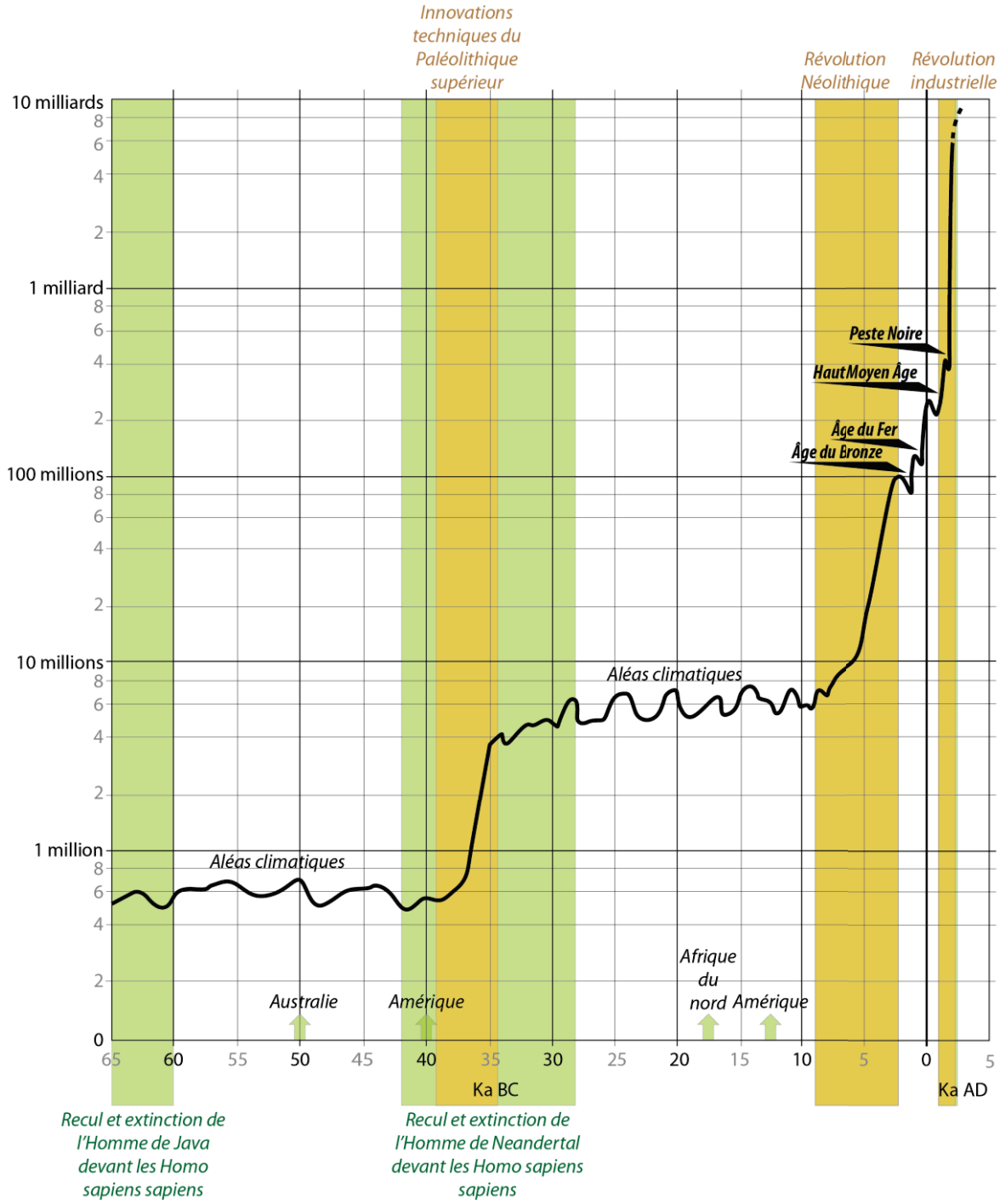


Figure 1.1.g, Evolution de la démographie terrestre depuis 65,000 ans reconstituée d'après Biraben (1979).

Les activités humaines ne se limitent cependant pas à l'utilisation des ressources fossiles et l'émission de dioxyde de carbone et méthane (révolution industrielle récente). Il

convient en effet de considérer les activités humaines plus anciennes héritées par exemple de la révolution néolithique (figure 1.1.g), telles que le déboisement, le pastoralisme, l'agriculture ou la métallurgie comme ayant pu avoir des impacts sur l'environnement et plus particulièrement sur l'augmentation de l'érosion des sols ou les pollutions métalliques des milieux naturels. La diversité de ces activités et des environnements pouvant être affectés nécessite de préciser les notions d'accessibilité aux sites, de sédentarisation, et de diffusion de certaines pratiques, en fonction du temps et de l'espace, surtout dans les milieux d'altitude.

Récemment, Jungclaus et al. (2010) ont rappelé que l'augmentation récente de la température terrestre, mesurée dans les carottes de glace (ombre noire, figure 1.1.h) s'expliquait effectivement par une hausse de concentrations en dioxyde de carbone atmosphérique mais que celle-ci serait étroitement liée à une diminution du couvert végétal terrestre (courbe verte, figure 1.1.h), elle-même liée à une augmentation des surfaces urbanisées. Ojima et al. (1994), Sala et al. (2000), Ruddiman (2003) suggèrent même qu'à l'échelle globale, le changement d'utilisation des sols et le climat, et non la libération de dioxyde de carbone par l'industrie, seraient les principaux facteurs à prendre en compte dans les modèles de prédiction climatique.

En d'autres termes, l'Anthropocène pourrait donc être plus ancien que prévu…

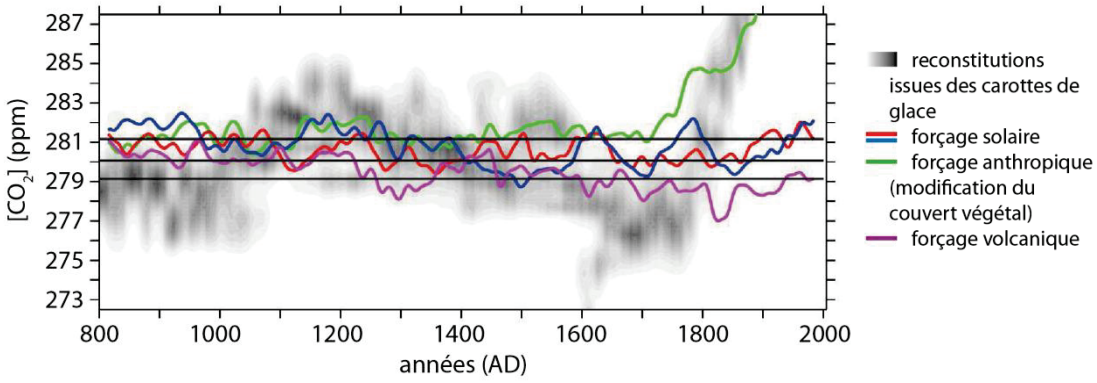


Figure 1.1.h, Evolution de la teneur en dioxyde de carbone atmosphérique (CO_2) au cours du dernier siècle et en lien avec les forçages solaire (courbes bleue et rouge), anthropique (courbe verte) et volcanique (courbe violette). Modifié d'après Jungclaus et al. (2010).

Ces constats, ainsi que les rapports successifs des experts de l'IPCC (International Panel for Climatic Change), montrent que l'identification de l'Homme en tant que « facteur forçant » reste délicate. Seuls les constats et les écarts entre les différents modèles de prédiction climatique (tenant compte des activités humaines ou non) mettent en évidence le fait que l'Homme pourrait avoir modifié le système climatique (Ruddiman, 2003) et plus particulièrement au cours des derniers siècles. Pour l'heure, la reconstitution des courbes d'évolution de température globale ne peut être simulée qu'en tenant compte des activités anthropiques (figure 1.1.i). Mais quel est réellement le poids de chacune de ces activités ?

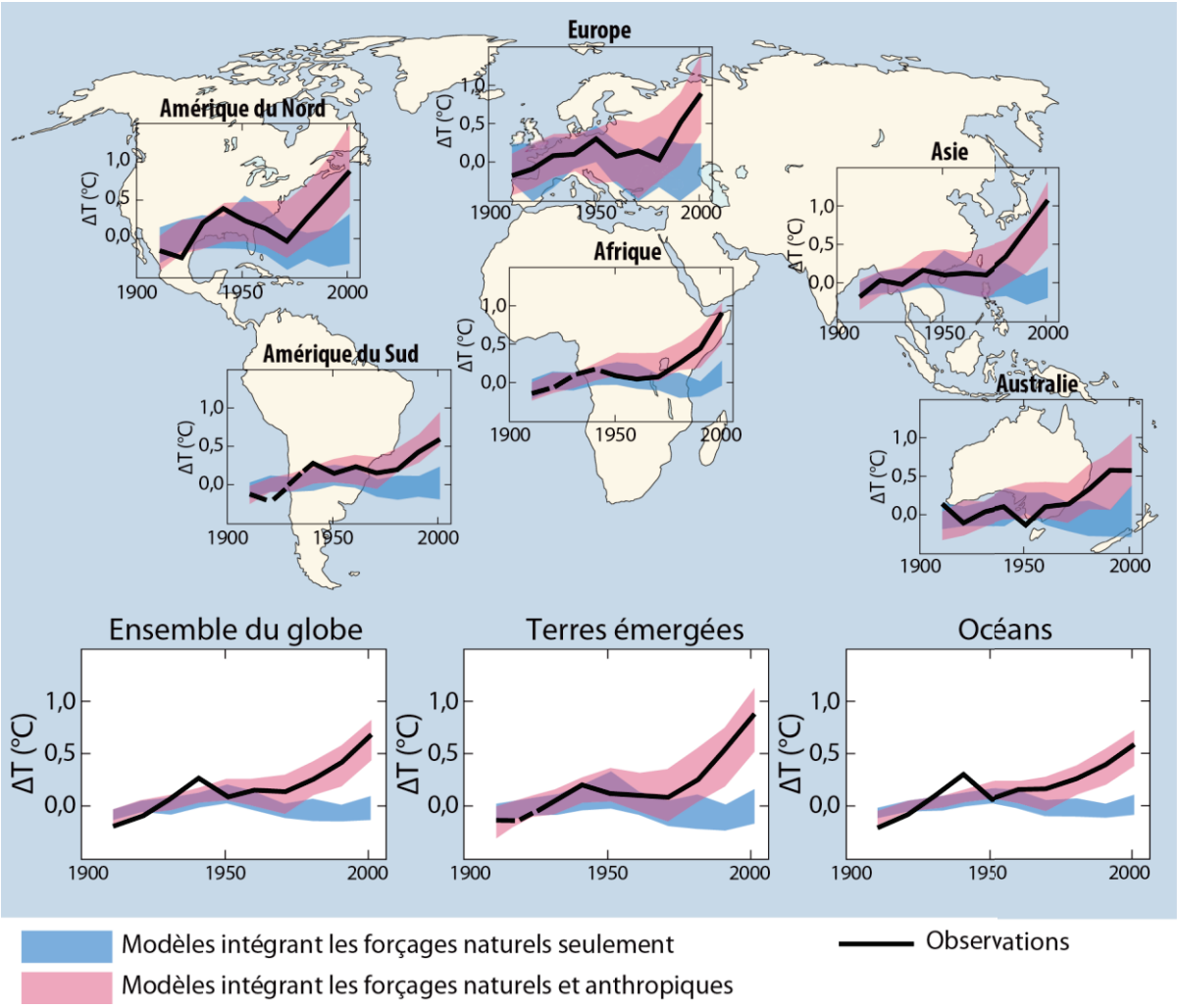


Figure 1.1.i, Evolution de la température atmosphérique mesurée à la surface du globe (courbe noire) au cours du dernier siècle et simulation des modèles climatiques en tenant compte des forçages naturels (bleu) ou des forçages naturels et anthropiques (rose), modifié d'après GIEC (2007).

6. Questions posées.

Au terme de ce panorama présentant à la fois les paramètres forçants les climats récents et les fluctuations climatiques connues dans la littérature pendant l'Holocène en hémisphère nord, il persiste des questions quant aux fluctuations climatiques en elles-mêmes :

Quelles sont les parts respectives des forçages solaire et océanique, ou du couplage océan/atmosphère, sur les changements environnementaux holocènes en Europe occidentale ?

Par quel(s) processus se caractérise la « bipartition holocène » (ou transition Optimum climatique/Néoglaciaire) ? Quand a-t-elle lieu en Europe occidentale ?

Les changements climatiques holocènes peuvent-ils être enregistrés en continu dans les archives ? Sont-ils synchrones à l'échelle de l'Europe Occidentale, entre les zones montagnardes d'altitude et de piedmont et s'y expriment-ils de la même façon ?

Cette partie souligne également la nécessité croissante de comprendre les fluctuations récentes du climat et leur rôle dans l'installation des sociétés humaines passées. Ceci nécessite de répondre aux deux questions suivantes,

Est-il possible de déconvoluer les forçages climatiques et anthropiques au sein des archives naturelles ?

Les activités humaines sont-elles identiques et/ou synchrones et ont-elles les mêmes conséquences sur les environnements montagnards holocènes à l'échelle de l'Europe occidentale ?

Chapitre 1.2

Formation et érosion des surfaces continentales en Europe Occidentale.

Le détritisme (transfert de particules au sein d'un bassin versant) semble être le facteur commun résultant des aléas climatiques et pouvant être exagéré ou inhibé par les activités humaines. De fait, ce phénomène apparaît central dans notre compréhension des interactions Homme/climat/milieu. Comprendre le détritisme nous oblige d'une façon générale à nous intéresser aux processus mis en œuvre (altération (bio)chimique et érosion mécanique) et aux bilans de matières mis en jeu (mesures et modèles d'érosion). A ceci s'ajoute, pour ce qui nous concerne (histoire holocène en Europe du nord), le besoin de comprendre le paysage holocène au sortir des phases glaciaires (empreintes périglaciaires sur le paysage holocène) et de présenter les systèmes susceptibles d'avoir, au mieux, enregistré le détritisme holocène (les systèmes lacustres d'origine glaciaire)



Vue depuis un planeur du glacier d'Aletsch (image du haut) et du lac de Serre Ponçon (image du bas) (clichés JF Fuchs)

1. Altération (bio)chimique.

L'altération (bio)chimique consiste en l'altération des surfaces continentales par les agents biologiques et climatiques. Ce processus, engendrant une modification de la composition de la roche altérée, aboutit, *in fine*, à la création entre autres des altérites et des sols.

1.1. Les altérites.

L'altération chimique des roches (Duchaufour, 2001 ; Gobat et al., 2003) est essentiellement dépendante des variables climatiques que sont la température et l'humidité. En effet, ce sont principalement les processus de dissolution[8] et d'hydrolyse[9] qui régissent l'altération de la fraction minérale du matériel affecté et notamment des roches. Ainsi, l'infiltration de l'eau permet la mise en solution de certains éléments chimiques qui seront ensuite véhiculés hors du système d'origine par adsorption entre autres sur la phase argileuse. Ce début d'évolution géochimique de la roche formera l'altérite (figure 1.2.a).

[8] Mise en solution d'éléments solubles.

[9] Mise en solution d'ions soluble et formation de nouveaux complexes. Sous climat tempéré l'hydrolyse peut prendre différentes formes, en fonction de la qualité des milieux affectés. L'hydrolyse neutre opère dans les milieux non acides et riches en bases. L'acidolyse est la plus courante et est observée dans les milieux aérés à forte activité biologique. Enfin, la complexolyse est particulière puisqu'elle nécessite l'action de composés organiques solubles (acides oxaliques et citriques, notamment) qui complexent le fer et l'aluminium.

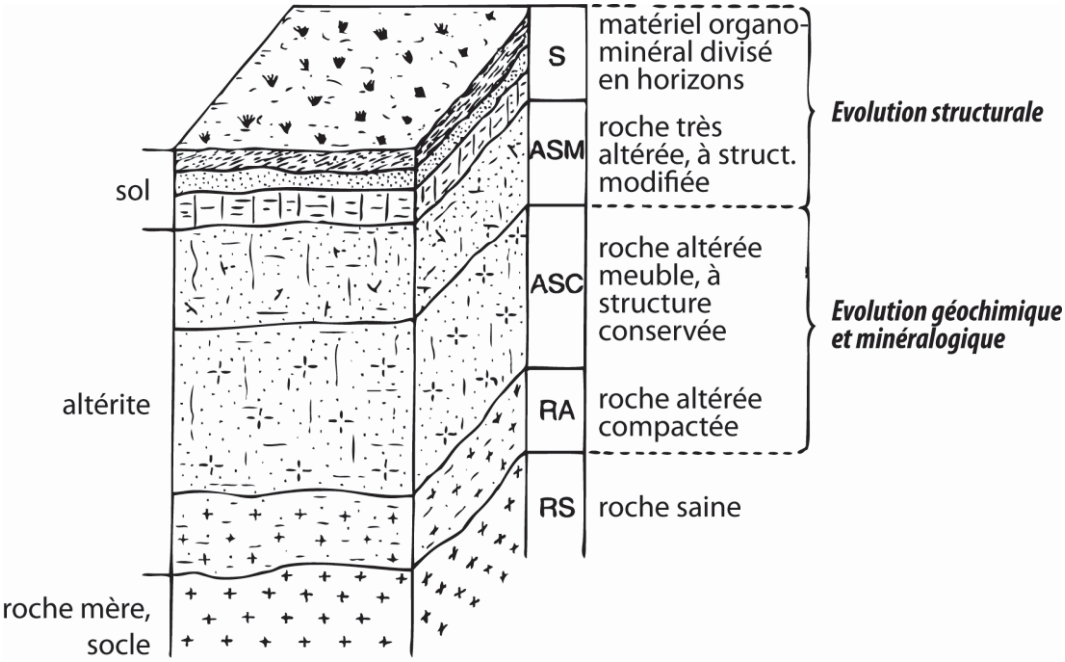


Figure 1.2.a, Schéma théorique d'évolution d'un profil d'altération météorique depuis la roche mère (ou socle) jusqu'au sol, modifié d'après Campy et Macaire (2003).

1.2. Les sols.

La présentation des sols demande à être détaillée car ils recouvrent l'essentiel des surfaces d'Europe occidentale durant l'Holocène. De plus, ils seront l'objet impacté par le détritisme. Nous nous intéresserons successivement à leur dynamique et leurs composants.

1.2.1. La dynamique des sols.

L'altération biochimique et la désagrégation physique des altérites se traduit par une altération de leurs structures au cours du temps (figure 1.2.a) en lien avec la colonisation du système par des espèces animales et végétales : c'est le phénomène de pédogenèse (Jenny, 1941). Au fur et à mesure de son évolution, l'altérite va donc former un sol, qui lui-même, au fur et à mesure de son altération, se subdivisera en horizons pédologiques aux propriétés chimiques et physiques différentes. C'est la succession différente de ces horizons qui permet, entre autre, d'identifier les différents types de sol.

Les principaux horizons retrouvés dans les profils pédologiques sont, d'après Duchaufour (1983) :

- A : horizon de surface contenant de la matière organique.
- (B) : horizon « structural » ou d'éluviation, plus altéré que la roche mère mais de structure différente de l'horizon A.
- B : horizon enrichi par illuviation en éléments fins.
- C : matériau originel aux dépens duquel sont formés A et B.
- R : socle non altéré.

La différenciation de ces horizons dépend de l'activité biologique et des processus d'altération qu'ils subissent et notamment de la percolation de l'eau entre les différentes couches. Ces phénomènes vont de l'export d'éléments solubles (lixiviation) au transport de particules en suspension au sein des pores (lessivage). Ces deux processus déterminent, entre autres, les notions d'éluviation et d'illuviation faisant respectivement référence à l'entraînement ou à l'accumulation des matériaux dans les horizons.

L'évolution des solums (des profils pédologiques) et la différentiations des horizons au cours du temps semblent étroitement liées à la présence et la nature du couvert végétal (Egli et al., 2008) ou à l'exposition (Egli et al., 2010). Les travaux de Paternoster (1981) (repris par Duchaufour, 1983) ont en particulier décrit la dynamique de formation de sols sur les tills déposés par le glacier d'Aletsch à 2000 m d'altitude. Les résultats montrent que la formation de sol est simultanée et consécutive à la colonisation successive de différentes espèces végétales adaptées au milieu (figure 1.2.b). Duchaufour (1983) a ensuite approfondi la compréhension de la cinétique pédogénétique en comparant, sous même climat, les cinétiques de formation de podzols ou de sols bruns lessivés et démontrant que quelques centimètres de sols bruns lessivés se forment par siècle, tandis que plus de 30 cm de matériel podzolique peuvent être générés pendant cette même durée.

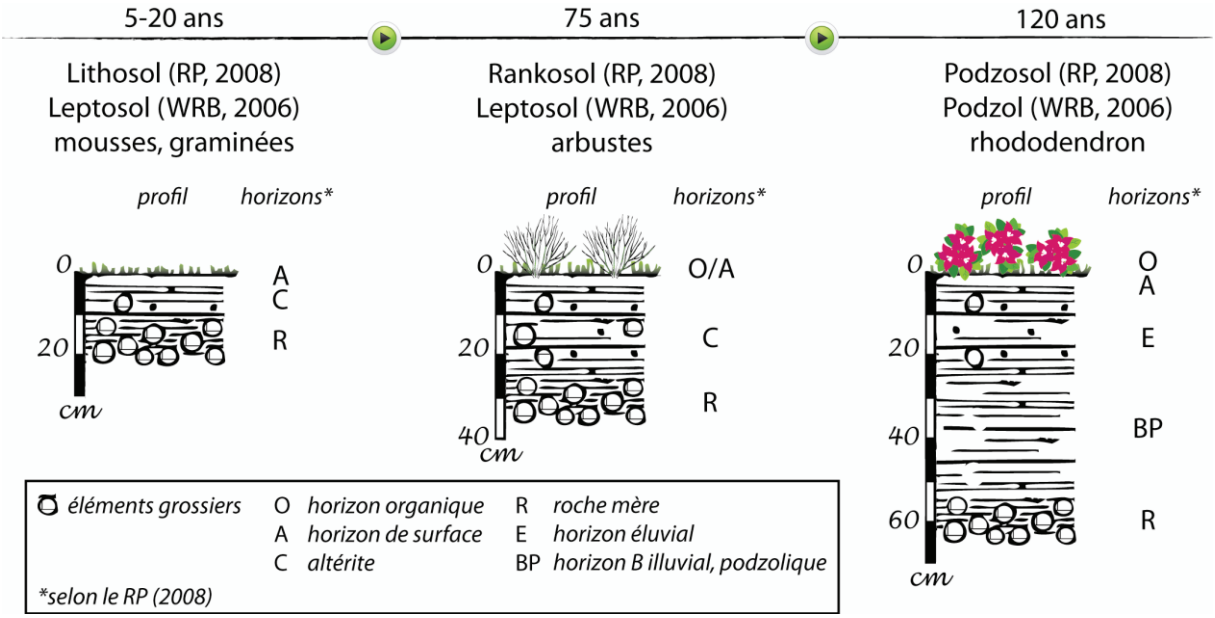


Figure 1.2.b, Evolution d'un sol en lien avec le temps et l'évolution du couvert végétal (illustré d'après Duchaufour, 1983). Les noms des sols sont donnés en fonction des classifications française (Baize et al., 2008) et internationale (WGS, 2006).

1.2.2. Les composants des sols.

Les sols sont constitués, nous l'avons vu, d'une fraction minérale et organique. La fraction minérale représente, selon Quénéa (2004) plus de 95% du sol lui-même. Sa composition reflète celle du socle ou des formations superficielles sous-jacents et affectés par le processus de pédogenèse. La fraction organique ne représente, quant à elle, qu'un très faible pourcentage du sol même si elle en est pourtant un acteur majeur. Elle possède un rôle passif dans la mesure où une part correspond à ce qui a été produit par la couverture végétale sus-jacente, un rôle actif dans la mesure où l'autre part correspond aux organismes chargés de décomposer la première. Elle est donc le siège de nombreuses réactions physico-chimiques, fondement de la pédogenèse. La matière organique transformée dans les sols est ainsi constituée de débris animaux, végétaux ou mycéliens qui sont soit minéralisés, soit humifiés[10]. L'accumulation de matériel à la surface des profils constitue l'humus ou la litière. Ce matériel traduit « la disparition plus ou moins rapide de la matière végétale, qui est le plus souvent divisée mécaniquement, voire enfouie au sein des horizons minéraux par

[10] Minéralisation primaire : dégradation en nitrates ou dioxyde de carbone, qui peuvent passer en solution dans l'eau du sol. Humification : transformation de la matière organique du sol en macromolécules plus ou moins complexes, de type aliphatiques ou protéiques (d'après Duchaufour, 1983).

l'activité des lombrics et décomposées par les bactéries ou les champignons du sol » (d'après Duchaufour, 1983).

En fonction de la couverture végétale et de la productivité des essences[11], et des propriétés physico-chimiques du sol (notamment de son acidité), il existe deux principaux types de litières. Les humus de type MULL se forment lorsque la décomposition de la matière organique est rapide, dans les milieux aérés et à fortes activités biologiques. La litière forme alors une mince couche à l'automne et est absente (ou quasiment) en été. A l'inverse, dans les systèmes peu actifs, acides et lorsque la matière organique est peu dégradable, la litière s'accumule et forme un horizon organique (A_0) qui se superpose aux autres horizons. On parle d'humus de type MOR [12].

2. Erosion mécanique.

A la différence des altérations chimiques et biochimiques, l'érosion mécanique n'engendre pas de modification de la composition du matériel érodé. Nous nous intéresserons successivement aux agents majeurs expliquant l'érosion mécanique, aux facteurs la favorisant, aux bilans de matière en résultant.

2.1. Les agents.

Campy et Macaire (1989) et Calvet (2003) expliquent qu'outre le vecteur éolien, les dépôts continentaux d'Europe centrale sont principalement acheminés sur les versants par le vecteur aqueux, ce qui se traduit essentiellement par le phénomène de ruissellement.

[11] Pour rappel, d'après Duvigneaud (1974) : productivité des sapins = 17 tonnes.ha^{-1}.an^{-1}, productivité des chênes = 13 tonnes.ha^{-1}.an^{-1}, productivité des bouleaux ou des pins = 9 tonnes.ha^{-1}.an^{-1}, productivité des noisetiers = 5 tonnes.ha^{-1}.an^{-1} et productivité des herbacées = 2 tonnes.ha^{-1}.an^{-1}.

[12] Il existe bien entendu un ensemble de déclinaison des types d'humus en fonction de l'état d'aérobiose et du substrat sous-jacent: depuis les Mull acides aux Mor, en passant par les Mull carbonatés (substrat carbonaté), les Mull andiques (substrat de cendres ou roches volcaniques) et les Moder (mor atténués).

Favis-Mortlock et Boardman (1995) ont, entre autres, montré que les taux d'érosion mécanique et chimique augmentaient sous climats plus humides, tels que ceux présents en Europe occidentale, l'érosion éolienne, elle, étant principalement présente en contextes arides (Bowler et Teller, 1986).

2.1.1. L'eau solide.

La glace n'est ni un solide, ni un liquide au sens propre mais davantage un « solide visqueux » qui peut, en fonction du substrat sous-jacent et de son état, se mouvoir. Dans les Alpes, Dahl et al. (2003) ont montré que l'érosion glaciaire augmente avec la taille des glaciers et est considérée comme abrasive des surfaces sur lesquelles la glace s'écoule. Ce processus d'altération fabrique une matrice très fine appelée farine glaciaire, qui est véhiculée par les eaux de fonte glaciaires.

2.1.2. L'eau liquide.

Les eaux météoriques sont le plus souvent représentées par les eaux de pluies mais elles résultent également, comme nous venons de l'aborder précédemment, de la neige ou des eaux de fontes glaciaires. D'ailleurs, de l'Allemagne à la Sibérie, Ollesch et al. (2006) et Tanasienko (2009 et 2011) ont respectivement décrit l'érosion des sols liée à la fonte des neiges, expliquant que les prairies d'altitude étaient plus particulièrement sensibles au phénomène et que celui-ci pouvait multiplier par cinq les quantités de matières exportées.

Les précipitations pluvieuses représentent cependant le principal agent naturel érosif actuel (Raclot and Albergel, 2006, Wei et al., 2009). L'érosion hydrique agit comme un vecteur qui remobilise la matière en place par (i) l'action des gouttes de pluie, ou « effet splash » (décrit par Ellison, 1944), (ii) des nappes ruisselantes ou (iii) des courants concentrés (d'après Girard et al., 2011). Chacun d'entre eux est directement lié à l'intensité des précipitations, à leur saisonnalité, aux propriétés intrinsèques des sols et à la pente des terrains considérés. Favis-Mortlock et Boardman (1995) ont par exemple déterminé qu'une

hausse de 10% des pluies d'hiver augmentait les taux d'érosion annuels de 150%. L'augmentation future des précipitations prédite par l'ensemble des modèles climatiques (Beniston et al., 2007) est donc à considérer pour prévoir les dynamiques futures des surfaces continentales (Wei et al., 2009).

2.2. Les facteurs favorisant l'érosion mécanique.

Nous distinguons les facteurs naturels des facteurs anthropiques.

2.2.1. Les facteurs naturels.

Nearing et al. (2005) ont précisé que la conjugaison de la quantité de précipitations par leur intensité augmentait davantage les effets du ruissellement que la quantité de précipitations seule. Cela dit, à quantité et intensité égales, les quantités de matériaux érodés des versants par le vecteur aqueux sont également largement influencées par la géomorphologie (pente) du bassin versant (De Ploey et al., 1995 ; Cerda, 1998 et 1999 ; Le Bissonnais et al., 2001 ; Souchère et al., 2003) qui va régir l'énergie potentielle de l'agent érosif et en l'occurrence de l'eau. Les principaux attributs des versants liés aux processus érosifs sont la longueur et l'intensité de la pente mais aussi la courbure du profil qui détermine les zones d'accélération et de décélération des flux et donc respectivement le prélèvement ou l'accumulation de matière (figure 1.2.c, d'après Campy et Macaire, 2003).

Les sols de plaine (pentes < 5%) sont particulièrement affectés par l'effet splash qui restructure et conduit *in fine* à la formation des croûtes de battance[13] (Leguédois et al., 2005 ; Valentin et al., 2005). A l'inverse, les sols présents sur des pentes supérieures sont principalement menacés par les processus de ruissellement en nappe (pentes entre 5 et 30%) ou en flux concentrés (pentes > 30%) (De Ploey et al., 1991, 1995 ; Cerda, 1998, 1999 ;

[13] Les croûtes de battance sont des réarrangements structuraux formés suite à la désagrégation des mottes de sols sous l'action répétée des gouttes de pluie. A terme ce réarrangement ferme la porosité et imperméabilise la surface du sol.

Le Bissonnais et al., 2001). D'après Poesen et al. (2003), la formation de ravines sur les versants est également conditionnée par l'intensité des pluies.

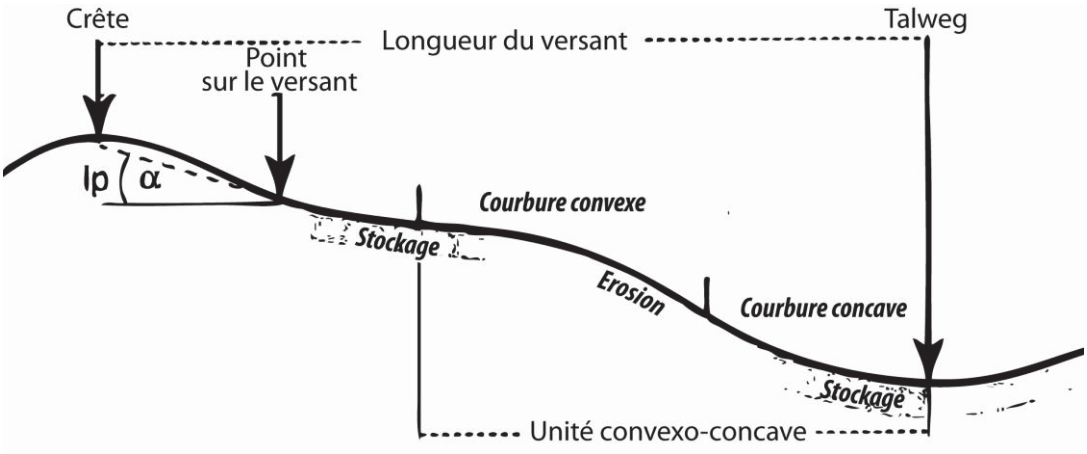


Figure 1.2.c, Effet du facteur pente (morphologie du versant) sur les processus érosifs, modifié d'après Campy et Macaire (2003).

Outre la pente, l'évolution de la nature du couvert végétal sur un versant constitue un facteur déterminant de son érodabilité (King et Le Bissonnais, 1992 ; Kosma et al., 1997, Mourier et al., 2008). En effet, « un couvert végétal est d'autant plus efficace qu'il absorbe l'énergie cinétique des gouttes de pluie, qu'il recouvre une forte proportion de la surface affectée durant les périodes de l'année où les pluies sont les plus agressives, qu'il ralentit l'écoulement du ruissellement et qu'il maintient une bonne porosité à la surface du sol » (Roose, 1994). La teneur en matière organique (Le Bissonnais et Arrouays, 1997), la teneur en eau des horizons de surface (Moss et Green, 1983), le type de sol, la granularité et la rugosité de sa surface (De Ploey et al., 1968 ; Quansah, 1981 ; Darboux et Huang, 2003, 2005) sont également des paramètres à prendre en compte dans les processus érosifs.

2.2.2. Les activités humaines.

Depuis le Néolithique, la nature du couvert végétal d'Europe occidentale est largement influencée par les activités humaines (Duchaufour, 1983 ; Ojima et al., 1994 ; Langohr, 2000). Par opposition à l' « érosion naturelle ou géologique », la communauté parle alors d' « érosion accélérée ou anthropique » (d'après Campy et Macaire, 2003) et cette

dernière n'est pas récente puisque l'érosion accélérée se généralise dès la seconde moitié de l'Holocène dans les pièges naturels continentaux français (Bichet et al., 1999 ; Devillers et Provansal, 2003 ; Miras et al., 2004 ; Macaire et al., 2010), européens (Edwards et Whittington, 2001 ; Schmidt et al., 2002 ; Tinner et al., 2003 ; Wick et al., 2003 ; Finsinguer et al., 2006) ou issus d'Amérique du sud (Anselmetti et al., 2007). Douglas (1967) a également décrit que l'implantation humaine au bord des rivières peut augmenter de 50 fois la quantité de sédiments exportés.

D'après Campy et Macaire (2003), la quantité de matière exportée depuis les versants (production sédimentaire, figure 1.2.d) serait accrue d'un facteur 1000 lorsque, tous autres paramètres étant constants, le couvert végétal d'un versant est réduit à néant (figure 1.2.d).

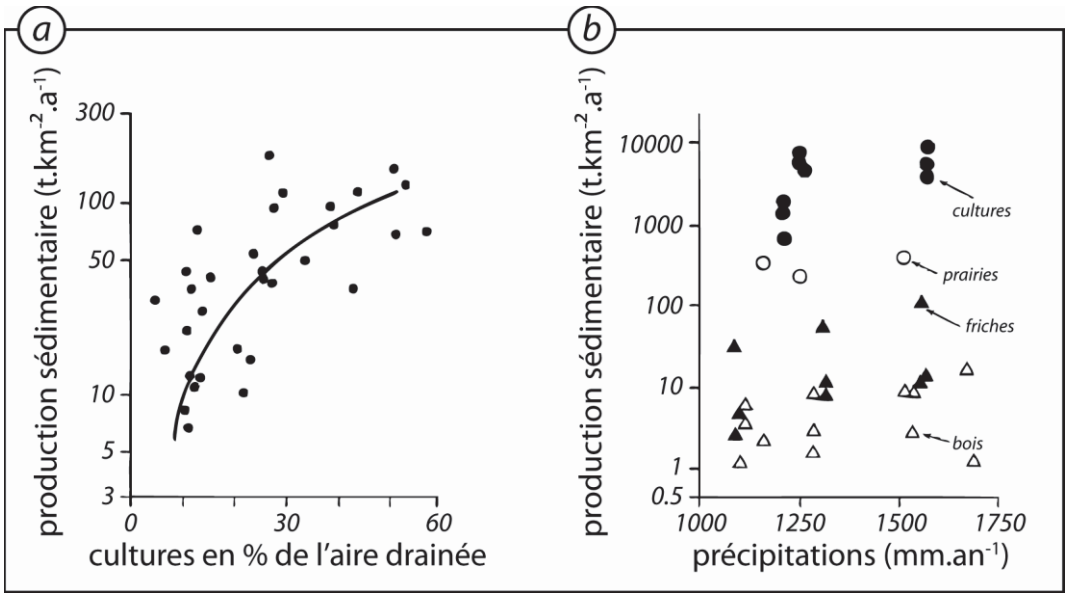


Figure 1.2.d, Evolution de la production sédimentaire en fonction du pourcentage de culture sur l'aire drainée considéré (a) et du type de couvert végétal (b), modifié d'après Campy et Macaire (2003).

Le travail du sol associé aux pratiques culturales (Govers et al., 1994 ; Dapples et al., 2002 ; De Alba, 2003 ; van Oost et al., 2003 ; Chartin et al., 2011) ou l'élevage sont autant de pratiques qui accélèrent les phénomènes érosifs naturels en diminuant la densité de la protection végétale et l'infiltration d'eau, imperméabilisant les surfaces ou accentuant le ruissellement (Dapples et al., 2002 ; Anselmetti et al., 2007). De plus, l'ouverture du milieu

ou la modification des espèces végétales endémiques associées aux activités agricoles augmentent l'érosion des sols en perturbant la protection naturelle (Wick et al., 2003). Fox et al. (2007) ont également décrit des processus érosifs particulièrement important après des feux de forêts, qui, eux aussi, peuvent être liés aux pratiques culturales.

3. Bilans de matière.

Les bilans de matières déplacées par l'érosion des surfaces continentales sont généralement envisagés selon deux approches distinctes et complémentaires mais rarement couplées : la mesure de la production de sédiments au sein des bassins versants et la modélisation de l'érosion des sols.

3.1. Mesure de la production sédimentaire.

L'érosion se traduit par un départ de matière depuis la crête des versants vers les thalwegs (points bas) : c'est la production sédimentaire. Ce déplacement de matière, ou flux, peut se faire en continu dans le temps ou se faire en plusieurs étapes s'il y a stockage de matériel sur les versants. Ces accumulations temporaires peuvent en particulier avoir lieu dans des zones de concavités où les flux de matières sont ralentis (figure 1.2.c). Campy et Macaire (2003) ont de fait résumé cette érosion des surfaces continentales en une équation simple :

$$P = F + S$$

avec :
P = production de matière par érosion des versants (en tonnes.ha^{-1}.an^{-1}).
F = flux de matière exportée depuis les versants vers les thalwegs (en tonnes.ha^{-1}.an^{-1}).
S = flux temporairement stocké dans les versants (en tonnes.ha^{-1}.an^{-1}).

L'intensification de l'érosion en lien avec le climat ou l'Homme est mesurée au sein des archives continentales par différents paramètres, indirects (Hatfield and Maher, 2009,

Debret et al., 2010 ; Arnaud et al., 2012) ou directs. A l'échelle de la parcelle, les bilans de matière peuvent être quantifiés par l'épaisseur des sols résultant de l'équilibre entre cinétique de pédogenèse et décapage (Chartin et al., 2011 et références associées). A l'échelle du bassin versant, les bilans sédimentaires peuvent être estimés par (i) la cubature des dépôts sédimentaires accumulés dans les pièges naturels, dont les lacs et/ou les paléolacs (Bichet et al., 1999 ; Wilkinson, 2005 ; Anselmetti et al., 2007 ; Macaire et al., 2010), (ii) la mesure d'éléments cosmogéniques tels que le béryllium 10 (Meyer et al., 2010) ou (iii) celle des isotopes du plomb (Négrel et al., 2004).

La production sédimentaire à l'échelle d'un bassin versant peut donc être quantifiée, mais elle n'est, pour l'heure, pas modélisée.

3.2. Les modèles d'érosion des sols.

L'érosion des sols est habituellement décrite selon l'équation USLE établie par Wischmeier et Smith (1965). Cette relation tient compte des facteurs naturels et anthropiques précédemment énumérés :

$$A = R * K * (L * S) * C * P$$

avec :
A = perte en sol par unité de surface
R = érosivité liée à la pluie
K = érodabilité du sol = f (texture, structure, perméabilité)
*L * S = pente (longueur et degrés)*
C = effets des pratiques culturales
P = effets des pratiques antiérosives

Basés sur l'équation USLE, les travaux de Nearing et al. (2005), Capolongo et al. (2008) et Kinnell (2010) concluent qu'aucun modèle d'érosion n'est idéal quand il s'agit de travailler à l'échelle d'un versant. En effet, l'ensemble des modèles d'érosion (tableau 1.2.e) a pour but de démontrer les conséquences des évènements pluvieux, à court ou moyen terme, en quantifiant les pertes en sol associées à ces pluies. Pour se faire, ils tiennent compte de nombreux paramètres, tels que la rugosité ou la battance (tableau 1.2.e),

travaillent rarement à l'échelle d'un bassin versant de plusieurs km² et nécessitent une spatialisation de l'information (découpage parcellaire par exemple). Les difficultés rencontrées pour les périodes récentes pour réunir chacun des paramètres utiles pour le fonctionnement des modèles numériques sont importantes (Nearing et al., 2005) mais ne sont rien comparées aux inconnues qu'il y a vis-à-vis des occupations du sol, les usages culturaux, les capacités d'infiltration ou autre rugosité dans le passé : c'est d'ailleurs l'un des inconvénient majeur des modèles de prédictions qui travaillent à l'échelle du bassin versant (Jetten et al., 1999).

Le modèle KINEROS (tableau 1.2.e), conçu pour déterminer les volumes de sol exportés par ruissellement, n'est pas adapté ni pour l'étude de larges bassins versants (150 km²), ni pour l'estimation de volumes exportés lors d'évènements pluvieux particulièrement intenses (Michaud et Soroochian, 1994). Par contre KINEROS, tout comme SWAT, permettent d'évaluer l'influence du couvert végétal sur les taux de ruissellement (Hernandez et al., 2000). SWAT et HSPF nécessitent un nombre de données et de paramètres empiriques pour être calibrés (Borah et Bera, 2004) et prédire correctement les volumes mensuels de matière exportés par érosion (Arnold et al., 2000), excepté dans le cas des évènements extrêmes (Peterson et Hamlett,1998). DWSM parait alors le plus adapté (Borah et Bera, 2002).

Seul le modèle d'érosion développé par De Ploey et al. (1991 et 1995)[14] semble capable de travailler (i) à l'échelle spatiale du bassin versant et (ii) à la fois à l'échelle de l'évènement pluvieux et du long terme (tableau 1.2.e). Fort de l'étude de 83 bassins versants, De Ploey et al. (1995) ont en effet défini des coefficients de susceptibilité à l'érosion pour différents contextes climatiques (tempéré, tropical), pluviométriques (évènements de type orage, pluies à long terme), géomorphologiques (pente, ravines) ou botaniques (couvert végétal).

[14] Le modèle de De ploey est plus largement décrit à la fin de cette partie.
En résumé, l'objectif premier des travaux de De Ploey et al. (1995) était de déterminer des coefficient de susceptibilité à l'érosion (Es) à partir des flux érodés dans différents contextes variant selon le couvert végétal (dense, peu dense, paramètre C dans USLE), le volume de sol érodé au sein du système (A dans USLE), la surface érodée (bassin versant, parcelle), la géomorphologie de la surface érodée (pente, paramètres L et S dans USLE), des précipitations (R dans USLE), de la gravité (g, assimilée comme favorable ou non à l'érosion, paramètre P dans USLE) et de l'épaisseur moyenne de sol érodé (Ee).

Tableau 1.2.e, Tableau récapitulatif des différents modèles couramment utilisés pour parler d'érosion des sols.

Modèle	Objectifs	Echelles	Paramètres	Processus
KINEROS (Michaud et Sorooshian,1994)	Surface ruisselée et érosion en versants agricoles ou urbains	Bassin versant 1 an	Infiltration Conductivité hydraulique Cohésion du sol	Erosion en nappe
LISEM (Limburg Soil Erosion Model) (DeRoo et al., 1996 ; Jetten et al., 1999)	Conséquences des pratiques culturales.	10 à 300 ha Evènement pluviométrique	Pluviométrie Infiltration Conductivité hydraulique Texture du sol	Effet splash Erosion en nappes
RUSLE / USLE (Revised Universal Soil Loss Equation)		1 an Bassin versant mais nécessite données SIG	Erodabilité du sol Cultures Pente	
STREAM (Cheviron et al., 2011)	Volume d'eau ruisselée et perte en sol	Evènement pluvieux 100 et 1000 ha	Rugosité Battance Occupation du sol (%) Pluviométrie	
SWAT (Soil Water Assessment Tool) (Peterson et Hamlett, 1998; Arnold et Fohrer, 2005)	Usage des sols et des pratiques culturales	1 semaine à 1 an Bassin versant et parcelle	Température et pluviométrie. Sol Morphologie (canaux) Occupation du sol (agricole)	
WEPP (Water Erosion Prediction Project) (Jetten et al., 1999)		Versant, terrains agricoles <400 ha.	Pluviométrie Infiltration Surface ruisselée Occupation du sol Pratiques culturales	
HSPF (Hydrological Simulation Program-Fortran) (Borah et Bera, 2004)	Erosion en versants agricoles ou urbains.	Hebdomadaire à annuel 0.18 à >100 km²		
DWSM (Dynamic Watershed Simulation Model) (Borah et Bera, 2002 ; Borah et al., 2004)	Erosion en versants agricoles ou urbains.	Evènement orageux, prévision journalière 100 à 2400 km²		
De Ploey (erosional susceptibility model) (De ploey et al., 1991; 1995)	Sensibilité du système à l'érosion	Evènement pluvieux, à plusieurs années. Bassin versant, parcelle	Pluviométrie Gravité Volume de sol érodé dans le système Epaisseur de sol érodée	Erosion en nappe (épaisseur de sol érodé négligeable, fixée à 0.1 mm) Erosion en ravine

En résumé, si de nombreux modèles d'érosion des sols existent, très peu sont utilisables à l'échelle d'un bassin versant, et aucun n'a été utilisé sur du long terme. Nous nous proposerons donc d'appliquer le modèle de De Ploey et al. (1995) pour décrire l'érosion de sols sur des bassins versant à l'échelle de l'Holocène.

4. Paysages holocènes d'origine glaciaire.

Le paysage holocène européen est marqué par la dernière glaciation. Le comprendre passe par la compréhension du système glaciaire

4.1. Le système glaciaire.

En période glaciaire, les températures sont basses et les précipitations importantes. Cette balance climatique permet d'importantes accumulations de glace en amont des reliefs : zone d'accumulation, qui se distingue vers l'aval de la zone d'ablation (figure 1.2.f). L'étendue de ces deux membres détermine la taille de la langue glaciaire et sa capacité à modeler les paysages. Les glaciers sont en particulier décrits par leur ligne d'équilibre (Equilibrium Line Altitude, ELA, figure 1.2.f), qui dépend du rapport entre les zones d'accumulation et d'ablation. Plus cette ELA est basse en altitude et plus la langue du glacier est étendue dans sa vallée.

Les matériaux issus de l'activité glaciaire sont appelés tills. On distingue les tills de fond, mis en place à l'interface entre la glace et le socle, des tills d'ablation, mis en place par accumulation de matériau lors de la fonte ou du retrait, des tills sub-aquatiques déposés au contact avec une masse d'eau (océan ou lac). Ces tills doivent être clairement distingués des moraines, qui elles, correspondent aux reliefs topographiques formés par les tills (figure 1.2.f). La localisation de ces moraines, et plus particulièrement de la moraine dite terminale, permet de retracer l'extension géographique maximale des langues glaciaires lors des

dernières périodes glaciaires. D'autre part, l'altitude maximale des moraines dites latérales permet également de reconstituer les paléo-ELA.

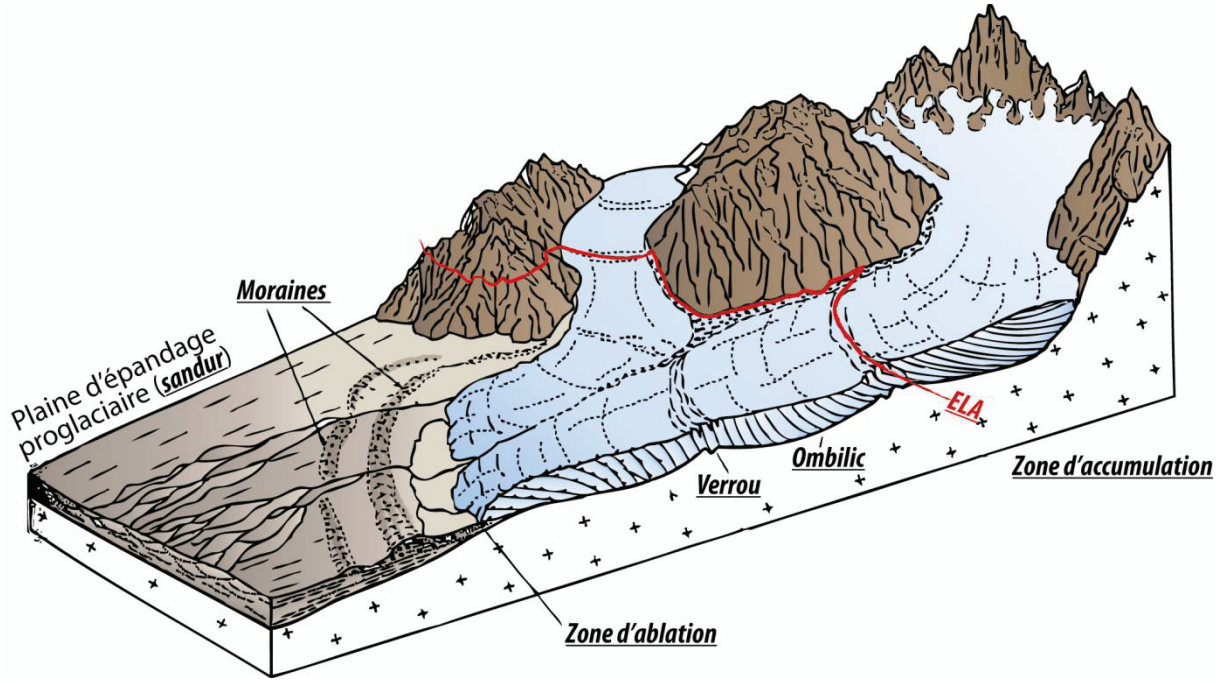


Figure 1.2.f, Représentation schématique d'un glacier de vallée dans son cadre morphologique, modifié d'après Campy et Macaire (2003). Sous le glacier, en fonction de la résistance de la roche se forment des ombilics (surcreusements) et des verrous (seuils rocheux).

4.2. Les morphologies héritées.

Lors des phases de retraits glaciaires, les reliefs plus résistants, tels que les massifs cristallins, laissent apparaître une allure émoussée dite « moutonnée ». Les anciennes vallées glaciaires, elles, dévoilent une morphologie en auge. Lors du retrait, les vallées empruntées par les glaciers laissent progressivement place à des vallées fluviatiles (figure 1.2.g) recoupées de chenaux où se déposent des alluvions qui forment des plaines d'inondation où se met en place la végétation (figure 1.2.g). Latéralement, et plus haut en altitude, les roches peuvent être fragmentées et former des blocs erratiques, des cônes d'éboulis ou d'avalanche, et les matériaux meubles exportés par solifluxion pour former des terrasses fluviatiles (figure 1.2.g).

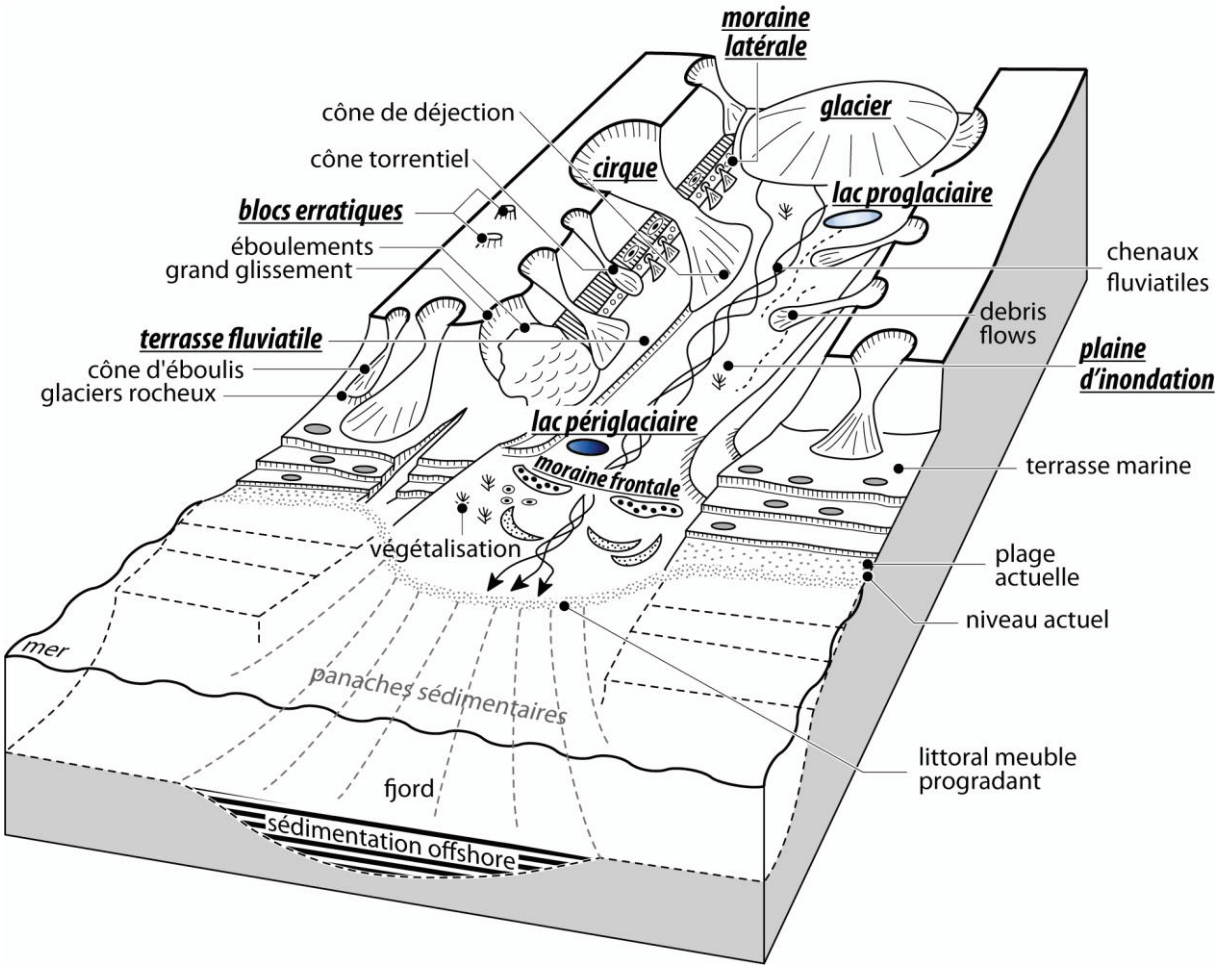


Figure 1.2.g, Schéma représentant les formations superficielles formées suite au retrait glaciaire, modifié d'après Mercier et al. (2007).

Dans un axe longitudinal, les anciennes vallées glaciaires sont ponctuées de surcreusements et de seuils rocheux qui constituent respectivement des ombilics et des verrous (figure 1.2.f). La capacité du glacier à créer ces surcreusements et ces seuils dépend à la fois de la force de la glace mais surtout de la charge en débris rocheux (issue d'avalanche de débris sur les versants de la vallée ou des produits d'érosion glaciaires arrachés au socle par l'action de la glace) qu'elle contient.

Les diverses morphologies que nous venons de présenter caractérisent les paysages holocènes sur lesquels nous allons travailler.

5. Les systèmes lacustres d'origine glaciaire.

Appréhender le détritisme holocène nécessite de retrouver des archives sédimentaires les plus complètes possibles. Les systèmes lacustres d'origine glaciaire constituent des sites de choix.

5.1. Nature des systèmes lacustres d'origine glaciaire.

Verroux et ombilics engendrent des zones de dépression et contre pentes et vont de ce fait créer des retenues d'eau plus ou moins pérennes : ce sont les lacs d'origine glaciaire. En fonction de la distance entre le glacier et le bassin lacustre, on distingue les lacs proglaciaires, connectés aux glaciers ; des lacs périglaciaires, déconnectés des glaciers (figure 1.2.g).

Les lacs proglaciaires sont situés immédiatement en aval des glaciers et alimentés par leurs eaux de fonte. Deux faciès sédimentologiques peuvent y être observés (figure 1.2.h) : des dépôts fluvio-glaciaires, aussi appelé sandurs, témoignant d'un système localisé au front du glacier et de fait constitué de blocs rocheux (figure 1.2.h) ; et des dépôts glacio-lacustres se mettant en place lorsque le glacier se retire et que seules les eaux de fonte alimente le bassin. Sous nos latitudes, les lacs proglaciaires actuels sont présents en haute altitude, là où il y a encore des glaciers pour les alimenter. Ils peuvent être glacés une partie de l'année. Cet englacement entraîne, dans certains cas, la mise en place de faciès sédimentaires particuliers dits varvés. Ces varves correspondent à la saisonnalité du dépôt sédimentaire. Ainsi, dans le cas de lac proglaciaire, la lamine d'hiver est constituée de matériaux minéraux fins décantant lorsque le lac est gelé, tandis que la lamine d'été est plus grossière et constituée de débris variés résultant du ruissellement sur les versants, lors de la fonte des neige par exemple, et piégés lorsque le lac n'est plus gelé.

Les lacs périglaciaires sont, eux, localisés plus en aval dans la vallée glaciaire et alimentés par les eaux météoriques ruisselant à la surface des versants et non plus par les eaux de fonte des glaciers.

Dans les deux cas, les apports détritiques constituent des deltas, dits proglaciaires (dans le cas des lacs proglaciaires) ou fluviatiles (dans le cas des lacs périglaciaires) et où s'accumulent les particules grossières (galets et sables grossiers) issues des versants et transportés respectivement via les eaux de fonte des glaciers ou les rivières. Ces particules grossières forment des couches détritiques qui vont prograder vers l'avant du bassin selon une inclinaison particulière (25 à 35°, « foreset ») en fonction de la granularité, de la densité et du classement des particules. Les deltas proglaciaires sont essentiellement constitués de débris rocheux assez grossiers organisés de façon progradante vers le bassin tandis que les deltas fluviatiles sont essentiellement composés de sables grossiers issus de la charge de fond des rivières. Pour ce qui est des particules plus fines (sables fins, silts, argiles), elles constituent les particules en suspension qui peuvent (i) soit décanter dans le bassin et former des dépôts plus ou moins horizontaux (« bottomset ») constituant les sédiments de fond, (ii) soit être exportée hors du système. Dans le cas des systèmes proglaciaires, ces particules en suspension sont nommées farine glaciaire.

L'accumulation de ce matériel allochtone formé par les particules en suspension s'ajoute à la production autochtone lacustre pour constituer le sédiment du fond du lac (c'est-à-dire l'accumulation progressive et continue de matériel issu des versants et de la colonne d'eau). De façon générale, le sédiment de fond drape la cuvette lacustre mais il peut être interrompu par des évènements sédimentaires résultant de perturbations inattendues d'origine climatiques (Gili et al., 2012) ou tectoniques (Chapron et al., 1996). A terme, l'ensemble de ces dépôts au sein de l'ombilic est tel que le bassin se comble et évolue alors lentement en tourbière.

De ces différents modes d'apports de matériaux jusqu'aux pièges lacustres résultent différents types de dépôts et différents faciès sédimentaires caractéristiques. Leur connaissance est nécessaire pour reconstituer (i) la dynamique de remplissage des

bassins lacustres, (ii) les paléoenvironnements, et le transfert de matières au sein des bassins versants

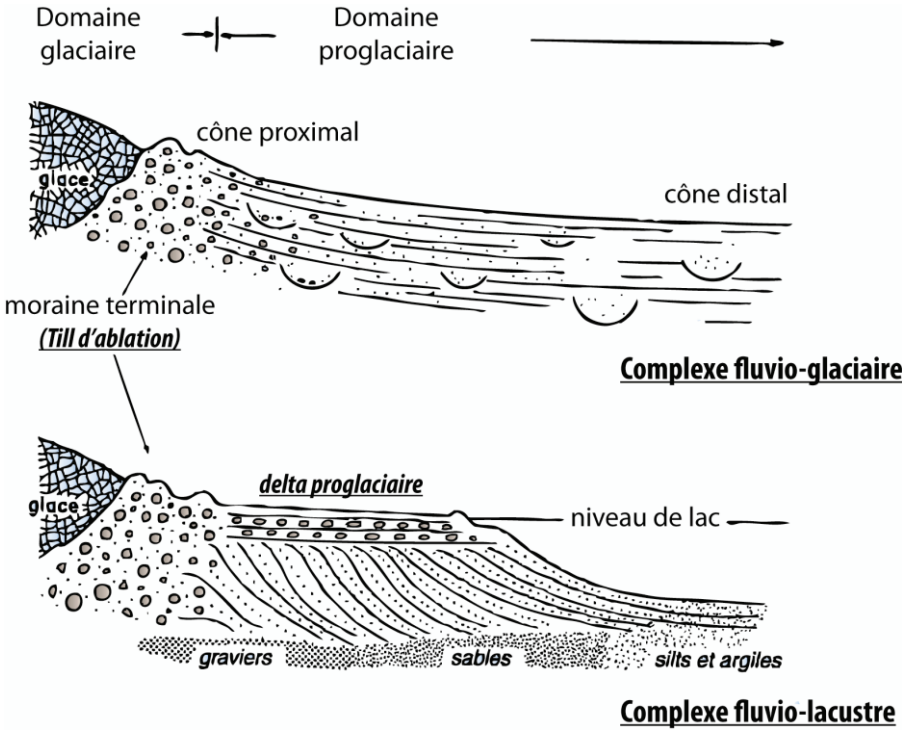


Figure 1.2.h, Faciès sédimentologiques présents en contexte proglaciaire, modifié d'après Campy et Macaire (2003).

5.2. Intérêts dans le piégeage de matériaux issus des versants.

Proglaciaires ou périglaciaires, les bassins continentaux lacustres, tout comme les plaines alluviales, sont localisés en aval des bassins versants et constituent donc des sites stratégiques d'accumulation des produits de l'érosion. Cela étant, les nombreuses approches portant sur les plaines alluviales (Judson et Ritter, 1964 ; Macaire et al., 2002 ; Meyer et al., 2010) permettent rarement de remonter au-delà de 100 ans (Schaller et al., 2001). Les systèmes lacustres constituent donc des systèmes idéaux pour l'étude de la période Holocène. D'autant plus que ces derniers peuvent être assimilés à des pièges sédimentaires et autoriser dans l'absolu une quantification des flux détritiques passés. Ce dernier point doit cependant être nuancé (Campy et Macaire, 2003), car cette quantification sous-tend que l'essentiel des flux issus du bassin versant ait été piégé dans le bassin lacustre, ce qui n'est pas toujours le cas.

La rétention des particules en suspension dans les systèmes lacustres dépend en effet essentiellement du temps de résidence des eaux du lac (figure 1.2.i, Brune, 1953, repris par Campy et Macaire, 2003), équilibre entre les apports en eaux et le volume du lac. Ainsi, plus le temps de résidence des eaux lacustres est élevé, plus le taux de rétention des matières en suspension est important car cela leur laisse le temps de décanter.

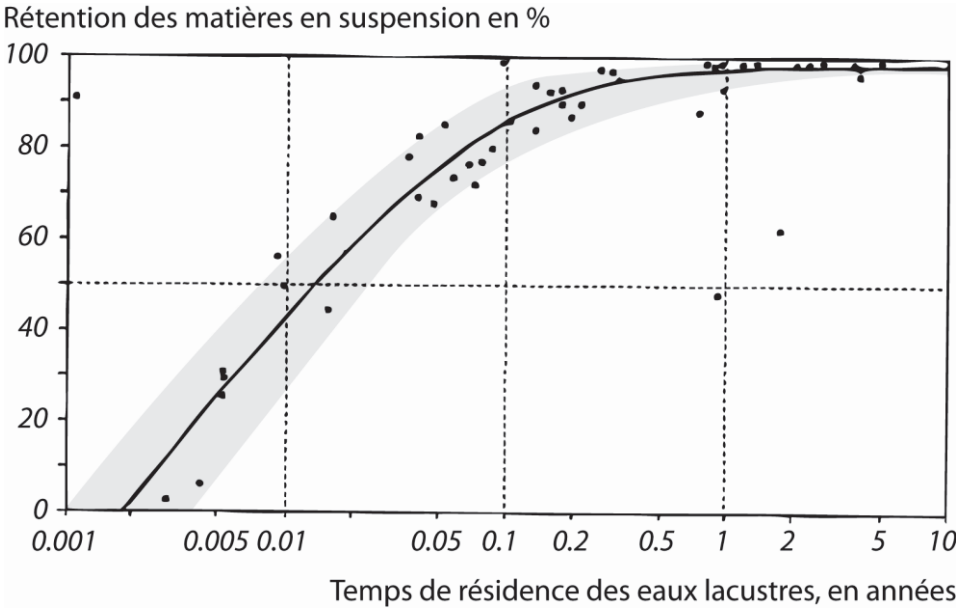


Figure 1.2.i, Relation entre la capacité de rétention des matières en suspension d'un système lacustre et le temps de résidence de ces eaux, modifié d'après Campy et Macaire (2003).

La capacité de piégeage des systèmes lacustres est également fonction des propriétés physico-chimiques (température, salinité) du bassin et de son affluent. Les travaux pionniers de Sturm et Matter (1978) ont en particulier montré la présence de différents types de courant se mettant en place dans les lacs stratifiés et dépendant directement des différences de densités entre l'affluent et le réceptacle lacustre. Repris par les travaux de Mulder et Cochonat (1996) et Mulder et Chapron (2011), la terminologie de ces différents courants est la suivante : courant de surface ou hypopycnal (overflow), courant intermédiaire ou mésopycnal, mis en place au niveau de la thermocline (interflow) et courant de fond ou hyperpycnal (underflow) (figure 1.2.j). Ils conditionnent la dynamique de dépôts du sédiment de fond mais régissent également l'occurrence et l'enregistrement des évènements sédimentaires. C'est particulièrement le cas pour les dépôts de crue qui, en

fonction de la stratification des eaux et de la densité de l'affluent (sa température mais également sa charge en suspension) n'auront pas le même mode d'écoulement et ne seront de fait pas piégés de la même façon (Mulder et Chapron, 2011).

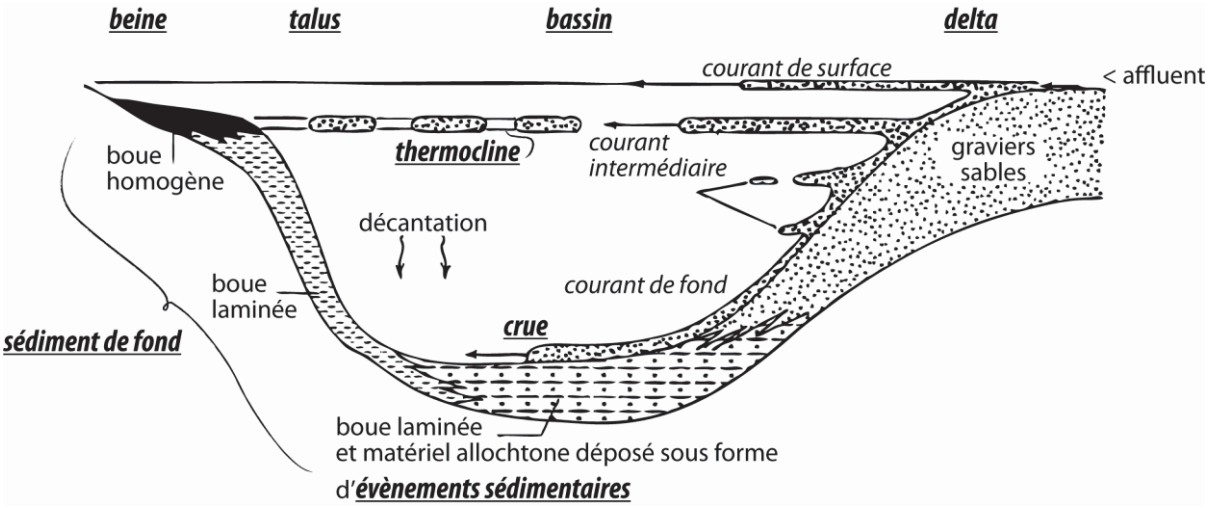


Figure 1.2.j, Dynamique des apports et de processus de dépôts dans les milieux lacustres, modifié d'après Sturm et Matter (1978).

Enfin, les lacs sont également des sites de choix pour l'enregistrement d'autres évènements sédimentaires, cette fois de types remaniements gravitaires (chapron et al., 2012[15]). Ces remaniements peuvent être provoqués par des séismes (Chapron et al., 2006), des variations rapides du niveau d'eau (Moernaut et al., 2010), ou des surcharges sédimentaires (Girardclos et al., 2007).

En dépit des quelques réserves émises, les systèmes lacustres demeurent des sites stratégiques pour la quantification des sédiments piégés et des flux de matières à l'échelle des bassins versants.

[15] Article en co-auteur, présenté Annexe 1.4.

6. Questions posées.

Nous l'avons vu, l'érosion des surfaces continentales, et notamment des sols, résulte de paramètres climatiques et géomorphologiques mais peut être influencée par le facteur anthropique. Elle représente donc un résultat commun issu des forçages climatiques et anthropiques.

Cette idée est bien évidemment connue depuis longtemps mais les parts respectives des forçages climatiques et anthropiques demeurent à préciser. Ceci représente aujourd'hui un questionnement majeur. Quantifier, et au delà comprendre, leurs impacts respectifs sur les environnements nécessite de proposer des bilans de matières issus de cette érosion.

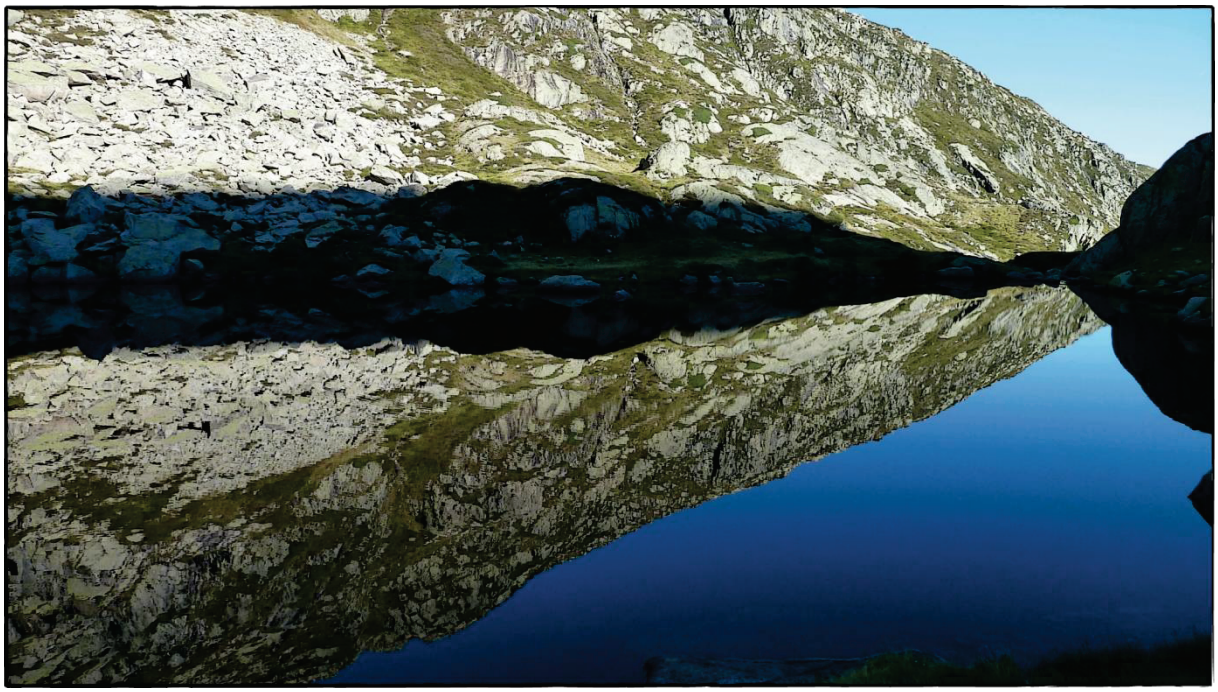
Pour l'heure, de tels bilans ont pu être proposés à l'échelle de l'Holocène sur des bassins versants européens, mais ces bilans demeurent descriptifs (aucune modélisation). D'autres ont pu être modélisés, mais ne sont validés que pour des temps courts, voire à l'échelle d'un événement et sur des surfaces relativement petites.

Peut-on aujourd'hui proposer un protocole de modélisation de l'érosion des surfaces continentales à l'échelle d'un bassin versant et sur une durée équivalente à l'Holocène ?

Chapitre 1.3

Démarche, sites choisis & analyses envisagées.

Dans ce chapitre, nous exposons la démarche scientifique adoptée dans cette étude, depuis le choix des sites étudiés jusqu'à la stratégie d'échantillonnage mise en place pour chacun et les différents outils analytiques utilisés[16] pour répondre à notre problématique.



Photographie de l'Escale d'en Haut (Pyrénées)
Réalisée par Thomas Houet (septembre 2011)

[16] L'utilisation de différents outils a également pour objectifs de proposer le développement méthodologique de certains d'entre eux (voir chapitre 3.3, 3ème partie).

1. Démarche adoptée.

L'objectif du présent travail est de tenter de discriminer les signaux climatiques des signaux anthropiques et de comprendre comment l'Homme et le climat s'influencent et influencent les flux terrigènes. La plupart des études menées sur la distinction des impacts anthropiques ou climatiques sur les systèmes tentent, en premier lieu, d'identifier des marqueurs spécifiques propres au climat ou à l'Homme. Dans ces études, c'est donc la coïncidence entre les paramètres choisis et les données historiques ou archéologiques qui suggère, sans en attester, le lien étroit entre activités anthropiques et modifications environnementales. A l'inverse, nous adoptons ici une démarche qui se veut prospective en mettant en évidence non seulement les marqueurs spécifiques du climat ou de l'Homme, mais également en analysant l'une de leur résultante commune : le détritisme.

Ce détritisme mobilise les constituants minéralogiques et organiques des formations superficielles et/ou des sols et des roches présents à la surface des bassins versants. Ces constituants sont, *in fine,* incorporés au sein des archives naturelles, telles que les lacs. Une lecture adéquate de la sédimentation lacustre nécessite donc une caractérisation minérale et organique des sources de matériaux constituants les flux allochtones afin que ces derniers soient clairement distingués des flux autochtones propres au bassin. L'étude des faciès sédimentaires permettra, *in fine,* la reconstitution des fluctuations environnementales holocènes.

Outre les forçages climatiques et/ou anthropique, l'érosion dépend (i) de la géomorphologie du bassin versant, jouant un rôle déterminant à la fois dans l'accélération ou la décélération des flux et dans les modes d'écoulement de l'eau à la surface des versants et (ii) de l'état du couvert végétal présent sur les pentes. En conséquence, chaque système sera caractérisé de façon automatique via un système d'information géographique (SIG) et des modèles numériques de terrain. De plus, afin de calibrer les signaux minéraux et/ou organiques des sources (et de leur couvert végétal actuel), un échantillonnage représentatif des sols, des formations superficielles ou des roches présents dans les bassins versants devra être réalisé sur chaque système afin (i) d'identifier des marqueurs minéraux et/ou

organiques spécifiques des objets, des occupations de sols et/ou des sites et (ii) qui pourront être quantifiés dans l'archive lacustre. Cette quantification au sein de l'archive lacustre nécessitera de caractériser les modes et les types de dépôts présents dans le lac afin de localiser stratégiquement les carottes sédimentaires de sorte à ce qu'elles soient représentatives des dynamiques sédimentaires du système (sédiment de fond, événements sédimentaires).

Enfin, l'objectif final étant d'identifier les conséquences des divers forçages (naturels ou anthropiques) sur les géosystèmes, la démarche reposera également sur un choix précis de systèmes lacustres contrastés pouvant être comparés deux à deux et ayant pour points communs d'être (i) localisés en Europe occidentale, (ii) en contexte montagnard, (iii) d'origine glaciaire et (iv) situés à proximité de sites archéologiques bien documentés.

2. Sites choisis.

Les séquences lacustres choisies sont d'origine glaciaire ce qui signifie que les morphologies des bassins versants étudiés sont toutes liées à la déglaciation würmienne. En plus du risque séismique de chaque zone (figure 1.3.a, b, Jimenez et al., 2003), les séquences lacustres ont été sélectionnées en fonction de trois principaux critères que sont (i) leur position topographique (altitude ou piedmont), (ii) la géomorphologie de leurs bassins versants (montagnarde ou collinéenne) et (iii) l'importance des activités anthropiques documentées par l'archéologie (restreintes ou intenses dans le temps et l'espace, figures 1.3.a, a et 1.3.b).

Chaque critère se décline en deux pôles opposés de sorte à mettre en évidence la sensibilité de chaque système aux précédents critères (figure 1.3.b). Ainsi, la position topographique des systèmes permet à la fois d'appréhender les notions d'accessibilité aux

sites par l'Homme[17] et la proximité des objets avec les glaciers ; la géomorphologie des bassins versants permet d'illustrer l'influence potentielle du facteur pente sur la dynamique des remplissages lacustres ; et l'importance des activités anthropiques permet de voir si des activités anthropiques distinctes ont, ou non, les mêmes conséquences sur les géosystèmes continentaux. Enfin, la compilation de ces trois critères permet de voir les rétroactions positives ou négatives qu'ils peuvent avoir les uns envers les autres.

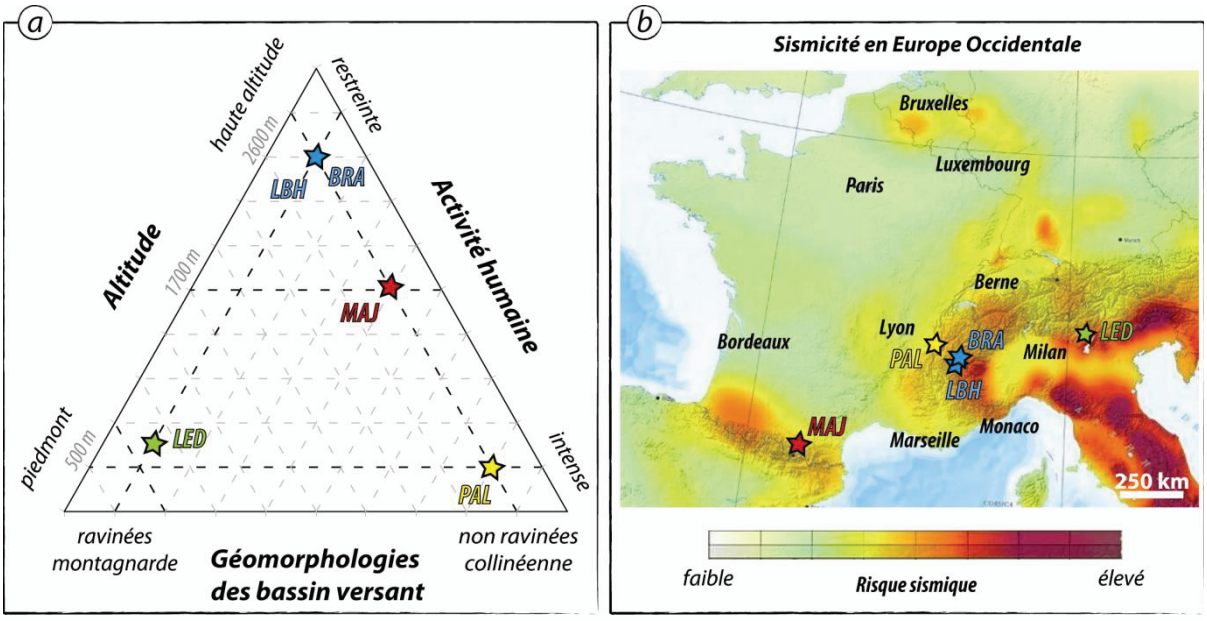


Figure 1.3.a, Représentation ternaire des trois principaux critères utilisés pour choisir les sites étudiés dans le présent manuscrit : altitude, activité humaine et géomorphologie des bassins versant, et localisation géographique de ces derniers en Europe occidentale selon le risque sismique (Jimenez et al., 2003). Les abréviations suivantes sont utilisées pour les différents sites : MAJ, Etang Majeur ; PAL, Lac Paladru ; LBH, Lac Blanc Huez ; BRA, Lac Bramant et LED, Lac Ledro. Ces sites sont présentés dans la suite de ce chapitre.

Au delà des critères de complémentarité précédemment exposés, nous avons choisi d'étudier des séquences lacustres issues des Pyrénées et des Alpes. En effet, l'état des lieux présenté dans le chapitre 1.1 a mis en évidence le fait que si le massif alpin semble relativement bien documenté d'un point de vue climatique, les activités humaines et leurs conséquences sur les géosystèmes sont à approfondir ; à l'inverse, le versant nord du massif pyrénéen est, lui, plutôt bien documenté d'un point de vue activités et conséquences d'origine anthropique mais pauvre en ce qui concerne les données climatiques. Il s'agit dès

[17] Borgatti and Soldatti (2005) ont en effet précisé que l'impact anthropique, bien que plus contraint, pouvait également s'exprimer dans les environnements montagnards de haute altitude.

lors (i) d'affiner les connaissances pour chacun des massifs et (ii) de comprendre, *in fine*, si les massifs alpins et pyrénéens réagissent de la même façon aux crises climatiques holocènes et aux pressions anthropiques.

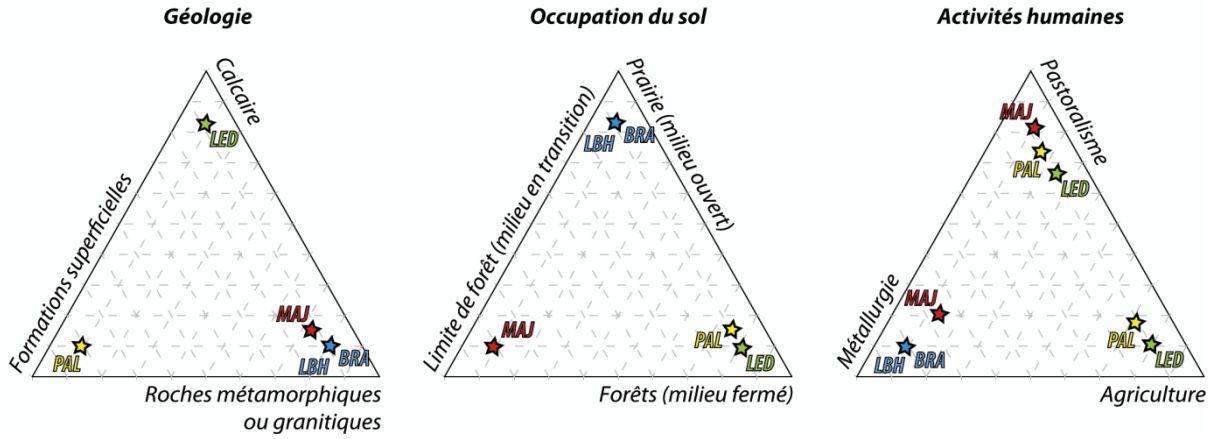


Figure 1.3.b, Représentation ternaire des critères distinctifs des sites étudiés dans le présent manuscrit : géologie, occupation du sol actuelle et types d'activités humaines. Les abréviations suivantes sont utilisées pour les différents sites : MAJ, Etang Majeur ; PAL, Lac Paladru ; LBH, Lac Blanc Huez ; BRA, Lac Bramant et LED, Lac Ledro. Ces sites sont présentés dans la suite de ce chapitre.

2.1. L'espace alpin.

Le massif alpin est étudié par l'intermédiaire de quatre sites distincts localisés de part et d'autres de la frontière franco-italienne (figure 1.3.c) : deux sites de haute altitude, sensibles aux fluctuations glaciaires holocènes : les lacs de Blanc Huez et Bramant, et deux sites de piedmont, soumis aux activités humaines depuis le Néolithique : le lac Paladru versant français et le lac Ledro versant italien.

Le chantier alpin est d'autant plus central que Bosco et al. (2009) proposent une carte du futur risque d'érosion (fonction des modèles climatiques futurs) dans l'ensemble du massif alpin où nous travaillons. Ils expliquent que les zones de haute altitude ou de piedmont à relief montagnard et préférentiellement affectées par les pluies intenses (telles que Ledro), sont sujettes à une augmentation du risque d'érosion. A l'inverse, les espaces de moyennes altitudes ou de piedmont à relief collinéen (tels que Paladru) et associés à un couvert forestier ne semblent pas davantage menacés par le risque climatique futur. Le choix des sites alpin et leur nombre paraissent donc appropriés à l'étude du détritisme holocène en lien avec des modifications futures des facteurs climatiques.

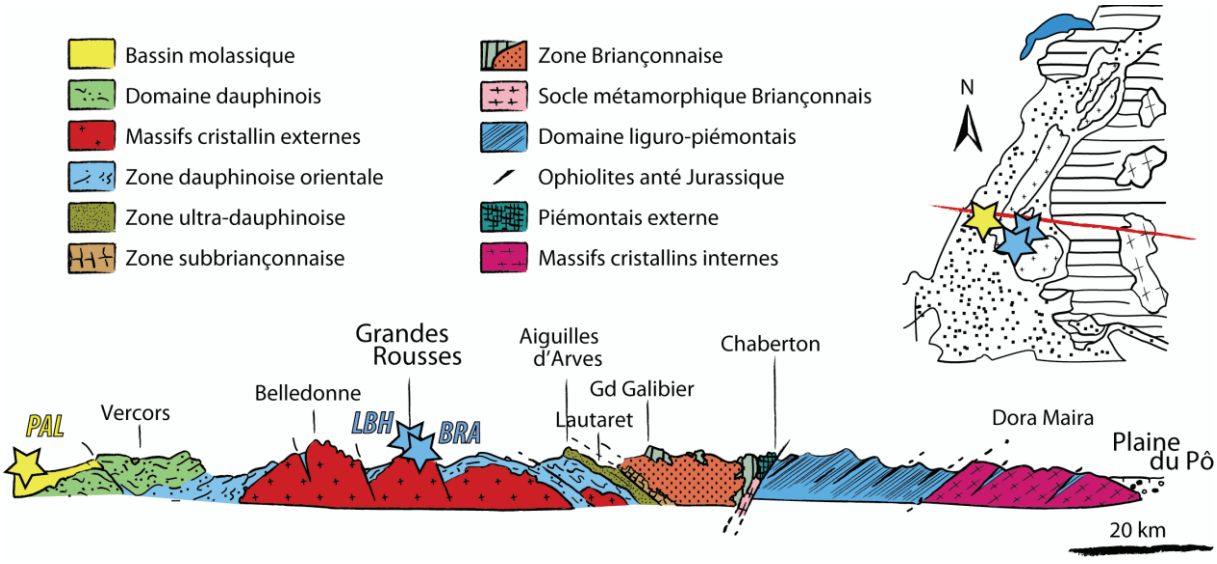


Figure 1.3.c, Coupe géologique simplifiée des Alpes, orientée selon un axe est-ouest, modifiée d'après Gidon (1977). Les différents sites étudiés sont représentés par les étoiles et les abréviations suivantes sont utilisées : PAL (Lac Paladru), BRA (Lac Bramant) et LBH (Lac Blanc Huez).

2.1.1. Les sites d'altitude, l'espace proglaciaire.

Les lacs Blanc Huez (2543 m) et Bramant (2450 m) sont respectivement localisées dans les départements de l'Isère et de la Savoie. Cependant, ils font tous deux parti du massif des Grandes Rousses et sont respectivement en versants sud et nord (figure 1.3.d). Enneigés plus de six mois l'an, ces deux lacs sont gelés en hiver et leurs bassins versants sont recouverts de prairies rases.

Les reliefs présents dans le massif des Rousses sont clairement d'origine glaciaire. Ainsi les lacs Bramant et Blanc Huez sont des lacs d'origine glaciaires, aujourd'hui en situation proglaciaire et sensibles à une sismicité régionale active (figure 1.3.a, b et Guyard et al., 2007 ; Chapron et al., 2008).

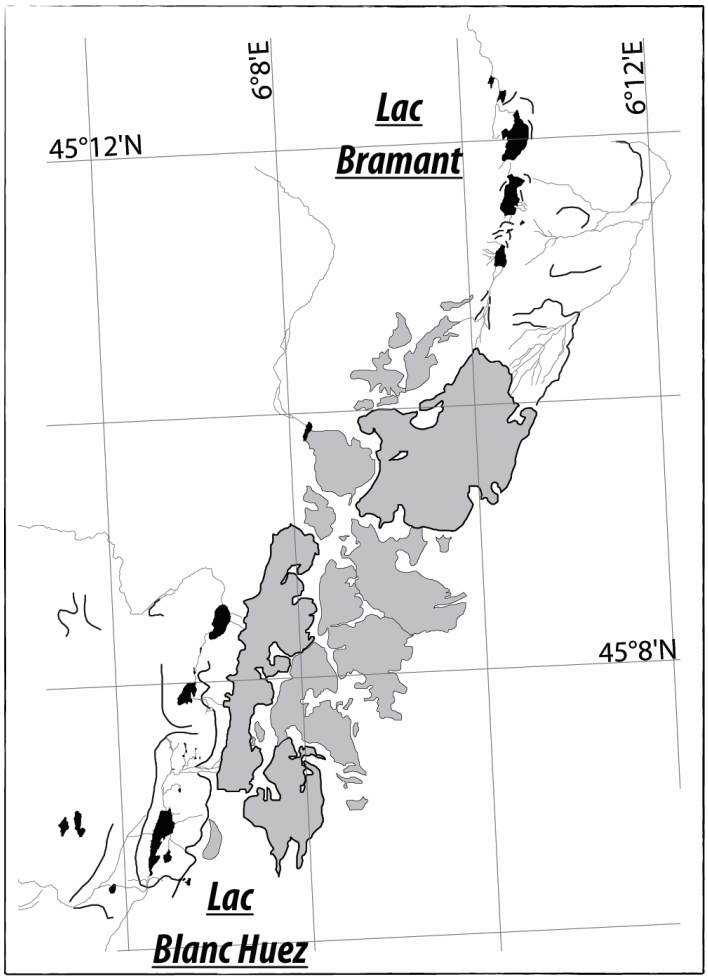


Figure 1.3.d, Localisation des lacs Bramant et Blanc Huez au sein du massif des Grandes Rousses. Les surfaces grisées représentent les différents glaciers présents dans la zone et les traits pleins noirs les moraines.

Le lac Blanc Huez.

Le lac Blanc Huez (45°7'N-6°6'E, 2543 m, figure 1.3.e) s'établit entre deux moraines respectivement datées du début de l'Holocène (2340 m) et du PAG[18] (2680 m, Chardon,

[18] Petit Age Glaciaire.

1991 ; Chapron et al., 2007, figure 1.3.e). Les formations glaciaires post-würmiennes sont cependant peu présentes dans le bassin versant Blanc Huez (3.2 km²). Le lac est en effet immédiatement encadré par des formations cristallines à l'ouest (granite et leptinite) et des schistes à l'Est (Barfety et al., 1972). Le reste du bassin versant est constitué de dolomies et de formation houillère (échantillonnée été 2009, R, bande hachurée, figure 1.3.e, a). Sur ces formations, se développe une fine couverture pédologique recouverte d'arbustes éparses et/ou de prairies d'altitude. Ces sols ont été échantillonnés au cours de l'été 2009 selon une toposéquence est/ouest (S1, S2 et S3, figure 1.3.e).

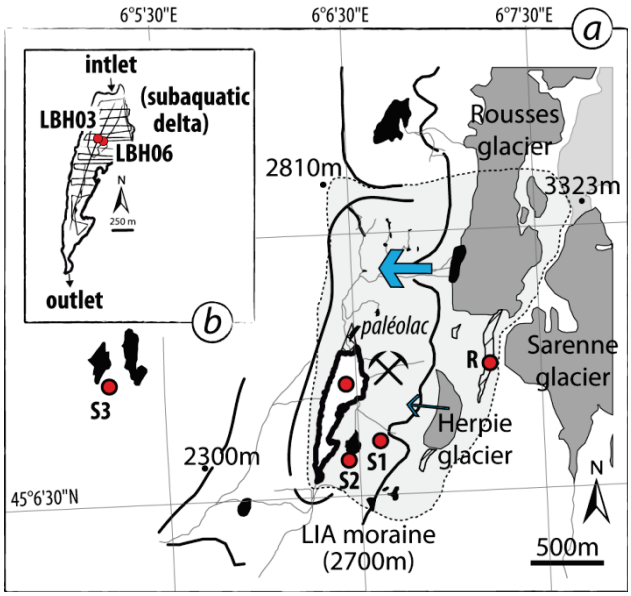


Figure 1.3.e, Localisation du bassin versant (zone grisée claire) du lac Blanc Huez (polygone blanc, a), des échantillons prélevés (cercles rouges), et des tracés réalisés en sismique réflexion (b), modifié d'après Chapron et al. (2008). Les flèches bleues représentent et sont proportionnelles aux apports en eau issus de la fonte des glaciers et des neiges des Rousses et de l'Herpie. Les polygones noirs représentent d'autres lacs autour du lac Blanc Huez. Le polygone hachuré au nord du lac représente le paléolac. Les traits épais noirs localisent les moraines présentes dans la zone. Seules celles datées du Petit Age Glaciaire (Little Ice Age, LIA) sont datées. Le signe minier localise l'emplacement des mines documentées par l'archéologie. Les échantillons sont nommés : R pour les échantillons de roches houillères et S pour les sols, et selon leurs noms de carottes pour les sédiments lacustres.

L'alimentation en eau du lac est assurée par les eaux de pluie et les eaux de fonte issues des neiges et des glaciers de l'Herpie et des Rousses (flèches bleues, figure 1.3.e). Les eaux de fonte issues des Rousses constitue le principal affluent du lac et génère la présence d'un delta subaquatique.

Le verrou rocheux barrant le lac est recoupé par un exutoire aérien qui laisse filer des pertes d'eau en aval. Des pertes sous lacustres dans les fractures cristallines alimentent également de nombreuses résurgences en aval (figure 1.3.e, a).

Des prospections archéologiques sur le site de Barbarate ont permis d'identifier des ensembles miniers (Brandes, 2550 m, figure 1.3.e) sur le flanc Est du lac (Chapron et al., 2008). Il s'agit d'exploitations de minerais plomb/argent dans les gangues de baryte. Les

datations radiocarbones, ainsi que celles déduites du mobilier céramique datent respectivement l'exploitation pendant l'Âge du Fer (2200-1930 cal BP) et le Moyen-âge (XII-XIVe siècle) (Bailly-Maître & Bruno-Dupraz, 1994).

Les sédiments lacustres du lac Blanc Huez ont été imagé par sismique réflexion[19] haute résolution (tracé représenté en figure 1.3.e, b) et ont fait l'objet de carottages lacustres gravitaires[20]: LBH03-1 et LBH03-2 (réalisés en 2003, depuis un zodiac) recouvrant la période récente (Chapron et al., 2007) et d'un carottage long[18] : LBH06 (réalisé en 2006, depuis la surface gelée du lac) recouvrant la période Holocène (Chapron et al., 2008). L'étude du remplissage du lac Blanc Huez s'est intégrée au sein du GDR JurAlp (2006-2010) dont les objectifs étaient de documenter les enregistrements climatiques holocènes issus des Alpes et du Jura et de cerner les influences conjointes de l'Homme et du climat sur les environnements d'altitude. Notre contribution s'est alors essentiellement focalisée sur la caractérisation organique et chimique des sédiments lacustres et des sols du bassin versant, prélevés en août 2008. Notre travail s'est également attaché à réaliser la synthèse et l'interprétation de l'ensemble des données préalablement acquises sur LBH06.

Le lac Bramant.

Le lac Bramant (45°12'N-6°10'E, 2450 m, figure 1.3.f) a été noyé en AD1918 après la construction d'un barrage hydroélectrique. Cela étant, c'est un petit lac dont la morphologie est héritée des glaciers de Saint-Sorlin et Côte Blanc (figure 1.3.f, a). Il est, en effet, le troisième et dernier lac naturel de la série des Bramant dont le bassin versant fait près de 5 km². Ces derniers sont indirectement alimentés en eau par le glacier de St-Sorlin, selon une diffluence (flèches bleues, figure 1.3.f, a). Cette dernière produit l'essentiel des apports hydriques et sédimentaires des trois lacs et explique la présence d'un delta subaquatique au sud (figure 1.3.f, b). Le verrou rocheux du lac Bramant est associé à deux moraines latéro-frontales Holocènes (Guyard et al., 2007).

[19] Méthode définie paragraphe suivant. Sondeur de sédiment de fréquence 3.5 kHz (collaboration ETH de Zurich).
[20] Système UWITEC.

Outre les formations glaciaires, des schistes argileux affleurent à proximité immédiate du lac (Barbier et al., 1976). Ils représentent la principale formation géologique du bassin versant, également composé de migmatites et d'éboulis. Ces formations sont recouvertes de sols peu épais, échantillonnés selon une toposéquence nord/sud en juin 2011 (cercles rouges, figure 1.3.f, a).

Cette zone d'altitude a été soumise à certaines activités anthropiques dont des extractions de chalcopyrite dans les gangues de quartz par abattage au feu sur le site Plan des Cavales (figure 1.3.f ; 2200 à 2600m). Des datations radiocarbones les datent du Bronze ancien (3800±100 cal BP, Bailly-Maître & Gonon, 2006) et des pollutions métalliques ont d'ailleurs été retrouvées dans les sédiments lacustres.

Le remplissage du lac Bramant a été imagé par sismique réflexion[21] (Guyard et al., 2007) et étudié par l'intermédiaire de deux carottages lacustres longs : BRA02 et BRA01 et deux carottages gravitaires : BRA03-1 et BRA03-2[22]. Guyard et al. (2007) et Carozza et al. (2010)[23] ont en particulier décrits un remplissage

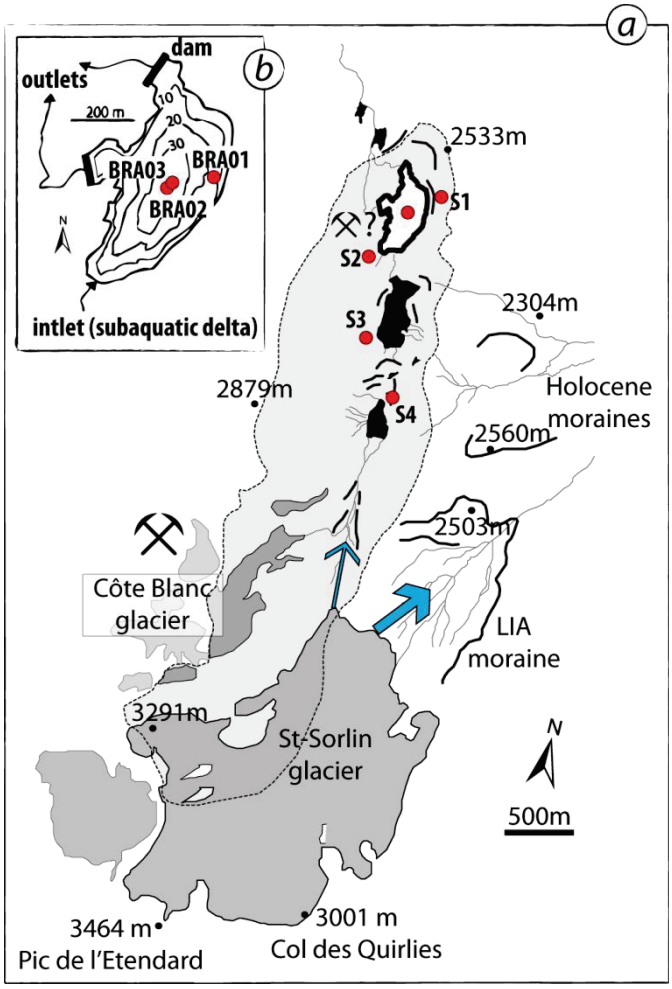
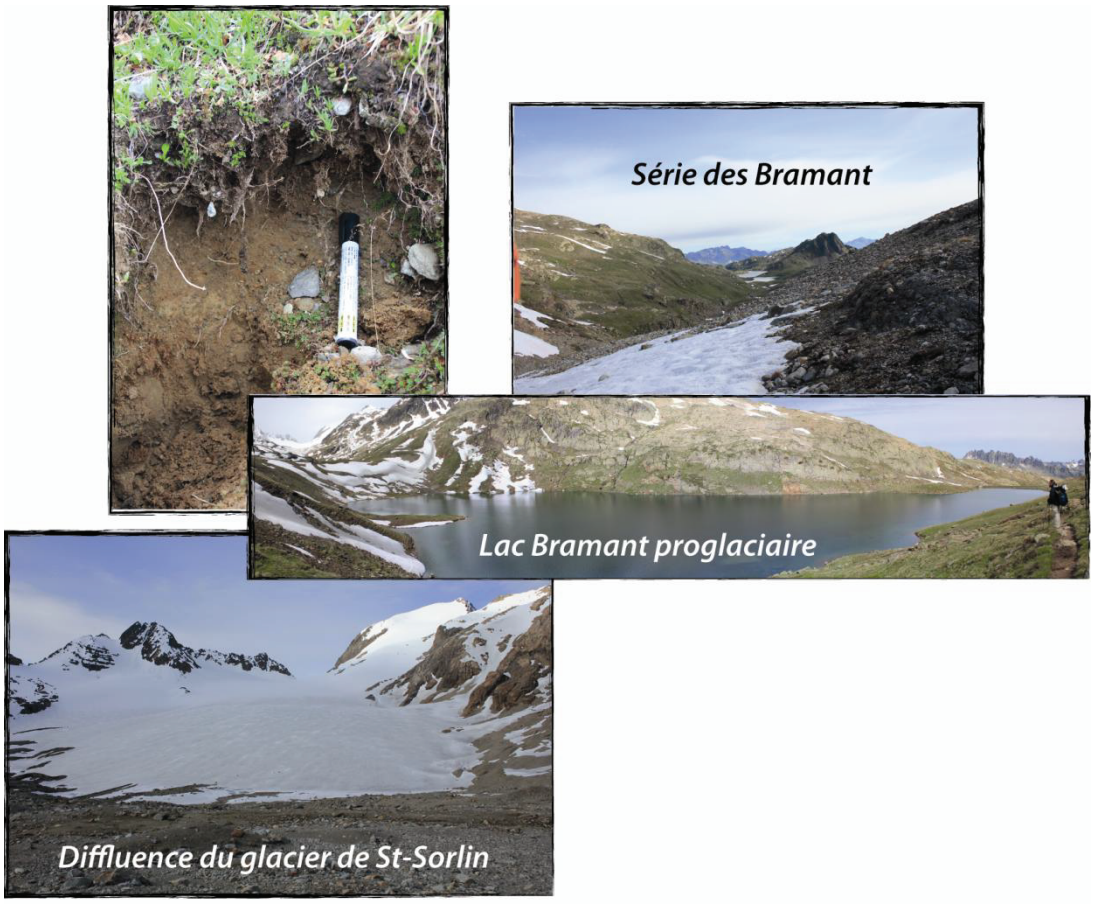


Figure 1.3.f, Localisation du lac de Bramant (polygone blanc), de son bassin versant (zone grisée) et des échantillons prélevés (cercles rouges) (a) et présentation de la carte bathymétrique (b), modifié d'après Guyard et al. (2007). Les flèches bleues représentent et sont proportionnelles aux apports en eau de fontes essentiellement issues du glacier de St-Sorlin via une diffluence. Les polygones noirs représentent d'autres lacs autour du lac Blanc Huez. Les traits épais noirs localisent les moraines d'âge holocène ou du Petit Age Glaciaire (Little Ice Age, LIA) présentes dans la zone.

[21] Sondeur de sédiment de fréquence 3.5 kHz (collaboration ETH de Zurich).
[22] Systèmes UWITEC.
[23] Article en co-auteur, présenté en Annexe 1.2.

varvé[24] dont la carotte BRA02 recouvre les 4000 dernières années. A l'instar des analyses réalisées à Blanc Huez, notre contribution s'est également focalisée sur la géochimie organique des deux carottes longues (Simonneau, 2009, stage de master 2) et s'est approfondie au cours de la thèse avec la réalisation de nouvelles analyses organiques et chimiques, et le prélèvement d'échantillons pédologiques sur les versants, en juin 2011.



2.1.2. Les sites de piedmont, l'espace périglaciaire.

Les systèmes Paladru (45°27'N-5°32'E, 492 m, figure 1.3.g) et Ledro (45°52'N-10°45'E, 653 m, figure 1.3.g) ont été choisis pour le contraste morphologique qu'offrent leurs bassins versants respectifs, le premier étant collinéen et le second montagnard. L'hypothèse de travail étant alors que ce contraste s'exprime au sein des sédiments et de leur dynamique de dépôts.

[24] Forme de sédimentation rencontrée dans les lacs proglaciaires et déjà expliquée chapitre 1.2 (cette partie).

Le lac de Paladru (et le paléolac Chirens).

Tout comme le lac Blanc Huez, le Lac de Paladru (45°27'N-5°32'E, 492 m, figure 1.3.g, a) est localisé au sein de la région Rhône-Alpes dans le département de l'Isère.

Géologiquement, la province du Dauphiné se situe au sein des chaînes subalpines des zones externes des Alpes et plus précisément dans « l'avant-pays » caractérisé par le « bassin molassique » tertiaire (figure 1.3.c) constitué de dépôts fluviatiles, lacustres et marins côtiers. Les vallées majeures de la zone sont les vallées de la Bourbre, de Paladru et de l'Ainan, parallèles et toutes liées au surcreusement du glacier Rhodanien lors de la dernière extension maximale des glaciers. Certaines moraines frontales würmiennes ont formé les principaux lacs d'origine glaciaires, donc les lacs de Paladru et Chirens (figure 1.3.g). Aujourd'hui, les apports hydriques et sédimentaires issus du bassin versant du lac (55,7 km²) sont assurés par deux affluents : le Courbon et le Surand générant deux deltas fluviatiles respectivement au nord et à l'ouest du lac (figure 1.3.g, a). Un seul exutoire est présent au sud du lac : la Fure (figure 1.3.g, a)

L'importance archéologique du Lac de Paladru prend naissance avec V. Paquier au début du 20ème avec la découverte des sites de Charavines et de Colletière (Benoît et al., 2006, figure 1.3.g). Les fouilles s'intensifient avec l'essor de l'archéologie subaquatique à partir de 1972. Les résultats suggèrent que dès 3500 BC (5450 cal BP), s'opère une succession d'habitats cycliques avec des Hommes qui migrent au grès du potentiel cultivable. Après AD1000, les villages vont devenir plus sédentaires : c'est l'avènement des « chevaliers de l'An mil ». Au Moyen-âge, le lac est finalement sous la propriété de Guigues de Paladru et des Chartreux de la Silve Bénite. Ces derniers vont d'ailleurs drainer de nombreux marais dans le bassin versant pour étendre les surfaces cultivables (figure 1.3.g). Leur usage est alors essentiellement dédié à la meunerie et la pisciculture.

Les sédiments du lac de Paladru ont été imagés par sismique réflexion[25] en 2008 (tracés, figure 1.3.g, b). Un carottage long[26] : PAL09 a été ensuite réalisé en novembre 2009 dans le cadre de l'ANR Pygmalion (« PaleohYdroloGy and huMAn-cLimate-envIronment

[25] Sondeur de sédiment de fréquence 12 kHz (collaboration avec P. Lajeunesse, Québec).
[26] Système UWITEC.

interactiONs in the Alps », ANR-07-BLAN-0133-03, 2008-2012), pilotée par F. Arnaud (EDYTEM, Chambéry), dont les objectifs sont de documenter les interactions Homme-Climat dans les Alpes nord occidentales françaises ; et sept carottages gravitaires[27] ont été réalisés dans le cadre du camp de terrain du master HydroEnv de l'OSUC[28], en septembre 2011 (figure 1.3.g, b). Outre les datations (radionucléides et AMS), qui ont été réalisées par des laboratoires extérieurs et les descriptions de micro-charbons et de pollens (Thèse E. Doyen), qui ont été faite par le laboratoire Chrono-Environnement de Besançon, les analyses de PAL09 ont été faites par notre équipe. Nous avons également calibré nos paramètres par l'analyse de la géomorphologie des versants (bassin versant de 55.7 km²) et la caractérisation organique d'échantillons de sols et de rivières, prélevés en novembre 2009 (cercles rouges, figure 1.3.g, a). Nous avons également participé à l'analyse des polluants anthropiques présents dans les sédiments du lac de Paladru (Desmet et al., 2012)[29].

Le paléolac Chirens (45°25'N-5°33'E, 460 m, figure 1.3.g, a) est situé au SE du lac de Paladru, à seulement 4 km. Le bassin versant de ce paléolac est très réduit puisqu'il se situe en tête de la vallée de l'Ainan (figure 1.3.g, a). Aujourd'hui comblé, nous avons réalisé la description et la caractérisation de la carotte CHI07-1, prélevée en 2007 au carottier russe dans le cadre du module « Archives environnementales » du master STU de l'OSUG[30] (Annexe 2). L'analyse pollinique de cette séquence a été faite en collaboration avec l'Université Aix-Marseille, par F. Guiter (laboratoire IMBE).

[27] Système Bobcorer.
[28] Observatoire des Sciences de l'Univers en région Centre (Université d'Orléans).
[29] Article en co-auteur, présenté Annexe 1.3.
[30] Master 1 Sciences de la Terre et de l'Univers dispensé à l'Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble (Université J. Fournier).

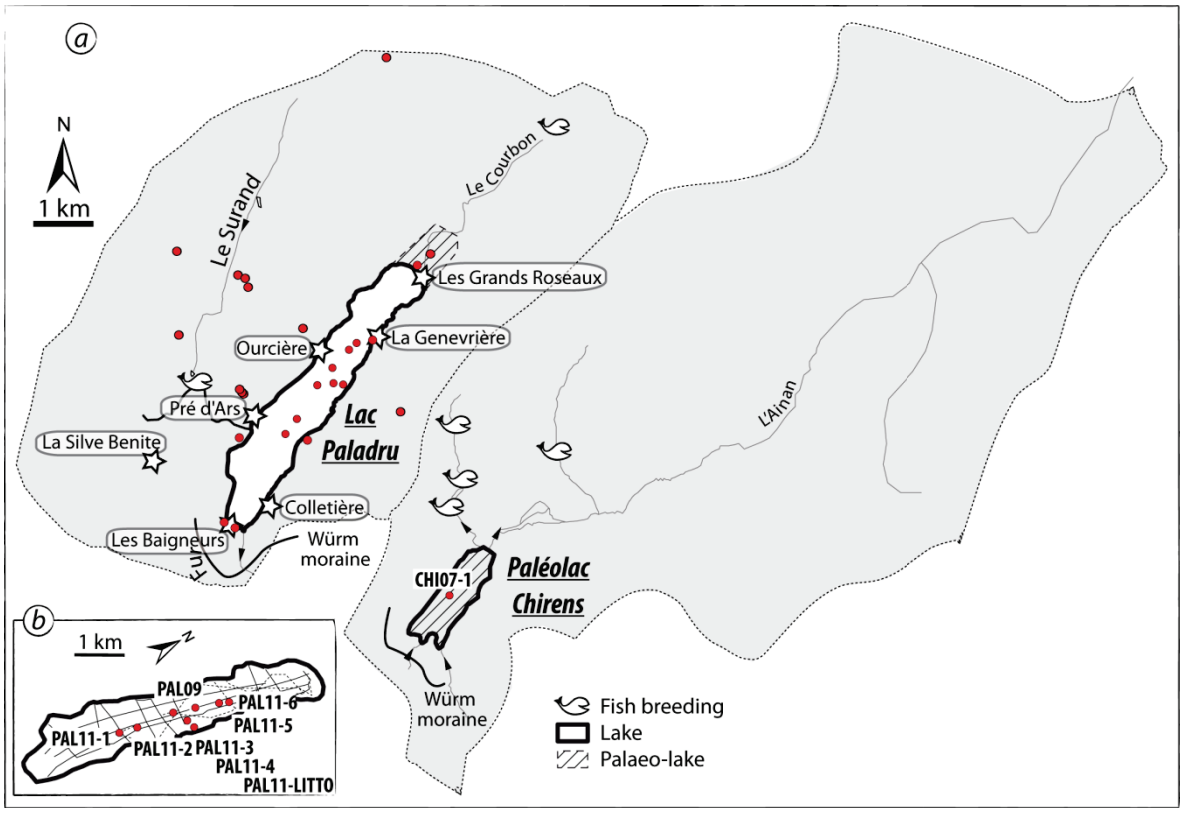


Figure 1.3.g, Localisation des lacs Paladru et Chirens (polygones blancs) dans leurs bassins versants respectifs (zones grisées) et des échantillons prélevés (cercles rouges) (a) et des traces réalisées en sismiques réflexion (traits pleins) ou avec l'échosondeur (traits pointillés) et des carottes sédimentaires prélevées (b). Les étoiles blanches localisent les sites archéologiques présents autour du lac de Paladru et mis en évidence par prospection archéologiques subaquatique. Les poissons symbolisent les emplacements des bassins de rétentions utilisés pour la pisciculture. Les deux lacs sont caractérisés par une moraine frontale d'âge würmienne (trait épais noir).



Le lac Ledro.

Le Lac de Ledro (45°52'N-10°45'E, 653 m, figure 1.3.h) est localisé en Italie septentrionale dans le sud de la chaîne des Alpes. Il s'intègre dans la région du Trentin-Haut-Adige, subdivisée en deux provinces autonomes : Bolzano et Trente (figure 1.3.h, a).

Géologiquement, cette zone est formée de formations calcaires datées du Trias et du Jurassique (Martin, 1865). Ainsi, la province de Trente, où se situe le lac (figure 1.3.h), s'articule autour de reliefs montagneux recoupés par un axe principal marqué par le fleuve Adige qui sépare les Alpes Rhétiques à l'ouest, des Dolomites à l'Est au sein desquelles se situe le bassin versant du lac (111 km²). Le lac de Ledro est un exemple de lac formé par un barrage morainique datant du retrait de la déglaciation würmienne (figure 1.3.h). L'action actuelle des deux affluents du lac (Massangla et Pur, figure 1.3.h, a) entaille les plaines et l'ensemble des formations superficielles d'origine glaciaires pour déposer des alluvions récentes dans les vallées de son bassin versant carbonaté et former deux deltas fluviatiles respectivement à l'ouest et au sud du lac.

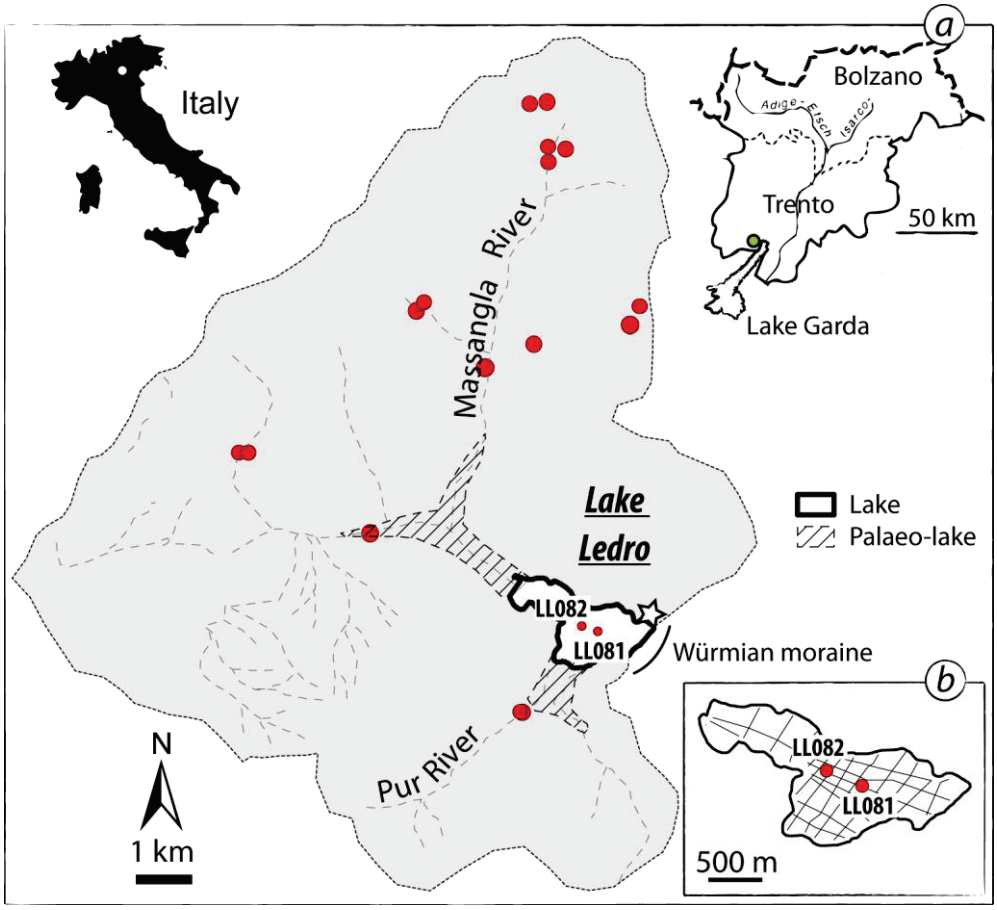
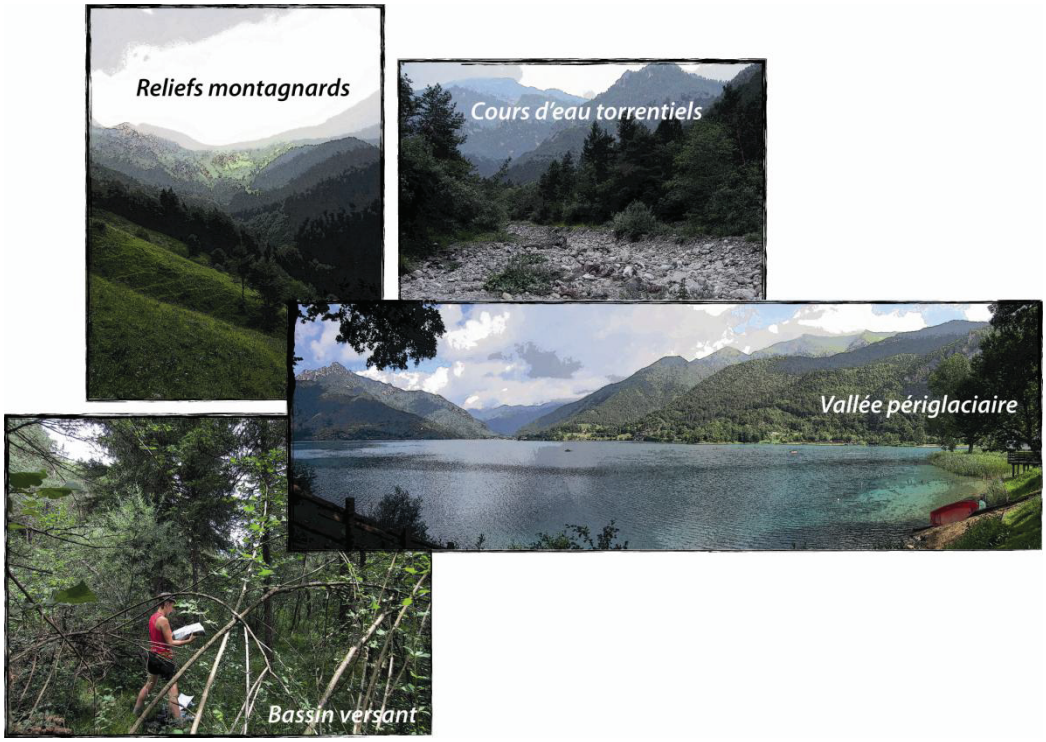


Figure 1.3.h, Localisation du lac Ledro (polygone blanc) dans son bassin versant (zone grisée) et des échantillons prélevés (cercles rouges) (a) et des traces réalisées en sismiques réflexion (b). L'étoile blanche localise le site archéologique présent autour du lac et mis en évidence par prospections archéologiques. Le lac est caractérisé par une moraine frontale d'âge würmienne (trait épais noir).

Culturellement, le lac Ledro est connu pour son habitat palafittique daté du Bronze moyen et situé sur la bordure NE du lac (figure 1.3.h, a).

La caractérisation par sismique réflexion[31], ainsi que les deux carottages longs[32] : LL081 et LL082 ont été respectivement réalisés en 2007 et 2008, dans le cadre de l'ANR LAMA (« Holocene changes in environment and climate, and history of human societies in Central Mediterranean as reflected by LAke and MArine records », 2008-2011), pilotée par M. Magny et N. Combourieu-Nebout. La présence de nombreux évènements sédimentaires au sein du remplissage lacustre a nécessité une description minutieuse des faciès et une mesure assidue du nombre d'évènements et de leurs épaisseurs. Nos résultats ont été comparés (i) à ceux réalisés par S.B. Wirth, dans le cadre de sa thèse réalisée à l'ETH de Zürich et (ii) à ceux réalisés par une analyse d'image automatisée (Vannière et al., soumis CP)[33]. Nous avons également procédé à une caractérisation organique à la fois des évènements sédimentaires et du sédiment de fond sur la carotte LL082 qui est la plus proximale aux deltas. Nous avons également calibré nos marqueurs organiques par le prélèvement de sols et de lits de rivière présents dans le bassin versant, en juillet 2011.



[31] Sondeur de sédiment de fréquence 3.5 kHz (collaboration ETH de Zurich).
[32] Système IWITEC.
[33] Article en co-auteur, présenté en Annexe 1.5.

2.2. L'espace pyrénéen.

L'Etang Majeur.

Un unique site est étudié dans le massif pyrénéen. Localisé dans le bassin de l'Ariège, la vallée du Vicdessos fait l'objet d'un Observatoire Homme-Milieu (OHM) de l'INEE, piloté par D. Galop, et de différents projets : EMPAL, ALTOS et ARCHIVOS, porté par E. Chapron.

Notre étude s'est en particulier concentrée sur le lac périglaciaire de l'Etang Majeur (42°7'N-1°42'E, 1630 m, figure 1.3.i) localisé en plein cœur du pluton granitique de Bassiès (Casteras et al., 1970) dans la vallée du Haut Vicdessos. Aujourd'hui, le bassin versant de l'Etang Majeur (15 km²) est entièrement déglacé et uniquement recouvert d'un manteau neigeux persistant pendant l'hiver et le printemps. Le relief moutonné, attribué à la dernière déglaciation du Würm (Hérail et al., 1986; Jalut et al., 2010; Delmas et al., 2011), est parsemé de verrous et d'ombilics qui permettent la mise en eau « d'étangs » (ou petits lacs) dont le comblement vers l'état de tourbière semble assez rapide. L'alimentation en eau de l'Etang Majeur est assurée par les eaux pluviales mais également par le régime nival qui draine les tourbes amont et les seuils rocheux granitiques affleurant dans les zones d'altitude du bassin versant. Ces apports détritiques créent un delta fluviatile à l'ouest qui est peu développé car le Pla de la Fount, localisé en amont (figure 1.3.i, a), filtre les apports fluviatiles). Depuis AD1907, le niveau naturel de l'Etang Majeur a été rehaussé de six mètres et est régulé par deux barrages hydroélectriques.

En juillet 2010 et septembre 2011, des caractérisations sismique réflexion[34] ont été réalisées sur les principaux systèmes de la vallée (les étangs de l'Escale d'en Haut, du Pla de la Fount et Majeur), des carottages gravitaires[35] et des prélèvements des sols présents sur les versants. L'ensemble des analyses réalisées a été effectué par notre équipe, excepté pour les datations (radionucléides, réalisées en collaboration avec le laboratoire Ecolab de Toulouse, ou radiocarbones).

[34] Sondeur de sédiment à modulation de fréquence, de type INNOMAR (collaboration laboratoire CEFREM, université de Perpignan).
[35] Systèmes UWITEC et Bobcorer.

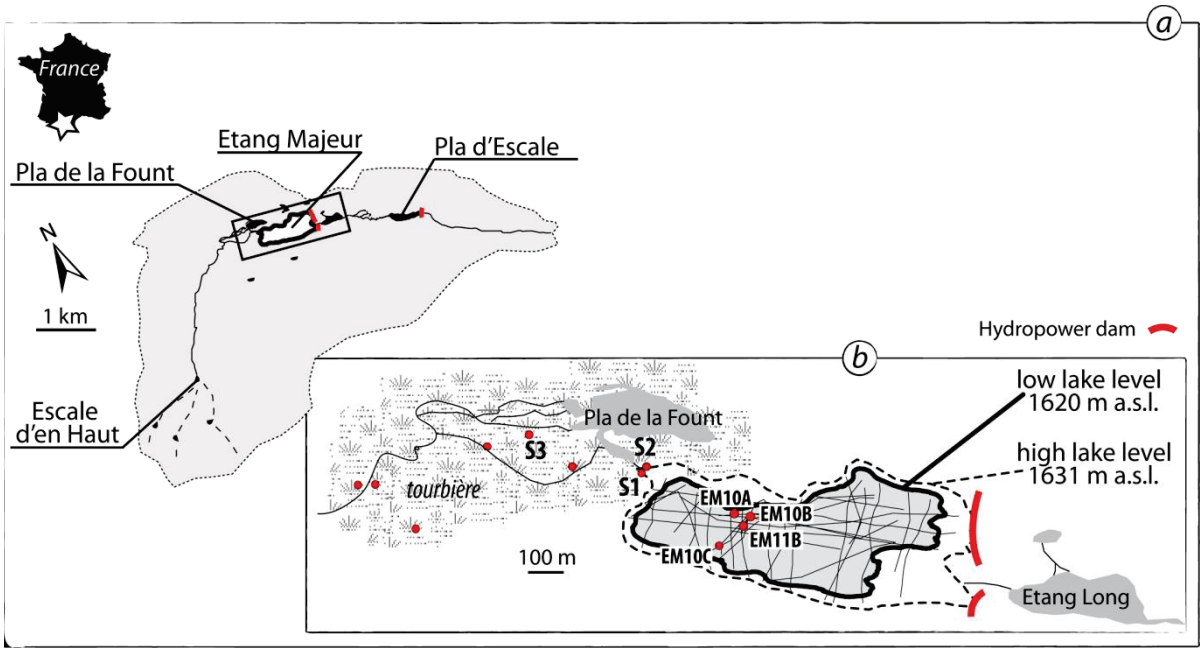


Figure 1.3.i, Localisation de l'Etang Majeur (polygone blanc) et des autres étangs présents dans le bassin versant de Bassiès (zone grisée) et des échantillons prélevés (cercles rouges) (a) et des traces réalisées en sismiques réflexion (b). L'Etang Majeur est équipé par deux barrages hydroélectriques (traits épais rouges) dont le marnage fait varier la hauteur d'eau dans le lac entre 1620 m et 1631 m. Le Pla de la Fount est un lac se situant immédiatement en amont de l'Etang Majeur. Il est entouré d'une tourbière (figuré).



3. Démarche analytique.

La démarche analytique suivie dans le cadre du présent travail s'articule autours de trois volets : (i) la caractérisation géométrique des géosystèmes (bassins versants et remplissages lacustres) ; (ii) la caractérisation des échantillons prélevés dans les géosystèmes (phases minérales et organiques) et (iii) la modélisation de l'érosion à l'échelle de l'Holocène.

3.1. Caractérisation géométrique des géosystèmes.

3.1.1. Les bassins versants.

Chaque bassin versant des géosystèmes étudiés a été caractérisé par système d'information géographique. Cette étude numérique des surfaces affectée par le ruissellement permet le calcul de critères déterminant tels que la pente, la courbure du relief et la surface des versants en ravines. A terme ces éléments seront essentiels à la compréhension des interactions entre versants et pièges sédimentaires.

3.1.2. Les remplissages lacustres.

La géométrie de chaque remplissage lacustre a été imagée par sismique réflexion. Cette technique consiste en une image indirecte de la géométrie des sédiments. Selon les modèles, le système sismique est constitué d'un émetteur et d'un récepteur (ou d'un émetteur-récepteur) émettant des ondes acoustiques de fréquences choisies. Ces ondes vont traverser la colonne d'eau sans perturbation et les échos issus de leur propagation dans le sous-sol vont être enregistrés en surface. Ces échos sont générés par des hétérogénéités des sédiments (contraste d'impédance acoustique[36]). Ces variations de faciès vont se traduire par la présence de réflecteurs sur les enregistrements. En fonction de la salinité des eaux et de la vitesse des ondes P dans le sédiment (mesurée sur les carottes par l'intermédiaire du banc Géotek®), le temps d'arrivée de l'écho permet de calculer la profondeur du changement de propriétés physiques.

[36] L'impédance acoustique est le produit de la densité et de la vitesse des ondes P dans le sédiment.

Plus la fréquence de la source est élevée, meilleure est la résolution de l'image obtenue sur la variabilité et l'hétérogénéité du remplissage. En contrepartie, en raison de l'atténuation rapide des hautes fréquences dans le sous-sol, la profondeur d'investigation diminue rapidement en fonction de la fréquence de la source utilisée. Ici, nous avons toujours utilisé des fréquences comprises entre 3.5 et 12 kHz afin d'avoir une pénétration supérieure à 50 m et une résolution verticale inférieure au mètre (environ 20 cm).

L'interprétation des données a été réalisée sous le logiciel Kingdom Suite® sur lequel il est possible de cartographier les faciès acoustiques et les réflecteurs délimitant les principales unités sismiques. Ce logiciel est, en réalité, un système d'information géographique pour les bassins.

3.2. Caractérisation des échantillons des géosystèmes.

La caractérisation des échantillons a été envisagée à l'aide de deux types d'outils : (i) des outils d'analyses continues à haute résolution et (ii) des outils d'analyses discrètes ponctuelles. L'intérêt d'un tel couplage est double : (i) il permet, à la lumière des informations obtenues par analyses continues, d'optimiser le choix des échantillons destinés à des analyses ponctuelles (analyses sur le contenu organique par exemple) et (ii) il autorise par ailleurs l'étalonnage des analyses continues grâce aux analyses ponctuelles.

3.2.1. Outils d'analyses continues à haute résolution.

3.2.1.1. La susceptibilité magnétique.

La susceptibilité magnétique (SM) est couramment utilisée en sédimentologie depuis les années 1960 (Belshe, 1962) et correspond à la capacité des différents corps constituant le matériel analysé à s'aimanter. Ces composants peuvent être, selon leur SM décroissante, ferromagnétiques, ferrimagnétiques, anti-ferrimagnétiques, paramagnétiques ou diamagnétiques (Dearing, 1999). Les domaines d'application de la SM sont vastes. De

multiples travaux la corrèlent avec les variations climatiques (Ellwood et al., 2004), la pédogenèse et l'érosion (Dearing et al., 1981 ; Vannière et al., 2003), les apports détritiques minéraux particuliers (Dearing, 1999 ; Debret et al., 2010), ou l'activité volcanique (Ortega et al., 2006). Mais elle peut également être associée à des activités biologiques bactériennes (Maher, 1986), ou des états physico-chimiques du matériel (Dearing, 1999) : en situation réductrice, la SM est plus forte. Les régimes hydriques sont également corrélés à des fluctuations de la SM puisque Jing-Shu Wang (2008) associent par exemple des périodes d'anaérobie avec une faible SM ; ou encore avec des pratiques culturales telles que la culture sur brûlis (Kean, 1993 ; Vannière et al., 2000).

Pour chaque séquence étudiée, la SM a été acquise par simple pression du capteur MS2F sur la carotte, manuellement ou automatiquement via le banc Géotek®. Le pas d'échantillonnage a été choisi en fonction des faciès lithologiques présents, depuis le centimètre jusqu'au demi centimètre.

La susceptibilité magnétique est couramment utilisée pour décrire de façon non destructive et à haute résolution les archives sédimentaires. Elle est également pertinente pour corréler différentes séquences mais nécessite cependant d'être comparée à d'autres paramètres pour comprendre les phénomènes qu'elle traduit.

3.2.1.2. La spectrocolorimétrie.

La classification de Munsell (Munsell, 1909) est un exemple de référentiel colorimétrique couramment utilisé en géosciences (Rein et al., 2004 ; Rein, 2007 ; Von Gunten et al., 2009 ; Traschsel et al., 2010). Cependant, ce système basé sur des encodages relatifs à la teinte, la luminosité et la saturation reste un outil visuel dépendant de l'opérateur et des conditions ambiantes. Pour palier à ces inconvénients, la commission internationale de l'éclairage (CIE) développe depuis les années 80 (1976) le système CIE Lab qui s'appuie sur la luminosité (L*, niveau de gris) et sur deux paramètres de chrominance (a* : rouge/vert et b* : jaune/bleu). Ce système est reconnu comme absolu.

Ici, les analyses ont été réalisées avec un spectrocolorimètre portable KONICA MINOLTA CM-700d permettant d'explorer une plage de longueur d'ondes entre 360 et 740 nm avec une sphère d'intégration égale à 40 mm. La source lumineuse utilisée est une lampe au xénon pulsé. Utilisé en géosciences, la réflectance (proportion de lumière réfléchie) permet de décrire à haute résolution (résolution de 5 mm sur l'ensemble des séquences étudiées ici) et de façon non destructive la composition des supports étudiés (oxydes de fer, argiles, éléments organiques ; Bullard and White, 2002 ; Balsam and Beeson, 2003 ; Karpinska, 2004 ; Ji et al., 2002 and 2005 ; Debret et al., 2006, 2012) par simple calcul de ratio entre les valeurs de réflectance mesurée pour certaines longueurs d'ondes.

L'avantage premier de la spectrocolorimétrie réside dans sa facilité de mise en œuvre et sa rapidité d'acquisition. Documenter en continu de façon non destructive la composition du sédiment est également pertinente. Cependant, la signification des spectres reste encore peu connue et n'est pas quantitative. De plus, sa mesure doit être effectuée rapidement après ouverture afin que des paramètres tels que la teneur en eau n'influencent pas les résultats.

3.2.1.3. Le scanner élémentaire de type ITRAX.

L'entreprise COX a développé cette technologie qui consiste en une mesure semi quantitative de certains éléments chimiques par microFluoresence des rayons X (XRF, ici le modèle utilisé est un ITRAX, Croudace et al., 2006).

Les différentes séquences étudiées ont été analysées sous tube de chrome (Cr) ou de molybdène (Mo), en U-channel ou demi-carotte, avec des pas d'échantillonnage variant de 200 µm à 5 mm, en fonction de la sensibilité et de la précision recherchées. Si dans chacune de nombreux éléments ont été mesurés, seuls le potassium (K), le rubidium (Rb), le calcium (Ca), le strontium (Sr), le Mo, l'aluminium (Al), le titane (Ti) et le fer (Fe) sont réellement exploitables. De plus, dans le cas de sédiments contrastés, chaque élément considéré doit être normalisé par un élément représentatif de la croûte continentale, tel que l'Al ou le Sr.

Ce système permet également l'acquisition de radiographie X qui permettent d'imager la densité des sédiments.

Facile à mettre en action et rapide, l'XRF nécessite cependant d'être calibré par des méthodes ponctuelles de quantifications des éléments chimiques.

Le détritisme est fréquemment associé par de nombreux auteurs, dont Arnaud et al. (2005), Chapron et al. (2005), Leroux et al. (2008), Hatfield and Maher (2009), Debret et al. (2010), Guiguet-Covex et al. (2011) et Arnaud et al. (2012) à des variations de la susceptibilité magnétique ou des propriétés colorimétriques des sédiments lacustres. La composition et plus particulièrement les teneurs en éléments majeurs au sein des sédiments (silicium, calcium, titane, aluminium, strontium, zirconium, fer, rubidium) attestent de cette relation entre érosion et susceptibilité magnétique ou couleur. Ces éléments sont en effet représentatifs de la composition de la croûte continentale ou des socles géologiques et participent peu dans les processus biologiques. Ainsi, les interprétations reposent sur le postulat que ces éléments sont incorporés dans le sédiment lacustre par le biais de l'altération météorique et du ruissellement à la surface des versants. Une augmentation en leur teneur au sein des sédiments est donc corrélée à une intensification de l'érosion souvent en lien avec la présence d'activités anthropiques (Schmidt et al., 2002, Lotter and Birks, 2003, Finsinguer et al., 2006). Ainsi, Tinner et al. (2003) ont été les premiers à suggérer que les innovations techniques, telle que le labour par exemple, ont permis d'augmenter la productivité mais également l'export de matériel minéral par érosion. En toute rigueur, cette approche nécessite cependant une caractérisation minéralogique du versant pour attester du détritisme minéral.

Outre le processus en lui même, Yanaï et al. (2012) ont récemment rappelé que le type de sol influence également fortement la teneur en certains éléments plutôt qu'en d'autres. Ainsi, ils ont montré que le titane était particulièrement concentré dans les sols alluviaux et les plaines d'inondations. Coombes et al. (2009) et Enters et al. (2010) ont aussi précisé que les éléments comme le titane peuvent être apportés jusqu'au piège (ici un lac situé au nord-est de l'Allemagne, 52°N et une tourbière localisée sur la côte ouest de la Grande Bretagne, 54°N) par le vent, sous forme de poussières. Ces études montrent la nécessité de coupler ces analyses avec d'autres marqueurs plus spécifiques.

Récemment, Mourier et al. (2008) ont analysé les phases porteuses d'aluminium et de fer associé aux éléments majeurs et traces pour documenter l'évolution de la podzolisation et de l'érosion des sols dans un bassin versant de haute altitude situé dans le massif alpin français (Lac deThyl, 2038 m). Les analyses granulométriques montrent une granularité généralement supérieure des constituants issus de l'érosion des versants. Elles pourraient alors être complémentaire des analyses géochimiques précédentes. Cependant, Kylander et al. (2011) montrent que les éléments, tels que le titane, le rubidium ou le zirconium, sont dépendant de la granularité. Ainsi, titane et rubidium seront particulièrement présents dans les fractions fines associées aux minéraux argileux, tandis que le zirconium est associé avec les silts grossiers.

3.2.2. Outils d'analyses discrètes.

3.2.2.1. L'ablation laser couplée à un spectromètre de masse.

La méthode d'ablation laser couplée à un spectromètre de masse (Laser Ablation Inductivity Coupled Plasma Mass Spectrometer, LA-ICP-MS) est utilisée pour doser les éléments de masse atomique supérieure à 24 $g.mol^{-1}$ (magnésium) et ce même s'ils sont peu abondants (ppb). Ici utilisée en phase solide, elle a récemment été développée pour l'étude des sédiments (Pearce et al., 1999 ; Motelica-Heino et al., 2001 ; Kosler, 2007 ; Dolor et al., 2009). Dans notre cas, les analyses sont acquises avec un ICP-MS Elementar XR Thermo Specific couplé à un laser à 266 nm de fréquence 6Hz et réalisées sur sédiment solide préalablement séché, broyé et pressé sous forme de pastilles qui sont placées dans une chambre hermétique sous atmosphère argon. Une fois la matière sublimée en aérosol par le laser (ici utilisé sans collimateur) elle est ionisée par un plasma et atomisée de sorte à déterminer la richesse de l'échantillon en éléments traces et majeurs recherchés (figure 1.3.j).

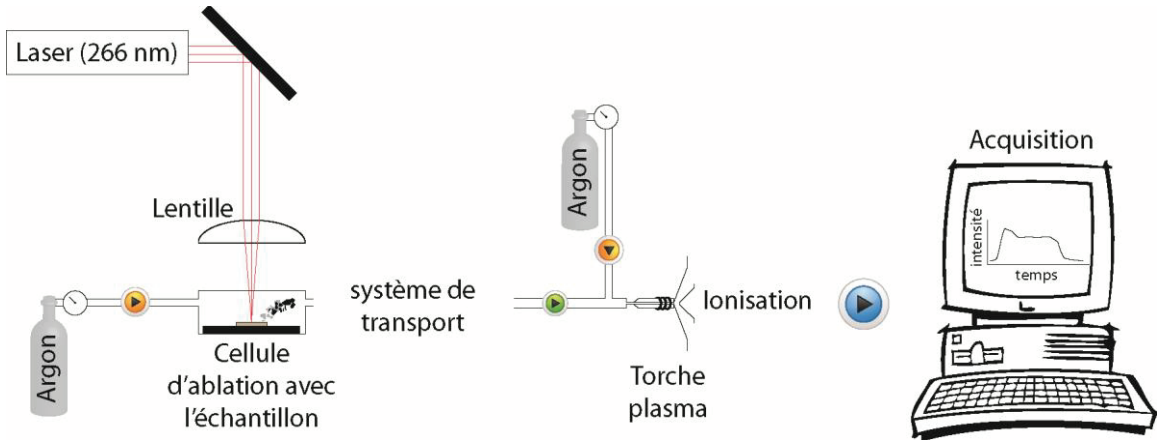


Figure 1.3.j, Principe de fonctionnement du LA ICP-MS.

La calibration de l'appareil est basée sur la quantification de 3 isotopes stables de différents poids atomiques (ici, le ^{55}Mn (manganèse), l'^{145}In (Indium) et l'^{238}U (uranium) dans un verre artificiel certifié de composition connu (0.05% Fe) : le NIST 610 (National Institute of Standards and Technology, 2006). La sensibilité de l'outil est déterminée par l'analyse de géo-standards naturels marins (MESS et PACS) de matrice équivalente aux sédiments lacustres. Le traitement des résultats se réalise suivant la méthode publiée par Gratuze et al.

(2001), c'est-à-dire en traitant chaque réplica analytique de façon indépendante, comme s'ils n'étaient pas liés au même échantillon et non en moyennent les résultats des répliquâtes.

Si cette méthode n'est applicable que sur des échantillons discrets, elle est cependant facile à mettre en œuvre à partir d'une simple poudre et sans aucun prétraitement chimique et permet de calibrer les analyses continues hautes résolutions acquises par l'ITRAX. Seul le traitement mathématique ultérieur reste complexe d'autant plus que pour assurer la représentativité des analyses, celles-ci on était répétée quatre fois sur chaque individu.

3.2.2.2. La Pyrolyse Rock-Eval.

L'analyse de la matière organique par pyrolyse Rock-Eval a été développée dans les années 70 par l'Institut Français du Pétrole (Espitalié et al., 1977, 1985 ; Lafargue et al., 1998 ; Behar et al., 2001). Initialement développée dans le but de caractériser des matières organiques anciennes (thématique pétrolière), cette technique est depuis utilisée pour caractériser la matière organique des sédiments récents et des sols (thématique environnementale) (Di Giovanni et al., 1998 ; Ariztegui et al., 2001 ; Disnar et al., 2003 ; Sebag et al., 2005). Le principe consiste en un craquage thermique de la matière organique par pyrolyse et oxydation (figure 1.3.k) selon des paliers successifs de température et l'analyse des effluents.

Dans la version 6 du Rock-Eval (ici utilisée), les effluents issus de la phase de pyrolyse et de la phase d'oxydation des résidus de pyrolyse sont quantifiés en continu sous airs artificiels de diazote et dioxygène (Lafargue et al., 1998). L'intégration des différents signaux obtenus (figure 1.3.k) permet l'obtention des paramètres tels que le Carbone Organique Total (COT, %, représentatif de la quantité totale de matière organique contenue dans l'échantillon), les Indices d'Hydrogène (IH ou (S2/COT)*100, $mgHC.g^{-1}COT$, Behar et al., 2001) et d'Oxygène (IO ou (S3/COT)*100, $mgCO_2.g^{-1}COT$, Behar et al., 2001), correspondant respectivement aux degrés d'hydrogénation et d'oxygénation de la matière organique, et la température maximale de craquage (Tmax, °C, maturité thermique de la matière organique).

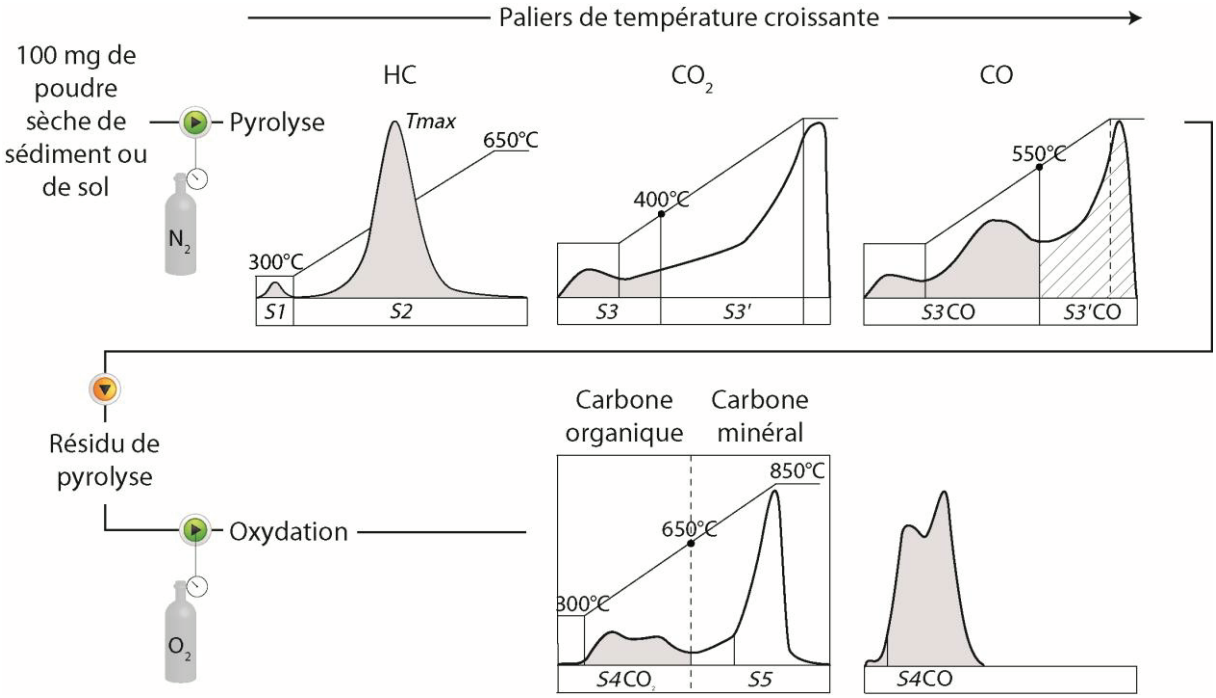


Figure 1.3.k, Courbes et bornes d'intégration des signaux obtenus via l'analyse Rock Eval (modifié d'après Behar et al., 2001), avec HC (hydrocarbures).

Si le Rock-Eval est un outil rapide d'estimations quantitative et qualitative de la matière organique contenue dans les échantillons récents, il délivre une information moyennée de cette fraction organique, bien que celle ci soit constituée d'éléments d'origines diverses. Pour ce qui nous concerne, cette analyse sur sédiment total ne permettra pas de quantifier précisément les proportions de matière organique allochtones (terrestres) ou autochtones (aquatiques) dans les systèmes lacustres. Les informations délivrées nécessitent de ce fait d'être couplées aux résultats d'analyses complémentaires de la phase organique telles que la pétrographie organique ou la géochimie moléculaire.

Paramètres Rock-Eval et signature lacustre.

Les paramètres issus du Rock-Eval sont généralement utilisés pour discriminer les différentes origines de la matière organique récente constituant les sédiments lacustres issue des pôles dits « algaires » (matière organique riche en hydrogène : IH > 400 mgHC.g^{-1}TOC) ou des pôles plutôt « terrestres » (matière organique pauvre en hydrogène : IH < 300 mgHC.g^{-1}TOC) (Talbot and Livingstone, 1989 ; Ramanampisoa and Disnar, 1994 ; Di Giovanni et al., 1998 ; Meyer et Lallier-Vergès, 1999 ; Noël, 2001 ; Disnar et al., 2003 ; Sebag et al., 2005, 2006 ; Copard et al., 2006 ; Millet et al., 2007 ; Carrie et al., 2012). Cette discrimination doit cependant être envisagée avec prudence. En effet, s'il est classiquement reconnu que des valeurs élevées de l'IH peuvent traduire la présence de matière organique d'origine algaire au sein du sédiment, un bon nombre d'études a montré que la matière organique contenue dans les humus des sols pouvait aussi atteindre des valeurs élevées (Di Giovanni et al., 1998 ; Disnar et al., 2003 ; Sebag et al., 2005, 2006 ; Copard et al., 2006).

En d'autres termes, l'identification des sources de matière organique constituant le sédiment lacustre par pyrolyse Rock-Eval est donc limitée et nécessite d'être calibrée par d'autres analyses plus spécifiques pour être interprété correctement. Di Giovanni et al. (1998), Meyers and Lallier-Vergès (1999) et Ariztegui et al. (2011) soulignent le fait que la seule solution pour clairement discriminer les contributions autochtones algaires de celles allochtones était de coupler ces méthodes rapides d'investigation avec des techniques complémentaires telles que des analyses pétrographiques, élémentaires ou isotopiques.

3.2.2.3. La pétrographie organique quantitative.

Développé par les palynologues (Combaz, 1964), le palynofaciès consiste en une observation optique, en lumière transmise, de la fraction organique des échantillons après élimination de la phase minérale par attaques d'acides chlorhydrique et fluorhydrique. Depuis les années 90, cette méthode est largement utilisée pour décrire les constituants organiques des sédiments récents continentaux et marins et des sols (Lallier-Vergès et al., 1993 ; Sifeddine et al., 1996 ; Di Giovanni et al., 1998, 1999 ; Noël, 2001 ; Sebag et al., 2005 et 2006). Jusqu'alors, le palynofaciès se résume en une identification et une quantification relative (pourcentage relatif) des particules organiques.

L'ajout de standard de concentration connue dans l'échantillon, associé à la détermination des densités des particules observées, a permis d'améliorer sensiblement la

méthode en permettant d'obtenir des résultats exprimés non plus en pourcentages relatifs mais en masse de particules/échantillon. C'est le palynofaciès dit « quantitatif » (Graz et al. 2010[37]). L'homogénéité de l'aliquote analysé et la probabilité d'échantillonnage des particules sont corrigées de la densité propre de chaque particule. Ces dernières sont identifiées en fonction de leurs morphologies, leurs couleurs et leurs textures (Tyson, 1995) déterminées pour chaque échantillon sous objectif x50 à immersion d'huile équipé d'un quadrillage de maille élémentaire 10 µm placé dans l'oculaire d'un microscope Leica® DMR XP en lumière naturelle transmise ou réfléchie.

La représentativité des comptages est assurée à partir de 200 surfaces élémentaires comptées (Noël, 2001). Cela dit, si un échantillon est anormalement riche en particules grossières, cette surface minimale sera rapidement atteinte sans pour autant être représentative de la diversité organique. Cet aspect est d'autant plus important que nous avons fait le choix de travailler sur des échantillons lacustres de volume constant (1 cm^3), séchés et non broyés (les échantillons pédologiques, eux, ont été analysés à partir d'un gramme de matériel non broyé) afin de préserver la morphologie des particules piégées dans les systèmes. Pour assurer la représentativité statistique des observations, nous proposons donc, dans le cadre de cette thèse, de déterminer la stabilisation de chaque population identifiée entre le comptage « *n* » et le comptage « *n+1* ». Ainsi, nous estimons que si pour chaque type de particule identifiée et comptée, leur stabilisation respective tend vers 1 (plus de modification du pourcentage relatif d'un comptage à l'autre), alors nos comptages sont représentatifs de la lame (figure 1.3.l, A). Obtenir une stabilisation égale à 1 pour l'ensemble des populations est quasi impossible à cause de l'hétérogénéité de leurs surfaces. Nous estimons donc que les comptages sont statistiquement représentatifs lorsque la stabilisation est comprise entre 0.97 et 1.03 (figures 1.3.l, B, C, pourcentage d'erreur de 3%). Cette méthode tend à réduire la quantité de comptages par lame et donc à optimiser le temps de microscopie.

[37] Article en co-auteur, présenté Annexe 1.1.

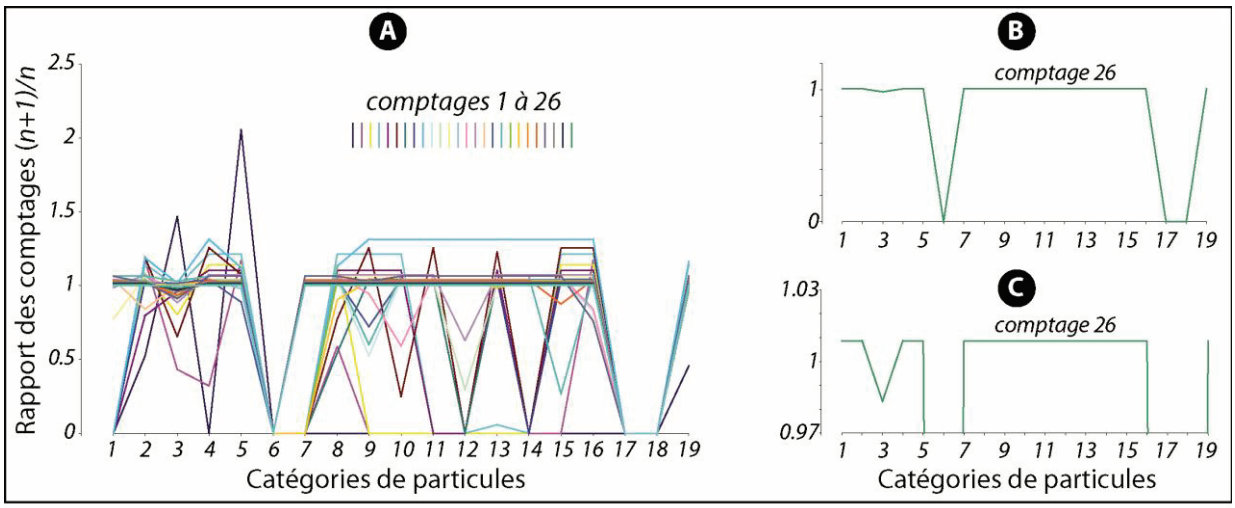


Figure 1.3.l, Exemple de stabilisation des comptages pour la palynofaciès quantitatif, après 26 observations (échantillon PAL09_MC_184 cm). Ici, les populations 6, 17 et 18 sont absentes de la lame (valeurs à 0).

Bien qu'il ne prenne pas en compte la fraction acido-soluble de la matière organique (solubilisée lors des attaques acides), le palynofacies quantitatif permet d'identifier et de quantifier les populations de particules organiques au sein des échantillons étudiés. Le présent travail représente une première application de la technique à l'étude de sédiments lacustres.

Palynofaciès et signature lacustre.

Les particules fréquemment observées dans les sédiments lacustres (figure 1.3.m) sont classiquement définies en fonction de leur couleur, de leur texture et de leur forme ce qui permet de préciser leurs origines terrestre ou aquatique (figure 1.3.n) (Tyson, 1995).

Nous distinguons trois classes principales de particules : (i) les particules amorphes grisâtres (grey Amorphous Particles, gAP, figure 1.3.m, A) résultant de productions algaires (Patience et al. 1996 ; Noël et al., 2001 ; Sebag et al., 2006 ; Ariztegui et al., 2011) ; (ii) les tissus ligno-cellulosiques (Ligno-Cellulosic Fragments, LCF, figure 1.3.m, b et c) : débris issus de végétaux supérieurs plus ou moins dégradés (oxydés), et constituants majeurs des litières des sols (Di Giovanni et al., 1998 et 2000 ; Graz et al., 2010[38] ; Noël et al., 2001, figure 1.3.o) et (iii) les particules amorphes rougeâtres (red Amorphous Particles, rAP, figure 1.3.m, d) : produits de dégradation des LCF, extrêmement représentées dans les horizons mixtes organo-minéraux des sols (Di Giovanni et al., 1998 et 2000, Graz et al., 2010[37] ; Noël et al., 2001).

[38] Article en co-auteur, présenté Annexe 1.1.

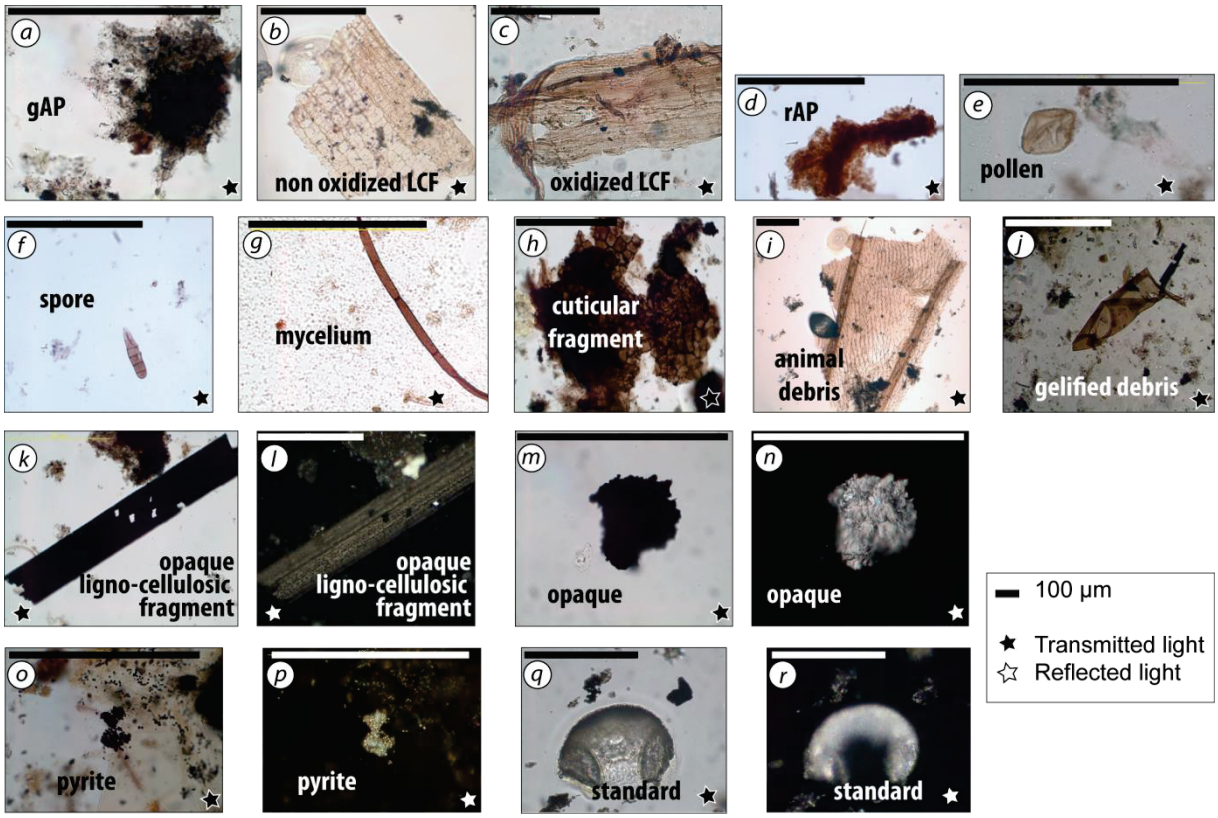


Figure 1.3.m, Planches photographiques illustrant les différents types de particules observées et décrites par palynofaciès : les particules amorphes grisâtres (a, gAP) ; les débris ligno-cellulosiques (LCF), non altérés (b) ou altérés (c) ; les particules amorphes rougeâtres (d, rAP) ; les grains de pollens (e) ; les spores (f) ; les débris mycéliens (g) ; les cuticules (h) ; les zooclastes ou débris animaux (i) ; les débris gélifiés (j) ; les particules opaques d'origine ligno-cellulosiques (k et l) ; les autres particules opaques (ici d'origine fossile, m et n) ; la pyrite (o et p) et le standard délibérément ajouté aux préparations (q et r).

A ces trois classes principales de particules, s'ajoutent des particules quantitativement moins importantes : (i) les pollens et les spores (figure 1.3.m, e et f) : téguments de cellules reproductrices pouvant être marqueurs de l'anthropisation (cas des champignons coprophiles ou des pollens de céréales, par exemple) et/ou de la végétation supérieure au sens large, ils ne seront cependant pas identifiés ici ; (ii) les filaments mycéliens : essentiellement représentés dans les horizons pédologiques ; (iii) les cuticules (figure 1.3.m, h): résidus des membranes externes de l'épiderme des végétaux supérieurs ; (iv) les débris d'origine animales (figure 1.3.m, i) ; (v) les débris gélifiés (figure 1.3.m, j) : d'origine diverses ; et (vi) les particules opaques : associées à des états de dégradation avancés des LCF (figure 1.3.m, k et l) ou non (figure 1.3.m, m et n). Enfin, les rhomboèdres de pyrite peuvent être parfois observés (figure 1.3.m, o et p). Dans la version « quantitative » du palynofaciès, le standard (pollen de cyprès) est également observé (figure 1.3.m, q et r).

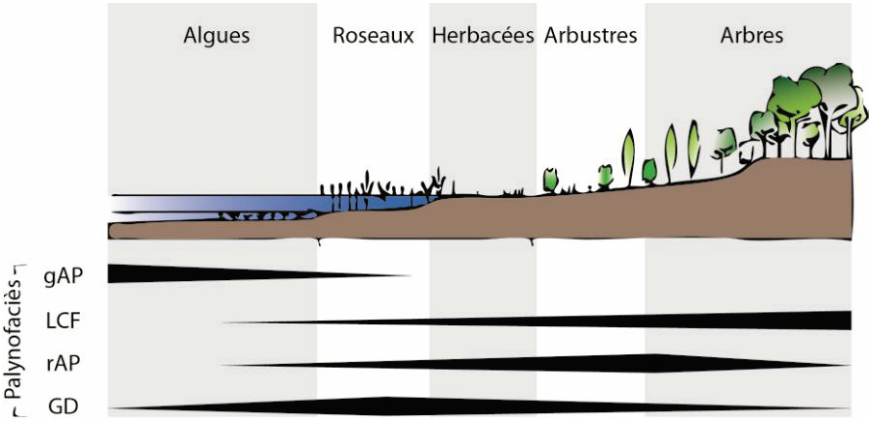


Figure 1.3.n, Répartitions des différents cortèges organiques en fonction des environnements et des couverts végétaux, modifier d'après Sebag et al. (2006). Ici le cortège particulaires organiques est composé de particules amorphes grisâtres (gAP) typiques de production algaire ou rougeâtres (rAP) typiques d'horizons pédologique, de débris ligno-cellulosiques (LCF) parfois gélifiés (GD).



Figure 1.3.o, Effet du ruissellement sur différentes litières. Affectées par le même vecteur hydrique et en fonction de la présence ou non de la présence de litière aisément mobilisable (feuilles, aiguilles de résineux), les sols présents en contexte de prairie, pâture, forêt caducifoliée printanière exportent essentiellement des rAP tandis que ceux présents sous forêt caducifoliée hivernale ou pinède favorise l'export de LCF (Di Giovanni et al., 2000).

Signification de l'occurrence des particules observées dans les sédiments lacustres.

Chaque particule est indicatrice d'une source, aquatique ou terrestre, pédologique ou géologique. L'utilisation de rapports entre ces particules permet de définir des traceurs de la dynamique de sédimentation,

et des états de surface du bassin versant [Siffedine et al., 1996 ; Di Giovanni et al., 1998 et 2000 ; Buillit et al., 2001 ; Noël et al., 2001 ; Lallier-Vergès et al., 1993 ; Jacob et al., 2004). Parmi ceux-ci nous distinguons : (i) le rapport gAP / sommes particules terrestres : comparant les proportions relatives de matières organiques aquatiques et terrestres, ce rapport témoigne de la dynamique de la sédimentation lacustre, principalement dominée par l'activité authigène dans le cas d'un rapport élevé, principalement dominée par le détritisme dans le cas d'un rapport faible et (ii) le rapport LCF/ rAP : classiquement utilisé comme témoin du degré de développement du couvert végétal sur un bassin versant. Une valeur élevée de ce rapport témoigne d'un couvert forestier important tandis qu'une valeur faible est associée à un environnement prairial (figure 1.3.o)[39].

3.2.2.4. La géochimie moléculaire.

L'analyse moléculaire consiste en une **étude approfondie de la fraction organique d'un échantillon naturel**. Celle-ci est composée de **trois familles lipidiques** : les **neutres**, les acides et les polaires qui se distinguent par leurs propriétés chimiques et notamment par leur polarité croissante. Au sein de chaque fraction, les composés sont également distingués par leur polarité qui dépend des fonctions (alcool, méthyle, etc.) portées par les molécules et permet de les séparer en différentes fractions (figure 1.3.p).

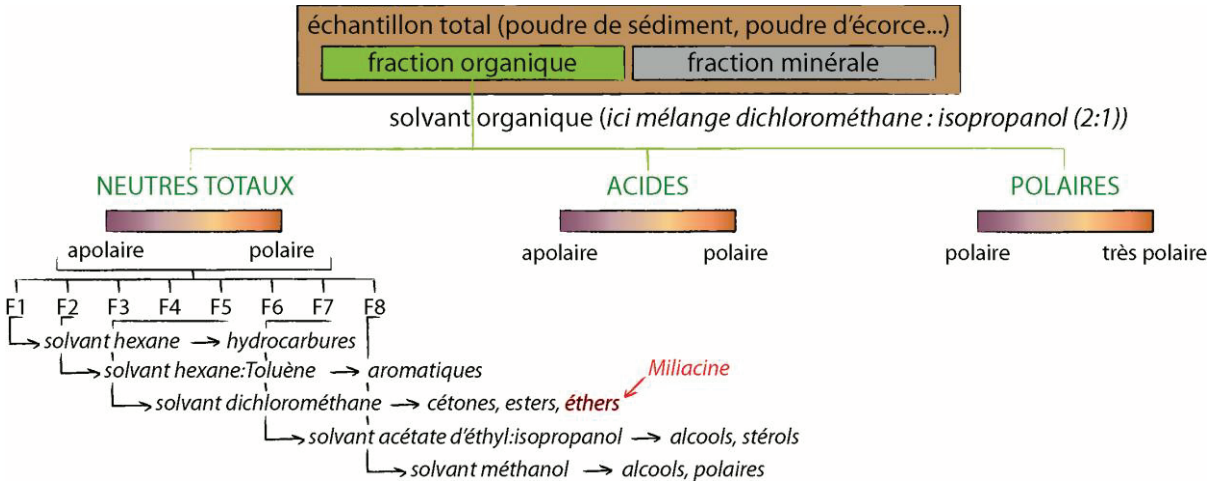


Figure 1.3.p, Fractionnement organique d'un échantillon naturel dans sa fraction des neutres totaux.

[39] Dans l'idéal, l'interprétation adéquate de ce rapport doit être confrontée à d'autres analyses indépendantes telles que la palynologie, qui rend compte du couvert végétal local et régional

Après extraction de la fraction organique soluble par un mélange dichlorométhane : isopropanol (2 : 1) et séparation en neutres, acides, polaires, la fraction des neutres totaux est analysée en chromatographie en phase gazeuse couplée à un spectromètre de masse (GC-MS) en utilisant une Polaris TRACE-GCQ (figure 1.3.q).

Cette méthode permet de séparer les molécules suivant leur affinité (polarité) et leur poids. Ces deux paramètres définissent leur temps de migration (ou à l'inverse de rétention) au sein de la colonne de chromatographie. Le résultat de l'analyse est représentée sous la forme d'un chromatogramme de courant ionique total (CIT) représentant l'abondance relative de chaque molécule (proportionnelle à sa concentration ; intensité) en fonction du temps de rétention (figure 1.3.r, A). Afin de convertir ces intégrales en concentrations, une quantité de standard (le 5α-cholestane, temps de rétention 61.73 minutes, figure 1.3.r, A) de concentrations connue (14 $mg.ml^{-1}$) est ajoutée dans l'échantillon. Certaines molécules peuvent co-éluer et ainsi se caractériser par le même temps de rétention. Chacune est alors définie par un fragmentogramme spécifique (ou spectre, figure 1.3.r, C) représentant l'abondance relative de chacun des ions spécifiques de la molécule en fonction du rapport masse moléculaire sur ionisation (m/z).

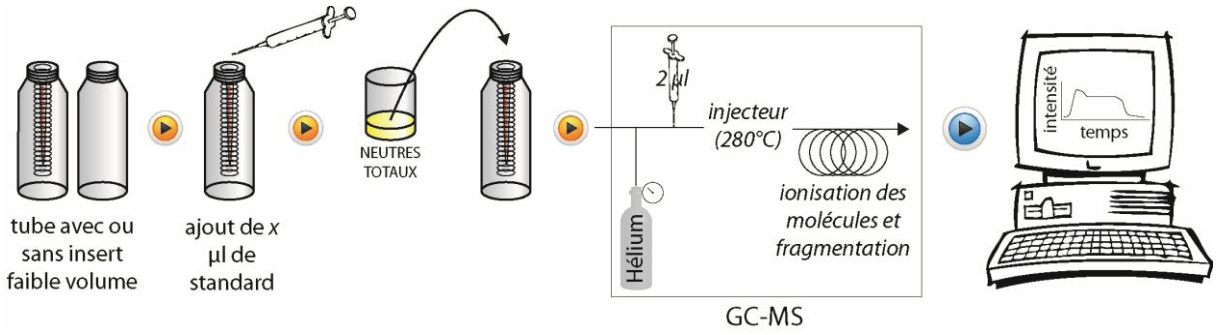


Figure 1.3.q, Principe de fonctionnement d'une GC-MS.

Dans le cadre de cette thèse, les analyses de géochimie moléculaire ont été réalisées sur les sédiments lacustres, les sédiments fluviatiles et les sols.

La géochimie moléculaire permet de mettre en évidence des molécules spécifiques : les biomarqueurs moléculaires. Identifiés au sein des archives ces biomarqueurs indiquent la présence spécifique de la plante qui les a synthétisés.

Mise en évidence de marqueurs moléculaires spécifiques.

La géochimie moléculaire permet de regarder la composition organique spécifique des échantillons pédologiques ou sédimentaires. Elle permet en l'occurrence de rechercher des marqueurs spécifiques connus dans la littérature. Dans notre cas, nous avons choisi de quantifier la miliacine (molécule marqueur du millet cultivé, Jacob et al., 2005) dans les sédiments des lacs de Paladru et Ledro. Sur l'équipement utilisé, la miliacine se définit par un temps de rétention d'environ 72 minutes (figure 1.3.r, B) et par les ions spécifiques 177, 189, 204, 218, 425 et par l'ion moléculaire 440. Pour chaque échantillon, la concentration en miliacine est obtenue en fonction de l'aire spécifique de la molécule (figure B) multipliée par la concentration en 5α-cholestane dans l'échantillon, divisée par l'aire spécifique du standard.

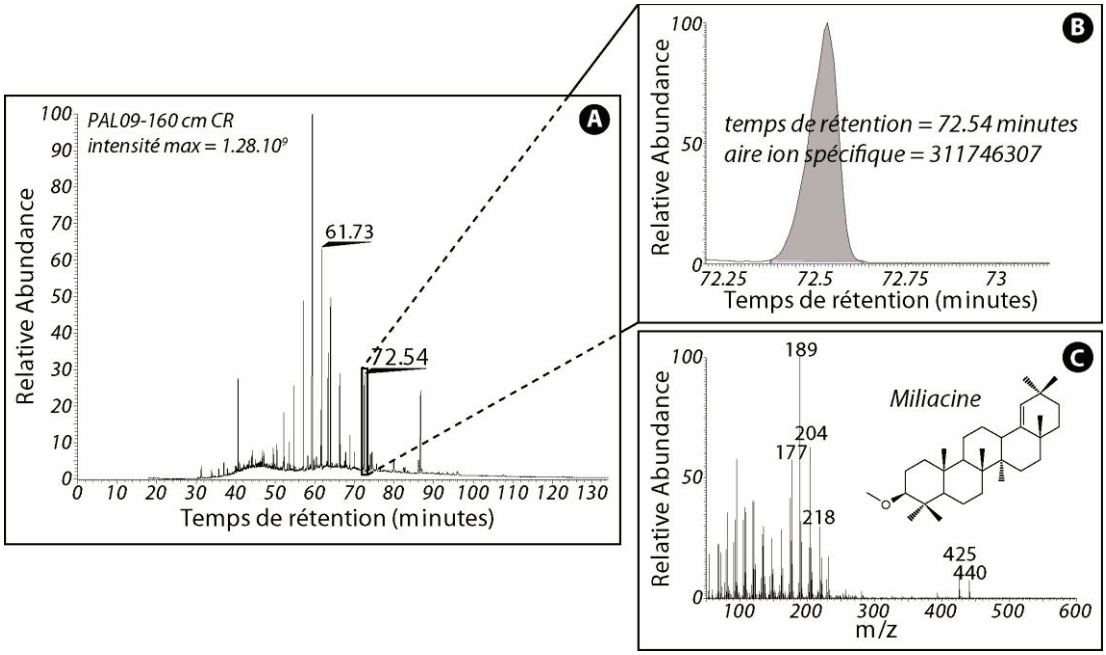


Figure 1.3.r, Dépouillement d'un chromatogramme (a), quantification de la molécule de miliacine (b) et identification par son fragmentogramme (c).

3.3. Méthodes de datation.

3.3.1. Principes des radionucléides ^{210}Pb et ^{137}Cs.

Depuis les années 70 (Krishnaswamy et al., 1971), la datations des sédiments lacustres récents (<100 ans) est supportée par l'activité du radionucléide naturel plomb 210 (^{210}Pb) atmosphérique, dit « non supporté » et issu de la désintégration du radium 226 (^{226}Ra). Les agents météoriques tels que les précipitations ou le ruissellement permettent d'incorporer rapidement le ^{210}Pb dans les sédiments qui décroît alors selon la loi de désintégration de Libby (1967) avec une période caractéristique de 22,3 ans. Une fraction du plomb contenu dans les sédiments est dite « supportée » et est corrélée avec la désintégration lente et constante des isotopes de l'uranium 238 présents dans le sédiment lui-même. Pour cette thèse, ce ^{210}Pb supporté a été estimé par comptage gamma qui permet également de déterminer les activités du césium 137 (^{137}Cs) et du ^{226}Ra, cette dernière permettant alors d'estimer l'activité du ^{210}Pb supportée par le sédiment. Les taux de sédimentation récents sont ensuite calculés selon un modèle CRS (Constant Rate of Supply, Appleby and Oldfield., 1978) considérant que la quantité de ^{210}Pb supporté est constante et que sa concentration dans le sédiment dépend directement du taux de sédimentation (Arnaud et al., 2006). Les chronologies radionucléides ^{210}Pb sont soutenues par la présence de pics d'activité du ^{137}Cs émis par les activités anthropiques (essais nucléaires atmosphériques de 1950 à 1965 et accident de Tchernobyl de 1986) et utilisés comme marqueurs chrono stratigraphiques dans les Alpes comme les Pyrénées (Roussel-Debet et al., 2007).

3.3.2. Principes du carbone 14, calibration et limites.

La datation carbone 14 (^{14}C), dite radiocarbone, consiste à mesurer l'activité de l'élément radioactif cosmogénique carbone produit dans la haute atmosphère par le rayonnement cosmique et rapidement oxydé en CO_2. La photosynthèse permet de stocker cet élément sous forme de carbone organique, en équilibre avec l'atmosphère pendant toute la vie de l'organisme. A sa mort, cette balance n'est plus et l'activité du ^{14}C décroît alors en fonction du temps (période caractéristique de 5730 ans). Dans les sédiments

lacustres, les chronologies AMS (Accelerator Mass Spectrometry, Czernik and Goslar, 2001) sont couramment supportées par la présence de macrorestes. Cependant, ces derniers peuvent être absents notamment dans les zones dénuées de végétation supérieure comme les pourtours des lacs de haute altitude. La datation radiocarbone peut alors se réaliser sur les concentrés polliniques (Brown et al., 1989) ou sur le sédiment total. Des études récentes ont montré que les datations radiocarbones sur sédiment total peuvent être affectées par des effets réservoirs conséquents (500-2000 ans, Grimm et al., 2009) ou par des pollutions telles que l'apport de carbone organique fossile (Graz, 2009). Ce problème est abordé dans les prochains chapitres au sujet de la chronologie du lac Blanc Huez dans lequel la caractérisation et la quantification des apports en carbone fossile ont permit de corriger les âges radiocarbones sur sédiment total. Cet aspect est en particulier développé chapitre 2.1[40].

La production de ^{14}C est supposée constante au cours du temps et égale par convention à celle de 1950 (avant la dispersion de ^{14}C par les essais nucléaires atmosphériques, années « cal. Before Present »). Cependant, (i) l'existence d'un effet réservoir si le matériel daté est constitué de carbone de l'eau (ions carbonates des coquilles ou CO_2 dissout de la MO) et non exclusivement de carbone atmosphérique (photosynthèse) ; (ii) le déstockage de MO plus ancienne issue du bassin versant et (iii) les variations de l'activité du ^{14}C dans l'atmosphère ($\Delta^{14}C$ résiduel) en fonction de l'activité solaire, des variations géomagnétiques et des fluctuations du cycle mondial du carbone rendent indispensable la « calibration » des résultats radiocarbones. Aujourd'hui, la synthèse de chroniques absolues (dendrochronologie entre autre) permet d'évaluer ces valeurs de $\Delta^{14}C$ résiduel et de générer les dites courbes de calibration (Reimer et al., 2009).

Chaque modèle d'âge établit dans la thèse a été calculé sous le logiciel R® avec le module « clam » développé par Blaauw (2010) selon la courbe de calibration Intcal09, de Reimer et al. (2009).

[40] Simonneau et al. (en préparation).

3.3.3. Données historiques ou préhistoriques et témoignages archéologiques.

Les chronologies absolues des archives naturelles sont renforcées par la comparaison avec des données historiques, préhistoriques régionales ou archéologiques. Ainsi des marqueurs tels que des pics de pollutions métalliques correspondant avec des pratiques métallurgiques humaines locales peuvent être utilisés comme indices chronologiques (Guyard et al., 2007 ; Carozza et al., 2009[41]). De la même façon, l'identification d'évènements sédimentaires résultant de crues (Chapron et al., 2005 ; Lavrieux, 2011 ; Wilhem et al., 2012) ou de séismes historiques (Chapron et al., 1999, 2006, 2012[42] ; Schnellmann et al., 2002 ; Nomade et al., 2005 ; Guyard et al., 2007 ; Lauterbach et al., 2012) et leur régionalisation à l'échelle d'un secteur renforce la fiabilité des chronologies établies sur les séquences lacustres.

3.4. Modélisation de l'érosion pendant l'Holocène : application du modèle de De Ploey.

Comme nous l'avons vu précédemment (cf §3.2), seul le modèle d'érosion développé par De Ploey et al. (1991 et 1995), en dépit de sa simplicité, semble capable de travailler (i) à l'échelle spatiale du bassin versant et (ii) à la fois à l'échelle de l'évènement pluvieux et du long terme (tableau 1.2.e). Nous envisageons d'utiliser ce modèle pour proposer une méthodologie permettant de donner des valeurs de précipitations passées, sur un site donné. Sachant que cette initiative n'a jamais été tentée auparavant, l'objectif n'est pas de fournir aux lecteurs une valeur fixée de la pluviométrie passée sur un site donné mais plutôt de proposer un ordre de grandeur qui va au-delà de la commune caractérisation « plus humide » ou « plus sec » habituellement proposée par les études paléoenvironnementales.

[41] Article en co-auteur, présenté en Annexe 1.2.
[42] Article en co-auteur, présenté en Annexe 1.4.

L'estimation des quantités de précipitations repose sur une relation de proportionnalité entre le volume de sol érodé par une pluie (Ve) et la quantité de précipitations perçues (P)[43]. L'équation de De Ploey et al. (1995) devient donc :

$$P = \frac{Ve}{Sbv * Es * g * Ee}$$

Avec :
P = précipitations (m)
Es = coefficient de susceptibilité à l'érosion ($s^2.m^{-2}$)
Ve = volume de sol remobilisé ou érodé (m^3)
g = gravité (fixé à 10 $m.s^{-2}$)
Sbv = surface affectée (m^2)
Ee = épaisseur de sol affectée (m)

Pour mettre en œuvre l'équation précédente, il convient d'identifier clairement la façon de déterminer à partir de l'étude du géosystème lacustre les paramètres demandés dans ce modèle.

3.4.1. Détermination des paramètres du modèle (figure 1.3.s).

3.4.1.1. Les paramètres constants, spécifiques du site étudié.

Le paramètre Ee (épaisseur de sol érodé) est considéré comme négligeable lorsqu'il y a érosion diffuse, il est alors arbitrairement fixé à 1 mm (De Ploey et al., 1995). Dans le cas d'érosion concentrée, Ee peut être facilement estimé en divisant Ve par Sbv (surface du bassin versant affectée par l'érosion, déterminée par SIG[44]).

Les paramètres Sbv et Es sont des constantes qui varient en fonction des conditions géomorphologiques du site étudié (pente, microtopographie), du type de couverture pédologique, de la mosaïque paysagère (végétation, parcellaire) et des précipitations considérées (événementielles (orages) ou non (long terme annuel)).

[43] Nearing et al. (2005) préconisent cependant de prendre également en compte l'intensité des précipitations, qui joue aussi un rôle déterminant dans les processus érosifs, mais cela n'est pas intégré dans le modèle de De Ploey.
[44] Système d'Information Géographique.

Surface du bassin versant affectée par l'érosion : Sbv.

Considérant que la géomorphologie des bassins versants résulte des derniers maxima glaciaires et qu'elle reste inchangée pendant l'Holocène, il est possible par analyse sous SIG de déterminer objectivement la surface de bassin versant concernée par l'érosion. Cette morphologie, propre à chaque système, détermine précisément le mode d'écoulement du ruissellement dominant au sein du bassin versant : soit sous forme d'érosion linéaire (où les talwegs (ou ravines) concentrent les flux), soit sous forme d'érosion diffuse (ou nappe ruisselante) (d'après Girard et al., 2011). La surface du bassin versant affectée par érosion (Sbv) est donc égale soit à la surface en ravines, soit à la totalité du bassin versant.

Coefficient d'érodabilité Es.

Es est déterminé en fonction des abaques proposées par De Ploey et al. (1995) (figure 1.3.t et tableau 1.3.u). Ainsi, parmi les 83 bassins versants périglaciaires prospectés par De Ploey et al. (1995), il s'agit d'identifier des conditions similaires aux nôtres afin d'utiliser la valeur la plus juste du coefficient Es. Sur le court terme (à l'échelle de l'évènement pluvieux), la capacité de drainage (infiltration + ruissellement) du sol et les modes d'écoulement du ruissellement à la surface du bassin versant (linéaire ou diffus) sont les deux paramètres à considérer pour déterminer Es. Sur le long terme, l'état du couvert végétal, et plus particulièrement sa densité (forêt et/ou culture *versus* peu ou pas végétalisé), fixe les deux extrêmes de Es (figure 1.3.t).

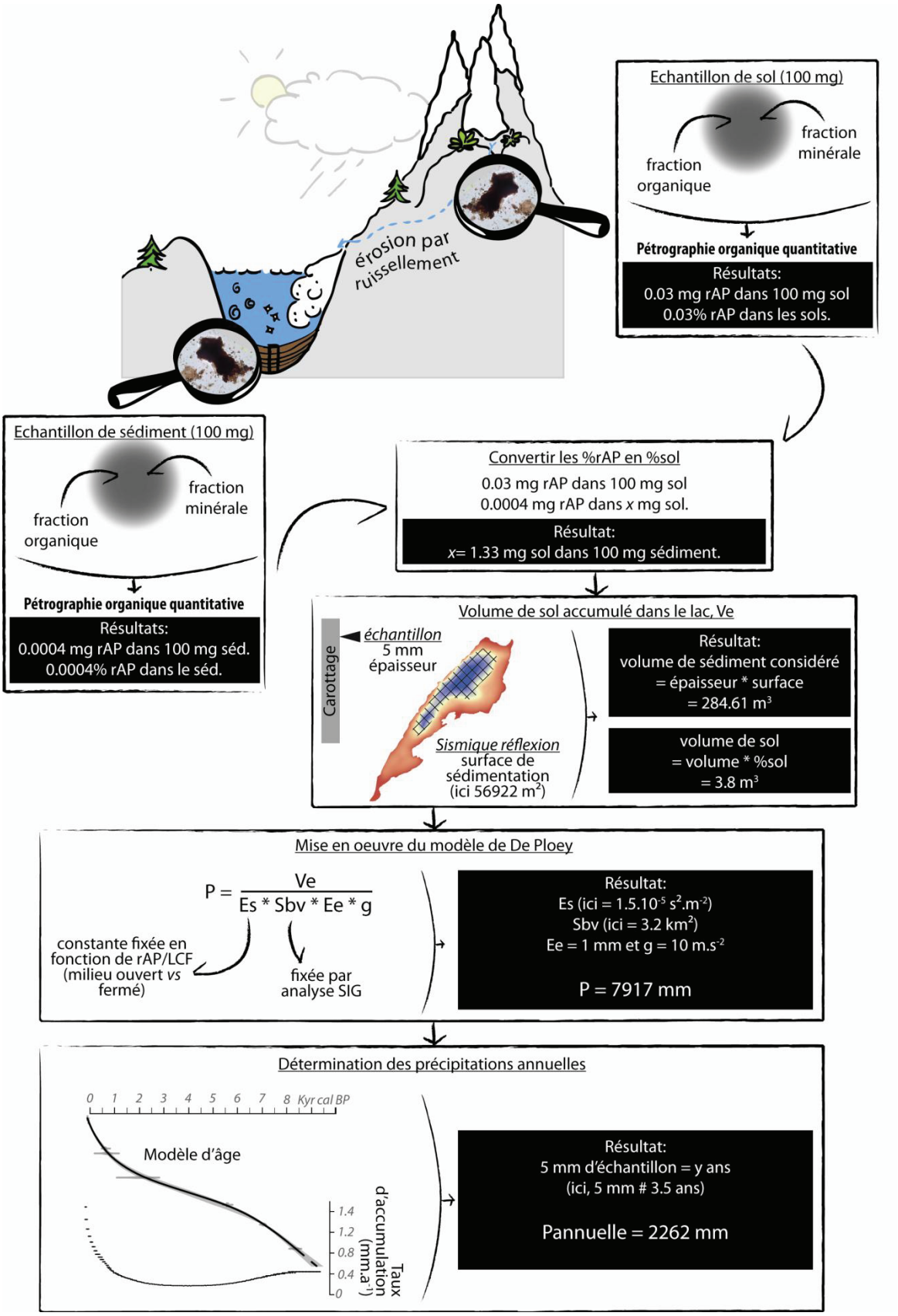


Figure 1.3.s, Schématisation de la mise en place du modèle de De Ploey pour l'étude des sédiments lacustres de fond. Des exemples chiffrés sont donnés dans les cadres noirs.

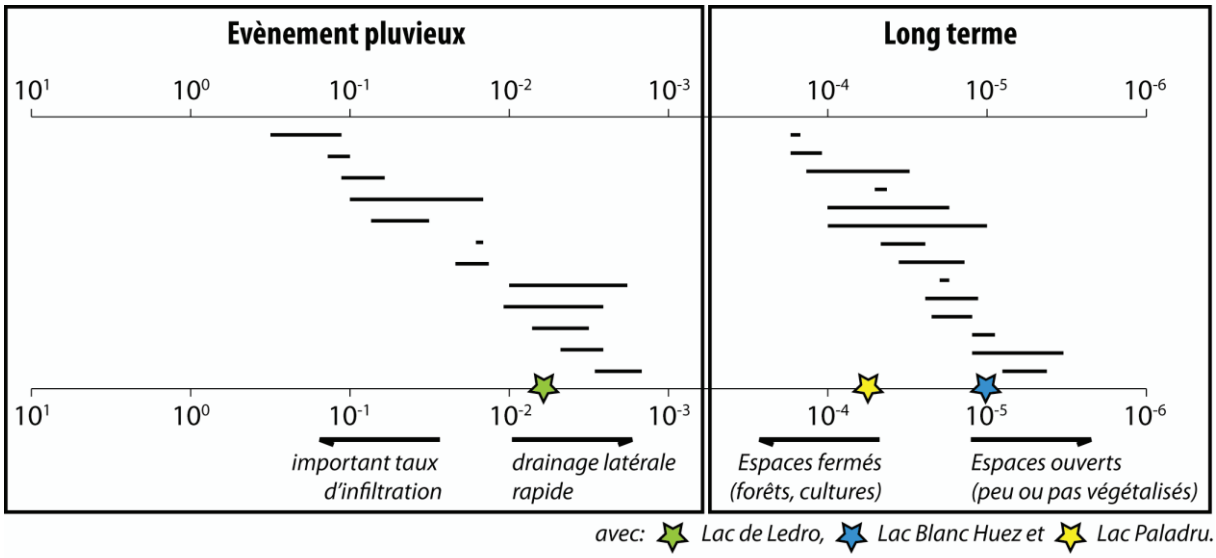


Figure 1.3.t, Bilan modifié des études menées sur les 83 bassins versants étudiés par De Ploey et al. (1995) et positionnement des lacs étudiés par cette approche. Les unités correspondent aux différentes valeurs pouvant être prises par le paramètre Es (en fonction de la topographie, des modes d'écoulement, et du couvert végétal). Elles sont exprimées en $s^2.m^{-2}$. Les traits noirs épais correspondent aux gammes de variations du paramètres Es identifiés par De Ploey et al. (1995), en fonction des divers sites étudiés.

Nous avons précédemment vu que la pente moyenne du bassin versant était calculée par SIG. Il s'agit alors de documenter l'état du couvert végétal en présence. Pour cela, nous avons choisi d'utiliser les données de palynofaciès, et plus particulièrement le rapport rAP/LCF (contribution respective des horizons de sols sous prairie (rAP) ou sous forêt (LCF) soumis au ruissellement). L'utilisation de données palynologiques aurait pu être envisagée, cela dit, les pollens sont essentiellement transportés par voies aériennes (sources potentielles extérieures au bassin versant hydrologique) et sont très peu représentatifs dans les sites de haute altitude. Nous avons donc opté pour une approche applicable dans chacun des sites étudiés.

Tableau 1.3.u, Récapitulatifs des coefficients moyens d'érodabilité, Es, déterminés par De Ploey et al. (1995).

Type de pluie	Substratum	Nature du couvert végétal	Pente	Valeur moyenne du coefficient Es ($s^2.m^{-2}$)
Evènements pluvieux	Roches cristallines	Forêt	>90%	0.0495
		Nu	>40%	0.029
		Cultivé/prairie	35-85%	0.00945
	Roches variées	Forêt/arbuste	65%	0.013
	Colluvions	Prairie/arbuste	80%	0.0073
	Colluvions et ravines	Forêt/prairie	35-85%	0.0069
Long terme		Espace fermé (forêt/cultures)		0.0001

3.4.1.2. Le paramètre variable.

Volume de sol érodé Ve.

Le volume de sol érodé (i.e. Ve) est estimé grâce aux analyses réalisées sur l'archive lacustre : cartographie acoustique du remplissage sédimentaire (surface de sédimentation au temps t, en m^2) et palynofaciès quantitatif (teneur en sol dans un échantillon lacustre de volume donné, au temps t).

Les études menées dans le présent travail démontrent que quelle que soit la teneur en matière organique des sédiments et leur mode de sédimentation, il est possible de quantifier les teneurs en particules d'origine pédologiques (rAP, red Amorphous Particles) par l'intermédiaire du palynofaciès quantitatif. Afin de convertir cette quantité de particules d'origine pédologique en équivalent sol, l'analyse organique du sédiment nécessite d'être couplée à l'analyse organique des sols présents sur le bassin versant du système considéré. En effet, cette calibration par les sols actuels permet de déterminer la proportion de rAP dans les sols étudiés (figure 1.3.s, par exemple 0.03%, 0.03 mg de rAP dans 100 mg d'échantillon de sol), et donc d'estimer par proportionnalité l'équivalence sol que représentent les rAP piégées dans le sédiment (figure 1.3.r, par exemple, si dans le sédiment, on quantifie 0.0004% de rAP (0.0004 mg rAP dans 100 mg de sédiment), cela représente 1.33 mg d'équivalent sol piégé dans 100 mg de sédiment ((0.004*100)/0.03), soit 1.33% de sol dans le sédiment. C'est cette équivalent sol qui est ensuite multiplié au volume de sédiment représenté par l'échantillon afin d'obtenir le volume de sol piégé : Ve.

Afin de proposer un encadrement du volume de sol estimé par cette approche, nous calculons pour chaque échantillon une gamme de volumes. En effet, nous avons §3.2.2.3 que les comptages réalisés pour le palynofaciès quantitatifs étaient fiables à ±3% près. Cette erreur systèmatique est, de fait, appliquée aux résultats de quantification des rAP dans les échantillons de sédiments lacustres afin d'estimer la gamme de volume de sol piégé dans le lac.

3.4.2. Finalisation du calcul.

Une fois les volumes accumulés calculés pour chaque échantillon et les constantes fixées (Es et Sbv), la mise en œuvre du modèle de De Ploey est possible et simple. Les résultats obtenus sont exprimés en mètres d'eau et représentent la quantité de précipitations efficaces ayant engendré l'érosion pendant une durée équivalente au volume de sédiment initialement analysé. Cette quantité d'eau n'est pas intéressante en l'état. Afin d'obtenir une quantité de précipitation annuelle, il faut utiliser le modèle d'âge et l'évolution des taux d'accumulation, exprimés en $mm.an^{-1}$. Ces taux de sédimentation permettent d'estimer le nombre d'années que représente le volume de sédiments analysé. Les précipitations annuelles sont alors obtenues par division de la valeur sortant du modèle de De Ploey par le nombre d'années représenté par l'échantillon considéré (figure 1.3.r).

3.4.3. Limites de notre approche.

Nous proposons une première tentative d'utilisation d'un modèle d'érosion à l'échelle de l'Holocène et d'un bassin versant. Cette utilisation repose sur le postulat suivant : « le volume de sol érodé par ruissellement correspond au volume de sol reconstitué à partir de la masse de rAP piégée dans le réceptacle lacustre » . Un tel postulat souffre cependant de 2 limites majeures que nous pouvons détailler.

a) <u>Limite 1 : Stockage de sol en amont du système lacustre.</u>

Notons qu'une partie du matériel érodé peut être temporairement stockée dans le bassin versant du lac. Dans ce cas, l'approche proposée permet une estimation minimale des précipitations efficaces pour mettre en œuvre du ruissellement jusqu'au piège lacustre.

A titre d'exemples, le lac de Bramant (figure 1.3.f) et l'Etang Majeur (figure 1.3.i) font partis de chaînons lacustres. Cette position géographique particulière suggère que les apports détritiques du lac ont pu être filtrés par les pièges lacustres amonts (dans les cas étudiés, il s'agit respectivement des lacs Blanc et

Tournant (figure 1.3.f) et de l'Etang du Pla de la Fount (figure 1.3.i)). La reconstitution des précipitations sur ces sites ne possède que peu de sens.

b) Limite 2 : Exportation de particules au-delà du lac via l'exutoire.

Nous l'avons vu (cf § 5.2), toutes les particules transitant dans un géosystème lacustre ne sont pas forcément piégées dans au sein du sédiment. Le piégeage dépend du temps de résidence des eaux dans le lac, et des propriétés physico-chimiques du lac et de son affluent.

Concernant le premier point, nous estimons que les pertes aval sont relativement réduites dans les systèmes étudiés car les lacs sont de tailles réduites par rapport à leurs bassins versants. Dans ces cas précis, les taux de renouvellement des eaux du lac (c'est-à-dire la fraction du volume total d'un lac renouvelé en un an) seront courts (ces taux sont calculés en divisant la surface du plan d'eau lacustre par la surface du bassin versant). Or, des taux de renouvellement courts correspondent à des temps de résidence des eaux longs (Campy et Meybeck, 1995). Par exemple les eaux du lac de Paladru ont un temps de résidence de quatre ans (SDAGE 2010-2015). Ainsi, d'après Campy et Macaire (2003), les particules en suspension seront largement piégées au sein du bassin[45].

Dans le cas d'évènements sédimentaires de type crue, l'application du modèle de De Ploey semble également possible à partir du moment où l'on est capable d'apprécier d'épaisseur du dépôt de crue dans le bassin lacustre. Toutefois, la démarche est uniquement possible pour les évènements de type hyperpycnaux (figure 1.3.u) c'est-à-dire dans le cas où les courants de densité affectent uniquement le fond du bassin lacustre et où le matériel véhiculé par ces courants est entièrement piégés dans le bassin lacustre. En effet, dans tous les autres cas, une partie de la matière n'est pas piégée et est évacuée par l'exutoire (figure 1.3.v).

[45] Pour rappel, voir la figure 1.2.l, chapitre 1.2.

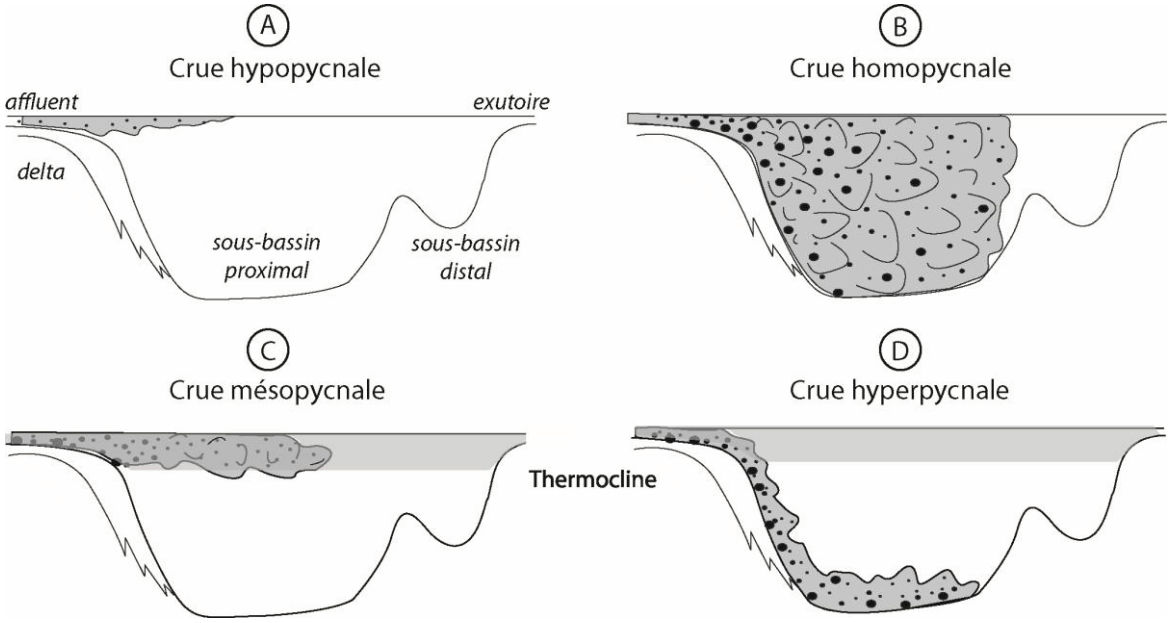


Figure 1.3.v, Illustration des différents types de crues en fonction des différences de densité existantes entre l'affluent (température, concentration) et le système lacustre (stratification des eaux ou non). Modifié d'après Mulder et Chapron (2011).

En dépit de ces limites, nous considérons que le modèle d'érosion simple de De Ploey est le plus adapté pour étudier le détritisme holocène à l'échelle d'un bassin versant, sur le long terme ou considérant simplement un évènement pluvieux.

A l'issue de ce chapitre, nous avons défini la démarche scientifique adoptée pour répondre à la problématique posée, à savoir quelles sont les empreintes climatiques et anthropiques sur le détritisme holocène. Puisqu'il s'agit de discriminer les forçages climatiques et anthropiques, nous proposons d'étudier différents sites, précisément choisis, aux influences climatiques identiques (Atlantique) mais aux sensibilités différentes qui se résument essentiellement dans le gradient altitudinal (censé réduire l'accès des Hommes en haute altitude). Tous ces sites sont d'origine glaciaire et situés en Europe occidentale, où les données archéologiques sont suffisamment denses et précises pour contraindre chronologiquement les phases d'anthropisation des systèmes. Par ailleurs, puisqu'il s'agit d'étudier le détritisme, nous avons choisi une approche intégrée des géosystèmes passant par une description complète (avec des analyses des phases minérale et organique, indirectes ou directes, continues ou discrètes) des échantillons prélevés soit dans les réceptacles lacustres, soit dans les bassins versants.

Conclusions de la 1ère partie.

A l'issue de cette première partie, nous avons défini les différents paramètres régissant les climats récents et souligné les rétroactions que les fluctuations climatiques naturelles et les Hommes peuvent avoir. Cependant ces rétroactions ne sont que peu précisément connues. En effet, il demeure des incertitudes pour les secteurs étudiés concernant les fluctuations climatiques passées (intensité, synchronisme, expression), et l'anthropisation (implantation, impact sur l'environnement).

Il nous apparaît que pour distinguer les forçages climatiques et anthropiques sur les géosystèmes, la meilleure stratégie n'est peut-être pas d'identifier des marqueurs qui leur sont propres, mais plutôt d'étudier une résultante commune impactant l'environnement, en l'occurrence, le détritisme.

Nous envisageons donc une approche intégrée (bassin versant et piège lacustre) de différents systèmes contrastés en terme d'altitude, de géomorphologie et de pressions anthropiques et une démarche méthodologique appropriée (multiparamètres et modélisatrice) qui se veut ici innovante.

Les investigations seront dans un premier temps menées site par site (partie 2). Les comparaisons des informations délivrées seront ensuite comparées (3ème partie - approche inter-sites) et alimenteront une discussion synthétique sur les relations homme/climat/ détritisme à l'échelle de l'Europe occidentale.

2ème partie

Résultats par sites

Au cours de cette seconde partie, nous présentons successivement les résultats obtenus sur les différents sites étudiés dans le cadre de cette thèse. Une partie de ces résultats sont présentés sous forme d'articles (en préparation, soumis ou accepté). Les résultats sont exposés en fonction des massifs étudiés, les Alpes puis les Pyrénées, et aussi en fonction de leur altitude, altitude puis piedmont.

Cette partie est subdivisée en trois chapitres.

Le premier chapitre (2.1) expose les résultats obtenus sur les lacs de haute altitude localisés dans les Alpes occidentales françaises. Le second chapitre (2.2) expose les résultats obtenus sur les lacs alpins de piedmont, versant français puis versant italien. Enfin, le dernier chapitre (2.3) présente les résultats obtenus dans le massif pyrénéen.

Chapitre 2.1

Lacs de haute altitude dans les Alpes françaises occidentales.

Nous présentons successivement, dans les paragraphes 1 et 2, les résultats obtenus sur les deux lacs de haute altitude localisés dans les Alpes occidentales françaises : les lacs Blanc Huez et Bramant, choisis en raison de leur signal proglaciaire.



Vue panoramique du lac Blanc Bramant (juin 2011).

1. Le lac Blanc Huez.

1.1. Article 5, en préparation.

Dans cet article[46], nous détaillons à l'aide de marqueurs indirects et directs les fluctuations glaciaires holocènes enregistrées dans le lac Blanc Huez. Une description détaillée des constituants minéraux et organiques piégés dans les sédiments lacustres nous permet d'identifier des marqueurs continus spécifiques de la teneur en matière organique ou de la richesse en oxydes de fer. Cela nous a également permis d'établir un modèle d'âge radiocarbone correct, notamment en corrigeant les âges radiocarbones obtenus sur sédiment total dans lesquels nous avons quantifier la proportion de carbone d'origine fossile et issu de l'érosion des formations Stéfaniennes présentes dans le bassin versant du lac. A terme, ces résultats sont utilisés pour documenter, à haute résolution, les avancées et les retraits glaciaires dans le massif des Grandes Rousses. Nos résultats mettent en évidence un début d'Holocène marqué par un retrait prononcé des glaciers jusqu'au zones de très hautes altitudes, au-delà de 3000 m. Cette période, par ailleurs propice à la pédogenèse, se caractérise par de faibles taux d'érosion résultant d'un climat plus sec sous l'emprise du forçage solaire. Entre 5400 et 4700 cal BP, le climat s'humidifie en réponse au relais du forçage solaire vers le forçage océanique. C'est à cette période que l'avancée progressive des glaciers s'enregistre dans les sédiments du lac proglaciaire. Après 4700 cal BP, une stabilisation climatique s'installe se caractérisant par la présence quasi permanente de glaciers dans le bassin versant du lac Blanc Huez. Seules quelques fluctuations à court terme de retraits glaciaires s'enregistrent, notamment pendant l'Age du Fer et la période Médiévale. Ces deux intervalles de temps sont d'ailleurs alors propices à l'installation d'activités humaines (mines) sur les bords du lac.

[46] Les résultats préliminaires à cet article ont été présentés lors de divers congrès internationaux et nationaux par le biais d'un poster et de plusieurs présentations orales, dont l'une lors de la 18ème édition de l'INQUA (Berne, Juillet 2011).

Tracking Holocene glacial and high altitude alpine environments fluctuations from minerogenic and organic markers in proglacial lacustrine archives (Lake Blanc Huez, Grandes Rousses Massif, Western French Alps)

Anaëlle Simonneau[(1)*], Emmanuel Chapron[(1)], Marion Garçon[(2)], Maxime Debret[(1,3)], Thierry Winiarski[(4)], Christian Di Giovanni[(1)], Yann Graz[(1)], Catherine Chauvel[(2)], Mickaël Motellica[(1)], Marc Desmet[(5)]

** Corresponding author: anaelle.simonneau@univ-orleans.fr*

(1). Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, UMR 7327, CNRS ; Univ. Orléans ; BRGM, 1A rue de la Férollerie, 45071 Orléans Cedex 2, France.

(2). ISTerre, Université Joseph Fourier de Grenoble, BP 53, 38041 Grenoble cedex 09, France.

(3). Laboratoire de Morphodynamique Continentale et Côtière, UMR 6143, Université de Rouen, France.

(4). LEHNA-IPE UMR 5023, Ecole Nationale des Travaux Public de l'Etat, Université de Lyon, rue Maurice Audin, 69518 Vaulx-en-Velin, France.

(5). GéoHydrosystèmes Continentaux AE CNRS, Université François-Rabelais de Tours, Parc de Grandmont, 37200 Tours, France.

Abstract

Holocene palaeoenvironmental evolution and glacial fluctuations of high-altitude western French Alps areas have been reconstructed based on a multiproxy approach within Lake Blanc Huez (2550 m a.s.l.) drainage basin and a seven-meter long sediment core, retrieved from the first subbasin of the lake. High-altitude proglacial lake Blanc Huez was selected because local glaciers extension during the Little Ice Age was restricted to the upper part of its catchment area and because nearby instrumented glacier in this massif of the western Alps are considered as representative for the region. The combination of seismic profiling (3.5 kHz), piston coring, radionuclide and radiocarbon dating together with detailed organic analysis of autochthonous and allochthonous supply allows documenting the Holocene

climatic fluctuations. Over the last 9800 years, the Holocene pattern corresponds to a bimodal trend whose transition occurs between 5400 and 4700 cal BP. During the Early Holocene, the organic lacustrine facies illustrates reduced glacial activity until the upper parts of the catchment. This major glacial retreat seems to result from solar forcing and high summer insolation. After 5400 cal BP, lacustrine sedimentation is marked by the gradual increase both of minerogenic supply and soil erosion, suggesting a progressive transition to wetter climatic conditions. Beside this is synchronous both from the gradual decrease of summer insolation and the gradual appearance of ocean-atmosphere coupling. This transition marks the beginning of the Neoglacial period. Both colder temperature and humid climate induced significant glacier advance, since 4700 cal BP. Over this global trend, three periods are more particularly associated with higher runoff processes and higher soil erosion and therefore interpreted as wetter time intervals. They are dated from 8700-7000, 4700-2500 and 1200-200 cal BP. These wetter phases drastically contrast with periods of reduced glacial activities dated from the Early Bronze Age, the Iron Age, the Roman period and the Medieval Warm Period. These dryer periods are, in addition, associated with human mining activities at high-altitude.

Keywords

Holocene, glacial fluctuations, high-altitude environments, proglacial lake, western French Alps, ancient mining activities.

1. Introduction.

In order to better understand the potential effects of on-going climate change on continental environments, it is essential to disentangle the respective contributions of Holocene climate variability and of the evolution of human activities on past environmental changes (Dearing & Jones, 2003; Magny, 2004; Desmet et al., 2005; Jungclaus et al., 2010). Glaciers are important climate indicators because their fluctuations are both sensitive to

summer air temperature, winter precipitations and solar irradiance (Vincent et al., 2005;Holzhauser et al., 2005; Joerin et al., 2006) and because they are presently affected by significant melting. Over the past decades, Matthews and Karlén (1992), Leeman and Niessen (1994), Leonard (1997); Ariztegui et al. (1997), Nesje et al. (2001) have demonstrated in various mountain ranges of the world that proglacial lakes can provide continuous high-resolution sedimentary records of past glacial activity in their catchment area. Bedrock abrasion by a temperate glacier is maximal at the equilibrium line altitude (ELA) of the glacier (Dhal et al., 2003) and produces fine rock and mineral fragments ("glacigenic" or "minerogenic" material). During summers, a relatively large amount of silt- and clay-size particles originating from glacial abrasion are transported in suspension by glacial melt waters and are deposited into proglacial lakes. Because erosion rate increases with glacier size and thickness, variations over time in the accumulated amount of glacigenic (or minerogenic) material in proglacial lake sediments provides a reliable high-resolution record of glacier activity and thus, of climate changes. Conversely, gyttja deposits in proglacial lacustrine environments are rich in organic matter (OM) but poor in minerogenic material and reflect periods without any significant glacier activity in the drainage basin (Nesje et al., 2001). Because OM in lakes can have different origins (either algal production, soil erosion or bedrock erosion) and since OM accumulation and preservation can reflect climatic regimes and global climatic conditions (Lallier-Vergès et al., 1993; Ariztegui et al., 1996; Sifeddine et al., 1996), it is, however, relevant to clearly quantify the different sources of OM accumulated in a proglacial lacustrine sequence.

Nowadays, high altitude alpine environments (> 2000 m) are essentially affected by the development of ski industry, the production of hydroelectricity and global warming (Chapron et al., 2007; Guyard et al., 2007; Anselmetti et al 2007). Recent studies also revealed that the expansion of copper exploitation by the action of fire started during the Bronze Age period (beginning around 4350 cal BP in the southern French Alps and around 4200 cal BP in the western French Alps) were concentrated in small areas and may have been exploited several times in ancient times (Bailly-Maitre and Bruno-Dupraz, 1994; Guyard et al., 2007; Bailly-Maitre and Gonon, 2008; Carozza et al., 2009[47]). Thus, in addition to former pastoral activities at lower elevation sites (Chardon, 1991), the development of

[47] **Article en co-auteur, présenté Annexe 1.2.**

metallurgy above 2000 m altitude in the past may have affected the altitude of the tree-line, pedological processes and/or runoff in this part of the Alps.

In the present paper, we document for the first time the evolution of glacier activity and soil erosion over the Holocene in a high-altitude (2500 m a.s.l.) proglacial lake from the western Alps. Based on a multiproxy study comparing lake sediments minerogenic parameters and geochemistry with specific organic markers on lake, soils and geological samples from the same catchment area, we first establish the proglacial lacustrine sequence stratigraphy. Because radiocarbon dating can be limited at high-elevation sites (i.e. located above the altitude of the tree-line), we then establish an age-depth model using AMS ^{14}C dating on vegetal remains and bulk sediments together with independent chronological markers such as local archaeological data and regional earthquakes. Finally, this approach allows producing a continuous sedimentary record of environmental changes at high-altitude since ca. 10 000 years and discussing the respective contribution of climate and human activities on the soil erosion of western French alpine catchment areas.

2. Setting.

Lake Blanc Huez (LBH) is a small and narrow proglacial lake (880 m long, 350 m wide and 40 m deep) located at 2543 m above sea level (m a.s.l.) on the south western side of the Grandes Rousses massif in the Western French Alps (45°7'N-6°6'E, figure 2.1.a, B). The catchment area of this lake (figure 2.1.a, C) is small (3.2 km²) and its geology consists in sedimentary and metamorphic rocks (gneiss, micaschist overlain by limestone and conglomerate) which are covered by glacial formations. They are crossed cut by a stripe of Stefanian coal formation and are affected by faults which are filled with iron oxides (Barfety et al., 1972). Lead-silver veins with quartz-barite gangue occur also in various places in the catchment. Alpine soils are recent, almost devoid of vegetation and underdeveloped because of steep slopes snow-covered more than six months per year (Flusin et al., 1909).

As shown in figure 2.1.a (A), the Grandes Rousses massif is the first high-altitude mountain-range on the windward side of the northern westerly wind belt originating from the Atlantic Ocean and is submitted to rather high-precipitation regimes (>1500 mm pear year**,** Blanchet, 1994). This massif is characterized by numerous plateau and cirque glaciers developed between 2500 and 3400 m altitudes. Two glaciers located on the southern (Sarennes) and northern (St Sorlin) side of the Grandes Rousses massif (figure 2.1.a, B) have been instrumented since AD1949 and AD1957, respectively, and are considered as representative for the NW Alpine region (Torinesi et al., 2002; Vincent, 2002). In 2001, glacier ELA (i.e. Equilibrium Line Altitude) was around 2900 m a.s.l. in the northern part of the massif. Variations in temperate glacier ELAs are essentially controlled by mean summer temperatures since the 20th century (Vincent, 2002), but during the Little Ice Age (LIA, between the 15th and the 19th centuries) they were previously driven by winter precipitation regimes (Vincent et al., 2005). In addition, decadal mass balance variations of French western alpine glaciers and Norwegian western glaciers have been out of phase since 1960 and show good correlations with the North Atlantic Oscillation (NAO) index (Six et al., 2007), suggesting that the alpine climate, and in particular snow accumulations, are closely influenced by the westerly winds and the Atlantic Ocean (Wanner et al., 2008).

Five generations of former moraine belts were mapped in the massif by Flusin et al., (1909) and Monjuvent and Chardon (1989); between 1700 and 2600 m a.s.l. (figure 2.1.a, B). The two oldest ones were recognized below LBH, near the ski resort of Alpe d'Huez at ca. 1700 and 1900 m a.s.l., respectively. Based on pollen analyses and two mid Holocene radiocarbon ages in condensed sections of post-glacial lacustrine and bogs sediments, Chardon (1991) related these two moraines to the Older and Younger Dryas pollen zones, respectively. Two others undated moraine belts are occurring around 2500 and 2300 m a.s.l. The higher moraine belt is free of vegetation cover and correspond to the last advance of glaciers during the LIA (Flusin et al., 1909; Edouard, 1994). These LIA moraines are located on average around 2700 m a.s.l. at less than 100 m below the glacier snout positions mapped in the AD1977 on topographic maps (figure 2.1.a, C). Since the very hot summer 2003, however, significant ice melting occurred in the massif. In the catchment area of LBH, this favoured the formation of a small ice-contact lake at the front of the Rousses glacier and the disappearance of the Herpie glacier (figure 2.1.a, C). Thus, despite its high altitude, LBH

constitute one of the few sites in the Alps susceptible to contain a continuous record of Holocene environmental changes because it is located below the LIA moraines and upstream from the Younger Dryas moraines.

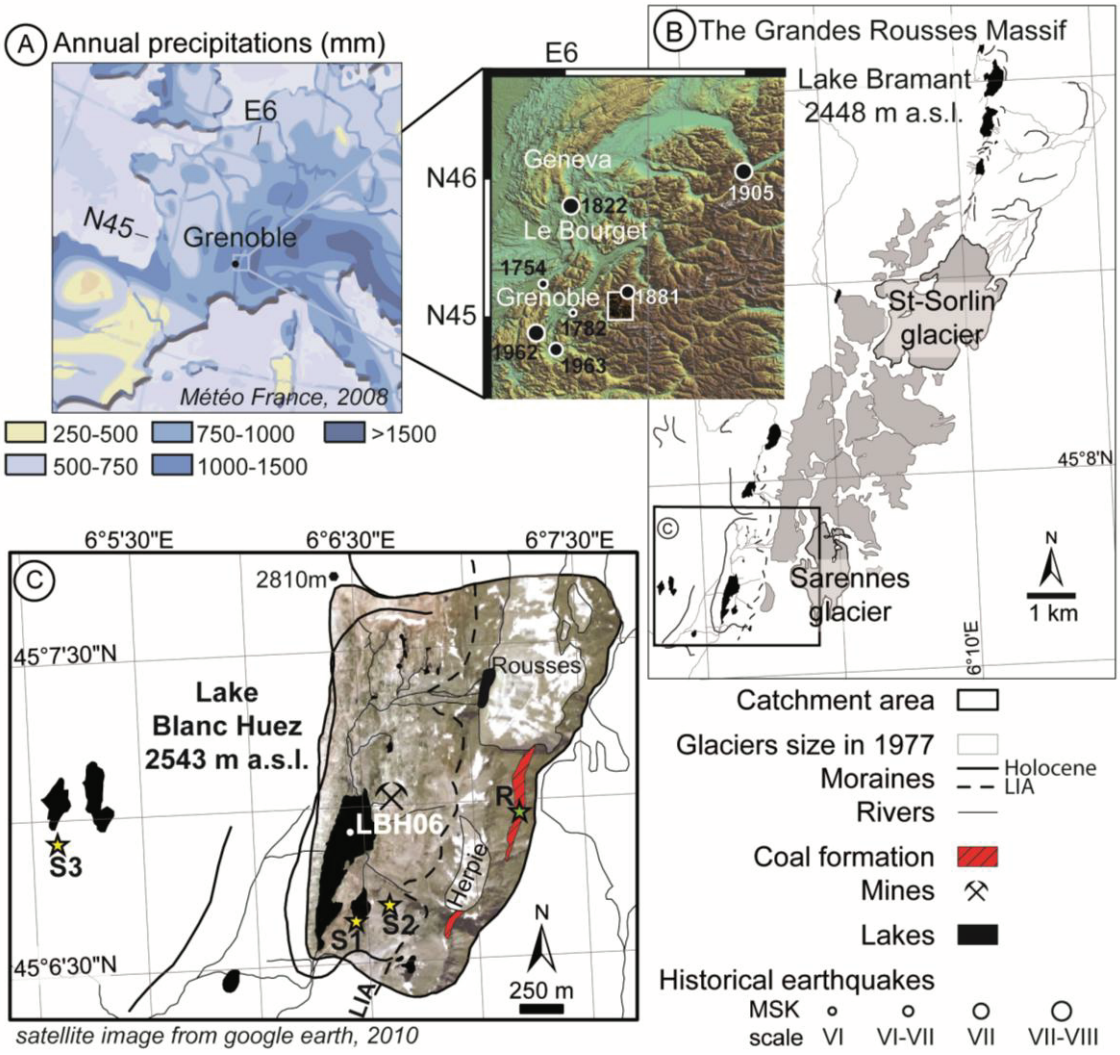


Figure 2.1.a, Annual precipitation from western Europe (A) and location of the Grandes Rousses massif in the active seismic zone of the western French Alps(B). Lake Blanc Huez is part of the south side of the Grandes Rousses massif. It catchment area (black line, C) is covered by the Rousses and the Herpie glaciers whose Little Ice Age (LIA, dashed line) and an earlier stage of glacier fluctuations (black full line) in the Holocene are represented. The lake is also submitted to human mining activities (for more details, see into the text). Three soil (yellow stars) profiles and one rock sample from the Stephanian coal formation (green star) have been collected within the area.

Based on a multiproxy study of short gravity cores from LBH dated by radionuclides, Chapron et al. (2007) identified the recent phase of glacier melting and also established a conceptual model linking fluctuations of glacier ELAs in the catchment area during the LIA with sedimentary facies. This recent study revealed that enhanced glacier activity (ELA

lowering) in the catchment area resulted in the deposition of dense, magnetic sediments rich in goethite and hematite, but poor in OM (i.e. organic matter). Conversely, reduced glacier activity (ELA elevation) favoured less minerogenic sediment supply (i.e. fewer occurrences of iron oxides, lower values in magnetic susceptibility and gamma density) and higher content in OM. Chapron et al. (2007) also highlighted that classic supply to LBH during the melting season was delivered by homopycnal flows developing a steep prodelta in the northern part of the lake (figure 2.1.b). Sediment slumping in AD 1962 along the slopes of this proximal basin was as well related to the regional earthquake of Corrençon (local Richter magnitude ML 5.3) and highlighted the sensitivity of LBH to the active seismo-tectonic setting of the western Alps (cf. figure 2.1.a, A) further presented in Thouvenot et al. (2003) and Nomade et al. (2005). Superimposed on these sedimentary processes, the occurrence of rapidly deposited layers (RDLs) rich in angular drop stones in the lacustrine sediments of LBH were as well related to the impact of frequently observed dirty snow avalanches on the lake-ice in early summer (Chapron et al., 2007).

Human mining activities were detected between 3770-3870 cal BP (i.e. the early Bronze Age period) and AD 115-330 (i.e. the Roman period) at high-altitude in the northern part of the massif by metallic contaminations in proglacial Lake Bramant (figure 2.1.a, B) varved sediments (Guyard et al., 2007). Mining artefacts were also radiocarbon dated by several archaeological studies (cf. Chapron et al. 2008) at 3800 +/- 100 cal BP in the northern part of the massif (Bailly-Maitre and Gonon, 2006) and in the south western part of the massif (near LBH lake shore) between 2300-1930 cal BP (i.e. the Iron Age) and during the Middle Age between 880-665 cal BP (Bailly-Maitre and Bruno-Dupraz, 1994). The lead-silver Middle Age mining activity in a vein located few meters from the eastern shore of LBH (figure 2.1.a, C) is also well documented by historical chronicles from AD 1150 to AD1339: it was exploited along a 120 m-long mineralized fault, and silver ore was extracted using wood fires inside the mine to break the quartz-barite gangue. The silver ore was then separated from gangue, next to the extraction trench using various techniques (mortar crushing, grindstone grinding, barite calcinations and water washing). During the Roman period intensive deforestation is only documented in the massif at lower elevations (near the Alpe d'Huez ski resort around 2000 m a.s.l.) based on pollen records (Chardon,1991). Such periods of human activities at high-altitude sites suggest periods of climatic ameliorations

(Carozza et al., 2009)[48], notably during the Early Bronze Age, the Iron Age, the Roman period and the Middle Age.

3. Material and methods.

The sedimentary infill of LBH was imaged in September 2003 by high-resolution seismic profiling and previously partly documented in Chapron et al. (2007). The ETH Zurich 3.5 kHz pinger system coupled with GPS navigation was used from an inflatable boat and a dense grid of profiles was carried out (figure 2.1.b). Based on this data base, a coring site has been selected in the deepest part of the basin, close to LBH03 short gravity coring site presented in Chapron et al. (2007), in an area where the infill is the thickest and not largely affected by the AD1962 earthquake triggered slump deposit (figure 2.1.b, B and C).

At site LBH06 sediments were retrieved in February 2006 from the frozen surface of LBH, using an UWITEC piston corer. A set of core sections at two nearby locations allowed the recovery of a 7 m long sedimentary record almost complete: as shown in figure 2.1.c, (A) sedimentary hiatus between 425 and 435 cm below the lake floor has been identified once the core sections have been opened, described and correlated based on the identification of key lithological horizons on each core sections (figure 2.1.d).

In June 2008 two non vegetated pedological profiles were sampled in the catchment area of LBH (S1 and S2, figure 2.1.a, C) at 2700 m a.s.l. and 2552 m a.s.l., respectively. Another one (S3, figure 2.1.a, C) was taken at 2084 m a.s.l. outside of the catchment area under typical high altitude dwarf shrubby vegetation (Poulenard and Podwojewski, 2003). Rocks from the Stefanian coal formation (R, figure 2.1.a, C) were also collected in order to characterize their organic signature as describe below.

Laboratory descriptions of LBH06 core lithology (figure 2.1.c, A) are supported by digital photographs (figure 2.1.d) taken at ETH Zurich, by laser diffraction grain-size

[48] **Article en co-auteur, présenté Annexe 1.2.**

measurements using a Malvern Multisizer 2000 at ENTPE, by sediment magnetic susceptibility (MS) measured every 0.5 cm with a Bartington point sensor MS2E and by sediment diffuse spectral reflectance measurements every 1 cm using a Minolta CM-700d spectrophotometer following the procedure detailed in Debret et al. (2006). Lacustrine sediment geochemistry from core LBH03 and LBH06 is documented by trace element concentrations, measured using a Plasmaquad 2+ ICP-MS, as detailed in Garçon et al (2012). Additional samples from core LBH06 are also analysed using Laser Ablation ICP-MS, following the procedures described by Gratuze et al. (2001) and Motelica-Heino et al. (2001). Following Garçon et al (2012) the Ag/Sr ratio in core LBH06 (figure 2.1.c) combining both analytical techniques can be used to track the evolution of mining pollutions originating from the lead-silver vein located at the lake shore (figure 2.1.a).

Rock Eval (RE) pyrolysis in Orléans was used to measure the amount of organic carbon in soil, rock and lacustrine sediment samples (figures 2.1.c and 2.1.e). Total Organic Carbon (TOC, %) and the quantity of hydrocarbon liberated per gram of organic carbon during the pyrolysis stage known as the Hydrogen Index (HI) were in particular used to discriminate the specific signature of each compartment from the catchment area of LBH (figure 2.1.e).

Quantitative organic petrography (QOP) developed by Graz et al. (2010), was also applied to LBH 06 lacustrine sediments, soils and rock samples (figure 2.1.e). The isolated OM fraction is obtained after elimination of carbonate and silicate phases by hydrochloric and hydrofluoric attacks. This method allows to identify and quantify the major organic constituents (Tyson, 1995; Sifeddine et al., 1996; Noël et al, 2001; Sebag et al., 2006). Components are characterized by their optical properties (colour and reflectance), their forms (amorphous or figurative) and their origins (algal, phytoclastic or fossil) (Tyson, 1995) based on microscopic observations with a DMR XP Leica microscope, in transmitted and reflected light modes and with reticule network to determine the surface area of each particle. QOP is improving the conventional palynofacies method introduced by Combaz (1964) and is based on the incorporation of a known mass of a standard (*Cupressus* pollen) in organic concentrate after acid attacks. QOP allows quantifying the inputs of organic material into modern environments and expressing these quantifications in mass per gram of sample.

Five radiocarbon dates (AMS) performed at Poznan radiocarbon laboratory (Poland) from macro remains and bulk sediment sampled in core LBH06 as shown in figures 2.1.c and 2.1.g, are given in Table 2.1.f. Chronology in core LBH06 is established by running the "CLAM" program (Blaauw, 2010) under the mathematic software "R" version 2.12.2 (R Development Core Team, 2011) based on these radiocarbon dates, the correlation of a recent slump deposit with the AD 1963 Corrençon earthquake and two mining pollution peaks in lacustrine sediments correlated with mining artefacts from the Middle Age and the Iron Age that were radiocarbon dated by Bailly-Maitre and Bruno-Dupraz (1994) at the mining archeological site next to LBH. The age depth model generated is in addition supported by the identification of several former regional earthquakes (see below).

4. Results.

4.1. Seismic data.

The seismic signal easily penetrated the relatively thin and locally regularly stratified lacustrine sediments of LBH but became scattered and absorbed at the acoustic basement, and towards the North of the basin, where a steep delta is developed (figure 2.1.b). The topography of the acoustic basement and the lake floor bathymetry are characterized by an undulating morphology dividing the lake into three sub-basins on NS longitudinal profiles (figure 2.1.b, B and C). The northern sub-basin is the deepest and highlights the thickest basin fill (ca.10 ms two-way-travel time or 6 m thick) on longitudinal profiles. Along WE transverse profiles the steep slopes of the basin are almost free of sediments and most of the basin fill is occurring in the basin axis. Up to five seismic units (SU) are identified (from base to top) in the northern sub-basin above an erosion surface at the top of the acoustic basement (figure 2.1.b):

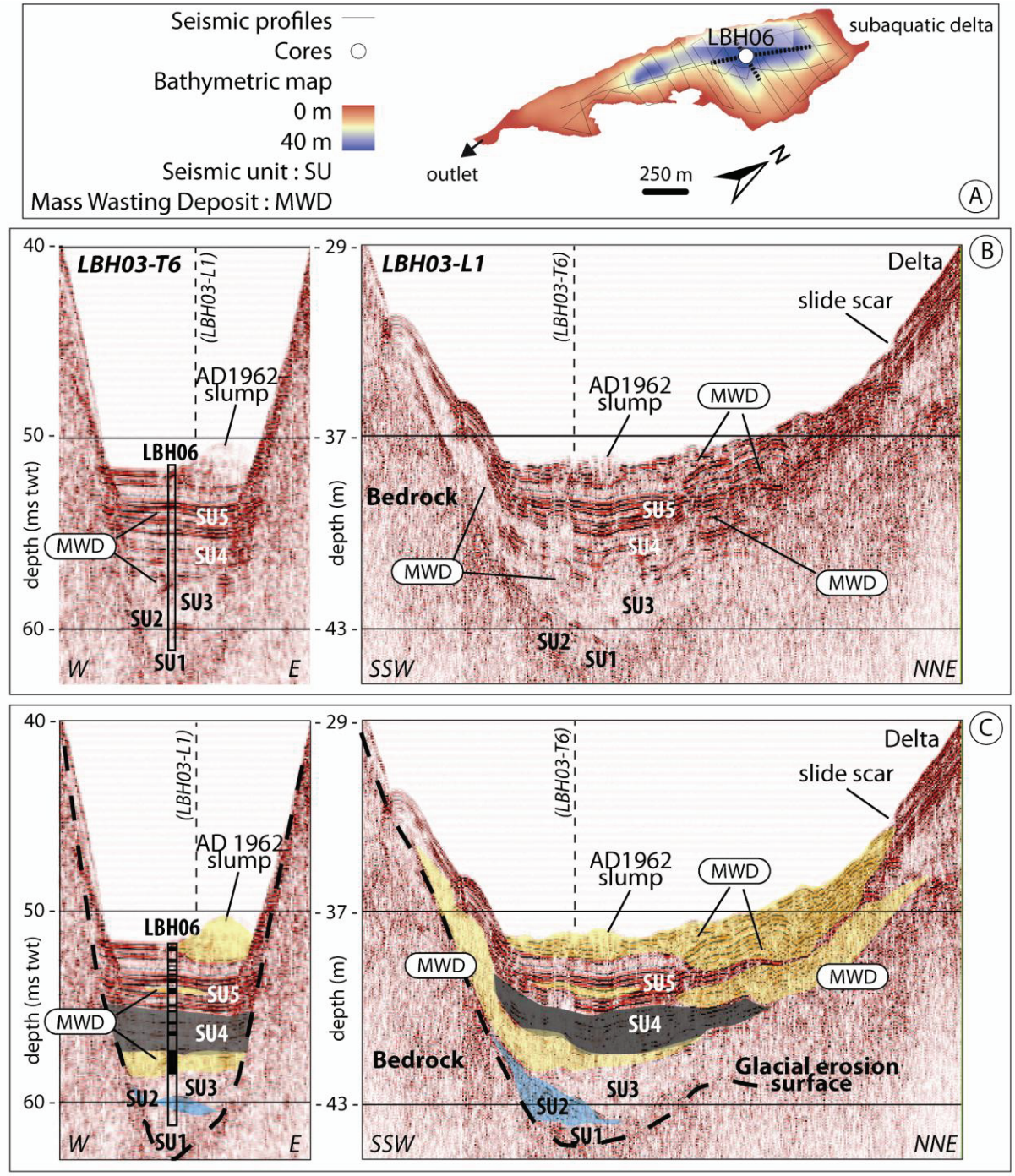


Figure 2.1.b, Location of seismic profiles and sediment core LBH06 in Lake Blanc Huez (A). Illustrations of a longitudinal (right) and a transversal (left) profiles are presented (B) and interpreted (C).

SU 1 is only occurring in the deepest part of the basin fill and along the axis of the basin. This thin unit is characterized by a transparent acoustic facies.

SU 2 is essentially occurring along the axis of the basin and is locally producing discontinuous high amplitude reflections together with hyperbolae.

SU 3 is thicker and occurring in most of the deep basin. It is characterized by a transparent acoustic facies.

SU 4 is producing a transparent acoustic facies with several sub-horizontal low amplitude and discontinuous reflections laterally developing onlap configurations at the contact with the acoustic substratum.

SU 5 is the thickest and is made of laterally continuous sub-parallel high-amplitude reflections characterized by a draping pattern that thins towards the South and develops onlap configurations at the contact with the acoustic substratum.

In addition to these seismic units, several lens-shaped transparent bodies of variable size with rare chaotic internal reflections of variable amplitudes are occurring within SU 5 (close to the lake floor and along the slopes of the delta) and in between SU3 and SU4 (yellow bodies, figure 2.1.b, C).

4.2. Core lithology.

Up to five sedimentary units and eleven rapidly deposited layers (RDLs) can be identified (from base to top) within the 713 cm long core LBH06 based on a multiparameter approach (figures 2.1.c, 2.1.d and 2.1.f):

Unit 1 (U1, from 713 to 695 cm core depth) is a sandy silt dark to brownish deposit locally highlighting some fluidization features and characterized by low MS values (~18.10^{-5} SI) but high TOC content (4%).

Unit 2 (U2, from 695 to 630 cm and from 540 to 490 cm) is a sandy silt light grey deposit characterized by fluctuations of MS values (from 15 to 30.10^{-5} SI) and lower TOC content (3%). These types of sediments are identified below and above unit 3.

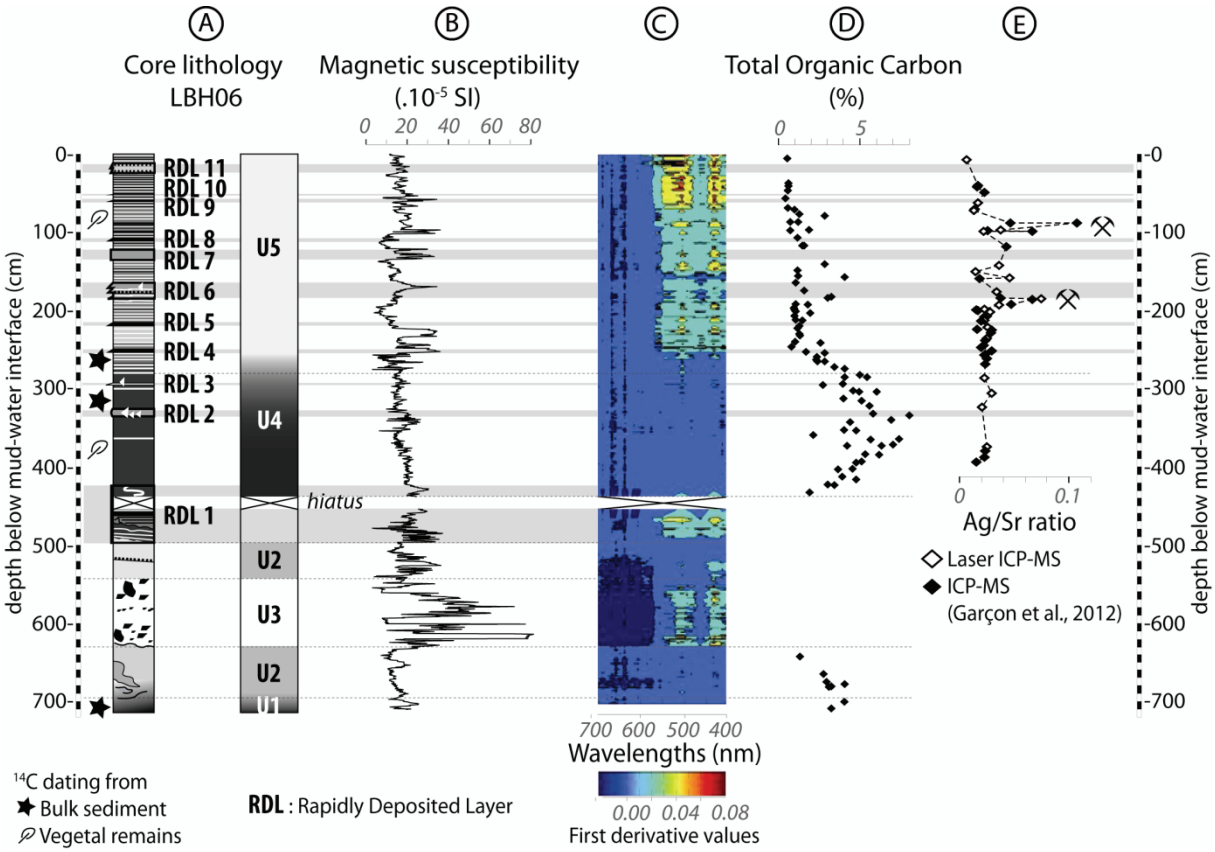


Figure 2.1.c, Core LBH06 (A) is divided into five sedimentary units (from U1 to U5, from base to top) defined by variations of the magnetic susceptibility (B), the spectrophotometry (C, here plotted on a 3D diagram where the X axis represent the wavelengths, Y is the depth in core and Z the derivative value for the corresponding wavelength (in nm) expressed by a code of colour), the total organic carbon, (D, expressed in % and given by the Rock-Eval pyrolysis) and the silver on strontium ratio (E, from geochemistry measurements, see the text for more details).

Unit 3 (U3, from 630 to 540 cm) is composed of a light grey silty and compact matrix containing numerous coarse angular gravels and stones of variable compositions. This unit occurs above an erosive surface and is defined by high MS values (>30.10^{-5} SI) and two sharp reflectance peaks culminating at 445 and 525 nm, respectively (figure 2.1.c, C).

RDL 1 (from 490 to 421 cm) is identified on top of the last occurrence of unit 2 and below unit 4. RDL1 is a dark to light grey deposit developing a mottled pattern locally bearing fluidization features and several pluri-centrimetric sections characterized by sub-parallel and tilted laminations. These sediments are defined by fluctuating values of MS (from 0 to 35.10^{-5} SI) and two main reflectance peaks at 445 and 525 nm. A hiatus due to coring operations is also occurring in this RDL 1 between 450 and 434 cm.

Unit 4 (U4, from 421 to 280 cm) is a black to dark grey silty sand deposit containing few pluri-milimetric to centrimetric light grey laminas. These sediments have low MS values (15.10^{-5} SI), high TOC content (>4.5%) and low values of the ratio Ag/Sr (0.02). U4 is occurring above RDL 1 and is locally interrupted by RDL 2 (5 cm thick) and RDL 3 (1 cm thick) at 330 and 295 cm core depth, respectively. These two layers have higher MS values and are coarser than unit 4 material. They are also characterized by the occurrence of few pebbles and gravels with angular morphologies.

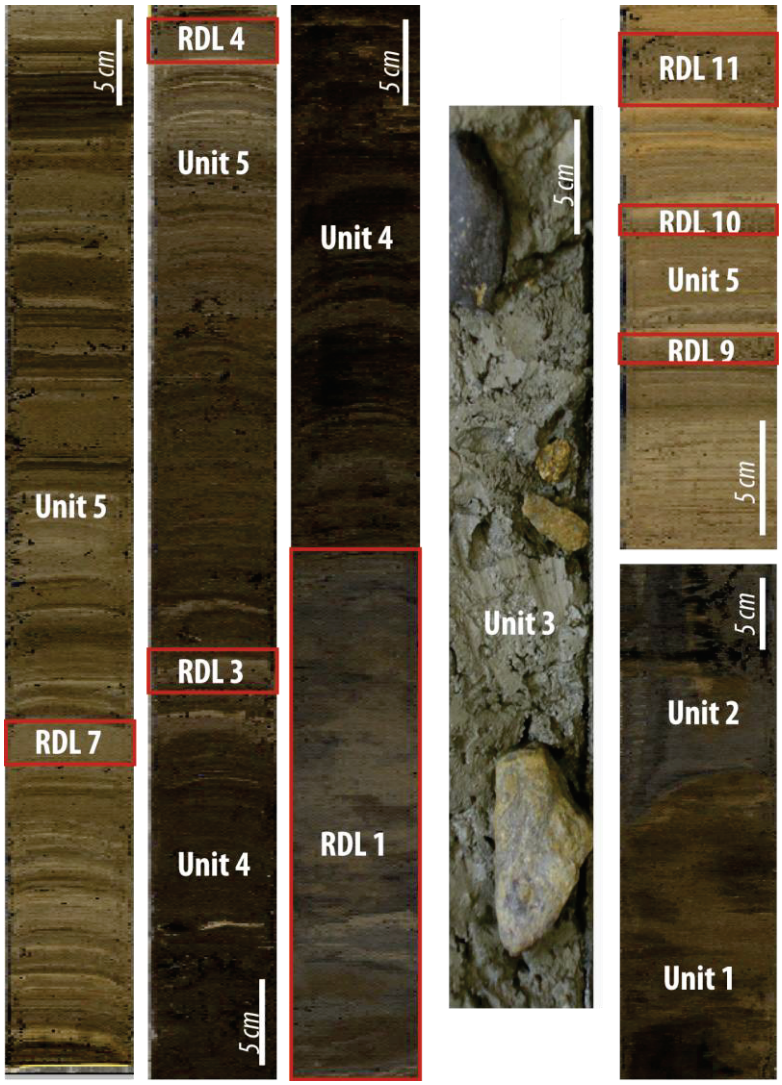


*Figure 2.1.d, Photographs illustrating the sedimentary facies described in core LBH06 and associated either with the lithological units numbered from Unit 5 to Unit 1, or with the Rapidly Deposited Layers (RDL) *as detailed in the text*.*

The transition between unit 4 and unit 5 is gradual (from 280 to 260 cm) and marked by a progressive decrease in TOC content (from 4 to 1%), enhanced fluctuations of MS values and a progressive occurrence of reflectance peaks at 445 and 525 nm.

Unit 5 (U5, from 260 to 0 cm) consists of light grey finely laminated sandy silts characterized by MS values fluctuating around 20.10^{-5} SI, low TOC content (1%), two reflectance peaks (at 445 and 525 nm) and two outstanding peaks of the ratio Ag/Sr (at 90 and 185 cm core depth). Up to eight RDLs (RDL 4 to 11) are identified within U5: RDL 4, 5, 7, 8, 9, 10 and 11 are centimetric brownish sandy deposits with a sharp basal contact and a graded base fining upward. They are also characterized by peaks in MS values (excepted RDL 5 and 11). RDL 6 is the thickest (18 cm thick) and characterized by fluctuating MS values, several sandy beds and few pebbles and gravels with angular morphologies.

4.3. Organic markers.

RE (i.e. Rock-Eval) analyses, represented here by the graph HI *versus* 1/TOC (figure 2.1.e, A), indicate that the organic matter from geological formation (i.e. coal rocks, R, figure 2.1.a, C), soils and lacustrine samples have contrasted signatures. Coal formation (black dots, figure 2.1.e, A) is characterized by a high degree of thermal maturity (not presented here, Tmax = 487°C), HI (i.e. Hydrogen Index) inferior to 2 $mgHC.g^{-1}TOC$, corresponding to altered material, and variable organic contents ($0.1<1/TOC<1.6$, that is $10>TOC>0.6\%$). Soils (white triangles, figure 2.1.e, A) are defined by a lower degree of thermal maturity (Tmax<400°C). Superficial soil layers are described by HI superior to 300 $mgHC.g^{-1}$ TOC, typical of non-alterated terrestrial debris (Sebag et al., 2005) and high organic content ($1/TOC<0.1$, that is $TOC>10\%$), while deeper soil layers are defined both by lower HI values (around 200 $mgHC.g^{-1}$ TOC), typical of the terrestrial pole (Millet et al., 2007) and TOC ($0.15<1/TOC<0.5$, that is $7>TOC>2\%$). Lacustrine sediments (black crosses, figure 2.1.e, A) have also a low degree of thermal maturity (Tmax<400°C) but are characterized by intermediate values both of HI, fluctuating between 43 and 195$mgHC.g^{-1}$ TOC, that is between the soil and the coal formation domains previously defined, and TOC ($0.13<1/TOC<2.7$, that is $8>TOC>0.4\%$).

In addition to the standard deliberately added in sample preparation (Cupressus pollen), QOP (i.e. Quantitative Organic Petrography) analyses revealed twelve types of organic particles whose main are presented in figure 2.1.e (B). Coal formation samples are exclusively composed of squat opaque particles with very high reflectance similar to the

ones described by Graz et al. (2011) and correlated to fossil organic matter debris (FOM, figure 2.1.e, B). Soils contain some of these FOM particles but also numerous palynomorphs (i.e. pollens and spores) and non-palynomorphs microfossils, such as ligno-cellulosic fragments (TLC, figure 2.1.e, B) with different aspects depending of their degree of alteration (from non-alterated to burnt particles defined by irregular boundaries and internal small dark vesicles observed in reflected light) and red colloidal amorphous particles with diffuse limits and no internal structure (rAP, figure 2.1.e, B). All lacustrine sediment samples only differ from the watershed ones by the presence of grey amorphous particles (gAP, figure 2.1.e, B) corresponding to product of algal growth in the lake waters (Patience et al., 1995) and rhombohedral pyrite (Pyrite, figure 2.1.e, B) suggesting some periods of anoxic conditions, in particular throughout the sedimentary unit U4.

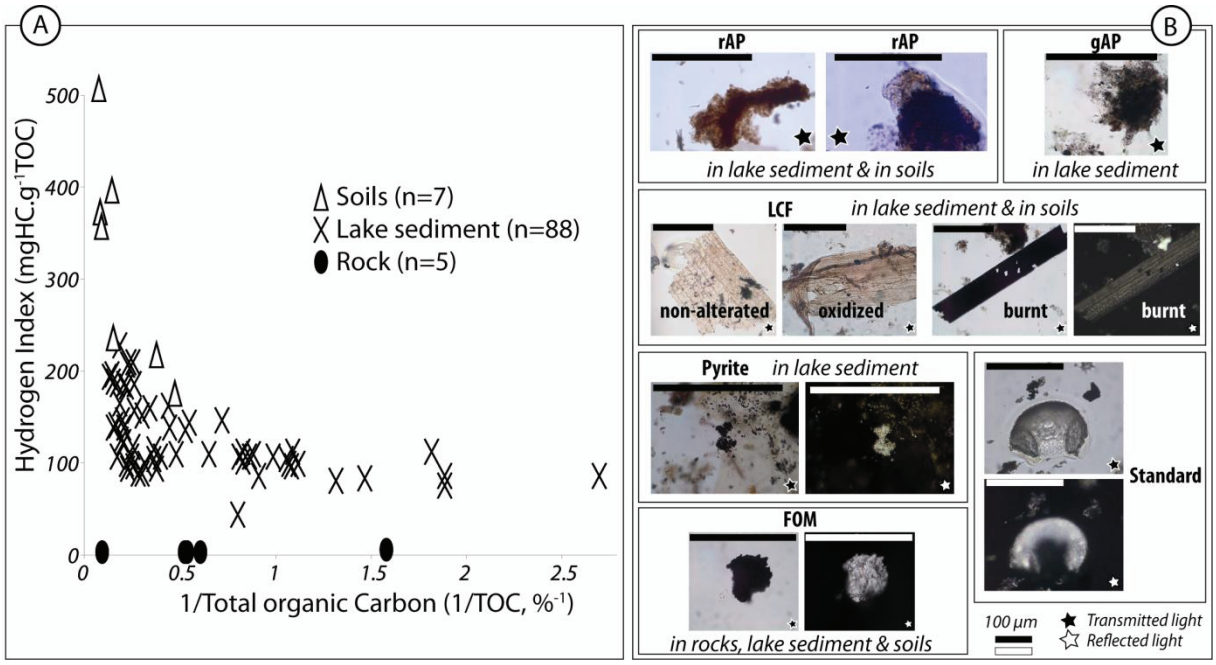


Figure 2.1.e, Rock-Eval pyrolysis results (A) are represented on a Hydrogen Index (mgHC.g-1TOC) versus 1/Total Organic Carbon diagram for soil (white triangles), lake sediment (black crosses) and rocks (black dots) samples. The main constituents of the organic fraction identified and quantified by quantitative organic petrography are represented (B) function of their compartment. Rock samples are only composed of fossil organic matter debris (FOM). Red Amorphous Particles (rAP), Ligno-Cellulosic Fragments (LCF) and FOM are found in soil, rock and lacustrine samples whereas grey Amorphous Particles (gAP) and pyrite are only found in lacustrine samples.

4.4. Radiocarbon dating.

The five AMS radiocarbon dates from LBH06 (table 2.1.f) indicate that the sedimentary units U5 and U4 cover most of the Holocene period and that the sedimentary unit U1 corresponds to the end of the Late Glacial period. QOP analyses of bulk sediment samples dated by radiocarbon in sedimentary units 1 and 4 suggest, however, that the occurrence of FOM (i.e. fossil organic matter) is affecting the age calculation (Graz, 2009). As described below (see section 5.2), a correction should therefore be applied to radiocarbon ages obtained from bulk sediment samples in LBH06.

Table 2.1.f, Radiocarbon dates obtained from core LBH06. Age calibration was done using sets by Reimer et al. (2009).

Material dated	Laboratory	Initial depth (cm)	Corrected depth (cm)	Initial radiocarbon ages (BP)	Fossil organic matter quantified by organic petrography (%)	Corrected radiocarbon date (BP)	Calibrated radiocarbon ages (cal. BP)
Wood debris	Poz-18873	87	69	774±50	-		725±65
Bulk	Poz-29439	265	197	5250±35	0.8	5185±35	5950±55
Bulk	Poz-18874	312	242	6770±40	2.08	6600±40	7480±45
Wood debris	Poz-18875	372	297	8000±50	-		8855±155
Bulk	Poz-18877	703	-	11240±80	8.71	10510±80	12370±235

5. Interpretations and discussions.

5.1. LBH basinfill evolution.

The seismic stratigraphy of LBH was ground truthed by core LBH06 together with the geological setting and the composition of soil samples in this part of the Grandes Rousses Massif allow documenting the general evolution of the basin fill of this proglacial lake and the main sources of lacustrine sediments.

The erosion surface identified at the base of the sedimentary infill of LBH on seismic profiles developing three narrow and over deepened sub-basins delimited by bedrock sills is

typical from glacier erosion (van Rensbergen et al, 1999; Chapron et al., 2007). Based on available chronologies in Quaternary formations from this massif (Chardon, 1991), this erosion surface can be related to the last glaciation.

Above this erosion surface, the upper part of seismic unit 1 has been sampled at the base of core LBH06 and can be related to the fine grained sedimentary units 1 and 2. The organic rich sedimentary unit 1 which is mainly composed of grey amorphous organic particles and characterized by high IH values, illustrate the predominance of algal particles (Talbot and Linvingston, 1989) and can thus be interpreted as gyttja deposits (Hansen, 1959). Following Dhal et al (2003), this suggests that glaciers were no more present in the watershed when these autochthonous lacustrine sediments were deposited. Conversely, the drop of TOC (i.e. Total Organic Carbon) and fluctuating values of sediment MS (i.e. magnetic susceptibility) in sedimentary unit U2 (occurring below and above sedimentary unit U3), is interpreted as resulting from significant glacier development up stream from LBH (figure 2.1.c). This hypothesis is strongly supported by the correlation of sedimentary unit 3 with seismic unit SU2 (figure 2.1.b), where the identification of high-amplitude hyperbolas can be related to the occurrence of rather large rock debris mixed into a compacted fine-grained sedimentary matrix, a typical signature of sub aqueous moraine deposits (Moscariello et al., 1998). The compacted matrix of sedimentary unit 3 is, in addition, dominated by two reflectance peaks centred on 445 and 525 nm reflecting the occurrence of oxyhydroxyde goethite in the sediments (Deaton and Balsam, 1991; Debret et al., 2006). This can therefore be related to significant bedrock erosion by glaciers in the catchment area of LBH as previously proposed by Chapron et al. (2007). Sedimentary unit U3 indicates also that the glacier grounding base was close to LBH06 coring site during this period. The two occurrence of sedimentary unit U2 can therefore be interpreted as glaciolacustrine deposits accumulated in front of the glacier during its last major development in LBH basin.

The large lense-shaped body with chaotic internal reflections of variable amplitudes identified in between seismic units 3 and 4 (figure 2.1.b, C) has been sampled in LBH06 and corresponds to RDL1, which is composed of a mixture of organic and minerogenic lacustrine sediments has reflected by fluctuating MS values and the occurrence locally of goethite highlighted by two reflectance peaks centred around 445 and 525 nm (figure 2.1.c). The

acoustic signature of this deposit together with the successive sedimentary facies identified on core are typical of a sub aqueous mass wasting deposit (MWD, figure 2.1.b) in clastic alpine lakes having steep slopes (Chapron et al., 2004; Schnellmann et al., 2006; Fanetti et al., 2008; Luterbach et al, 2012). This MWD is identified along the southern slope and in the axis of the main sub-basin where it thins toward the north (figure 2.1.b), suggesting that its main sediment source was originating from the southern slope of the basin.

The overlying seismic unit SU4 corresponds to the organic-rich sedimentary unit U4 which is mainly composed of algal particles and thereby interpreted as a gyttja. This sedimentary facies therefore reflects the disappearance of glaciers in the watershed of LBH. The occurrence of two low-amplitude and discontinuous reflections within seismic unit 4 can in addition be correlated to the deposition of RDL 2 and 3. Following Seierstad et al. (2002) and Chapron et al. (2007) these coarser layers, composed of frequent angular rock debris, are interpreted as dirty snow avalanche deposits accumulated on the frozen lake and reached the lake floor once the lake ice started to break and melt.

The uppermost seismic unit SU5 is correlated to the minerogenic sedimentary unit U5, rich in goethite but also showing variable values of TOC and sediment MS (figures 2.1.b and 2.1.c). This unit is in addition developing a steep lacustrine prodelta geometry in the northern part of the sub basin suggesting that sedimentation is here dominated by homopycnal and hyperpycnal flows (Chapron et al., 2007; 2009). These characteristics are reflecting a growing and fluctuating influence of glacier activity in the catchment area on proglacial lacustrine sedimentation. Several MWDs with chaotic internal reflections of variable amplitudes (figure 2.1.b, B and C) are also identified on seismic profiles close to the lake floor and along the slopes of the delta where they are generally the thickest. This suggest that these MWDs where essentially initiated along the slopes of the delta. The uppermost MWD is in particular associated with a fresh slide scar in the prodelta and remoulded large volumes of sediments in the northern sub-basin. This deposit has been sampled by gravity cores, dated and interpreted by Chapron et al. (2007) as a slump deposit triggered by the AD1962 Corrençon regional earthquake. In core LBH06, this historical event is correlated to the uppermost RDL11 and interpreted as a distal slide deposit. The other RDLs identified within this unit in core LBH06 are characterised by coarser grain size than the

background sediments and may be responsible for the development of continuous higher amplitude reflections within this seismic unit, excepted the thickest one (RDL 6) which can be correlated with a lense-shaped MWD deposited in the axis of the basin (figure 2.1.b, B and C).

5.2. Chronology of core LBH06.

5.2.1. AMS^{14}C dating on bulk samples.

Graz (2009) demonstrated that the presence of fossil organic matter (FOM) can make older AMS ^{14}C dating on bulk material. The occurrence of FOM in LBH06 sediments can only be explained by erosion (glacier abrasion; weathering, snow avalanches etc…) of the Stefanian coal formation outcropping along the eastern part of LBH catchment area and presently partly covered by the Rousses glacier (figure 2.1.a). Because the coal formation is only made of squat opaque particles, they are considered as specific organic tracers. Their quantification in lacustrine samples from core LBH06 can be used to correct AMS dates on bulk sediment samples since aging is proportional to coal percentage in the bulk material (Graz, 2009). Adapting the radioactive decay law of Libby (1967) and quantifying coal richness by QOP, we calculated radiocarbon ages corrections for bulk samples Poz-29439, Poz-18874 and Poz-18877 and estimated them at 65, 170 and 730 years, respectively (Table 2.3.e).These corrections should thus be subtracted to the initial radiocarbon age before being calibrated and used in the age-detph model.

5.2.2. Archaeological data.

Following Garçon et al (2012), the Ag/Sr ratio in core LBH06 can be used to track the evolution of runoff pollutions originating from mining activities in the lead-silver vein located close to the eastern shore of LBH (figure 2.1.a, C). Figure 2.1.g illustrates the evolution the Ag/Sr ratio in the sedimentary units U5 and U4 from core LBH06 without RDLs and highlights two outstanding peaks within U5. The upper one is bipartite and the highest value of this ratio is contemporaneous to a radiocarbon date (720±70 cal BP; AD1220±70) obtained from wood debris in LBH06. This peak is therefore related to the Middle Age mine that has been

well-documented at the lake shore between AD1150 and AD1339 by Bailly-Maître and Bruno-Dupraz (1994). The lower value of the secondary peak in Ag/Sr ratio identified just below is thus interpreted as the first occurrence of Silver pollution in recent lacustrine sediment and can be dated to 770±100 cal BP based on the radiocarbon age obtained from wood pillars at the Middle Age mining site and previously published by Bailly-Maître and Bruno-Dupraz (1994). Similarly, the second outstanding peak in Ag/Sr identified in older sediments at 135 cm (corrected depth, figure 2.1.g) can be related to previous mining activities documented by Bailly-Maître and Bruno-Dupraz (1994) during the Iron Age, based on a radiocarbon date (2115±185 cal BP) from wood charcoals sampled at the archaeological site.

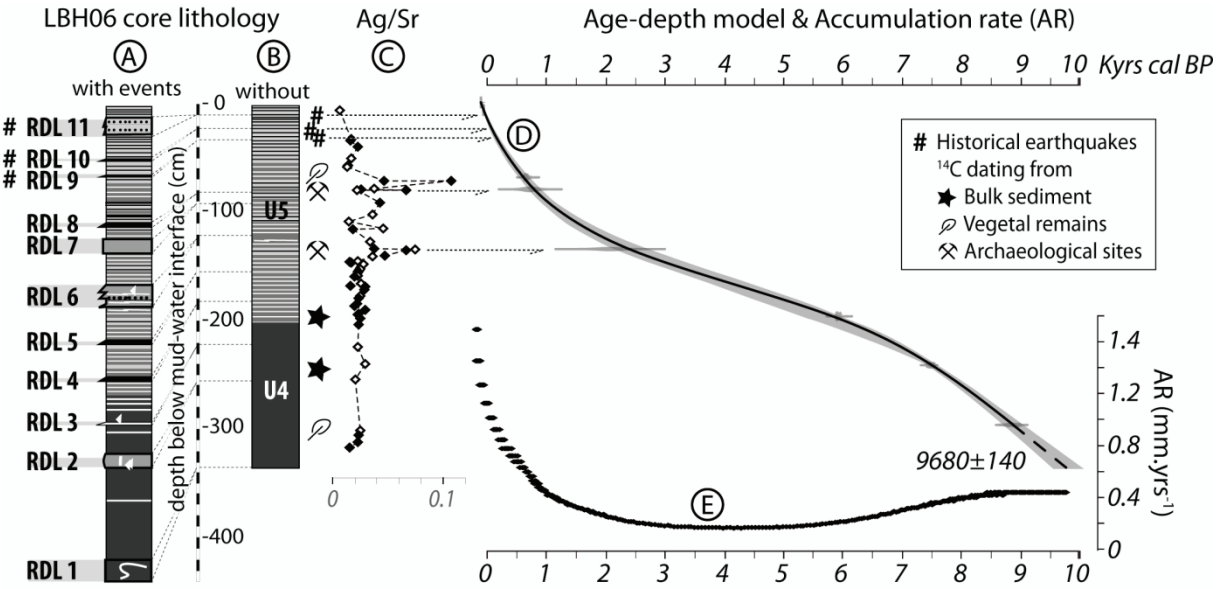


Figure 2.1.g, Age-depth model of core LBH06 supported by the identification of numerous rapidly deposited layers (RDL) that have been removed from the original synthetic core (A), four radiocarbon ages (B) performed on vegetal remains (white leaves) or bulk samples (black stars) and the identification of two phases of human mining activities here highlighted by two Ag/Sr peaks (C). Age-depth model (D) and the associated accumulation rate (E) were obtained running a clam model (Blaauw, 2010).

5.2.3. LBH06 age-depth model.

The corrected radiocarbon age of 12370±240 year cal BP from bulk sediments of unit 1 at the base of core LBH06 is in agreement with the conclusions of Chardon (1991) suggesting that the Grandes Rousses massif deglaciation started before the Late Glacial-Holocene transition.

The Age model of units 4 and 5 in core LBH06 was computed using a smooth spline function (Blaauw, 2010) and reported on figure 2.1.g. It is covering most of the Holocene and is established based (i) on a corrected composite depth with the thickness of the RDLs being subtracted (figure 2.1.g, B), since these event layers correspond to instantaneous events (cf. Lauterbach et al, 2012) and (ii) on eight chronological markers: two AMS ^{14}C dates on macro remains, three AMS ^{14}C dates on bulk sediment corrected from the occurrence of fossil organic matter, two radiocarbon dates from the nearby archaeological site correlated with Ag/Sr peaks tracking former local mining activities, and the stratigraphic correlation of RDL11 with the slump deposit from core LBH03 dated by radionuclide and related to the impact of the AD1962 Corrençon earthquake located at 47 km from LBH (Chapron et al, 2007). LBH06 constitute therefore a continuous sedimentary record of environmental changes at high-altitude in the western French Alps since 9680±140 cal BP and is characterised by a progressive change in sedimentation during the Late-Mid Holocene transition from the organic rich unit U4 toward a more clastic unit U5. A progressive drop in sedimentation rate from 0,4 to 0,2 $mm.yrs^{-1}$ is identified during this major change in sedimentation, while over the last 2000 years, sedimentation rate exponentially increased from 0,25 to 1,4 $mm.yrs^{-1}$ (figure 2.1.g, E).

This age model (figure 2.1.g, D) allows estimating the chronology of RDLs (table 2.1.h) and is comforted by the correlation of RDL 10 with the AD1881 Allemond earthquake (Nomade et al, 2005; Guyard et al, 2007) located at 6 km from LBH and RDL9 with the AD1822 Chautagne earthquake (Chapron et al, 1999; Guyard et al, 2007) located next to Lake Le Bourget at 80 km from LBH. Similarly, RDL1 is, within the age-depth models errors, synchronous, with a major sub aquatic slope failure event (the HDU) in Lake Le Bourget dated between 9400 and 9700 cal BP and attributed to a large paleo-earthquake (Van Rensbergen et al, 1999; Chapron et al, 1996, 2004; Debret et al, 2010; Arnaud et al, 2012). Following the classification of Mulder and Cochonat (1996), RDL1 and RDL11 are interpreted as slide deposits, while RDL9 and RDL10 are graded beds typical from thin distal turbidites. This is suggesting that these mass wasting deposits in LBH are resulting from earthquake-induced sub aquatic slope failures and can be considered as natural archives of former regional earthquakes in this part of the Alps. Similarly, the others sub aquatic mass wasting deposits from LBH06 labelled RDL 4, 5, 7 and 8 might correspond to previously

undocumented (and eventually more local) earthquakes around 5400, 3700, 1150 and 650 cal BP. Finally, RDL 2, 3 and 6 are bearing the typical characteristics of avalanche deposits (c.f. Chapron et al., 2007) and suggest that LBH was not significantly exposed to this type of natural hazards during the Holocene.

Table 2.1.h, Estimated ages and characteristics of the rapidly deposited layers (RDLs) recorded in Lake Blanc Huez and discussed in the text.

Rapidly Deposited Layers identified in LBH06	Estimated ages	Triggered mechanisms	Historical or pre-historical regional events
RDL11	AD1960±4	Earthquake	AD1962 Corrençon earthquake
RDL10	AD1870±11		AD1881 Allemond earthquake
RDL9	AD1800±12		AD1822 Chautagne earthquake
RDL8	675±55 cal. BP	Earthquakes	
RDL7	1135±125 cal. BP		
RDL6	2155±235 cal. BP	Avalanche	
RDL5	3685±240 cal. BP	Earthquake	
RDL4	5375±175 cal. BP		
RDL3	6980±90 cal. BP	Avalanche	
RDL2	7250±70 cal. BP		
RDL1	9680±140 cal. BP	palaeo-earthquake	Lake Le Bourget HDU (9550±150 cal. BP)

5.3. Holocene high-altitude environmental changes in the Western French Alps.

5.3.1. Glacier fluctuations.

Following Dhal et al. (2003), the identification of organic rich sediments at the base of core LBH06 clearly indicate that Rousses and Herpie glaciers were much reduced in the drainage basin of this proglacial lake around 12400 cal BP. The deposition of glacio-lacustrine sediments (sedimentary unit U2) and the formation of a sub aquatic moraine (unit 3) before the onset of gyttja formation during the Boreal period (unit 4) suggest that the last important development of Rousses and Herpie glaciers (at least down to 2550 m a.s.l.) took place either during the Younger Dryas or the Preboreal period. This last most extended glacier advance in the Grandes Rousses Massif might therefore match the Egesen maximum documented in the Swiss and Austrian Alps by Ivy-Ochs et al. (2009) and dated around 12200±1000 cal BP by beryllium 10.

Based on the application of Chapron et al., (2007) conceptual model linking LBH sedimentation pattern with glacier activity and ELA (i.e. Equilibrium Line Altitude) fluctuations in its catchment area, the following Holocene period can be divided in two contrasting stages (figures 2.1.c and 2.1.i) : a first period characterized by very limited to absent glaciers from the Early to the Mid Holocene reflected by high values of TOC (i.e. Total Organic Carbon, figure 2.1.i, A) but lower ones of oxyhydroxyde goethite (figure 2.1.i, C) within the sedimentary unit U4, contrasting with a second period covering the last ca. 5000 years, when glaciers were much more developed, as shown by lower TOC values (figure 2.1.i, A) and higher goethite contents (figure 2.1.i, C) measured within the sedimentary unit U5. Between ca. 1800 and 1600 cal BP (ca. AD150±200 and AD350±200), according to the resolution of the age-depth model (figure 2.1.g), an abrupt increase of TOC and a drop of goethite are, however, reflecting a short episode of very limited glaciers activity during the Roman period (figure 2.1.i, A and C).

This general pattern during the Holocene is in addition strongly supported by the simultaneous enrichment of FOM (i.e. fossil organic matter, figure 2.1.i, H) and the lowering of sediment mean grain size (figure 2.1.i, F) in LBH06 between ca. 5000 to 1800 cal BP and since ca. 1600 cal BP. Both proxies reflecting respectively: (i) enhanced glacier abrasion of the Stefanian coal formation at the head of the drainage basin (cf. figure 2.1.a) and (ii) enhanced amount of silt- and clay-size particles originating from glacial abrasion and transported in suspension by glacial melt waters before being deposited in LBH. The transition from unit 4 to 5 in LBH can therefore be related to the onset of the Neoglacial period in the western French Alps (Leeman & Niessen, 1994; Wanner et al, 2008) ca. 5000 cal BP.

High-resolution measurements of LBH06 sediment diffuse spectral reflectance such as lightness (L*, figure 2.1.i, B) and derivatives 445 nm and 525 nm (figure 2.1.i, D) being significantly correlated with TOC (figure 2.1.i, A, $R=-0.72$, $p<0.01$) and Fe_2O_3 (figure 2.1.i, C, $R=0.61$, $p=0.007$ for D445; $R=0.65$, $p=0.015$ for D525) contents, respectively, it is also possible to further document the variability of glacier activity at a centennial time-scale during the Holocene.

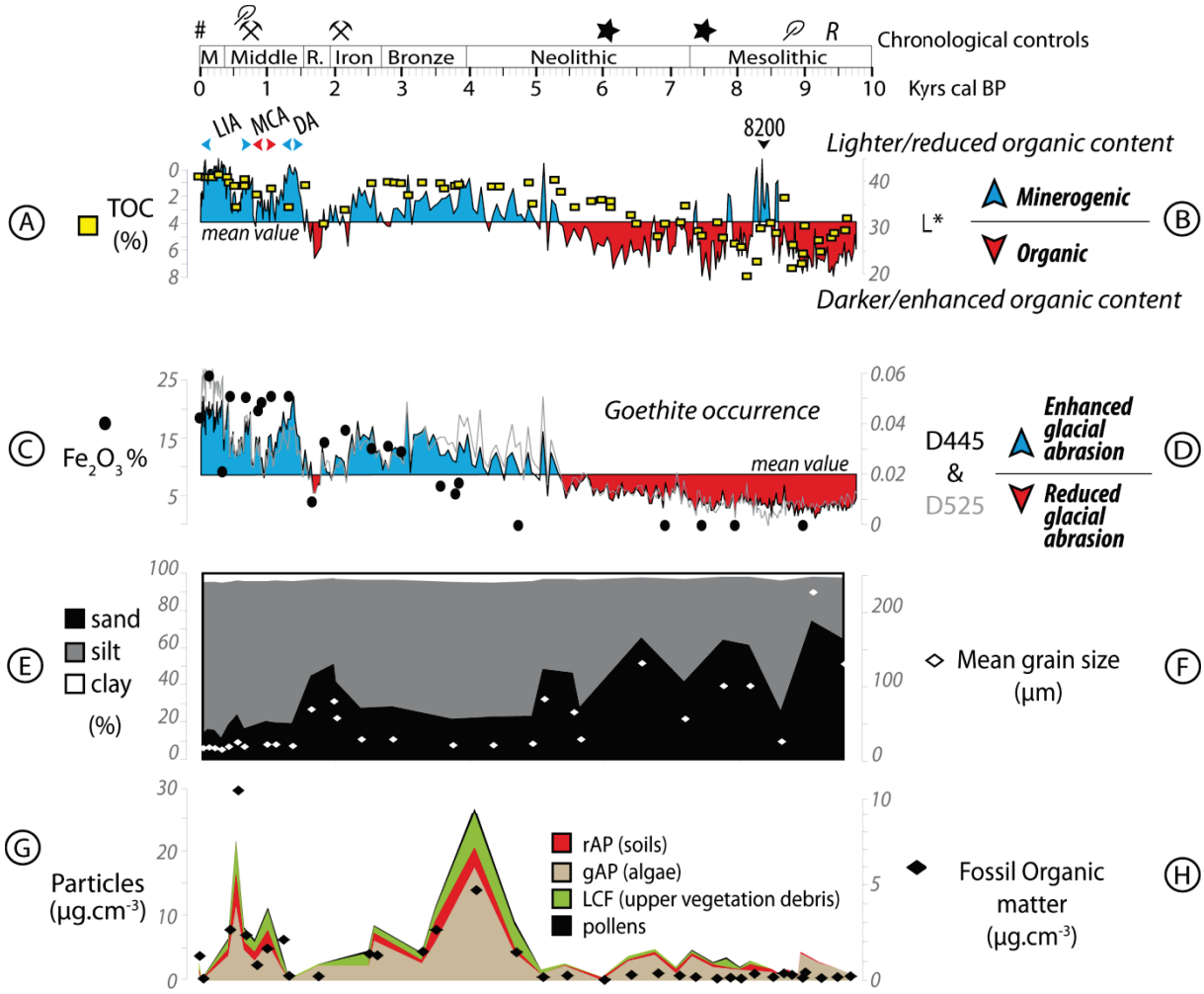


Figure 2.1.i, Interpretation of the analysis performed on core LBH06 function of the time. Total Organic Carbon values given by Rock-Eval pyrolysis (A) are anti-correlated to L fluctuations given by spectrophotometry (B). Iron oxides contents (C) are correlated to fluctuations of the two derivative D445 and D525 given by spectrophotometry (D). Finally, grain size analyses are plotted (E and F) and the results of quantitative organic petrography, expressed in µg.cm-3, are also represented (G and H).*

Over the last 2000 years, when our age-depth model is best constrained, lighter sediment (i.e. enhanced minerogenic content) and high content in oxyhydroxyde goethite (i.e. enhanced glacial abrasion) are highlighting in particular the bipartition of the Little Ice Age with a first phase of enhanced glacier activities between AD1160±130 and AD1275±55 (i.e. 675±130 and 785±55 cal BP) and a last phase when glacier activity culminated between AD1500±50 and AD1917±10 (i.e. 450±50 and 33±10 cal BP) in agreement with Flusin et al. (1909) observations and Chapron et al (2007) reconstructions. Interestingly, a similar outstanding peak in glacier activity is evidenced during the Dark Age period between AD415±135 and AD760±180 (i.e. 1190±135 and 1535±180 cal BP) and strongly contrasting with a minimum of glacier activity during the Roman period when both spectrophotometric

parameters are below the mean values calculated for the sedimentary units U4 and U5 (figure 2.1.i, B and D. Fluctuating and moderate glaciers activity is also detected during the Medieval Climate Anomaly between AD760±135 and AD1160±130 (i.e. 1190±135 and 790±130 cal BP) and the Iron Age (between 2150±230 and 2220±240 cal BP). A similar limited and oscillating glacier activity is in addition suggested during the Bronze Age period and since the second part of the Neolithic period, i.e. during the beginning of the Neoglacial period. Limited chronological controls during these time windows in core LBH06 is however currently preventing any further detailed environmental reconstructions for this part of the Grandes Rousses Massif. But rapid glacier fluctuations are well-documented by Guyard et al., (2007) in the northern part of the massif, based on the identification organic-rich annually laminated proglacial sediments from Lake Bramant (figure 2.1.a, B) during the Bronze Age (i.e. between 4160-3600 and 3300-2850 cal BP). These interpretations from the sedimentary record of LBH are also in agreement with the identification of several phases in the Alps (i) of reduced glacier activity during the Late Neolithic and the Roman period and during the Iron and Middle Age Optimum (Holzhauser and Zumbülh, 1999; Hormes et al., 2001; Deline and Orombelli, 2005; Holzhauser et al., 2005; Debret et al, 2010) and (ii) of enhanced glacier activity since the onset of the Neoglacial, at the beginning of the Iron Age and later during the Dark Ages and the Little Ice Age (Leeman & Niessen, 1994;Deline and Orombelli, 2005; Vincent et al., 2005; Chapron et al., 2005, 2008; Holzhauser et al., 2005; Guyard et al., 2007; Debret et al., 2010).

5.3.2. Soil erosion.

Holocene organic matter from lacustrine sediments of LBH are essentially composed of grey amorphous particles (gAP, figure 2.1.i, G) resulting from algal productivity in the water column. Following Reynolds et al., (2000), this means that both lake waters temperature, oxygen content, transparency and nutrients loading remained favourable and promoted phytoplankton production during this interglacial period. Phases of enhanced algal production are however identified around 4000, 2500, 1000 and 500 cal BP (figure 2.1.i, G) and suggest that some of the above mentioned lake waters parameters were significantly fluctuating during the Late Holocene.

Other primary source of organic material in lake sediments such as detritus of plants, pollens, soils or fossil organic matter (Meyers and Ishiwatari, 1993; Graz et al., 2010) are also variable in LBH06 during the Holocene and may thus provide key additional evidences for environmental reconstructions. As previously mentioned, FOM in LBH06 can only result from glacier abrasion, weathering and snow avalanching affecting the Stefanian coal formation outcropping at the head of the drainage basin (figure 2.1.a, C). The occurrence of FOM (i.e. fossil organic matter) in background sediments from LBH06 (i.e. not in RDLs) documented in figure 2.1.i, (G) is thus interpreted as a proxy for runoff processes at the head of LBH drainage basin during the first part of the Holocene (i.e. when glacier activity was very limited). Since the onset of the Neoglacial period, the occurrence of FOM in LBH06 is probably mainly linked to glacier abrasion but the contribution of runoff cannot be excluded.

Pollens recorded in high-altitude sites usually come from lower altitudes ones after being lifted by vertical air-mass movements (Talon, 2010) and are thus only providing a very general and regional picture of the vegetation cover in surroundings mountainous environments. On the contrary, LCF (i.e. ligno-cellulosic fragments, figure 2.1.i, G) quantified throughout the lacustrine sediment in LBH06 are similar to the ones described in the present-day soils samples S1 and S2 from the LBH watershed and soil sample S3 taken nearby under a typical high altitude dwarf shrubby vegetation (figure 2.1.a, C). LCF can therefore be here related to upper vegetation debris inherited from the original vascular plant, such as grasses or shrubs. Similarly, the rAP (i.e. red amorphous particles, figure 2.1.i, G and 2.1.j, A) are common in core LBH06 and in the present-day soils samples S1, S2 and S3. They are also similar to the ones observed in soil and lacustrine environments from contrasted environments by Sebag et al., (2006), Graz et al., (2010), Noël et al., (2001) and are thus correlated to pedological processes in the drainage basin of LBH. Consequently, the occurrence of pedological markers together with upper vegetation debris in the lacustrine sediments of LBH can be interpreted as resulting from the erosion over the Holocene by runoff processes of a sporadic emergent vegetation (Meyers and Ishiwatari, 1993) possibly similar to the present-day cover in the drainage basin of LBH. This suggests that the treeline position remained below 2550 m a.s.l. in this part of the Grandes Rousses massif over the Holocene, in agreement with the conclusions of Carnelli et al. (2004) and Talon (2010)

estimating that the elevation of the timberline were around 2500 m a.s.l. during the Early Holocene in central European Alps and French Southern Alps, respectively.

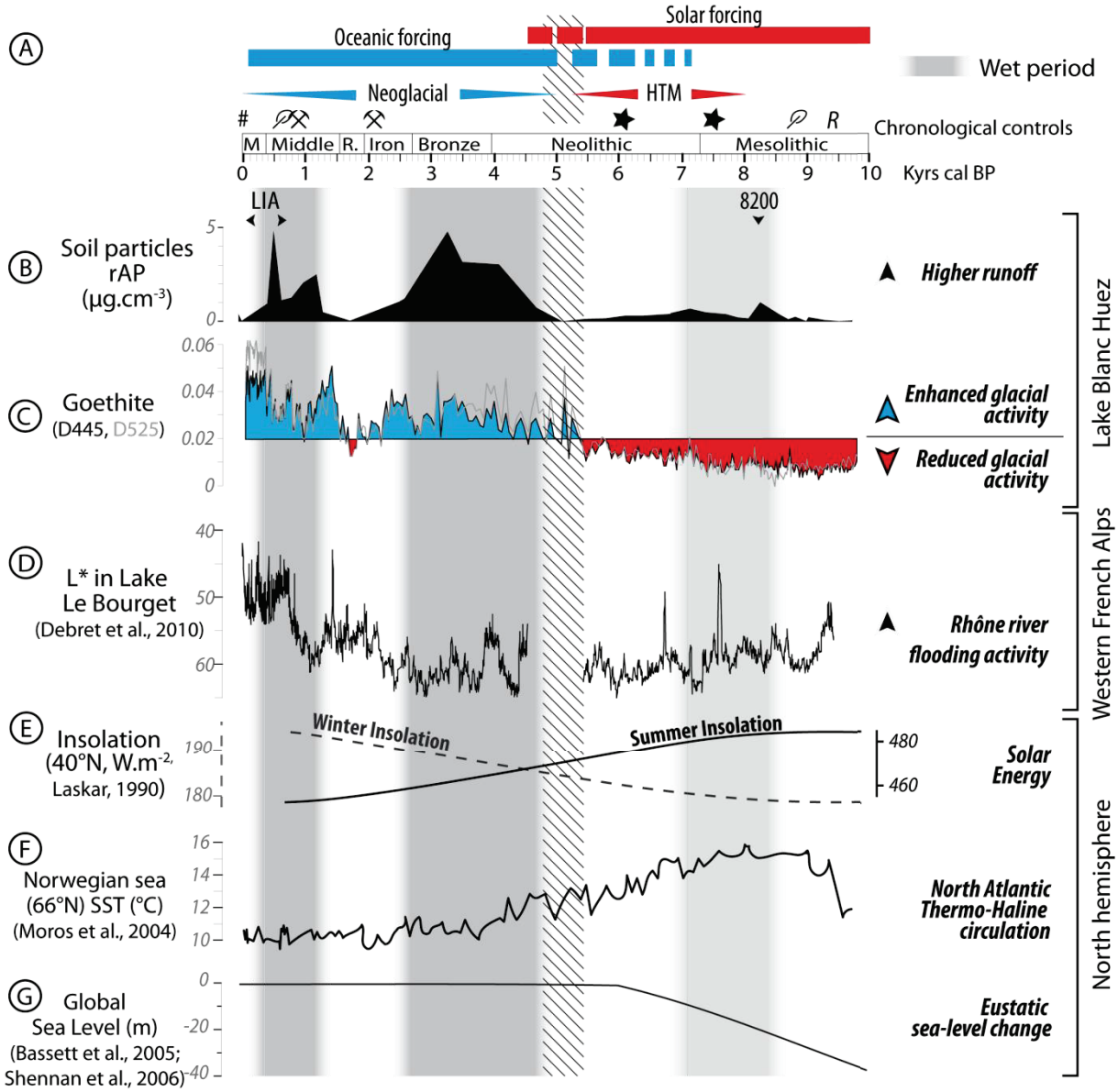


Figure 2.1.j, Global forcing (A) from Debret et al. (2009) is compared the synthetic presentation of Lake Blanc Huez data collected for core LBH06. The soil particles (rAP) content interpreted as a runoff process marker (B) is compared to the goethite occurrence (C), interpreted as a proportional to the glacial activity, the Rhône river flooding activity (D) from Debret et al., (2010), the solar energy (E) from Laskar et al., (1990), the North-Atlantic circulation evolution over the Holocene (F), correlated, following Moros et al., (2004), with the Sea Surface Temperature (SST) and the eustatic sea-level change (G) from Bassett et al. (2005) and Shennan et al. (2006).

The occurrence of soil particles in LBH06 (figures 2.1.i, G and 2.1.j, B) indicates that pedological layers (Leptosols, cf. IUSS, 2006 and Burga et al, 2010) were developed since c.a. 9700 years above 2550 m a.s.l. Such steep and grassy slopes are prone to soils erosion and exportation within the drainage basin by runoff processes (Graz et al., 2010), especially when submitted to snowmelt erosion (Ollesch et al, 2006; Tanasienko et al, 2009, 2011).

Phases of enhanced soils particles content in LBH06 identified at 8500-8000 cal BP, 7500-6800 cal BP, 4500 and 2500 cal BP and finely between 1200 and 400 cal BP, are thus interpreted as resulting from enhanced runoff processes along the steep and grassy slopes of LBH drainage basin which were largely submitted to snowmelt.

The first occurrence of soil erosion from ca. 8500 to 6800 cal BP is also matching higher values of L* in LBH06 (figure 2.1.i, B) reflecting higher clastic supply to LBH. Since glaciers were very limited during the Early Holocene, this signal is interpreted as resulting from relatively colder and wetter conditions at high altitudes before the onset of the Neoglacial. This signal could partly reflect: (i) the impact of the 8.2 event documented in the northern hemisphere (Alley et al., 1997; Alley and Agustsdottir, 2005; Lajeunesse and St-Onge, 2008) and around the Alps (von Grafenstein et al., 1999) and (ii) others humid and cooling abrupt phases also identified in the Alpine realm at lower altitudes based on pollen assemblages, lake levels and large alpine rivers flooding activity (Hass et al, 1998; Magny, 2004; Debret et al, 2010).

Enhanced soil erosion between ca. 4500 and 2500 cal BP is similarly interpreted as resulting from more pronounced snowmelt erosion within the drainage basin of LBH and is highlighting a progressive development of colder and wetter conditions after the onset of the Neoglacial period. Such a climate change at high altitude favoured the development of glaciers at the head of the catchment area as reflected by the increasing content of goethite and FOM in LBH06 (figures 2.1.i and 2.1.j). During this period, several more humid and cooler phases were also identified in the Alps by vegetation, glacier and paleohydrological reconstructions based on well-dated sedimentary archives (Hass et al., 1998; Magny, 2004; Vollweiler et al., 2006; Guyard et al., 2007; Debret et al., 2010).

Between ca. 1200 and 400 cal BP, enhanced snowmelt erosion and higher runoff are also identified by the amount of rAP in core LBH06 (figures 2.1.i, G and 2.1.j, B) and suggest contrasting prevailing temperature and precipitation conditions at high-altitude especially during the first part of the LIA (around AD1400±50) and during the Medieval Climate Anomaly (around AD890±115). The highest values of soil erosion during the LIA is in agreement with enhanced winter precipitation regimes suggested by Vincent (2005) in this

part of the Alps and further support the influence of snowmelt on soil erosion and runoff in the drainage basin of LBH. This peak may also partly result from soil erosion induced by the maximal advance of glaciers during the Holocene (down to ca. 2700 m a.s.l., according to Flusin et al., 1909 and Edouard, 1994). The Medieval Climate Anomaly (MCA) is, on the contrary, characterized by a relatively dry climate and high summer temperatures in European Alps (Büntgen et al, 2011; Corona et al. 2011). Such conditions may have favoured snowmelt erosion and thus soil supply in LBH06, but the highest peak of soil particles during the MCA is also contemporaneous with a short period around AD 1050 characterized by wetter conditions in front of the Alps (Magny et al, 2011; Leroux et al., 2008). Such wetter conditions may have therefore further enhanced runoff in the drainage basin of LBH during the MCA.

In summary, soil supply in LBH06 during the Holocene is resulting from runoff and seems to be a reliable proxy to detect wet periods at high altitude in the Grandes Rousses Massif. More humid periods during the Late Holocene and higher soil organic fraction supply in LBH are also matching higher peak in algal production. Following Reynolds et al., (2000), soil supply to LBH may have in addition promoted nutrients loadings and favoured algal productivity.

5.4. Evolution of human impact at high-altitude in the Western French Alps.

In short core LBH03, Chapron et al (2007) have previously identified the impact on the environment of the development of Alpe d'Huez ski resort during the last century. Based on measurements of the Ag/Sr ratio in LBH06 lacustrine sediments, both Garçon et al. (2012) and this study document the impacts of Middle Age mining activities next to the lake, documented between AD1150 and AD1339 (Bailly-Maitre and Bruno-Dupraz, 1994). The end of this period of mining exploitation is synchronous with a phase of enhanced glacial activity in the catchment of LBH dated from AD1300 (figure 2.1.j, c) and corresponds to the onset of the Little Ice Age. This suggests a potential climatic control on recent human activities in high-altitude sites. Our results also suggest that this recent phase of human mining

exploitation was not the first since the evolution of the Ag/Sr ratio in LBH06 (figure 2.1.g, c) highlights a previous peak dated from the Iron Age. This second peak of metallic pollution is therefore synchronous with ancient mining activities close to the lake, dated from 2115 cal BP (Bailly-Maitre and Bruno-Dupraz, 1994).

None soil erosion is synchronous of these two periods of mining activities, suggesting that such activities did not disturbed the pedogenetic cover (figure 2.1.j, B). Soil erosion is therefore only attributed to climatic forcing and wetter climate. In contrast, the two periods of mining exploitation are associated with higher content in upper vegetation debris (LCF, figure 2.1.i, G). Since LBH is located above the timberline, this higher content in upper vegetation debris could be attributed to the extraction of the ore using wood fires (Bailly-Maitre and Bruno-Dupraz, 1994) and the necessity of combustible material such as wood originating from lower altitudes.

5.5. Climate forcing on Holocene high altitude alpine environments from Western French Alps.

The figure 2.1.j highlights a long-term bimodal trend from the warmth and dry Early Holocene (the Holocene Thermal Maximum, HTM), characterized by reduced glacial activity and limited soil erosion, which progressively shifts toward the cooler and wetter Neoglacial period, characterized both by gradual glacier return into the catchment of LBH, and by enhanced soil erosion. This transition begins around 5400 cal BP, and follows the progressive decline in North Hemisphere 40°N summer insolation (figure 2.1.j, E; Laskar et al., 1990). This is suggesting a solar forcing on high altitude environments over the Holocene, in this part of the Alps, since a decrease in summer insolation will favours both cloud formation and snow accumulation in mountainous environments (Loutre et al., 2004; Wiles et al., 2004; Gray et al., 2010). This solar forcing also influences ocean circulation associated with meltwater from retreating ice sheets. Such meltwater discharges (i) induce a gradual weakening of Atlantic water circulation, resulting in progressive decreasing SST (i.e. sea surface temperature, figure 2.1.j, F; Rimbu et al., 2003; Moros et al., 2004), and (ii) raise the global sea level (figure 2.1.j, G; Bassett et al., 2005; Shennan et al., 2006). Following Rimbu et al. (2003), Anderson

et al. (2004) and Wanner et al. (2008), the continuously decreasing both in summer insolation and in SST is associated with a restructuring of atmospheric and/or oceanic circulation. Following Nesje et al. (2001), Debret et al. (2009) and Larsen et al. (2012), such a shift from solar forcing to ocean-atmosphere coupling on Holocene climate would favour wetter conditions through Western Europe and in particular negative NAO phases (Rimbu et al., 2003; Wanner et al., 2008). Such negative NAO phases would impact Alpine winter climate and increase winter precipitations (Casty et al., 2005). Together with reduced summer insolation, such climate would thus favour snow accumulation and glacier development at high-altitude in the Western Alps. The influence of the Atlantic Multidecadal Oscillation and of the NAO on the regional alpine climate is further supported by the identification of typical plurisecular and pluridecadal variability in Lake Bramant (figure 2.1.a, B) sedimentary record over the last 4000 years (Guyard et al, accepted). However the non-linear changes in the proxy data from LBH suggest both complex interactions in response to declining insolation, and the presence of additional forcing agents or strong feedbacks operating on varying timescales.

In particular, the figure 2.1.j highlights that irregular short-time scale climate fluctuations are superimposed on the bimodal trend of the Holocene. In LBH sedimentary record, we particularly highlight three wetter time-intervals, characterized by higher runoff. They are dated from 8700-7000, 4700-2500 and 1300-200 cal BP (grey bands, figure 2.1.j). These periods are consistent with phases of enhanced flooding activity in the Western French Alps (Debret et al., 2010) and of increased glacier activity and/or catchment instability documented in through the North hemisphere and reflecting rapid climate changes involving regional summer cooling and reorganization of atmospheric and oceanic circulation (Larsen et al., 2012 and references therein). These wetter intervals in the Grandes Rousses Massif probably result form different interactions of both solar and oceanic forcing. A wetter climate between 8700-7000 cal BP in the Grandes Rousses Massif (i.e. when climate is mainly controlled by solar focing) might in particular result form a altered ocean circulation and moisture distribution on continental environments associated with meltwater discharge from retreating Pleistocene ice sheets (Lajeunesse and Saint-Onge, 2008; Larsen et al 2012). On the contrary, wetter conditions between 4700-2500 and 1300-200 cal BP (i.e. when climate is mainly controlled by oceanic forcing) are matching lower

solar irradiance periods during the Bronze Age and the Little Ice Age (Steinhilber et al., 2009; Magny et al., 2010; Vannière et al., submitted). As a working hypothesis, it seems thus possible that these two last wet periods may have resulted from a combination of both solar and oceanic forcings.

6. Conclusions.

A combination of seismic profiling and of non-destructive core-scanning techniques together with detailed analysis of organic and minerogenic markers in proglacial lacustrine sediments from the Grandes Rousses Massif was used to detect Holocene glacial and high altitude environments fluctuations. Based on radiocarbon dating and on metallic pollutions associated with past mining activities during the Antiquity and Middle Age, it has also been possible to correlate sub aqueous mass wasting deposits with regional historical earthquakes dated from AD1962, AD1881 and AD1822, and a prehistorical one, dated from 9680 cal BP.

Minerogenic and organic signals show evidence of reduce glacier activity during the warmth Early Holocene that is dated, in western French Alps, from 9800 to 5400 cal BP. This period of reduced glacier activity is defined by the occurrence of gyttja facies into the lake. It is interrupted by one wetter time-interval that initiated higher runoff processes and higher soil erosion, between 8700 and 7000 cal BP. After around 7000 cal BP, and until 5400 cal BP, drier conditions are recorded in Western French Alps. It is the Holocene Thermal Maximum. The transition out of the Holocene Thermal Maximum toward the Neoglacial period is progressively recorded from 5400 to 4700 cal BP. It seems to result both from the decrease of summer insolation and the progressive development of the ocean-atmosphere coupling following the Holocene marine transgression. This suggests that our high-altitude lacustrine record can be considered as a continuous record of Holocene climate linked both to regional and global forcings. This study shows that a progressive change in insolation during the mid Holocene favoured a gradual return of glaciers since 5400 cal BP. After ca. 4700 cal BP, glaciers were significantly developed and remained present in the catchment area of LBH, as shown by the continuous fine grained material and the iron oxide rich sediment supply

deposited in the main basin of LBH. Two wetter phases of significant runoff and soil erosion are dated from 4700-2500 and 1300-200 cal BP. They suggest important climatic pejorations during these two time intervals which drastically contrast with the Iron Age and the Roman period, which were drier time-intervals, during which no soil erosion is observed. Besides, these two periods are correlated with reduced glacial activities, allowing the development of high-altitude human activities close to LBH.

Acknowledgements.

We gratefully acknowledge the Institut de la Montagne (Savoie University, France) and the CNRS GDR Juralp NUMBER for financial support; F. Anselmetti (ETH-EAWAG, Switzerland) for seismic profiling; F. Arnaud (EDYTEM, Savoie Univeristy, France) and U. von Grafenstein (LSCE, Gif-sur-Yvette) for coring materials; Bernard Gratuze (IRAMAT, Orléans, France) for LA-ICP-MS data processing, Jean-Robert Disnar, Rachel Boscardin and Marielle Hatton (ISTO, Orléans, France) for organic matter preparations, and Frédéric Darboux and Guillaume St-Onge for relevant comments. A. Simonneau benefits from a PhD grant provided by the Region Centre.

References.

Voir Références.

2. Le lac Bramant.

2.1. Article 3, présenté en Annexe 1.2.

2.2. Données organiques acquises et discussion.

Pour rappel, le lac Bramant est le troisième et dernier lac d'une série de trois lacs situés sur le versant nord du massif des Grandes Rousses (figure 1.3.f, 1ère partie). Ce système a été précédemment largement étudié et décrit par Guyard et al. (2007), Chapron et al., (2008) et Carozza et al. (2009)[49], c'est pourquoi nous n'entrerons pas dans le détail dans le présent paragraphe. Nous rapellons simplement que son alimentation en eau est assurée par une difluence du glacier de St-Sorlin, dont les eaux de fonte constituent le principal affluent du lac.

Suite aux acquisitions sismique réflexion (figure 2.1.k, B), deux carottages lacustres ont été effectués au sein du remplissage sédimentaire du lac Bramant: BRA01 et BRA02C. Ils ont été précédemment décrits par Guyard et al. (2007), Chapron et al. (2008) et Carozza et al. (2009)[4].

BRA01 est situé au niveau d'un épaulement du substratum, dans une zone de biseau sédimentaire (figure 2.1.k, B). Cette séquence est composée de six unités lithologiques, numérotées de U1 à U6, de la base vers le sommet (figure 2.1.k, C). U1 est une séquence organique décimétrique (190-130 cm, figure 2.1.k). U2 (130-110 cm) et U4 (95-80 cm) correspondent à des silts laminés ocres/gris qui sont interrompus par des dépôts d'avalanche décimétriques (U3 et U5), riches en débris rocheux et anguleux (Chapron et al., 2007). Enfin, U6 est une séquence clastique silteuse (50-0 cm).

BRA02C, localisé dans le bassin profond central du lac, a été prélevé à la base de glissements gravitaires historiques repérés par sismique réflexion (figure 2.1.k, B) (Guyard et

[49] **Article en co-auteur, présenté en Annexe 1.2.**

al., 2007 ; Chapron et al., 2008). Cette séquence a été prélevée entre 200 et 500 cm de profondeur dans le sédiment (figure 2.1.k). Elle est constituée de six unités lithologiques, numérotées de U1 à U6, de la base vers le sommet (figure 2.1.k). U1 (510-490 cm) et U3 (455-430 cm) correspondent à deux faciès sédimentaires sombres, organiques, riches en débris. U2 (490-455 cm) et U4 (430-240 cm) sont des unités constituées de silts gris finement laminés, correspondant, d'après Guyard et al. (2007) et Chapron et al. (2008), à des varves glaciaires. Au-delà de 240 cm, deux évènements gravitaires sont identifiés : une turbidite (faciès U5, 240-220 cm) et un slump (faciès U6, 220-200 cm).

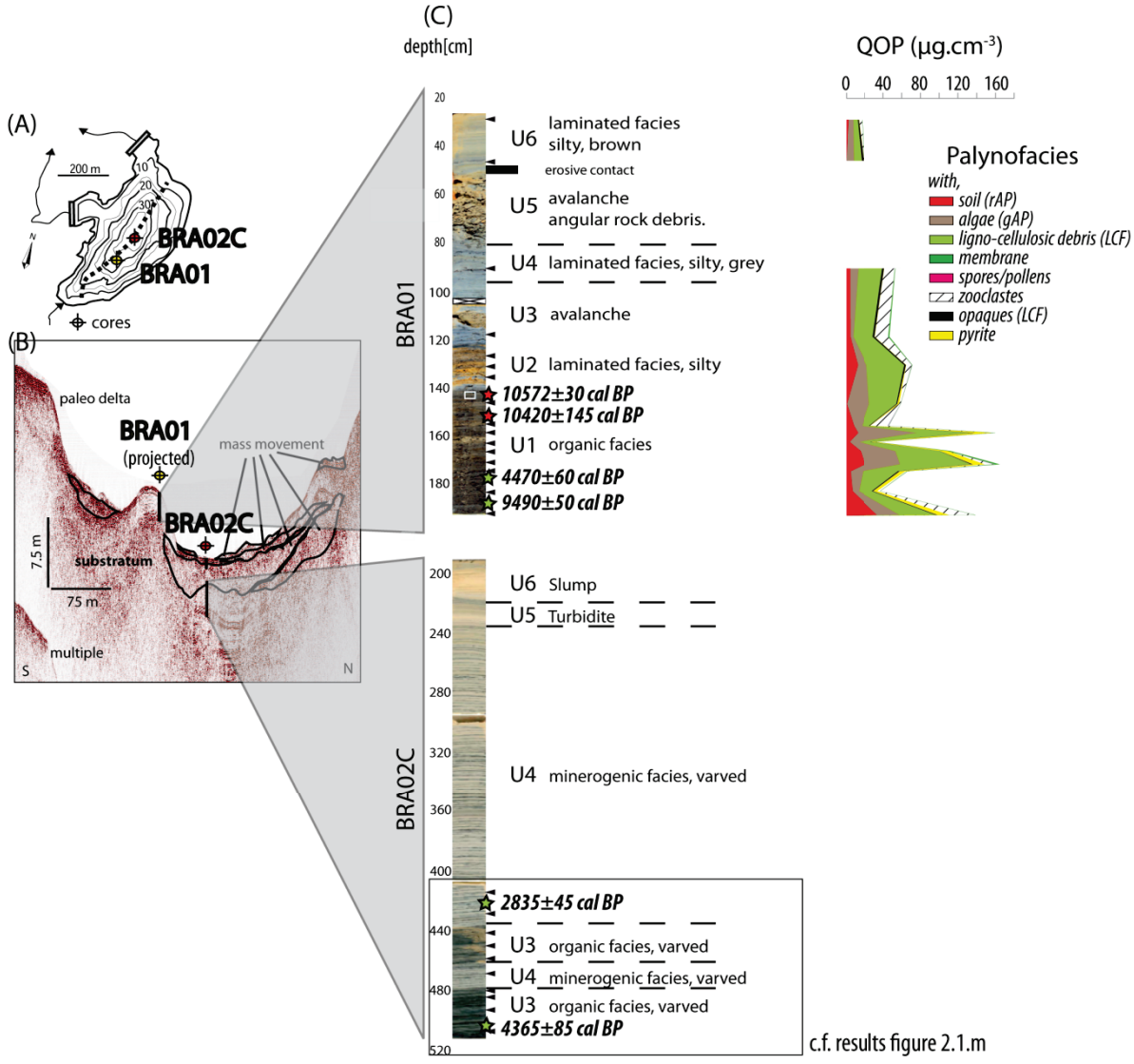


Figure 2.1.k, Carte bathymétrique du lac Bramant et localisation des deux carottages réalisés et étudiés (A). Sur cette carte un profil acquis en sismique réflexion est localisé (trait pointillé noir) et illustré (B). Les deux sites de carottages sont localisés sur ce profil longitudinal (B). Les Log stratigraphiques composites des carottes BRA01 et BRA02 réalisés d'après les observations directes des carottes sont également représentés (C).

Les chronologies de chaque séquence reposent sur des datations radiocarbones (tableau 2.1.l), effectuées sur macrorestes végétaux. La séquence BRA02C étant varvée, Guyard et al. (2007) ont également effectué un comptage de varves qui est validé par le modèle radiocarbone. Guyard et al. (2007) a alors montré que les faciès organiques U1 et U3 étaient respectivement datés entre 4160-3600 et 3300-2800 cal BP. Si la chronologie obtenue sur la crotte BRA02C est donc bien contrainte, celle issue de la séquence BRA01 met en évidence deux remaniements (âges inversés, en italique tableau 2.1.l) qui interdisent l'établissement d'un modèle d'âge. En effet, même si les âges SacA 24108 et SacA 24109 ne sont pas inversés, ils suggèrent des taux de sédimentation très faibles (0.03 mm/an) ne permettant pas d'établir correctement un taux de sédimentation moyen (si on appliquait ce taux de sédimentation moyen, la transition entre les unités U1 et U2 de la carotte BRA01 serait 12660 ans après le calage radiocarbone SacA 24108). Peut-être des hiatus sédimentaires peuvent expliquer cette dynamique de dépôt. Située sur le littorale lacustre (présence d'algues, figure 2.1.k, C), la carotte BRA01 aurait, par exemple, pu être exondée pendant certains intervalles de temps. Ces perturbations et ce faible taux de sédimentation soulignent la complexité de cette carotte littorale. Par ailleurs, les remaniements *XXX* et *SacA 24107*, positionnés au niveau de la transition entre U1 et U2, témoignent, comme les unités d'un changement dans le mode de sédimentation. Ils suggèrent, en particulier, une mise en eau brutale du lac, qui aurait pu remobiliser de la matière par une variation du niveau lacustre.

Tableau 2.1.l, Dates radiocarbones obtenues sur les séquences BRA01 et BRA02. Les calibrations ont été réalisées selon la droite de calibration de Reimer et al. (2009).

Séquence	Matériel	Laboratoire	Côte réelle (cm)	Ages radiocarbones (BP)	Ages radiocarbones calibrés (cal BP)
BRA02C	Végétal	POZ-13991	423	2760±15	2835±45
BRA02C	Végétal	POZ-13993	493	3945±45	4365±852.1.
BRA01(b)	*Végétal*	*XXX*	*140*		*10572±30*
BRA01(b)	*Végétal*	*SacA 24107*	*149*	*9260±50*	*10420±145*
BRA01(b)	Végétal	SacA 24108	178	3995±35	4470±60
BRA01(b)	Végétal	SacA 24109	195	8480±45	9490±50

Dans la séquence BRA02C, elle bien contrainte chronologiquement, les analyses organiques peuvent être exploitées pour comprendre les dynamiques glaciaires. Les teneurs

en carbone organique (TOC, %, figure 2.1.m) ont confirmé que les faciès sédimentaires U1 et U3, sont plus organiques que les autres. Ces faciès sont également caractérisés par des valeurs plus fortes du rapport inc/coh (figure 2.1.m), donné par les analyses en microfluorescence X, alors interprété comme marqueur de la teneur en matière organique des sédiments (c.f. Carozza et al., 2009[50]). Du point de vue des cortèges organiques observés, les résultats de palynofaciès quantitatif mettent en évidence que ces deux unités organiques sont des gyttjas, essentiellement composées de matériel algaire (gAP, figure 2.1.m) et de débris issus de la végétation supérieure (LCF et membranes, figure 2.1.m). Ces deux faciès organiques indiquent que pendant le Bronze ancien (4160-3600 cal BP) et le Bronze récent (3300-2800 cl BP) la diffluence du glacier de St-Sorlin était déconnectée du bassin versant du lac Bramant, diminuant, de fait, les apports en éléments minérogéniques constituant la farine glaciaire et favorisant l'accumulation de sédiment organique (Leonard, 1986). Ces interprétations avaient déjà été proposées par Guyard et al. (2007), Chapron et al. (2008) et Carozza et al. (2009)[5].

D'autre part, Carozza et al. (2009)[6] ont suggéré que ces légers retraits glaciaires ont favoriser l'implantation d'activités humaines à proximité du lac Bramant pendant le Bronze ancien. Documenté par l'archéologie (Bailly-Maître et Gognon, 2006) mais également par l'analyse des sédiments réalisées par Guyard et al. (2007) (figure 2.1.m), des indices d'activités minières et d'exploitations de minerais de cuivre (Cu/Rb, figure 2.1.m) ont, en effet, été mis en évidence et datés pendant le Bronze ancien (3870-3770 cal BP). Cette pollution métallique enregistrée dans les sédiments a été corrélée avec les extractions de chalcopyrite dans les gangues de quartz par abattage au feu, réalisées sur le site Plan des Cavales, situé environ 3 km au sud-ouest du lac Bramant en dehors de son bassin versant (figure 1.3.f, 1ère partie).

Puisque cette zone d'altitude (2500 m) est située au-delà de la limite supérieure de forêt, l'abondance de débris issus de la végétation supérieure dès le début du Bronze ancien (figurés verts en palynofaciès, figure 2.1.m) pourrait être interprétée comme marquant la nécessité de combustible pour les abattages au feu. L'apport de ces particules résulterait donc du ruissellement. Si notre hypothèse est juste, ceci suggère que les activités minières

[50] Article en co-auteur, présenté en Annexe 1.2.

du Bronze ancien soient plus proches du lac que le site Plan de Cavale. D'ailleurs des traces de grattages seraient observées sur les bordures ouest du bassin (étude archéologique en cours). De plus, l'abondance d'opaques d'origine brûlée dans les sédiments de la carotte BRA02C (figuré noir, figure 2.1.m) est contemporaine des phases de pollutions des sédiments par le Cu. Une fois encore, ces débris semblent suggérer et confirmer la présence humaine à proximité du lac pendant cette période.

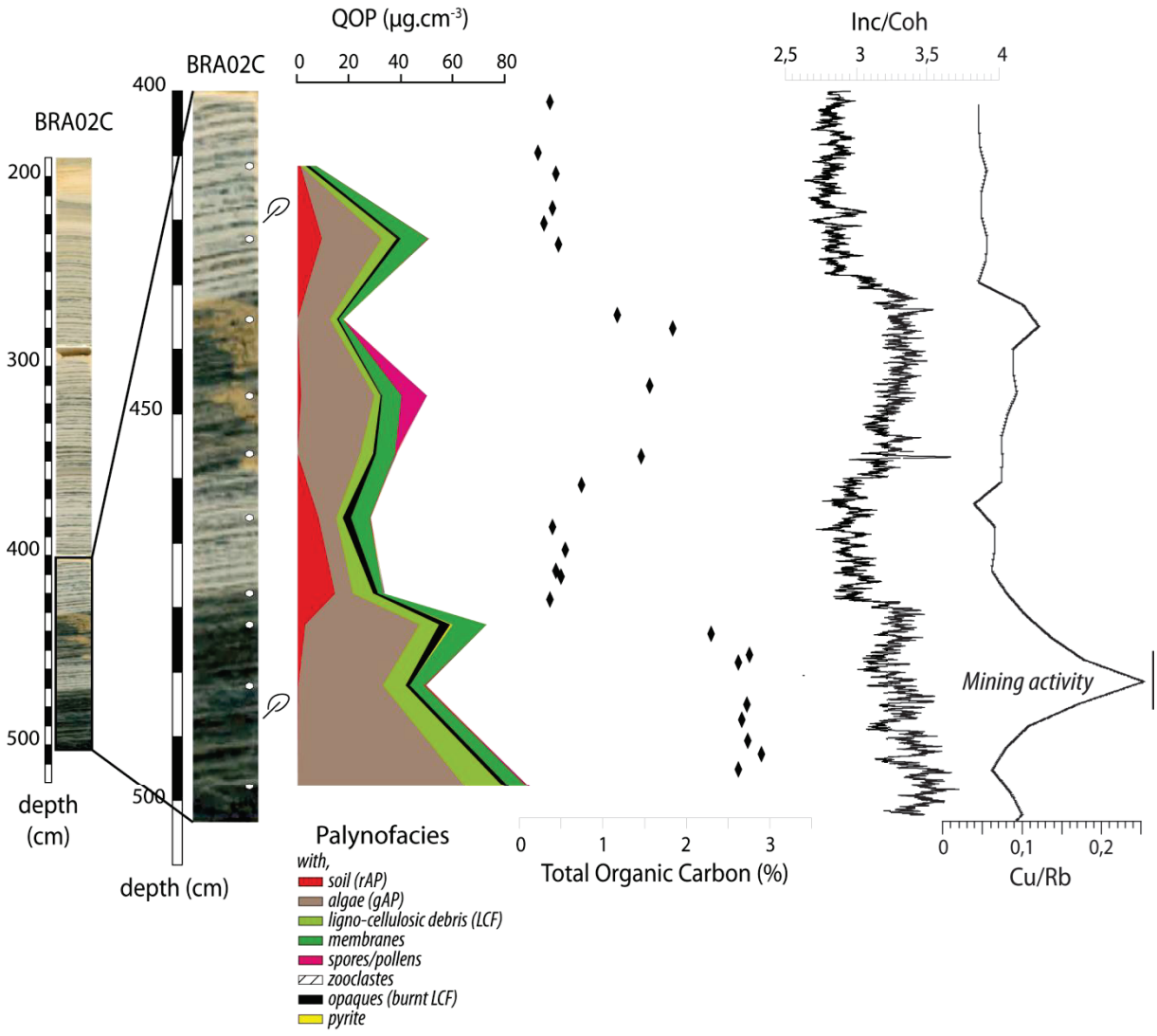


Figure 2.1.m, Analyse multiparamètres de la base de la carotte BRA02C. sont représentés les résultats de palynofaciès quantitatif (QOP), les teneurs en carbone organique total, obtenues par pyrolyse Rock-Eval, le rapport incohérence sur cohérence (Inc/Coh), issu de l'analyse en microfluorescence X avec l'appareil de type ITRAX, et le rapport cuivre sur rubidium (Cu/Rb) dont le pic est corrélé avec l'exploitation minière de Plan des Cavales (Guyard et al., 2007).

Les particules d'origine pédogénétiques, les rAP, ont été décrites dans les sols prélevés dans le bassin versant du lac Bramant (figure 1.3.f). Elles sont également retrouvées

dans les sédiments lacustres des carottes BRA01 (figure 2.1.k) et BRA02C (figure 2.1.m). Dans la séquence BRA02C, ces particules pédogénétiques sont plus abondantes dans les faciès minérogéniques U2 et U4 (figuré rouge, figure 2.1.m). Ceci suggère (i) que l'abondance en particules pédogénétiques n'est pas contemporaine des phases d'implantation humaine à proximité du lac de Bramant, et (ii) que les masses de sol érodé et piégé dans les sédiments sont plus importantes lorsque la diffluence glaciaire de St-Sorlin est connectée au bassin versant du lac Bramant. En d'autres termes, l'érosion des sols ne serait pas liée aux activités humaines passées et semble plus importante lorsqu'on est dans des conditions climatiques favorables à l'avancée glaciaire de St-Sorlin. Ces résultats vont dans le même sens que les observations faites sur le site du lac Blanc Huez, où l'abondance de particules pédogénétiques dans les sédiments a été corrélée avec des périodes climatiques plus humides, souvent associées avec des phases d'avancées glaciaires et la fonte des neiges dans le bassin versant.

En conclusion, les deux faciès de type gyttja identifiés dans les sédiments lacustres du lac Bramant mettent en évidence deux phases de légers retraits glaciaires pendant les Bronze ancien et récent (4160-3600 et 3300-2800 cal BP). Ces phases de légers retraits ont, par ailleurs, permis l'implantation d'activités humaines dans cette partie du massif pendant le Bronze ancien. Ces activités humaines ont été mises en évidence par des pollutions métalliques associées à l'exploitation de minerais à proximité du lac, mais semble également correspondre avec une surabondance des débris issus de la végétation supérieure et des débris brûlés. Ces deux indicateurs semblent, en particulier, souligner la nécessité du combustible pour ces activités minières qui fonctionnaient par abattage au feu. Pendant le Bronze moyen (3600-3300 cal BP) et après le Bronze récent (post 2800 cal BP), la diffluence du glacier de St-Sorlin est connectée à la vallée de Bramant, marquant des phases d'avancée glaciaire. Ces périodes, supposées plus humides et plus fraiches, sont associées avec une augmentation de l'érosion des sols dans le bassin versant du lac Bramant qui résulterait de la fonte des neiges. Ces résultats sont, par ailleurs, en accord avec ceux précédemment exposés issus du lac Blanc Huez.

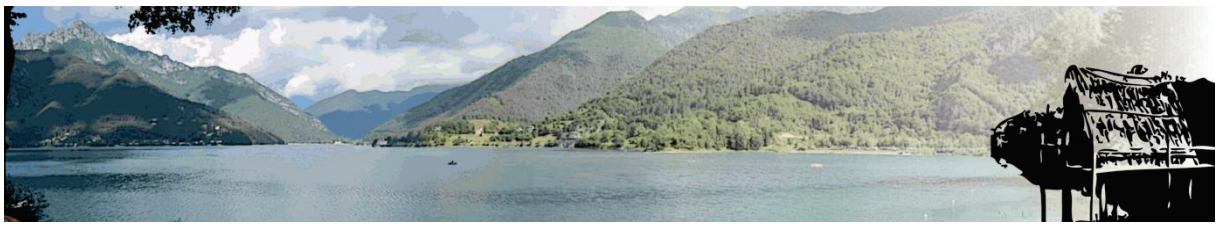
Chapitre 2.2

Lacs de piedmont dans les Alpes occidentales.

Nous présentons les résultats obtenus sur les systèmes de piedmont alpin : le lac Paladru (paragraphe 1, ANR PYGMALION) et le lac Ledro (paragraphe 2, ANR LAMA), respectivement localisés versant français et versant italien. Ces géosystèmes ont été choisis pour leurs différences géomorphologiques (bassin versant, système lacustre).



Panorama Lac de Paladru (Novembre 2009).



Panorama Lac Ledro (Juillet 2011).

1. Le lac Paladru.

1.1. Article 6, publié dans / published in « Journal of Archaeological Science », Volume 40, Issue 4, April 2013, Pages 1636-1645

Dans cet article[51], nous détaillons à l'aide de marqueurs indirects et directs les périodes d'anthropisation et leurs conséquences sur l'érosion dans le bassin versant du lac de Paladru. Une description détaillée des constituants minéraux et organiques piégés dans les sédiments lacustres nous permet d'identifier des marqueurs pédogénétiques permettant de quantifier l'érosion des sols durant l'Holocène. Comparés aux nombreux indices archéologiques disponibles autour du lac de Paladru, nos résultats suggèrent de nouvelles phases d'anthropisation du système notamment pendant le Néolithique, l'Âge du Bronze et l'Âge du Fer et auparavant non mises en évidence par les archéologues. L'identification et la quantification de biomarqueurs moléculaires spécifiques du millet cultivé ont, en effet, attesté de la présence humaine dans les versants du lac de Paladru à partir de 3400 cal BP, bien qu'aucun indice archéologique ne soit daté de cette période. Nous soulignons, dès lors, (i) la complémentarité entre les archives continentales naturelles et les données archéologiques et (ii) la mise en place de pratiques agraires locales, voire régionales à l'échelle des Préalpes françaises puisque cette même molécule est enregistrée à partir de 3700 cal BP, dans les sédiments du lac du Bourget, situé à 40 km au nord du lac de Paladru.

A terme, nos résultats suggèrent le fait qu'avant 5200 cal BP, l'érosion des sols autour du lac de Paladru résulte de péjorations climatiques essentiellement associées avec un climat plus humide (mais également plus frais autour de 8200 cal BP). Après 5200 cal BP, chaque période d'augmentation de l'érosion et de perturbation du couvert végétal est contemporaine de phases d'anthropisation, suggérant un lien étroit entre les deux. En d'autres termes, après 5200 cal BP, les phases de détritisme enregistrées dans le secteur ne sont plus forcément associées à des périodes plus humides. Ces modifications en termes d'usage des sols et de leur vulnérabilité face aux processus érosifs (les détériorations climatiques) ont conduit à une augmentation des apports minéraux et des nutriments dans le lac, modifiant le niveau trophique de celui-ci, en particulier au cours des 1600 dernières années.

[51] Une partie des résultats exposés dans cet article a été présentée par l'intermédiaire d'un présentation orale lors de la 1ère édition de French Researchers in Organic Geochemistry (Orléans, Août 2012).

Holocene land-use evolution and associated soil erosion in the French Prealps inferred from Lake Paladru sediments and archaeological evidences.

Simonneau A[a]*, Doyen E [b], Chapron E [a], Millet L [b], Vannière B [b], Di Giovanni C [a], Bossard N [a], Tachikawa K [c], Bard E [c], Albéric P [a], Desmet M [d], Roux G [e], Lajeunesse P [f], Berger JF [g], Arnaud F [h].

*corresponding author: anaelle.simonneau@univ-orleans.fr, +33 2 38 49 46 65

[a] ISTO, UMR 7327 CNRS ; Univ. Orléans ; BRGM, 1A rue de la Férollerie, 45071 Orléans Cedex 2, France.

[b] Laboratoire de Chrono-Environnement, UMR 6249 CNRS, UFR des Sciences et Techniques, 16 route de Gray, 25030 Besançon, France.

[c] CEREGE, Université Aix-Marseille, CNRS, IRD, Collège de France, Technopole de l'Arbois, BP80, 13545 Aix en Provence, France.

[d] E.A. 6293 GéHCO, GéoHydrosystème COntinentaux, Université F. Rabelais de Tours, Département Géosciences-environnement, Faculté des Sciences et Techniques, Parc de Grandmont, 37200 Tours, France.

[e] Université Lyon 1, UMR 5023 Ecologie des Hydrosystèmes Naturels et Anthropisés, ENTPE, CNRS, 3, Rue Maurice Audin, 69518 Vaulx-en-Velin, France.

[f] Centre d'étude nordiques et Département de Géographie, Univ. Laval, Québec, QC, Canada.

[g] UMR 5600 EVS du CNRS, Université Lyon 2, Faculté Ghhat, 5 Avenue Pierre Mendès-France, 69676 BRON Cedex, France.

[h] EDYTEM, Université de Savoie, CNRS Pôle Montagne, 73376 Le Bourget du Lac, France.

Abstract

A source-to-sink multi-proxy approach has been performed within Lake Paladru (492 m a.s.l., French Prealps) catchment and a six-meter long sediment sequence retrieved from the central lacustrine basin. The combination of minerogenic signal, specific organic markers of autochthonous and allochthonous supply and archaeological data allows the reconstruction of a continuous record of past human disturbances. Over the last 10000 years, the lacustrine sedimentation was dominated by autochthonous carbonates and the watershed was mostly forest-covered. However, seven phases of higher accumulation rate,

soil erosion, algal productivity and landscape disturbances have been identified and dated from 8400-7900, 6000-4800, 4500-3200, 2700-2050 cal a BP as well as AD350-850, AD1250-1850 and after AD1970. Before 5200 cal a BP, soil erosion is interpreted as resulting from climatic deterioration phases toward cooler and wetter conditions. During the Mid-Late Holocene period, erosion fluxes and landscape disturbances are always associated with prehistorical and historical human activities and amplified by climatic oscillations. Such changes in human land-used led to increasing minerogenic supply and nutrients loading that affected lacustrine trophic levels, especially during the last 1600 years. In addition, organic and molecular markers document previously unknown human settlements around Lake Paladru during the Bronze and the Iron Ages.

Keywords

French Prealps; Holocene; lake sediment; organic geochemistry; land-use; soil erosion.

1. Introduction.

To understand potential future relationships between environment, human societies and global change, it is essential to identify the past interactions between human land-use and climate fluctuations (Hurtt et al., 2006). Bosco et al. (2009) have also highlighted a probable future increase of soil erosion in the Alps. Soil erosion can result from climatic and/or anthropogenic impacts since it is mainly controlled by changes of the vegetation cover (Le Bissonnais et al., 2001). The discrimination between climate and human-induced environmental changes remains however complex and needs to be addressed by accurate proxies supported by historical or archaeological evidences. Numerous studies have demonstrated that natural archives, as lacustrine sedimentary sequences, can provide continuous high-resolution records of climate changes and anthropogenic environmental disturbances (Dearing, 2006a, 2006b; Jacob et al., 2008; Ariztegui et al., 2010).

Climate or human imprints are classically highlighted in lacustrine sediments by chemical analysis (Guiguet-Covex et al., 2011) or microfossils identification (Tinner et al., 2003), but can also be detected by organic geochemistry (Noël et al., 2001) and molecular markers (Jacob et al., 2008). Lake Paladru has been investigated by numerous subaquatic archaeological surveys along littoral environments (Colardelle and Verdel, 1993; Borel et al., 1994; Brochier et al., 2007) and is therefore particularly suitable to investigate human/climate interactions. These studies have clearly identified three phases of lake-dwellings on the littoral environments of Lake Paladru, during the Late Neolithic period, the Middle Age and the Modern times and suggested possible others occupation phases during the Iron Age and the Roman period.

In this paper, we studied a Holocene lacustrine sequence retrieved from the central basin of this glacial lake together with soils and fluvial sediments from the related watershed, in order to track the impact of both climate and human activities on the environment. The present study combines physical and chemical analysis with geochemical and petrographic characterization of the organic matter. Continuous measurements are used to describe and identify the sedimentary units of the sequence whereas the punctual organic geochemistry analyses attempt (i) to qualify and quantify the allochthonous from the autochthonous compounds with specific attention on the soil and higher-plants debris supply and (ii) to detect specific agricultural practices within the watershed of the lake. Confronting continuous sedimentological records of minerogenic supply, past upper vegetation disturbance, soil erosion and molecular markers with historical and archaeological evidences, we finally attempted to quantify the consequences of Holocene human-induced disturbances in this part of the Alpine foreland.

2. Materials and methods.

2.1. Sampling site.

Lake Paladru (45°27'N-5°32'E) is located in the French Prealps at 492 m a.s.l (Figure 2.2.a). It is a small basin of glacial origin (3.73km², 5km long, 0.7km wide, 36m deep). The catchment area of 55km² is characterized by hilly slopes formed by the Miocene molasses of the alpine belt and by glacial or fluvial deposits from the Würm period covered by modern alluvial deposits (Bravard et al., 1970). The Surand and the Courbon Rivers are the two tributaries flowing into Lake Paladru, on its western and northern edges, respectively. South of the lake, the Fure River constitutes the outlet (Figure 2.2.a). Numerous archaeological sites have been identified by subaquatic investigations in this lake. They are dated from the Late Neolithic period (2750-2730 BC, Bocquet and Noël, 1995; Colardelle and Verdel, 1993) to the Medieval times (AD1006-1032, Colardelle and Verdel, 1993; Figure 2.2.a). According to Brochier et al., (2007), each abrupt end of these lake-dwellings can be associated with rapid rise in the water lake-level.

In 2008, the sedimentary infill of the lake was imaged by high-resolution seismic profiling with a subbottom profiler of 12 kHz used from an inflatable boat and coupled with GPS navigation (Figure 2.2.a). 26km of profiles were realized and used to select a suitable location for the coring site PAL09 (45°27.478'N-5°32.348'E, Figure 2.2.a) in the central basin of the lake (36m deep). As shown in Figure 2.2.a, this core (12m-long) was retrieved in November 2009 with an UWITEC coring device operated from a platform, in area free from mass wasting deposits (MWD) producing chaotic to transparent lense-shaped bodies.

In November 2009, 23 carbonated pedological profiles, rich in carbonated gravels, and 3 river bed samples were collected at different altitudes and under different vegetation covers within the watershed of Lake Paladru (Figure 2.2.a). They are representative of the forested (11km²), grassy (5km²) and cultivated areas (35km²). Three types of soils were identified: (i) well developed Stagnosol or fluvic-Stagnosol in humid pastures and swamp areas, characterized by silty to sandy layers marked by stagnic colour pattern above 50cm deep; (ii) Colluvic Regosols downward the slopes, constituted of clayey to silty layers and

resulting from the accumulation of material and (iii) well developed (50 to 120cm thick) calcaric to hypereutric Cambisols throughout the rest of the watershed under forest, scrub or cultivated areas.

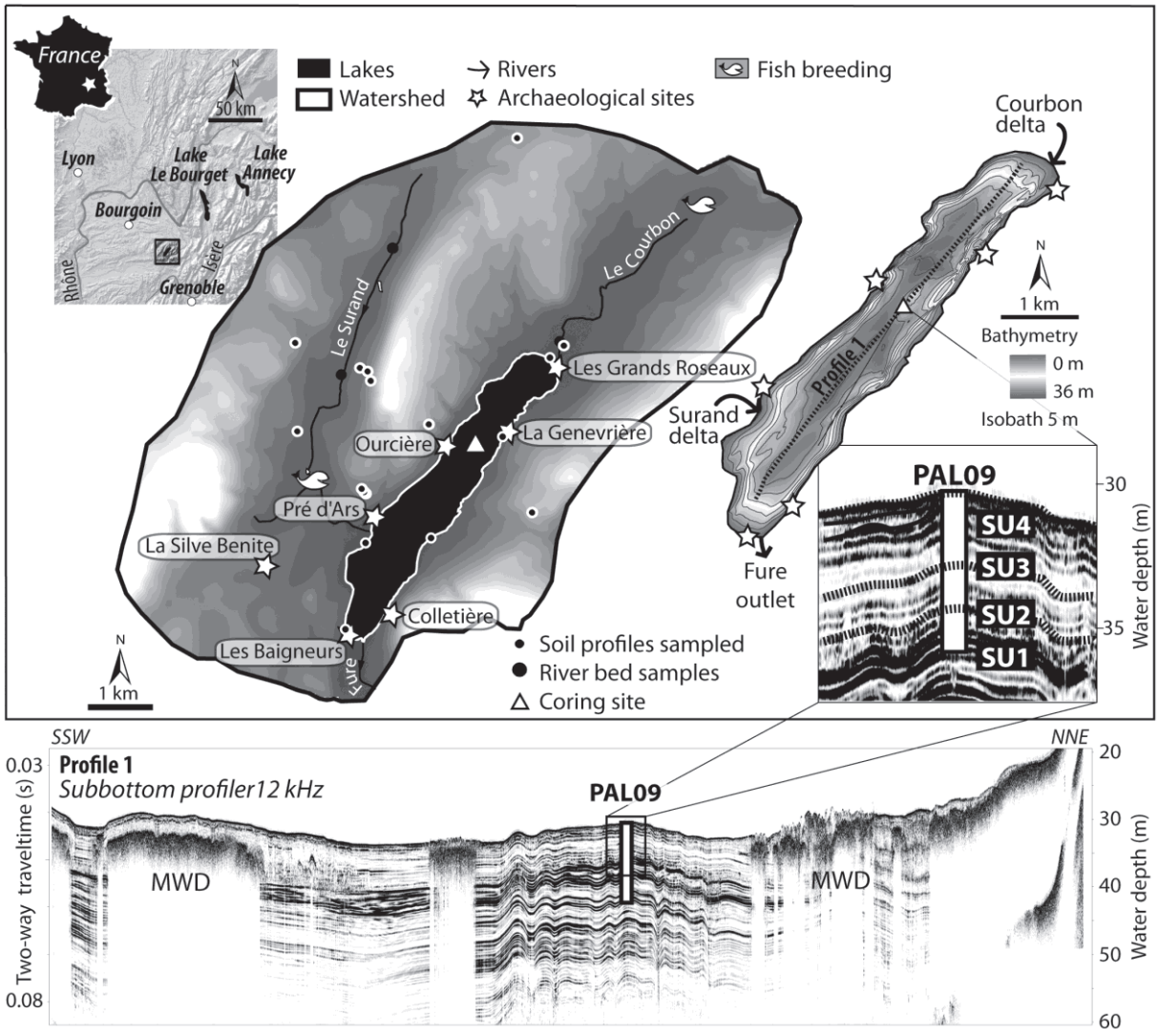


Figure 2.2.a, General localisation and geomorphological setting of Lake Paladru in the western French Prealps (left upper panel). Numerous archaeological sites (white starts) are documented by subaquatic archaeological surveys on the lake shore. The location of the longitudinal seismic profile (P1, lower panel) is given on the bathymetric map. Core PAL09 was taken in the central basin in an area free from any mass wasting deposits (MWD) remoulding the basin fill and preventing the penetration of the acoustic signal. The five first upper meters of core PAL09 presented in this study allow calibrating four different seismic units (SU1 to SU4).

2.2. Age-depth model.

The age-depth model of core PAL09 was established based on radiometric markers (^{210}Pb, ^{137}Cs) measured every five millimetres for the 16 first upper centimetres and on 18

AMS ^{14}C radiocarbon dates performed at the *Radiocarbon Laboratory* in Poznan and at the *Laboratoire de Mesure du Carbone 14* in Gif-sur-Yvette (Table 2.2.b, Figure 2.2.cB) on terrestrial vegetal remains sampled within the six upper meters. Calibrated ages were computed using the calibration curve of Intcal09 (Reimer et al., 2009) and the resulting age-depth model was interpolated by a cubic spline curve using the "clam" model developed by Blaauw (2010).

Table 2.2.b, Radiocarbon dates obtained from Lake Paladru sediment sequence PAL09. Age calibration was done using sets by Reimer et al. (2009). The two dates in italic are the rejected dates (see the text for more details).

Method	Material	Laboratory	Depths (cm)	Radiocarbon ages	Calibrated ages (cal. yr BP)
AMS ^{14}C	Wood	Poz-37099	60	750±60	712±78
	Wood	Poz-37096	99	1250±30	1220±54
	Vegetal	SacA 20695	101	1245±30	1192±75
	Wood	SacA 20696	126	1525±25	1385±37
	Wood	Poz-37098	161.5	2220±60	2228±119
	Wood	SacA 20699	191	2670±30	2773±26
	Wood	SacA 20697	231	3410±30	3648±73
	Wood	Poz-37094	261	4210±40	4692±73
	Vegetal	SacA 20701	266	4270±35	4846±34
	Wood	SacA 20700	301	5055±30	5818±83
	Wood	Poz-37093	331	6650±80	7528±100
	Wood	Poz-37095	395	8670±50	9652±116
	Wood	*Poz-37100*	*429*	*9880±90*	*12576±63*
	Vegetal	SacA 20694	429	10590±45	11407±244
	Wood	*Poz-37092*	*481*	*12470±80*	*14601±446*
	Vegetal	SacA 20698	510.5	12020±50	13881±131

2.3. Mineral and organic signals.

Non-destructive laboratory descriptions of core PAL09 were supported by physical analyses of the magnetic susceptibility (MS, Figure 2.2.c, A) acquired at each centimetre using a Geotek Multi Sensor Core Logger System and high-resolution elemental analyses performed with the X-ray fluorescence core scanner (ITRAX, Cox Analytical Systems, Croudace et al., 2006). The relative abundance of elements, such as Ti, was measured each 5mm using a chromium tube as the X-ray source at 30kV and 12mA, with 15s of counting time. A total of 70 samples from the first six meters of core PAL09 and 34 samples from soils and river beds were selected for destructive geochemical analyses. Bulk inorganic carbon contents were measured with a LECO-CNS-2000 (Figure 2.2.c, A, Weliky et al., 1983). Bulk

geochemical study of the organic matter was obtained by Rock-Eval pyrolysis to characterize the organic content of natural samples by thermal cracking. The Total Organic Carbon (TOC) and the Hydrogen Index (HI) are the two main parameters used to characterize soil organic matter (Di-Giovanni et al., 1998; Sebag et al. 2006) or to identify the organic matter origin in lacustrine environments (Talbot and Livingstone, 1989). The TOC represents the amount of organic carbon in samples (%) and the S2 (or the HI, HI=S2/TOC in $mgHC.g^{-1}TOC$) corresponds to the chemical quality of the organic compounds. Its decrease highlights the oxidation of the organic matter in the sediment or a contribution of terrestrial material (Ramanampisoa and Disnar, 1994). Quantitative organic petrography was done on the same set of samples. It consists of the optical identification and quantification of the organic constituents present in a constant volume of sediment ($1cm^3$) or in one gram of soil, after elimination of carbonate and silicate phases by hydrochloric and hydrofluoric treatments (Graz et al., 2010). Components are characterized by their optical properties (colour and reflectance), their forms (amorphous or figurative) and their origins (algal, phytoclastic or fossil, Tyson, 1995).

In addition, 40 samples from core PAL09 were selected for lipid analyses. Following Jacob et al. (2008), they were ultrasonically extracted using a mixture of dichloromethane: isopropanol (2: 1 v/v) and separated into neutral, acidic and polar compounds on aminopropyl-bounded silica. The concentrations of specific molecular markers such as pentacyclic triterpene methyl ethers (PTMEs) were estimated by gas chromatography-mass spectrometry. Jacob et al. (2008 and 2009) demonstrated that the sedimentary miliacin was the only PTME specific of the broomcorn millet and that its detection in lacustrine sediments by gas chromatography indicated that this PTME was produced in significant amount in the catchment. Since the first occurrence of miliacin was dated from 3700 cal BP in Lake Le Bourget lacustrine sediments (Jacob et al., 2008), we focused our analyses of Lake Paladru sediments on the time-interval 4500-2000 cal BP, in order to document if such practice was regional and synchronous.

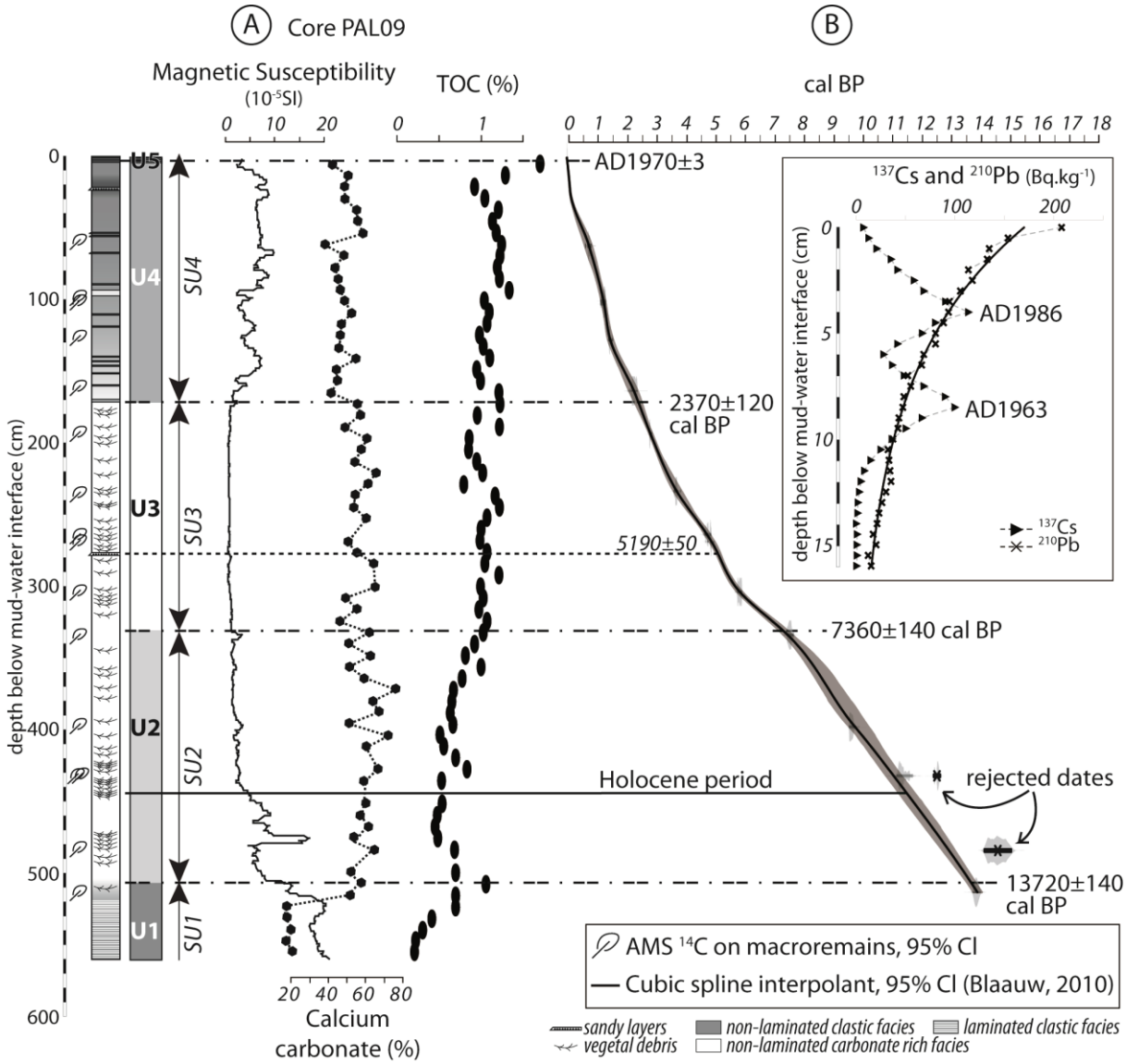


Figure 2.2.c, The Master core PAL09 (A) is divided into 5 sedimentary units (from U1 to U5, from base to top) defined by variations of the magnetic susceptibility and calcium carbonate or total organic carbon (TOC) contents. Calcium carbonate amounts are calculated from the inorganic carbon measurements. The age depth model of core PAL09 (B) is supported by radiometric measurements (window) and by 15 radiocarbon ages (white leaves) detailed in Table 2.2.b.

3. Results.

3.1. Lake Paladru sediment infill and chronology.

The substratum morphology of Lake Paladru has not been imaged by the seismic profiles and suggests that the sediment infill reaches more than 40 meters (Figure 2.2.a). The lake is composed of one main 36-m deep subbasin. In the central part, the rare windows of

acoustic penetration show a well stratified basin infill, characterized by parallel high-amplitude reflections. At the coring site, four seismic units (SU) have been identified (Figure 2.2.a). From the bottom to the top, SU1 is defined by high-amplitude and high frequency reflections, SU2 by lower-amplitude and lower frequency reflections, SU3 by an acoustically transparent unit interrupted by only one continuous reflection and SU4 by high-amplitude and low frequency reflections.

For the Holocene age-depth model of PAL09, two dates have been rejected (Figure 2.2.c, B, Table 2.2.b) for being too old and potentially reworked. The Holocene period thus covered the 445 upper centimetres (Figure 2.2.c, B). Modern age-depth model at site PAL09 is based on two distinct peaks in ^{137}Cs at 8.5 and 4cm below lake floor (Figure 2.2.c, B), interpreted as corresponding to nuclear-weapons testing at AD1963 (Beck et al., 1990) and the Chernobyl accident at AD1986 (Anspaugh et al, 1988), respectively. This is supported by dates estimated using the ^{210}Pb constant-flux, constant-supply model (Appleby and Oldfield, 1978).

MS, carbonate contents and TOC led to define five sedimentary units (U1 to U5, from base to top, respectively, Figure 2.2.c, A). U1 is defined by the highest MS values of the sequence (20.10^{-5}SI) and by the lowest calcium carbonate and organic contents (20% and <0.5%, respectively). The transition with the second unit U2 occurred around 13720±140 cal BP (Figure 2.2.c, B) and matches the transition between SU1 and SU2. U2 is characterized by fluctuations of MS (from 17 to 3.10^{-5}SI) values and higher calcium carbonates and organic amount than in U1 (>50%, 0.5<TOC<1%, respectively). The U2 mean accumulation rate is equal to 0.3mm.yr^{-1}. Around 7360±140 cal BP, the sedimentation shifted to unit U3 defined by low and stable values of MS (around 1.10^{-5}SI), high carbonates content (>50%), increasing values of TOC (from 0.8 to 1.2%) and a mean accumulation rate equals to 0.3mm.yr^{-1}. One atypical light-coloured thin layer with a sharp base, dated from 5190±50 cal BP, is identified by eye-description and matches the acoustic reflection observed through SU3 on seismic profiles. Around 2370±120 cal BP, the accumulation rate increased to 0.7mm.yr^{-1} reflecting a change in the sedimentary infill that corresponds to the transition towards U4 which is characterized by increasing values of MS (>5.10^{-5}SI) but constant carbonate and organic contents (50% and 1.2%, respectively). Higher MS values through U4 (>6.10^{-5}SI) highlight

some dark-coloured thin layers, whereas lower values (<5.10^{-5}SI) correspond to light-coloured carbonate rich layers. Finally, U5 is characterized by lower values of MS (2.10^{-5}SI), lower carbonate contents (40%) but the highest values of TOC (1.7%). Even if this last sedimentary unit is too thin to be recognized on seismic profiles, its onset in AD1970±3 suggests that U5 marked an important modern modification in the environment since the accumulation rate reached 1.8mm.yr^{-1}.

3.2. Specific organic signals of soils, river-beds and lacustrine sediments.

Soils and river beds samples (dark squares and grey triangles, respectively, Figure 2.2.d, A) are characterized by various TOC contents (from 0.04 to 12.14%) and HI values essentially inferior to 300 mgHC.g^{-1}TOC (from 337 to 118 mgHC.g^{-1}TOC) typical of the terrestrial pole described by Millet et al. (2007). Two groups of organic components are identified in soils (whatever the layer) and river-beds (Figure 2.2.d, B): (i) non-pollen microfossils with colloidal red amorphous particles defined by diffuse external limits and without internal structures (rAP), ligno-cellulosic fragments (LCF) and opaque particles without high reflectance and (ii) pollen microfossils represented by spores and pollens. The rAP are similar to the ones observed in soils or lacustrine environments by Sebag et al. (2006) or Noël et al. (2001) and correlated to pedological origin. They are preferentially delivered by runoff process occurring on grassy areas whereas LCF come from runoff on forested topsoils (Graz et al., 2010). Besides, topsoil layers are always characterized by TOC superior to 2% and by the highest HI values (Figure 2.2.d, A) corresponding to the preponderance of higher-plants debris (LCF) which form the litter on the surface of each topsoil (Sebag et al., 2006). This fresh organic matter is also abundant in fluvial sediments (Figure 2.2.d, A), suggesting that it can be easily transported from the catchment to the lake by rivers.

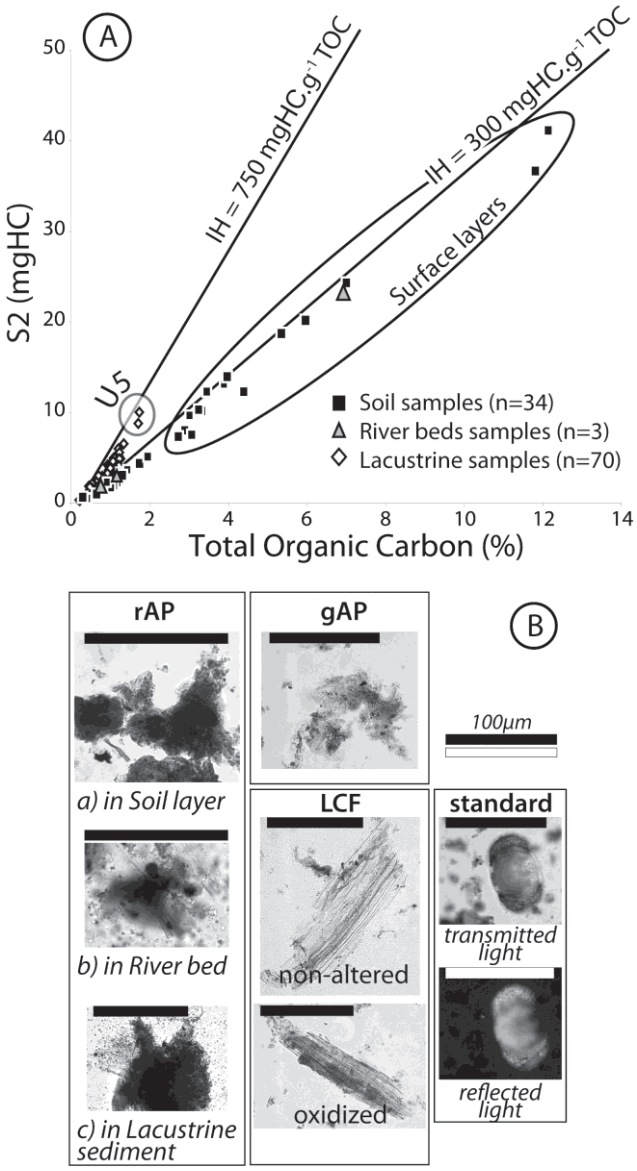


Figure 2.2.d, Rock-Eval pyrolysis results (A) are represented on a S2 (mg HC) versus Total Organic Carbon (TOC, %) diagram for soil (black squares), river-beds (grey triangles) and lacustrine (white diamonds) samples. Black full lines 750 and 300 mgHC.g^{-1}TOC represent the aquatic and the terrestrial domains, respectively. The main components of the organic fraction identified and quantified by quantitative organic petrography are presented (B). Red Amorphous Particles (rAP) and ligno-cellulosic fragments (LCF) are found in soil, river-beds and lacustrine samples whereas grey Amorphous Particles (gAP) are only

Lacustrine sediments (Figure 2.2.d, A) are defined by various TOC contents (from 0.2 to 12%) and HI values fluctuating between 750 and 300 mgHC.g^{-1}TOC that is between the algal pole (Talbot and Livingstone, 1989) and the terrestrial one (Millet et al., 2007). It corresponds to a mixture of autochthonous and allochthonous material in the background lacustrine sediment. As previously presented, measurements performed in the sedimentary unit U5 are characterized by the highest organic carbon content (1.7%) and by the highest HI values (Figure 2.2.d, A). Quantitative organic petrography analyses have demonstrated that all lacustrine samples only differ from the watershed ones by the presence of grey amorphous particles (gAP, Figure 2.2.d, B) corresponding to products of algal growth in the lake waters (Patience et al., 1995). Since the gAP content (Figure 2.2.e, A) and HI values

(Figure 2.2.e, B) are correlated (R=0.86, p<0.001), HI therefore reflects the algal contribution into Lake Paladru sediments. The abundances of rAP and LCF within the lacustrine sediment are depicted in Figures 2.2.e, C and D, respectively. Both particles are transported by sheet runoff processes affecting the entire surface of the catchment since slopes are below 30% (Cerdà, 1998).

4. Discussion: Human- or climate-induced Holocene soil erosion and upper-vegetation disturbances.

The evolution of the sedimentation accumulation rate (Figure 2.2.e, E) reflects both autochthonous (Figure 2.2.e, A) and allochthonous (Figures 4C and 4D) contributions from the water column and from drainage-basin, respectively. Periods of higher accumulation rates are characterized by synchronous higher phytoplankton production and enhanced soil erosion (Figure 2.2.e). Following Reynolds et al. (2000), soil organic fraction supply can promote nutrients loadings and favour algal productivity. Lakes can in addition be considered as integrative sinks both of past large scales environmental changes induced by climate and of local anthropogenic activities usually restricted to the vicinity of the villages (Bouby and Billaud, 2001). The organic and the minerogenic composition of the lacustrine sediment have been used to discuss whether soil destabilizations are caused by Holocene human land-use or climate (c.f. Noël et al., 2001; Chapron et al., 2005; Arnaud et al., 2012). Indeed, the rAP/LCF ratio (Figure 2.2.e, F) corresponds to the respective contribution of less vegetated *versus* forested topsoil layers in the fluxes of terrestrial organic matter transported to the lake by runoff (Di Giovanni et al., 2000). However, disturbed areas affected by human land-use, such as cultivated places, are preferentially eroded (Duchaufour, 1983) and can thereby artificially and significantly increase the ratio rAP/LCF even if the catchment is forest-covered. Inversely, a drop in the ratio rAP/LCF can result from intensive land-used, such as ploughing, affecting deeper soil layers where the ratio rAP/LCF is constant whatever the vegetation cover (Graz et al., 2010) and not from a reforestation. Such limits highlight the necessity to compare the ratio rAP/LCF with indirect measurements, such as minerogenic supply (titanium for example, Figure 2.2.e, H) which points to enhanced

physical weathering of alumino-silicates within soil layers that can be due to climate or more intense land-use (Massa et al., 2012).

Since 13720±140 cal BP, Lake Paladru is characterized above SU1 by a drastic drop of clastic supply (documented both by high sediment MS and Ti supply), an increase of calcium carbonate production in the water column and a rise in TOC (Figure 2.2.c, A) that favoured the onset of a lacustrine drape (Figure 2.2.a). During the Early Holocene period, autochthonous carbonates and algae production dominated the sedimentation, while the Mid-Late Holocene is characterized since ca. 5200 cal BP by both a progressive and irregular rise in minerogenic (MS, Ti) and organic (rAP) soil supply (Figures 2.2.c, A, 2.2.e, C and H) and a gentle decrease in upper vegetation debris inputs (LCF, Figure 2.2.e, D) suggesting a drop in the forested cover. Besides, this change could match first regional human land-use (Berger et al., 2007a). The evolution of rAP/LCF is afterwards reflecting a mainly forested watershed during all the Holocene period (Figure 2.2.e, F). Seven main phases of higher accumulation rates (Figure 2.2.e, E) are recorded (grey strips, Figure 2.2.e) and correspond to periods of enhanced erosion of the soil organic fraction (Figure 2.2.e, C) and higher landscape disturbances (Figure 2.2.e, F). They are dated from 8400-7900, 6000-4800, 4500-3200, 2700-2050 1600-1100 cal BP, AD1250-1850 and after AD1970. LCF particles show, in addition, exceptional high concentrations around 5650 and 5000 cal BP.

4.1. 8400-7900 cal BP: climate-induced disturbance during the Early Holocene.

The time interval between 8400 and 7900 cal BP is well known as a colder and more humid specific period through the North Atlantic regions and the Alps (von Granfenstein et al., 1999). This climatic change involved an increase in regional humidity in Western Europe (Magny et al., 2001) and modified the upper vegetation cover in the Alpine region (Haas et al, 1998). It seems that the “8200 cal BP climatic deterioration” identifified by von Grafenstein et al. (1999) in the Nrothern Alps foreland also slightly influenced the vegetation cover of the drainage-basin of Lake Paladru since higher values of the rAP/LCF ratio are recorded (Figure 2.2.e, F). It also favoured a weak increase of soil erosion (Figure 2.2.e, C) in

the drainage basin of Lake Paladru which induced higher algal production (Figure 2.2.e, A). Similar trends and processes are described during this period by Hede et al. (2010) in Northern Europe.

4.2. 6000-5500 and 5200-4800 cal BP: various disturbances during the Neoglacial transition.

From 6000 to 4800 cal BP, algal production as well as soil particles and upper vegetation debris contributions increased at site PAL09 (Figures 4A, 4C, 4D). This could result from the transition to a more humid climate which did not influence the vegetal covered but enhanced inwash of soil nutrients, favouring algal productivity. This increase in soil erosion could in particular result from the higher runoff documented at the onset of the Neoglacial period (Wanner et al., 2011), characterized in the Alps by changes in moisture conditions (Haas et al., 1998). In agreement with paleoenvironmental reconstructions from Bocquet and Noël (1995), the rAP/LCF ratio indicates that the catchment of Lake Paladru was forested and not affected by landscape disturbances (Figure 2.2.e, F). At the regional scale, and more specifically in the Rhône valley floodplains, at Lake Le Bourget and at the Bourgoin swamp (Figure 2.2.a), Late Neolithic sites are in addition documented (Marguet et al., 2008, Berger, 2007a, Gauthier and Richard, 2009, Bernigaud, 2012). Human settlements and woodland exploitation were also firmly established by 4950 cal BP on the southern shore of Lake Paladru (Figures 1 and 4, Bocquet and Noël, 1995), suggesting that human activities could impact their environments in this part of the Prealps. Such practices may have induced disturbances within a catchment and could have contributed to the higher erosion of soil particles detected in core PAL09. However, since no significant landscape disturbance has been detected by the rAP/LCF ratio (Figure 2.2.e, F), it is very likely that Neolithic woodland exploitation were restricted to the vicinity of the villages notably located close to the lake outlet. It suggests that lacustrine sedimentation at site PAL09 is mainly sensitive to environmental changes upstream from its tributaries (i.e. the northern parts of the drainage-basin). This further indicates that around Lake Paladru, the Late Neolithic period was more driven by progressive regional hydrological changes (Magny, 2004; Arnaud et al., 2005; Chapron et al, 2005) rather than human influences.

4.3. 4300-3200 cal BP: Bronze Age agrarian activities and associated consequences.

A phase of progressive watershed disturbance and higher soil fluxes started in 4300 cal BP and reached its maximum in 3300 cal BP (Figures 2.2.e, F and C). This time interval is documented as being a period of warmer and drier climate marked by two phases of reduced glacial activity in the Western French Alps (Guyard et al., 2007) allowing the development of high-altitude upper vegetation (Carozza et al., 2010). Such climatic conditions could not explain the progressive increase of soil particles erosion (Figure 2.2.e, C and increase in rAP/LCF ratio, Figure 2.2.e, F) suggesting enhanced runoff processes and a wetter climate. During the same time lapse, Alpine human occupations are well documented through the Rhone valley nearby Lake Paladru (Figure 2.2.a, Berger et al., 2007b; Bernigaud, 2012) but only suggested by Brochier et al. (2007) around Lake Paladru. The first occurrence of miliacin in the sedimentary infill of Lake Paladru is however detected and dated in 3500 cal BP (Figure 2.2.e, G) and reached its highest concentration in 3200 cal BP. Miliacin occurrence in Lake Paladru is thus almost synchronous (i) with the beginning of the millet cultivation around Lake Le Bourget in 3700 cal BP (Figure 2.2.a, Jacob et al., 2008) and (ii) with the extensions of agricultural territories and the development of sites with storage structures in the region during the second half of the Early Bronze Age (Berger et al., 2007b). It suggests that despite the absence of archaeological evidence of lake-dwelling along littoral environments, agrarian activities were developed within the drainage-basin of Lake Paladru during the Bronze Age period. The progressive increase of the ratio rAP/LCF since 4500 cal BP seems therefore to correspond both to the expansion of landscape openning for cereals cultivation and to the first rise of human-induced soil erosion.

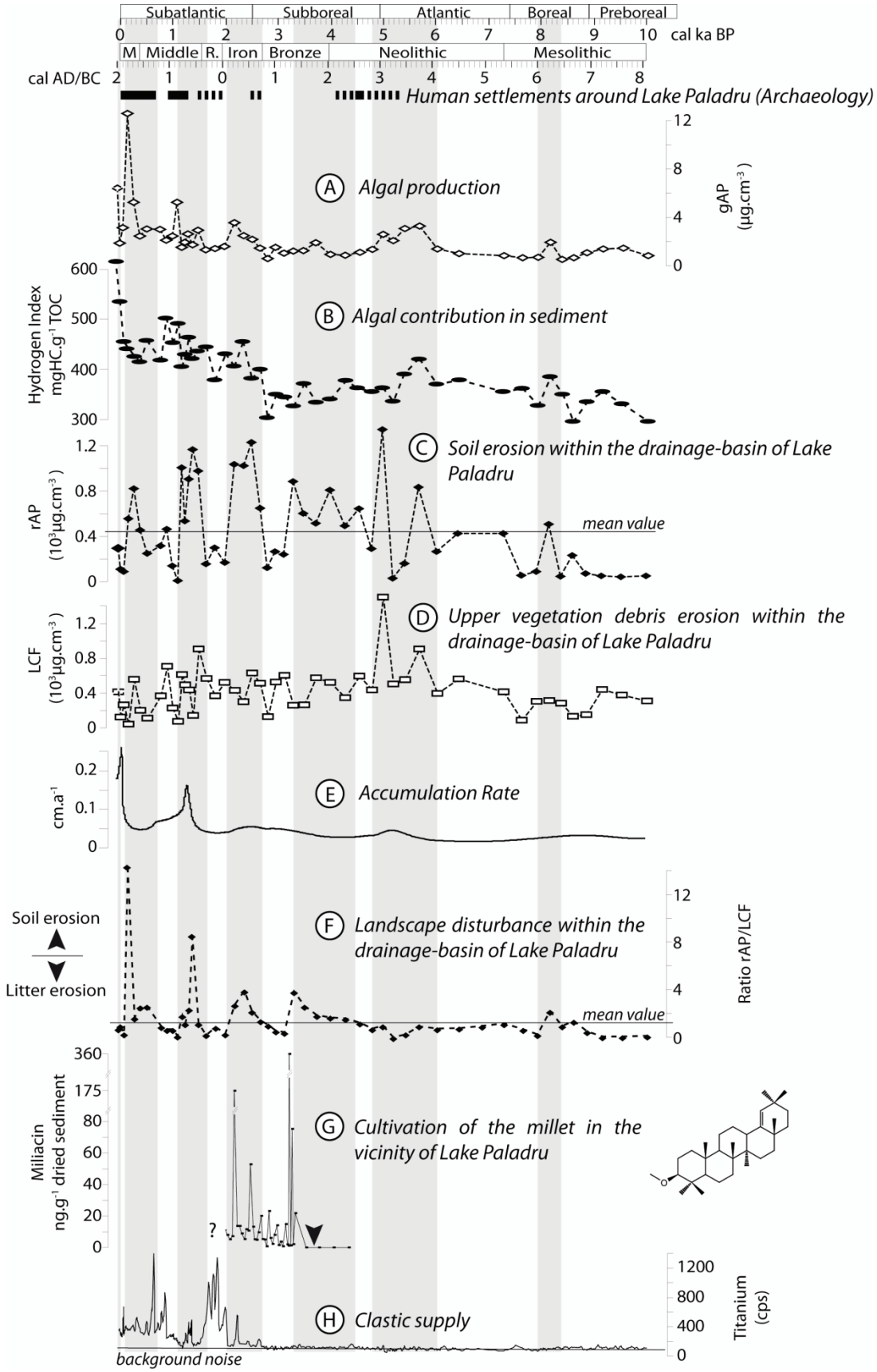


Figure 2.2.e, Synthetic presentation of Lake Paladru data collected at core PAL09. The algal content quantified by quantitative organic petrography (A) is compared to the hydrogen index (HI) delivered by Rock-Eval pyrolysis (B), the soil particles (rAP) content quantified by quantitative organic petrography (C), the ligno-cellulosic debris (LCF) amount quantified by quantitative organic petrography(D), the accumulation rate expressed in cm.a-1 (E),

the ratio rAP/LCF (F), the occurrence of miliacin molecular biomarker in Lake Paladru sediments (the black arrow symbolised the first occurrence of miliacine in Lake Le Bourget sediments, from Jacob et al., 2008) (G) and the titanium content (H) measured by XRF core scanning.

The abrupt decrease in miliacin concentration in 3100 cal BP at site PAL09 is synchronous with the decrease of the ratio rAP/LCF (Figure 2.2.e, F) reflecting the drop in soil particles erosion (Figure 2.2.e, C). This abrupt stop coincided with the quasi absence of human activities in littoral environments of Lake Paladru (Brochier et al., 2007) and with regional abandonment of farmland during the Late Bronze Age period (Berger et al., 2007b). Furthermore, this time-interval is marked by regional colder and more humid periods in the French Alps (Arnaud et al., 2005; Chapron et al, 2005; Guyard et al., 2007; Debret et al., 2010). The synchronicity between the lowering of human impacts at Lake Paladru and the climatic pejoration thus supports the interpretations of Magny (2004) and Jacob et al. (2008) that regional climate-related cultural changes favoured the abandonment of lake-dwellings sites in Prealps during the Late Bronze Age.

4.4. 2700-2050 cal BP: Iron Age agrarian activities and drastic soil erosion.

The 2700-2050 cal BP time interval is a second phase of watershed disturbance (Figure 2.2.e, F) associated with millet cultivation (Figure 2.2.e, G). As previously, this period is synchronous with the nearby Lake Le Bourget sedimentary record (Jacob et al., 2008), confirming a regional agrarian pattern in the French Prealps, itself synchronous with regional anthropogenic pressures (Berger et al., 2007b). This period of higher soil erosion (Figure 2.2.e, C) is in addition marked by the occurrence of first traces of titanium at PAL09 coring site (Figure 2.2.e, H). The simultaneous presence of organic and minerogenic pedological markers seems to indicate that until 2700 cal BP, soil disturbance was not enough intense to generate physical weathering. During the Iron Age (Hallstatt and La Tene periods), soil organic fluxes were indeed two times superior to the ones recorded during the first phase of millet cultivation (Figure 2.2.e, C). It could indicate the intensification of both soil erosion and human land-use. It seems thus very likely that the first phase of exploitation, in the Mid-

Late Bronze Age, only affected the superficial soil layers rich in organic fraction (rAP), while during the Iron Age, soil erosion in similar areas (or different land-use) have reached deeper layers richer in the mineral fraction. The convergence of ploughing practices intensification and of a global climatic degradation (van Geel and Rensen 1996) could thus explain this abrupt change in soil erosion process.

After 2050 cal BP, miliacine content in lacustrine sediments were not analysed, but lower soil erosion and lower rAP/LCF ratio are recorded within the sediment until 1600 cal BP (Figures 2.2.e, C and F) and contrast with the higher titanium supply (Figure 2.2.e, H). If some peaks of titanium could be related to flood events induced by heavy rainfall or storm events, enhanced titanium supply at site PAL09 can hardly be explained by wetter climate, since the time interval 2050-1600 cal BP corresponds to a sharp drop in lake-level in the Alpine region (Magny, 2004). The minerogenic supply during this period could therefore essentially result from the progressive destabilization of soil deeper layers initiated during the Iron Age in the drainage basin. It suggests an evolution of human land-use to intensive disturbances, such as deeper ploughing, which could remobilize deeper soil layers richer in minerogenic compounds and explain the diminution of the soil organic matter supply (Figure 2.2.e, C). This interpretation is in agreement with Berger et al. (2007a) who documented both human-induced extensive weakening of the soil systems and increasing minerogenic suspension load in the fluvial systems of the Rhone watershed, between 2050 and 1850 cal BP at the regional scale. In addition, the dilution of soil organic nutrients loading by minerogenic inputs induced a lowering of the algal production in Lake Paladru during this period (Figure 2.2.e, A). .

4.5. 1600-1100 cal BP (AD350-850): Early Medieval human-induced soil erosion.

Between AD350 and AD850, core PAL09 recorded both enhanced organic and minerogenic pedological supply (Figures 2.2.e, C and H) which increased the rAP/LCF ratio (Figure 2.2.e, F). This period matches well-documented human activities within the Prealps (Noël et al., 2001; Berger et al., 2007a) and notably within the catchment of Lake Paladru

where Brochier et al. (2007) and Borel et al. (1994) described enhanced detritism phases and land openness interpreted as resulting from the development of medieval human communities. Indeed, the new increase in soil organic supply suggests an extension of human land-use and soil erosion to previously preserved territories. Such new landscape instabilities induced drastic modifications in Lake Paladru trophic levels since the algae production was multiplied by more than three (Figure 2.2.e, B). This phase correspond with a very high detritic period associated with a plurisecular Rhone river floods increase in the Lake Le Bourget (Chapron et al, 2005; Arnaud et al. 2005; Debret et al, 2010) and with a torrential activity of the Rhone river and its tributaries in the upper Rhone valley.

4.6. 950 cal BP (AD1000) in Lake Paladru.

Between AD850-1200, lower soil supply and associated algal productivity are recorded in core PAL09 (Figures 2.2.e, C, H and A) suggesting a relative stability of the landscape, in agreement with a regional pattern documented by Berger et al. (2007a) between AD900-1300/1500. Borel et al. (1994) and Brochier et al. (2007) largely documented a period of lower lake-level allowing the development of lake-dwellings at AD1000 (Figure 2.2.a) along the littoral environments of Lake Paladru. This drier period suggests lower runoff process and could therefore explain the lower terrestrial fluxes recorded at core PAL09. Intensive human-induced soil destabilizations within the drainage basin were however described between AD1000-1040 (Borel et al., 1994; Brochier et al., 2007) and identified as the cause of the abrupt end of the Colletière village, in AD1040 (Brochier and Druart, 1993). If no higher organic terrestrial supply are detected in core PAL09, the increasing contribution of titanium around AD1000 (Figure 2.2.e, H) could attest of the cumulative effects of human-induced deep soil destabilization around Lake Paladru and an increase of runoff processes due to large-scale climate deterioration phases documented in the Alps by Wanner et al. (2011). This interpretation is in agreement with the conclusions from Brochier et al. (2007) who suggested that both climate and human activities during this period could have affected the geomorphology of the lake outlet and induced a rapid rise of Lake Paladru level leading to the desertion of the Colletière village.

4.7. AD1250-1850: Little Ice Age and historical human imprints in Lake Paladru sediments.

After AD1250, organic and minerogenic terrestrial markers increased (Figures 2.2.e, C, F and H) suggesting a new phase of enhanced soil erosion favouring algal productivity (Figure 2.2.e, A). This significant environmental change could result both from (i) a regional imprint of a wetter and colder climate during the Little Ice Age (Chapron et al, 2002, 2007; Magny et al., 2011; Wanner et al. 2011) which probably contributed to the increase in soil erosion, and (ii) significant human pressures in the catchment area of Lake Paladru. According to Colardelle and Verdel (1993), the historical ecclesiastical activities within Lake Paladru watershed have consisted of intensive disturbances resulting from the development of agriculture and fish breeding in artificial reservoir lakes (Figure 2.2.a). It seems therefore that such activities deeply affected the vegetation cover and favoured enhanced terrestrial fluxes to the lake.

4.8. Post AD 1850: Modern human-induced disturbances.

Algal production in Lake Paladru became maximal during the Modern time after AD1970 (Figure 2.2.e, A).These modern drastic environmental changes confirm that human activities and in particular modern agriculture practices are not limited to erosion processes but also deeply affected the trophic state of Lake Paladru (Touchart, 1993).

5. Conclusions.

Past interactions between human land-use and climate fluctuations in Lake Paladru are documented using the minerogenic and organic signals of lacustrine sediment with archaeological data. The study of the sedimentary organic matter allows in particular discriminating, identifying and quantifying organic components originating from the

autochthonous production from those derived from runoff processes on soils. During the Early-Mid Holocene (10000-5200 cal BP), lacustrine sediment was essentially made of algae and autochthonous carbonates and the catchment was largely forested. The abrupt climatic event from 8200 cal BP induced a decrease of the upper vegetation cover and higher soil erosion reflecting an abrupt colder and more humid episode. After 5200 cal BP, the enhanced soil erosion resulted of climatic deterioration phases typical of the Neoglacial period, and/or higher human pressures within the watershed of Lake Paladru already documented by archaeologists or historical writings during the Late Neolithic, the Middle Age and the Modern period. Previously unknown phases of human activities are identified during the Bronze, the Iron and the Roman periods. Each of them was associated with enhanced soil weathering characterized by higher terrestrial organic and minerogenic supply, resulting from human-induced land openness and/or deep soil destabilization induced by modification of human land-use. Molecular markers, such as the miliacin, brought further information about past regional agrarian practices and agricultural dynamics through the Prealps, in particular considering the broomcorn millet. It particularly attests of the human presence around Lake Paladru during the Bronze Age and the Iron Age and suggests that during these two periods, human did not live on littoral sites but more within the watershed.

Acknowledgements.

We acknowledge the financial support of the ANR Pygmalion and the ANR PalHydroMil. We thank ISTO members (Disnar JR, Jacob J, Le Milbeau C, Boscardin R, Hatton M), Gratuze B (IRAMAT Orléans) and Garcia M (CEREGE, Aix-en-Provence) for their valuable advices during analyses. Ledoux G., Fanget B, Graz Y, Mallet E and Stock A. are also acknowledged for their help during field work campaigns. The Artemis radiocarbon committee (INSU/CNRS) and the Saclay team are thanked for radiocarbon dating. A. Simonneau benefits from a PhD grant provided by the Region Centre. We would also like to warmly thank Verdel E. for logistical support and fruit full scientific discussions on human activities near Lake Paladru, and Lovato M. as well as Matheron G. for their contributions to maintain and protect Lake Paladru. We also thank the editor and two anonymous reviewers for their comments and suggestions that improved the manuscript.

References

Voir Références.

1.2. Evènements gravitaires dans le lac de Paladru.

Sur la période moderne, se sont ajoutées aux données précédemment présentées, des mesures granulométriques ainsi que des analyses de microscopie électronique à balayage (MEB) de frottis. De plus, afin de comprendre spatialement l'évolution des différents faciès observés, un transect de carottes gravitaires a également été réalisé en septembre 2011 selon un axe NNE-SSW (figure 2.2.f, *a*). Les différentes carottes ont été corrélées par l'identification de différents faciès sédimentaires et de dépôts particuliers (reliés par un tiret noir, figure 2.2.f).

Sur les 40 m imagés par sismique réflexion (figure 2.2.f, *b, c* et *e*), quatre épisodes de dépôts en masse ont été identifiés et nommés MM1 à MM4, du plus ancien au plus récent. Comme précisé dans le paragraphe précédent[52], PAL09 a été prélevée dans une zone protégée des évènements gravitaires. Au sein des faciès U4 et U5, les analyses granulométriques (figure 2.2.g, *b*) et XRF (figure 2.2.g, *d, e*), tout comme les descriptions lithologiques (figure 2.2.g, *a*) ont mis en évidence la présence de dépôts particuliers (bandes grisées horizontales, figure 2.2.g) qui pourtant ne se distinguent pas ni par leur teneur en carbone (figure 2.2.g, *c*) ni par leur cortège palynofaciès (paragraphe précédent)[7].

Le dépôt MM4 décrit sur la carotte PAL09, est le plus récent des évènements sédimentaires enregistrés dans le lac de Paladru, il est daté en AD1880±10 (figure 2.2.g, *f*). Retrouvé dans l'ensemble des carottes du transect (figure 2.2.f), il correspond au faciès acoustique MM4. De la même façon, le dépôt MM2, daté en 5190±50 cal BP (paragraphe précédent, figure 2.2.c, B[7]), correspond au faciès acoustique MM2 (figure 2.2.f). Dans la carotte la plus au nord (PAL11-6, figure 2.2.f), MM4 ne correspond pas à un mais à deux dépôts qui se superposent (figure 2.2.f). Si ces deux dépôts sont de granularité plus grossière que celle du sédiment de fond et définis par une granulométrie normale (c'est-à-dire un granoclassement décroissant à base grossière nette évoluant vers une matrice argileuse de granularité identique aux faciès U4), la description lithologique souligne que le premier dépôt est très blanc, tandis que le dépôt sous-jacent est sableux. Nous distinguons donc un

[52] **Article Simonneau et al. (JAS).**

MM4 dit « sableux », uniquement enregistré dans la carotte nord et antérieur d'un MM4 dit « blanc », enregistré dans tout le lac (figure2.2.f).

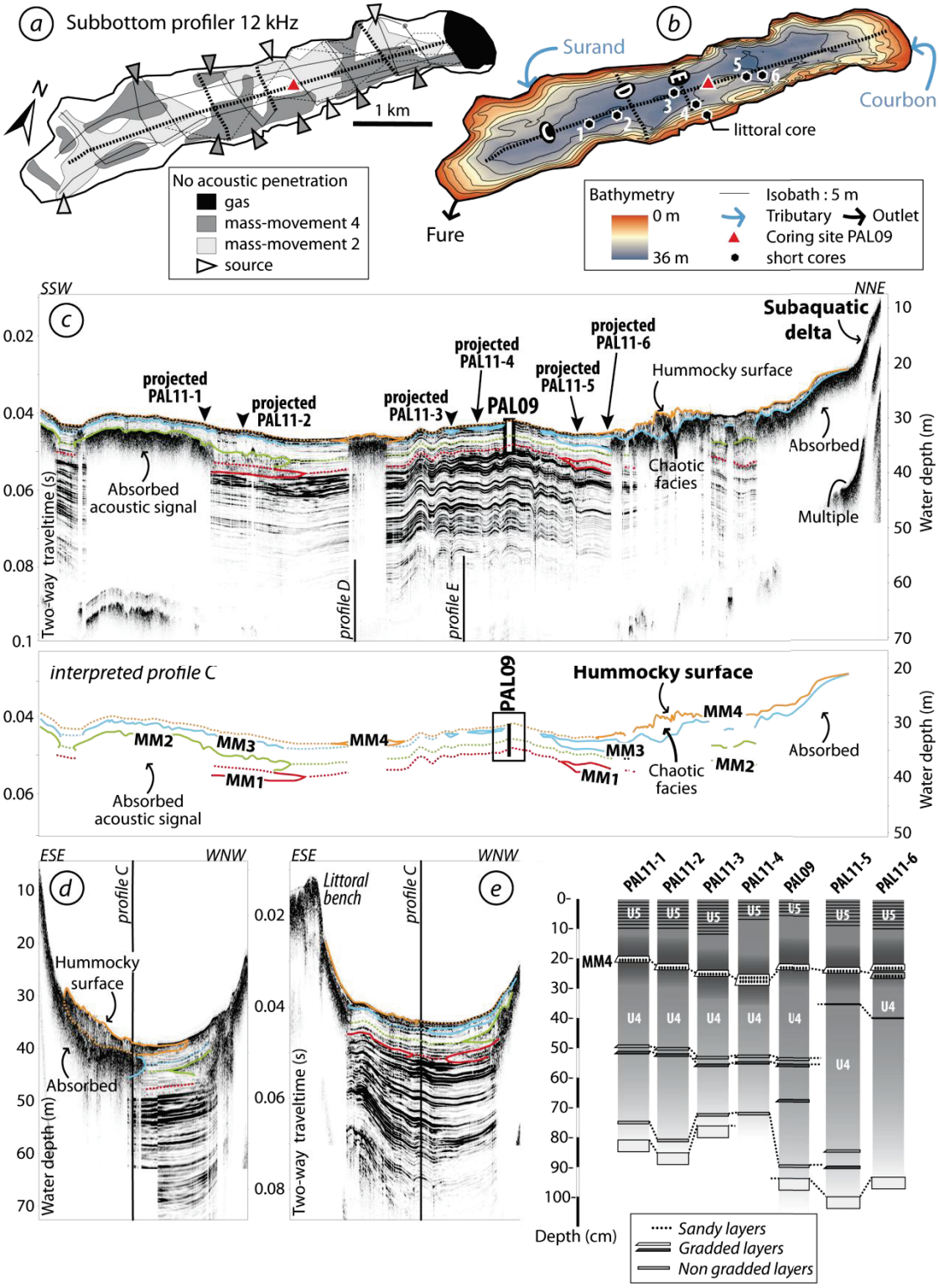


Figure 2.2.f, Localisation des profils réalisés en sismique réflexion dans le lac de Paladru (a) et présentation de la carte bathymétrique générée par ces profils (b). Un profil transversal, C) est présenté (c) et interprété. Le transect de carottes réalisé selon un axe NNE-SSW y est localisé. Les carottes synthétiques de ce transect sont présentées en bas à droite de la figure. Deux profils transversaux (d et e) sont également illustrés.

Les dépôts MM4 (« MM4 blanc ») et MM2 décrits dans la carotte PAL09 se définissent par l'absence de pics de titane ou de calcium (figure 2.2.g, *d* et *e*). Les analyses MEB, réalisées sur l'évènement « MM4 blanc » de PAL09, montrent que ce dépôt est constitué de quartz et de concrétions carbonatées tubulaires, identiques à celles uniquement observées dans la carotte littorale (figures 2.2.f, 2.2.h).

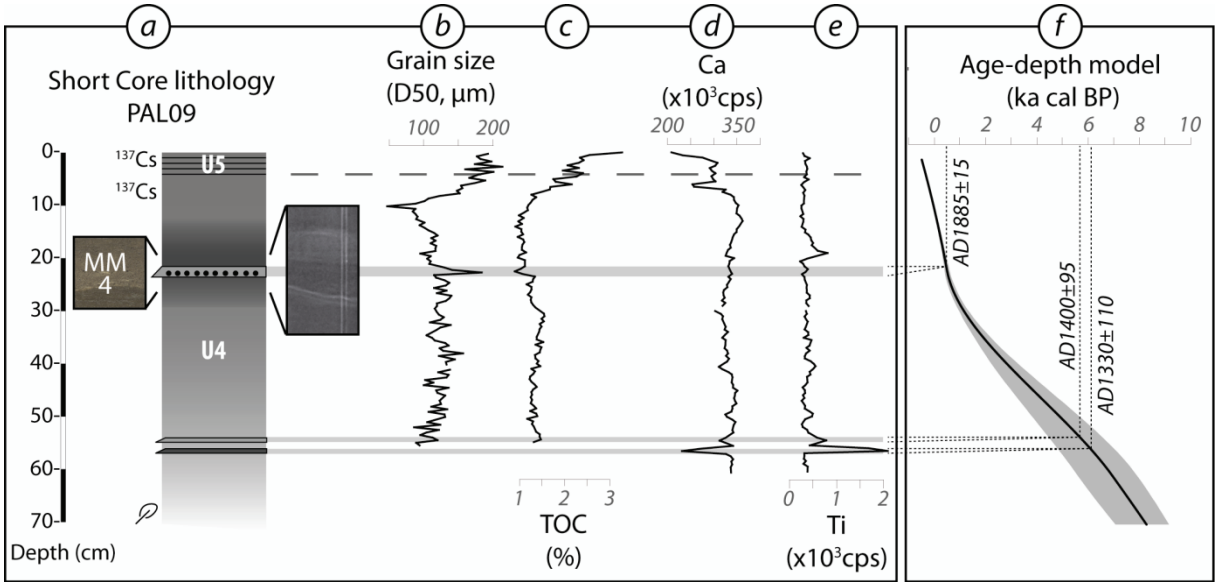


Figure 2.2.g, Description du sommet de la carotte PAL09. Sont représentés une stratigraphie simplifiée de la carotte (a) où l'évènement sédimentaire MM4 est imagé par photographie (image de gauche) et radiographie (image de droite) ; la granulométrie (b) ; la teneur en carbone organique total, donnée par pyrolyse Rock-Eval (c) ; les teneurs en calcium, Ca (d) et en titane, Ti (e) ; et le modèle d'âge récent de la séquence (f), déjà présenté paragraphe précédent[53].

1.2.1. Lecture de l'évènement sédimentaire MM4.

Les dépôts corrélés à l'évènement sédimentaire MM4 (« sableux » ou « blanc ») semblent se définir par les mêmes caractéristiques organiques que l'unité sédimentaire U4, de fait essentiellement constitué de matériel algaire. La répartition spatiale du faciès acoustique MM4 indique un évènement affectant l'ensemble du bassin lacustre (figure 2.2.f) créant sur les bords du lac des faciès acoustiques particuliers, transparents à chaotiques (Annexe 3). Nous pensons, que le faciès acoustique MM4 correspond à l'évènement sédimentaire « MM4 blanc », lui aussi enregistré dans l'ensemble du transect prélevé.

[53] **Article Simonneau et al. (JAS).**

S'ajoute à cette large répartition, une granulométrie du dépôt « MM4 blanc » typique des courants affectant les fonds lacustres et témoignant d'une énergie assez importante. D'après Mulder et Cochonat (1996), cette granulométrie normale est caractéristique de dépôts en masse liés au développement de coulées de débris. D'ailleurs, les analyses ont montré que les concrétions carbonatées présentes au sein de « MM4 blanc » étaient clairement distinctes de celles présentes dans les faciès U5 et U4 mais identiques aux faciès littoraux prélevés à Paladru, et décrits par Magny (1992) dans d'autres systèmes. Cela suggère que la source de matériaux remobilisés lors des coulées de débris n'est rien d'autres que la beine lacustre littorale, constituée de matériel algaire et de concrétions carbonatées caractéristiques. D'ailleurs le développement de hauts fonds sur le littoral Est du lac de Paladru (figure 2.2.x) semble attester de cette remobilisation. Daté en AD1880±10, « MM4 blanc » est quasiment synchrone d'une importante fluctuation du niveau lacustre datée en AD1870 et décrite dans les archives de syndicat de la Fure (exutoire du lac de Paladru, figure 2.2.a) par Dutey Grinet (1873). En effet, cette fluctuation lacustre aurait, je cite *« remobilisé l'ensemble des berges du lac* ».

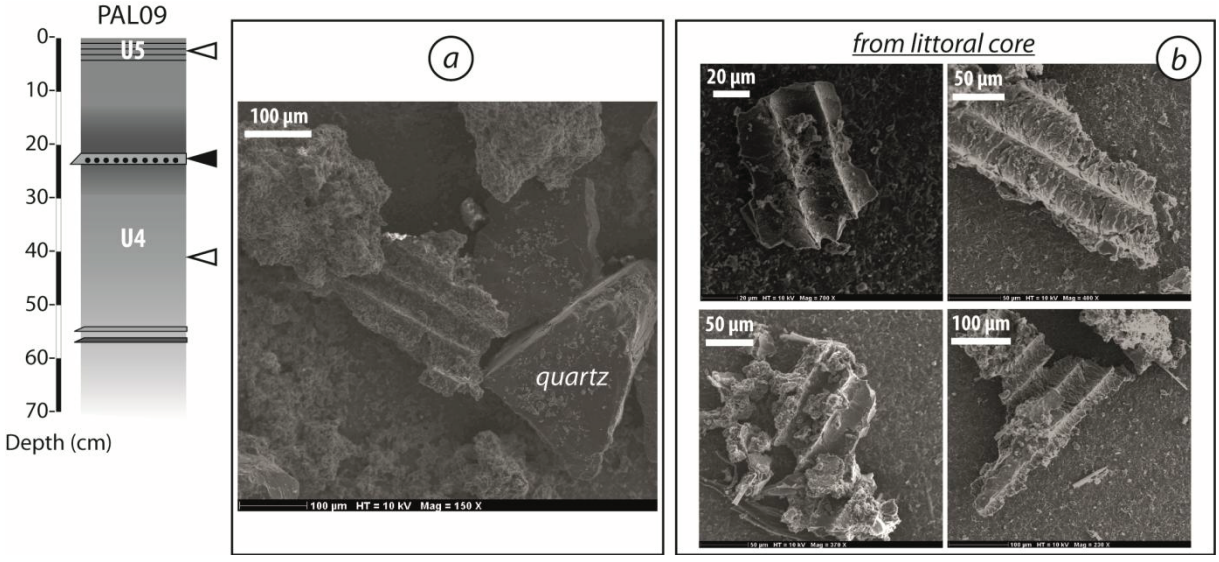


Figure 2.2.h, Résultats des analyses MEB réalisées dans un l'échantillon issu de l'évènement sédimentaire MM4, constitué de quartz et de concrétions carbonatées spécifiques tubulaires (a). Il est comparé à des échantillons prélevés dans la carotte littorale du lac ou des concrétions carbonatées tubulaires sont observées (b).

Si ce fait historique explique la turbidite « MM4 blanc », nous devons également interpréter le dépôt « MM4 sableux », uniquement retrouvé au nord du lac. Or, le rapport d'expertise de 1873 documente également les conséquences d'un séisme local daté du 9 novembre 1869 (Dutey Grinet, 1873). Les conséquences locales de cet évènement ont été décrites telles que, je cite « *les eaux du lac ont été subitement troublées et chargées* ». Ainsi, l'évènement sédimentaire « MM4 sableux » est une turbidite sableuse qui ferait suite à un glissement de terrain au nord du lac (remobilisation du delta), ce dernier résultant du séisme local.

Il apparaît donc que, dans le lac de Paladru, les séismes ne sont pas forcément enregistré dans l'ensemble du système. Par contre, il apparaît intéressant de noter que ce sont peut-être les conséquences de ce séisme local (qui a pu fragiliser les berges lacustres) qui, associé à des fluctuations de niveau lacustre, a pu engendrer un effondrement généralisé des berges.

1.2.2. Les autres évènements.

La stratigraphie sismique permet d'estimer les profondeurs des évènements MM3, MM2 et MM1 sur la carotte PAL09 et donc de leur attribuer des âges. Ainsi nous avons précédemment vu que MM2 était daté de 5190±50 cal BP. La répartition spatiale de MM2 a été représentée figure 2.2.f (a) et montre un évènement sédimentaire affectant la totalité des berges lacustres. Associé à sa granulométrie normale, cette géométrie semble typique d'un dépôt gravitaire de type turbiditique, ayant pu être déclenchée par un séisme, peut-être associé, comme MM4, à une fluctuation de niveau lacustre. Nous avons d'ailleurs mis en évidence un séisme préhistorique daté en 5375±175 cal BP dans les sédiments lacustres du lac Blanc Huez (chapitre 2.1, table 2.1.h). De plus, cet intervalle de temps est également contemporain de l'entrée dans le Néoglaciaire documentée à Blanc Huez (Chapitre 2.1[54]). Et cette période est interprétée comme étant associée avec un retour à des conditions plus humides pouvant favoriser une augmentation des niveaux lacustres, comme cela a été documenté dans le Jura par exemple (Magny, 2004 ; Magny et al., 2011).

[54] **Article Simonneau et al. (en préparation, paragraphe 1).**

MM3 et MM1, quant à eux, sont respectivement datés en 290±45 (AD1660±45) et 9010±440 cal BP et ont le même genre de répartition au sein du bassin lacustre suggérant également des dépôts d'origine séismique et potentiellement climatique. Un séisme préhistorique daté en 9550±150 cal BP a été identifié dans les sédiments du lac du Bourget (40 km au NNE du lac de Paladru, Chapron et al., 2005 ; Debret et al., 2010 ; Arnaud et al., 2012), suggérant le caractère régional de certaines secousses et une potentielle corrélation avec l'évènement sédimentaire MM1. En ce qui concerne MM3, aucun indice de séismicité régionale n'est trouvé. Par contre, cet évènement est contemporain de la seconde phase du PAG, connue pour être particulièrement humide dans cette partie des Alpes (Chapron et al., 2002 ; Debret et al., 2010). Ces conditions climatiques auraient pu induire des fortes variations des niveaux lacustres et remobiliser les beines lacustres, telles que cela a été le cas pour le dépôt « MM4 blanc ».

1.3. Evènements de crues dans le lac de Paladru.

Comme nous venons de le voir, des analyses haute résolution ont été faites sur le premier mètre de la carotte PAL09. Outre le dépôt gravitaire « MM4 blanc », le reste de l'unité U4 est interrompu par des lamines claires et sombres présentes dans l'ensemble des carottes prélevées dans le système de Paladru (figure 2.2.g). Analysées au sein de la carotte PAL09, ces lamines se caractérisent par des pics en titane pouvant atteindre 2000 cps (figure 2.2.g, *e*) et des chutes en calcium (200000 cps, figure 2.2.g, *d*). Trois dépôts de ce type ont été mis en évidence dans la carotte PAL09. Ils sont respectivement datés en 550±95, 620±110 et 1090±60 cal BP (AD1400±95, AD1330±110 et AD860±60, figure 2.2.g, *f*). Les deux premiers sont retrouvés dans les carottes PAL11-1, 2, 3 et 4, localisées au SSW de PAL09 (figure 2.2.f).

Nous avons précédemment suggéré dans le paragraphe 1[55], que la remobilisation de matériel pédologique issu des versants, une fois que ces versants avaient été profondément affectés par les activités humaines, pouvaient remobiliser du titane jusqu'aux sédiments

[55] **Article Simonneau et al. (JAS).**

lacustres du lac de Paladru. Ces apports allochtones ont tendance à diluer le signal autochtone des sédiments. De fait, le pic de titane associé à la diminution en calcium au sein des lamines sombres et claires semblent témoigner de cette tendance. Ainsi, si ces dépôts sont trop fins pour être analysés en pétrographie organique, il semble que leurs propriétés chimiques reflètent leur origine allochtone. Ces lamines sont donc associées à des dépôts de crues. Le fait que ces crues soient enregistrées dans l'axe du bassin lacustre (c'est-à-dire selon le transect réalisé) suggère que ces crues soit de type hyperpycnal.

Les deux premières lamines sont situées à environ 50 cm sur la carotte PAL09 (figure 2.2.f). D'après le modèle d'âge établit pour la carotte PAL09 (c.f. paragraphe précédent, figure 2.2.c, B), ces lamines sont contemporaines de phases climatiques plus humides identifiées par Bernigaux (2012) pendant les XIVème et le XVème siècles, dans la zone de Bourgoin située à environ 40 km à l'ouest de Paladru (figure 2.2.a). Le fait que ces dépôts de crues soient uniquement retrouvés dans les carottes localisées au SSW de la carotte centrale PAL09 suggère que la source de sédiment soit au sud. Il est donc possible que ces crues soient issues du Surand plutôt que du Courbon. Cette différence de sources dans un bassin versant tel que celui du lac de Paladru, où le climat est identique en tous points, suggère que les deux vallées fluviatiles du Courbon et du Surand n'est pas réagit de la même façon à ces périodes climatiques plus humides. L'installation des Chartreux dans la vallée du Surand, précisément datée du XIVème siècle, et les perturbations qu'ils ont pu engendrer (meunerie, pisciculture, figure 2.2.a), ont pu favoriser l'érosion des sols de cette vallée du Surand.

A l'inverse, certaines lamines, ayant les mêmes caractéristiques que les lamines précédemment décrites, sont antérieures XIVème siècle et sont uniquement retrouvées dans les carottes localisées au NNE de PAL09 (figure 2.2.f). Datées pendant l'An mil (AD1095 et AD850), elles suggèrent que la source de matériel pourrait être, cette fois, le Courbon plutôt que le Surand.

2. Le lac Ledro.

2.1. Article 7, soumis à / submitted to « Climate of the Past ».

Dans cet article[56], nous réalisons une approche intégrée interdisciplinaire (mesures physiques et chimiques) afin de (1) caractériser les sources de matériaux (sols issus de l'érosion du bassin versant ou production algaire lacustre) enregistrés dans le piège continental et de (2) distinguer la sédimentation lacustre de fond d'âge Holocène, des évènements sédimentaires. La géochimie organique permet en particulier d'identifier des marqueurs organiques spécifiques (sols, débris végétaux ou algues). Leur quantification permet alors de discriminer les évènements sédimentaires attribués à des crues d'orage, de ceux liés à des séismes. Les mesures effectuées dans le sédiment de fond mettent en évidence un période d'expansion du couvert végétal[57] entre 9800 et 4300 cal BP qui contraste avec une ouverture du milieu enregistrée entre 4300 cal BP et l'actuel. L'occurrence des crues au sein des sédiments lacustres coïncide avec des périodes plus humides documentées en Italie et dans les Alpes en général, en particulier après 4500 cal BP. La quantification de la fraction fine pédologique dans les dépôts épais, associée à une caractérisation géomorphologique du bassin versant, permet une estimation de l'épaisseur équivalente de sol érodée lors de chaque « crue éclair ». Combinés au modèle simple d'érosion de De Ploey (1995), nos résultats suggèrent qu'une part importante de matériel terrestre remobilisé lors de ces crues est liée aux eaux de fonte de printemps.

Autour du lac, la présence de l'Homme est continue depuis environ 4300 cal BP à aujourd'hui, elle n'est donc pas dépendante du climat. L'anthropisation du bassin versant (ouverture du milieu) a, par conséquent, pu modifier le signal climatique enregistré dans chaque évènement de crue, suggérant que dès qu'un système est anthropisé l'épaisseur des crues n'est plus uniquement proportionnelle à l'intensité de la crue ou des précipitations qui la génèrent. Enfin, l'ensemble de nos résultats apporte des indices quand à l'arrêt inexpliqué des habitats lacustres datés du Bronze Moyen.

[56] Ces données viennent en complément et soutiennent l'article de Vannière et al. (soumis à CP), présenté en Annexe 1.5, et ont également fait l'objet d'une présentation orale lors du 13ème congrès français de sédimentologie (Dijon, novembre 2011).

[57] Cet intervalle de temps est ponctué d'un bref moment de diminution du couvert végétal entre 8200 et 8000 cal BP, attribués à un rafraîchissement du climat.

Multidisciplinary distinction of mass-movement and flood-induced deposits in lacustrine environments: Implications for Holocene palaeohydrology and natural hazards (Lake Ledro, Southern Alps, Italy).

A. Simonneau* (1), E. Chapron (1), B. Vannière (2), S. B. Wirth (3), A. Gilli (3), C. Di Giovanni (1), F. S. Anselmetti (4, 6), M. Desmet (1,5) and M. Magny (2)

**Corresponding author: anaelle.simonneau@univ-orleans.fr*

(1). ISTO, UMR 7327 CNRS ; Univ Orléans ; BRGM, 1A rue de la Férollerie, 45071 Orléans Cedex 2, France.
(2). Laboratoire de Chrono-Environnement, UMR 6249 CNRS, UFR des Sciences et Techniques, 16 route de Gray, 25030 Besançon, France,
(3). Geological Institute, ETH Zurich, Sonneggstrasse 5, 8092 Zurich, Switzerland
(4). Eawag, Department of Surface Waters, Überlandstrasse 133, 8600 Dübendorf, Switzerland
(5). GéoHydrosystème COntinentaux, E.A. 6293 GéHCO, Université F. Rabelais de Tours, Département Géosciences-environnement, Faculté des Sciences et Techniques, Parc de Grandmont, 37200 Tours, France.
(6). Current address : Institute of Geological Sciences, University of Bern, Baltzerstrasse 1-3, CH-3012 Bern, Switzerland.

Abstract

High-resolution seismic profiles and sediment cores from Lake Ledro combined with soil and river-bed samples from the lake's catchment area are used to assess the recurrence of natural hazards (earthquakes and flood events) in the southern Italian Alps during the Holocene. Two well-developed deltas and a flat central basin are identified on seismic profiles in Lake Ledro. Lake sediments are finely laminated in the basin since 9000 cal. yrs BP and frequently interrupted by two types of sedimentary events: light-coloured massive layers and dark-coloured graded beds. Optical analysis (quantitative organic petrography) of the organic matter occurring in soils, river beds and lacustrine samples together with lake-sediment bulk density and grain-size analysis illustrate that light-coloured layers consist of a

mixture of lacustrine sediments and mainly contain algal particles similar to the ones observed in background sediments. Light-coloured layers thicker than 1.5 cm in the main basin of Lake Ledro are dense and synchronous to numerous coeval mass-wasting deposits remoulding the slopes of the basin. They are interpreted as subaquatic mass movements triggered by historical and pre-historical regional earthquakes dated to AD2005, AD1891, AD1045 and 1260, 2545, 2595, 3350, 3815, 4740, 7190, 9185 and 11495 cal. yrs BP. Dark-coloured SE are dense and develop high-amplitude reflections in front of the deltas and in the deep central basin. These beds are mainly made of terrestrial organic matter (soils and ligno-cellulosic debris) and are interpreted as resulting from intense hyperpycnal flood events. Mapping and quantifying the amount of soil material accumulated in the Holocene hyperpycnal flood deposits of the sequence and applying the De Ploey erosion model allow estimating that the equivalent soil thickness eroded over the catchment area reached up to 4 mm during the largest Holocene flood events. Such significant soil erosion is interpreted as resulting from the combination of heavy rainfall and snowmelt. The recurrence of flash-flood events during the Holocene was however not high enough to affect pedogenesis processes and highlight several wet regional periods during the Holocene. The Holocene period is divided into four phases of environmental evolution. Over the first half of the Holocene, a progressive stabilization of the soils present through the catchment of Lake Ledro was associated with a progressive reforestation of the area and only interrupted during the wetter 8.2 event when the soil destabilization was particularly important. Lower soil erosion was recorded during the Mid-Holocene climatic optimum (8000-4200 cal. yrs BP) and associated with higher algal production. Between 4200 and 3100 cal. yrs BP, both wetter climate and human activities within the drainage basin drastically increased soil erosion rates. Finally, from 3100 cal. yrs BP to the present-day, results suggest increasing and changing human land-use.

Keywords

Holocene, northern Italy, Lake sediment, organic petrography, seismic profiling, mass-flow deposits, earthquakes, hyperpycnal flood deposits, soil erosion, extreme precipitations.

1. Introduction.

Climate variability and seismicity represent serious natural concerns to modern societies in the Alps (e.g. Beniston et al., 2007). Actual climate models project that future climate warming in Central Europe will bring more frequent extreme events and especially heavy precipitations and floods (Buma and Dehn, 1998, Christensen and Christensen, 2003, Beniston et al., 2007, Stewart et al., 2011). Flood hazards vary as a function of the hydroclimatic regime, position within the drainage basin and human interaction in the catchment (Wohl, 2000). Changes in the hydrological balance influence therefore the hydrological regime of the slopes and govern the type, rate and occurrence of natural extreme floods (Knox, 2000), associated soil erosion (De Ploey et al., 1995; Cerdà, 1998, Raclot and Albergel, 2006) and can affect human activities and societies especially in mountainous environments (Dearing, 2006a and 2006b).

The Southern Alps in Italy are sensitive to natural hazards such as earthquakes and flash-floods (Tropeano and Turconi, 2004; Barredo, 2007; Marchi et al., 2010; Luterbach et al, 2012). Former studies suggested that precipitation regimes in this part of the Alps may have been affected by Atlantic influences at millennial and multi-centennial time scales (Magny et al., 2009, 2012). Over the last decade, different authors have also shown that lake sediments represent valuable archives to reconstruct past river discharges (Chapron et al., 2005, Bøe et al., 2006, Debret et al., 2010, Stewart et al., 2011; Wirth et al., 2011; Gilli et al 2012) and past seismic events (Chapron et al., 1999, Schnellmann et al., 2002; Fanetti et al, 2008; Lauterbach et al, 2012).

In this paper, drainage basin descriptions of slope and soils are combined with seismic profiles and sedimentological analysis of lacustrine cores retrieved from peri-Alpine Lake Ledro (Italy, 45°N). On the basis of the Holocene chronology presented in Vannière et al. (this issue) established on sediment cores, our results propose a new organic geochemistry approach to distinguish the sources of exceptional deposits attributed to natural hazards such as earthquakes or flash-floods. This allows the reconstruction of past regional seismicity and wet regional periods during the Holocene. Finally, our paleoenvironmental reconstructions highlight the potential influence of recurrent natural

hazards on the evolution of lake-dwelling at the shore of Lake Ledro during the Middle Bronze Age.

2. Study area.

The drainage basin of Lake Ledro covers 111 km², culminates at 2254 m above sea level (m a.s.l.) and is today influenced by a subcontinental climate characterized by mean total annual precipitations of 900 mm, mean annual temperature of 8°C and significant snowfalls in winter above 1500 m a.s.l. (Beug, 1964). Recent river corrections have been installed in the Massangla River (west of Lake Ledro) and the Pur River (south of Lake Ledro) in order to reduce the effects of flood events. Indeed, these two temporary torrential tributaries of Lake Ledro and their drainage network create canyons or gullying on steep slopes, transport decimetric blocks and export the fine fraction to the lacustrine basin (Figure 2.2.i). Lake Ledro (45°52'N/10°45'E) is a small basin (3.7 km², 2.6 km long, 1.3 km wide, 46 m deep) of glacial origin blocked by a frontal moraine in the east at 653 m a.s.l., where the Ponale River forms the outlet of the lake draining into Lake Garda located at 65 m a.s.l.. Since AD1929, the level of Lake Ledro has been regulated for hydroelectricity production between lakes Ledro and Garda.

The bedrock of the drainage basin of Lake Ledro is composed of Mesozoic rocks with Triassic dolomite and Jurassic and Cretaceous limestones. The steep slopes (>30%, 50 km², yellow areas in Figure 2.2.i, B) are formed by Quaternary glacial and fluvial deposits (Bollettinari et al., 2005) and are covered by forest and open landscape (> 2000 m a.s.l.). In contrast, two flat valleys (0-5%, hatched red areas in Figure 2.2.i, B) correspond to the paleolake Ledro maximal extension after glacier retreat and to the present-day alluvial plains of the Massangla and Pur rivers. These alluvial plains and the lake shorelines are associated with agricultural areas and human settlements since at least the Bronze Age, corresponding at Lake Ledro to a period of development of lake-dwelling which declined around 3100 cal. yrs BP (Magny et al., 2009). In addition, this part of the Southern Alps was affected by five

strong regional earthquakes over the last millennia (Guidoboni et al., 2007, Figure 2.2.i, A, Table 2.2.b).

3. Methods.

The sedimentary infill of the lake was imaged in fall 2007 by high-resolution seismic profiling (Figure 2.2.j, A). A 3.5 kHz pinger system navigated with a GPS was employed from an inflatable boat. A dense grid of profiles enable us to establish the seismic stratigraphy of the lacustrine infill and allowed the determination of two coring sites: LL082 (14.6 m core length) in the central deepest basin (water depth: 46 m) and LL081 (9.9 m core length) in the eastern part of the central basin (water depth: 45 m) (Figure 2.2.j, C). These two cores were retrieved in areas lacking massive reworked material (Figure 2.2.j) using the UWITEC piston corer from a platform. Continuous composite sections were defined using two parallel cores at each site. The stratigraphic correlation between the two coring sites is supported by the identification of characteristic lithological layers and the seismic stratigraphy. Initial core analysis of LL082 and LL081 included gamma-ray attenuation density measured with a GEOTEK multi-sensor core logger (sampling interval: 0.5 cm), macroscopic core description and digital photographs. Laser diffraction grain-size measurements were performed using a Malvern Mastersizer 2000. Age-depth models of lacustrine cores are based on gamma-spectroscopic radionuclide measurements (^{137}Cs, ^{210}Pb) on core LL082 and 17 AMS radiocarbon dates (6 on LL082 and 11 on LL081, Figure 2.2.k, A) that are reported in Vannière et al. (this issue).

In July 2011, 11 pedological profiles and 6 river beds were sampled within the watershed (coloured circles in Figure 2.2.i, B). They were selected at different altitudes and under various vegetation covers in order to be representative of (i) high-altitude thin soils composed of lithic and rendzic Leptosols (62% of the catchment area), (ii) well-developed soils composed of Cambisols (21% of the catchment area) and (iii) alluvial soils divided into colluvic Regosols and Fluvisols (17% of the catchment area).

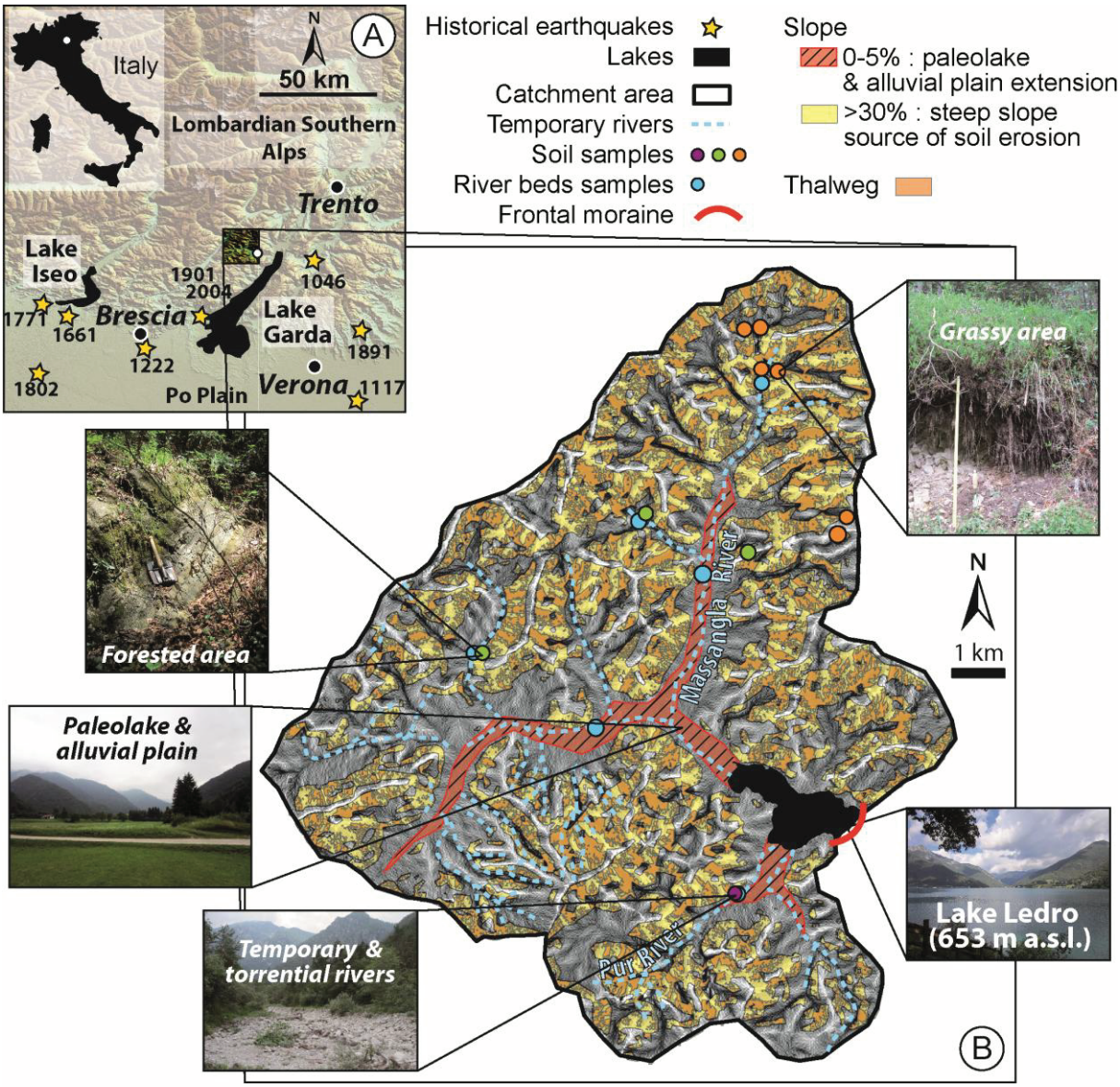


Figure 2.2.i, Location of Lake Ledro in the Italian Alps (A) and geomorphological characteristics of its catchment area (B). The Trento area is an active seismic region highlighted by historical earthquakes (yellow stars). Catchment area of Lake Ledro is mainly defined by temporary rivers and steep slopes where soils and rivers samples have been collected.

Organic geochemistry of lake sediments and catchment area samples was measured by Rock-Eval pyrolysis (RE) and quantitative organic petrography (QOP). RE is used to characterize the organic content of natural samples by thermal cracking (Espitalié et al., 1985, Behar et al., 2001). RE parameters as the Total Organic Carbon (TOC, %), the S2 (expressed in mgHC) and the thermal maturity (Tpeak, °C) measurements can be used to characterize soil organic matter (Di Giovanni et al., 1998, Sebag et al. 2005, Copard et al., 2006) and to discriminate between an aquatic or terrestrial origin of the organic matter into

lacustrine environments (Talbot and Livingstone, 1989; Millet et al., 2007). S2 represents the total amount of hydrocarbon that escapes from the sample during the thermal cracking (Ariztegui et al., 2001). The regression lines (slopes) of the diagram S2 *versus* TOC determine constant values of the Hydrogen Index (HI, expressed in $mgHC.g^{-1}TOC$) since HI=(S2*100)/TOC (Behar et al., 2001). Classically, two particular slopes, corresponding to HI equals to 750 and 300 $mgHC.g^{-1}TOC$, respectively, are represented in the S2 *versus* TOC diagrams in order to identify the chemical quality or the origin of the organic compounds (Ariztegui et al., 2001). Values of HI inferior to 300 $mgHC.g^{-1}TOC$ can point towards organic matter oxidation in the sediment or a contribution of terrestrial material (Ramanampisoa and Disnar, 1994; Disnar et al., 2003; Calvert, 2004; Jacob et al., 2004; Millet et al., 2007). Inversely, HI values superior to 300 $mgHC.g^{-1}TOC$ suggests well preserved organic matter in the sediment or higher contributions of lacustrine algal particles which the specific pole is represented by HI values superior to 750 $mgHC.g^{-1}TOC$ (Talbot and Livingstone, 1989). The Tpeak reflects the maximal temperature reached during the S2.

QOP developed by Graz et al. (2010) is based on the optical identification and quantification of the organic fraction after elimination of carbonate and silicate phases by hydrochloric and hydrofluoric attacks. Components are characterized by their optical properties (colour and reflectance), their forms (amorphous or figurative) and their origins (algal, phytoclastic or fossil) (Combaz, 1964; Tyson, 1995; Di Giovanni et al., 2000, Sebag et al., 2006). Three main types of organic particles have been used in this study: red or grey amorphous particles (rAP and gAP, respectively) and ligno-cellulosic fragments (LCF), whose significations are given from analyses results (see below section 4.3.).

4. Results.

4.1. Seismic basin analysis.

The bathymetric map of Lake Ledro (Figure 2.2.j, B) has been calculated interpolating the seismic data (Figure 2.2.j, A) and highlights the occurrence of steep slopes surrounding a

relatively wide and flat central basin. The morphology of the glacial or bedrock substrate is seismically imaged in many areas and suggests that the sediment infill reaches a thickness of more than 40 m in the central basin (Figure 2.2.j, C). Downlapping geometries just basinward from the western and southern areas lacking seismic penetration indicate prograding beds from the Massangla and Pur river deltas, respectively (Figure 2.2.j, C). In the deepest part of the basin, sediments are thickest, well stratified and characterized by high-amplitude reflections, which have a spacing that becomes thinner towards the eastern edge of the basin (Figure 2.2.j, C). Some reflections (such as J, Figure 2.2.j) delimited by deltas and bedrock on the northern coast are defined by forming the top of transparent thin units whose extensions are limited by onlap configurations toward the eastern edge of the central basin (Figure 2.2.j, D).

Many transparent to chaotic lens-shaped bodies of various sizes are also present and coeval within the lacustrine basin. Events 4 and 11 (Figure 2.2.j) are for instance described by nine and ten coeval independent bodies, which are interpreted to be the result of mass-wasting processes along the subaquatic slopes (e.g. Schnellmann et al., 2002). The thicker lens-shaped bodies (event 11) turn into a thin layer bearing few discontinuous reflections in the deepest part of the lake. The reflections connecting the tops of all coeval mass-wasting deposits are picked as seismic-stratigraphic horizons for each event, respectively (Figure 2.2.j). They represent isochrones and coincide with sedimentary events (SE) recognized in LL082 and LL081. The event horizon can be traced throughout the lake basin, except in windows of no acoustic penetration. They also allow seismic-to-core correlations between the two coring sites (Figure 2.2.j, D).

4.2. Physical properties of sedimentary events.

Cores LL081 and LL082 are composed of Holocene sedimentary sequences (for age model, see Vannière et al., this issue) of 6.9 m and 11.70 m length, respectively. Below 620 and 970 cm core depth (i.e. before 9000 cal. yrs BP) in cores LL81 and LL82, respectively, the background sediment is not laminated and is only interrupted by few SE (Figure 2.2.k, a).

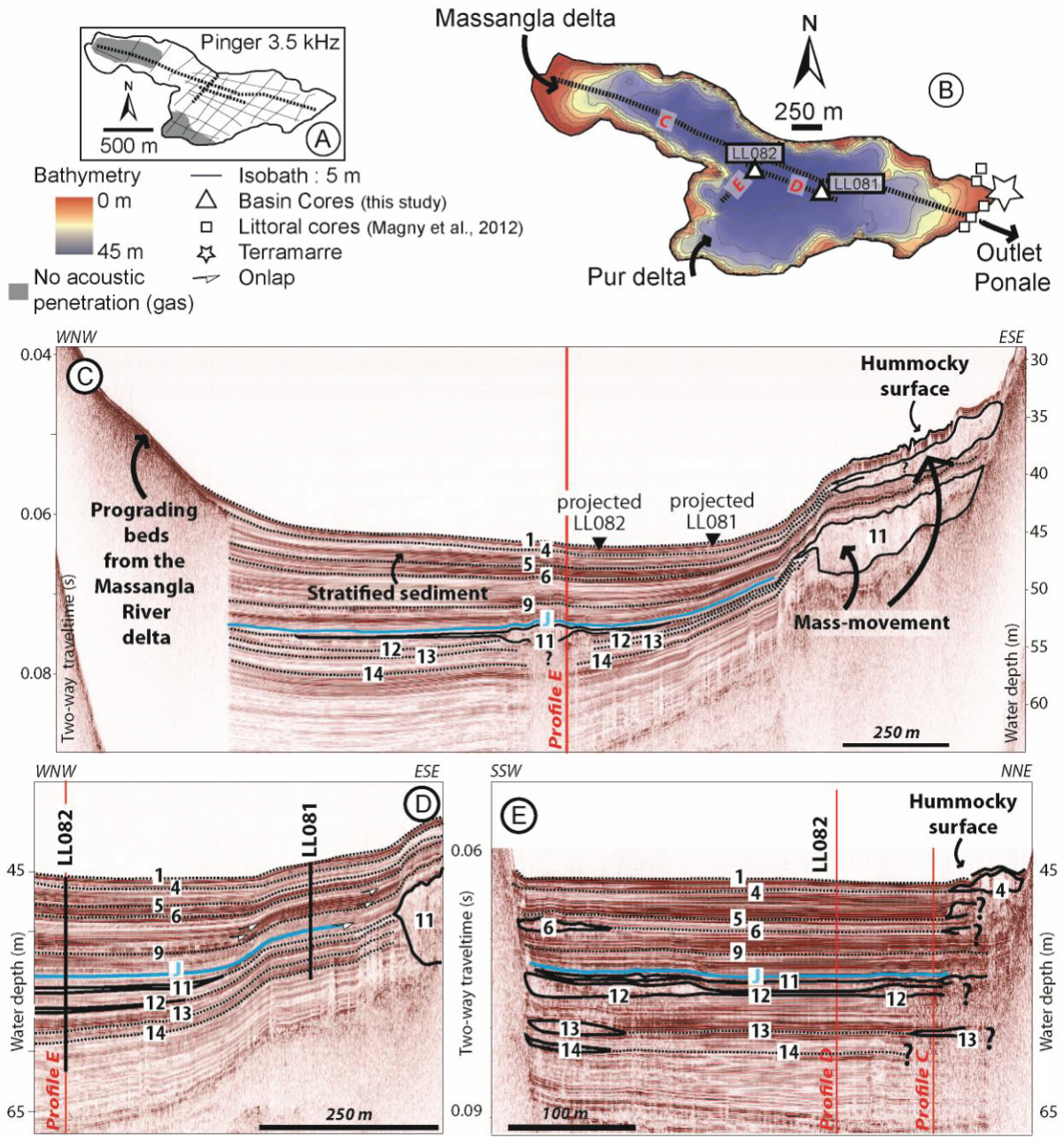


Figure 2.2.j, Seismic stratigraphy of Lake Ledro, based on a dense grid of profiles (A). The bathymetric map is generated from the seismic data (B). Three main profiles: C, D and E are selected to show the different acoustic facies. Numbers 1 to 14 correspond to some light-coloured sedimentary events identified in cores.

After 9000 cal. yrs BP, the succession becomes finely laminated and the occurrence of SE increases (Figure 2.2.k, a). Cumulative SE represents almost 5 and 2.5 m length of the Holocene sequence in LL082 and LL081, respectively. Two kinds of SE are easily identified from the Holocene background sediment based on their colour (dark or light), texture (graded or massive) and density data. As discussed in Vannière et al., (this issue), the identification of these two types of SE at both coring sites highlights a good core-to-core

correlation between LL081 and LL082 and suggests that these SE usually affect a major part of the deep basin since only few layers are only documented in LL082, as for example the light-coloured deposit 1 (Figure 2.2.k, a). Because all these SE are generally characterized by higher densities than the background sediment, their frequent occurrence in the basin fill can explain the relative high-amplitude reflections identified with a high-frequency on seismic data in the entire deep basin.

Dark-coloured SE are graded beds and are characterized by a sharp increase of density at their base progressively decreasing towards the top (Figures 2.2.k, b and 2.2.l, a). Some organic debris were identified within these dark-coloured SE and sampled for radiocarbon dating (cf. Vannière et al, this issue). Mean grain size in most of these dark-coloured SE highlights the development of inverse (coarsening upward) and normal (fining upward) grading (from 44 to 64 and then 4 µm, and from 31 to 39 and then 2 µm, in events D and I respectively; Figure 2.2.l, a). Some dark-coloured SE are however only characterized by normal grading (e.g. from 35 to 6 µm in event G, Figure 2.2.l, a). In addition, all dark-coloured SE are not well sorted (sorting values > 2), but sorting is always increasing at the top of the deposits and associated with the formation of a thin clay cap (Figure 2.2.l, a). Dark-coloured SE thicker than 1 cm are relatively frequent (73 events during the Holocene), have a wide range of thicknesses (from 1 to 38 cm) and are on average 4.57 cm thick.

Light-coloured SE thicker than 1.5 cm are comparatively less frequent (13 events during the Holocene), less variable in thicknesses (ranging from 1.5 to 13 cm) and slightly thicker on average (5.25 cm). They are in addition much more massive both in terms of mean grain size and density (Figures 2.2.k, c and 2.2.l, b). These light-coloured SE are also made of smaller particles (mean grain-size < 25 µm, Figure 2.2.l, b) than dark-coloured SE (mean grain-size < 30 µm, Figure 2.2.l, a).

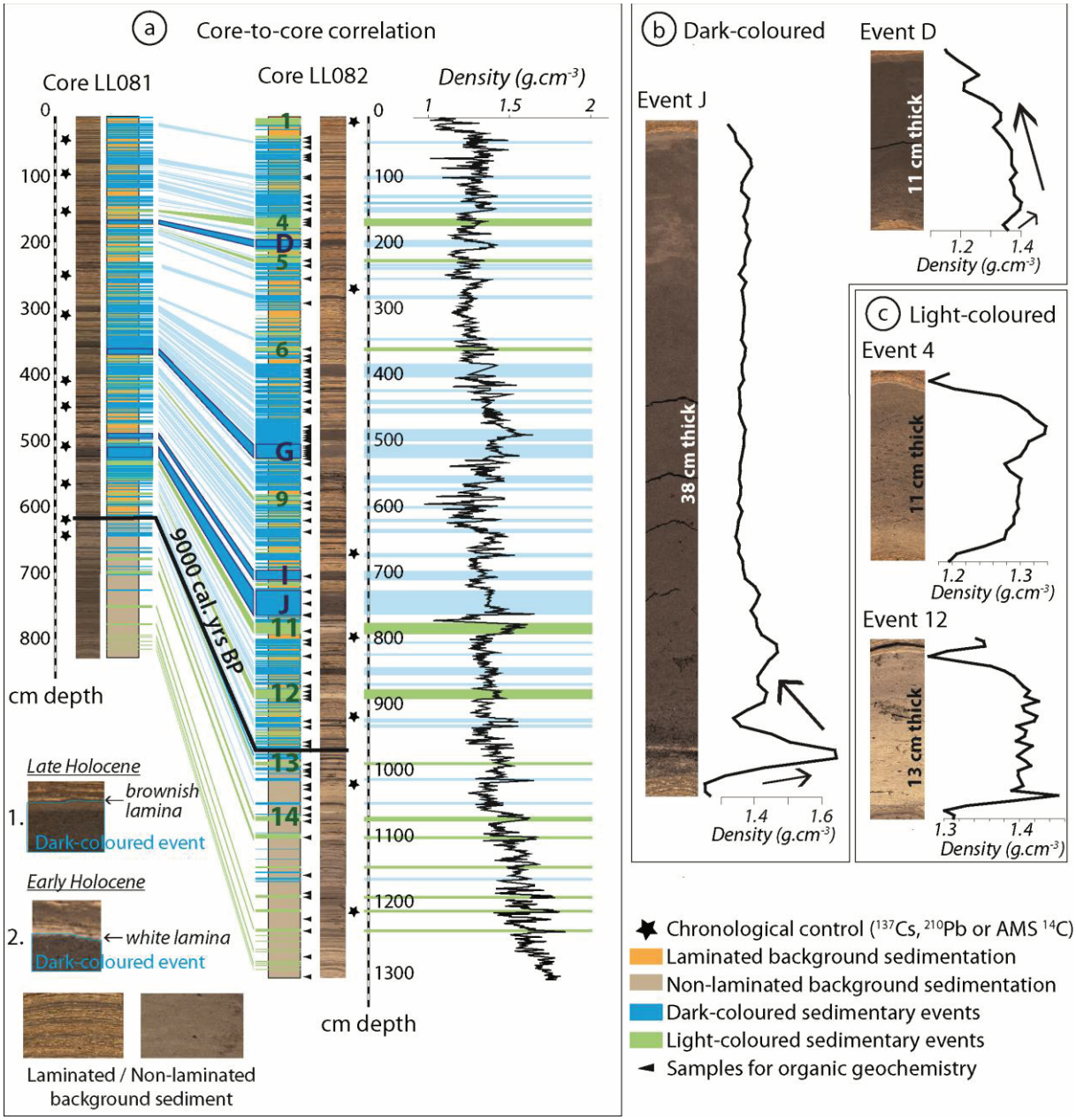


Figure 2.2.k, Core to core correlation between LL081 and LL082 and selected digital photographs of core sections (a) illustrating the occurrence of sedimentary events intercalated within the background sedimentation. Black stars are showing the depths of available dates described in Vannière et al (this issue) and black triangles are locating samples analysed by organic geochemistry in this study. A zoom of sediment bulk density profile is given in (b) for selected dark-coloured SE (J and D) and in (c) for selected light-coloured SE (4 and 12).

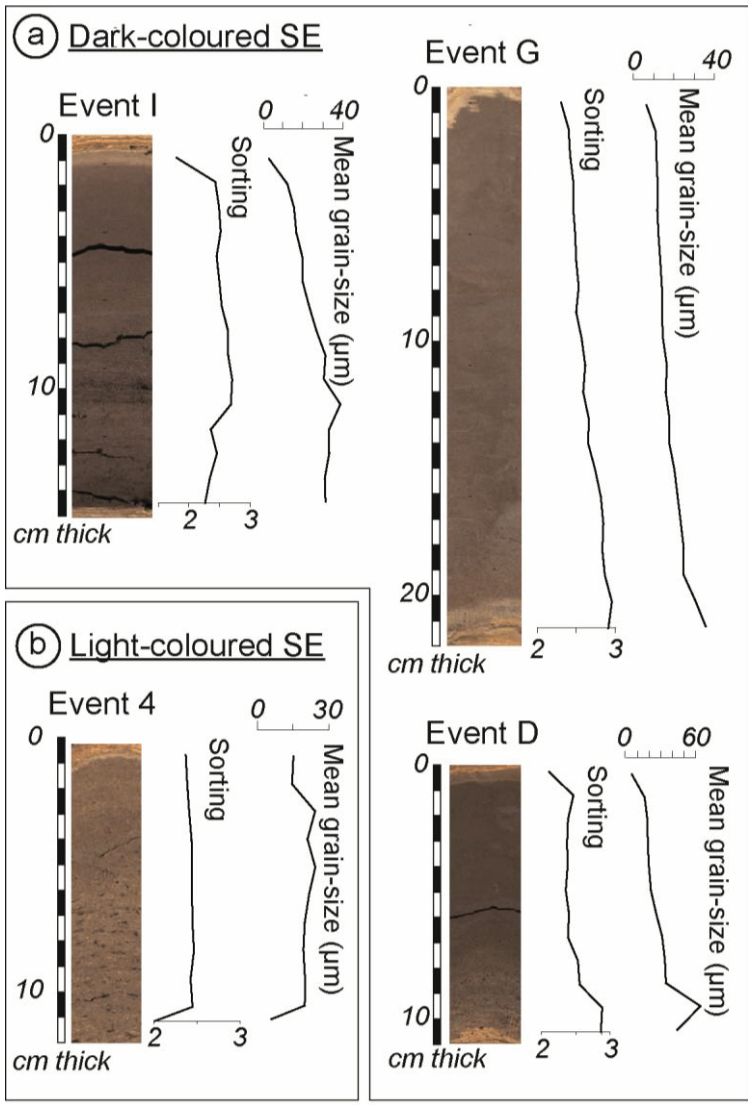


Figure 2.2.l, Grain-size parameters obtained on several dark- and light-coloured deposits from core LL082 (a and b, respectively).

4.3. Soil and lacustrine sediments organic characterisation.

Soils in the drainage basin vary strongly according to elevation. High-altitude thin soils are present above 1100 m a.s.l. They are not much developed as they show no accumulation or eluviation layers, are rich in calcareous gravels and do not exceed 30 cm in thickness. They form on the calcareous bedrock and are composed of two main silty or sandy layers associated with various amounts of calcareous gravels ranging from 0 to 15%. Well-developed soils are found between 800 and 1100 m a.s.l. They are located in forested areas, do not exceed 70 cm in thickness and form over fissured limestone which contributes to a variable gravel-content ranging from 0 to 80% of various size (from gravels to blocks). Finally,

alluvial soils are found in the alluvial plain of the flat valleys. They are characterized by a silty texture and can reach 80 cm in thickness.

The S2 (i.e. the amount of hydrocarbon that escapes from the sample during the thermal cracking) *versus* TOC (i.e. Total organic Carbon) diagram of soil and river-bed samples show that for various TOC content (ranging from 0.09 to 29.4%) all samples are systematically near or below the line representing HI (i.e. Hydrogen Index, see section 3) equals to 300 mgHC.g^{-1}TOC (Figure 2.2.m, A). In agreement with Sebag et al (2005), S2 curves from soil samples can be linked to the vegetation cover: in superficial layers from grassland soils within the drainage basin of Lake Ledro, the chart S2 *versus* temperature shows a unimodal symmetric curve with Tpeak around 462°C, whereas in superficial layers from forested soils, the chart shows a bimodal dissymmetric curve with Tpeaks around 378 and 455°C (Figure 2.2.m, B).

Excluding the standard, which was deliberately added into preparations, QOP (i.e. Quantitative Organic Petrography) highlights that watershed samples are composed of two major groups of organic particles: (1) non-pollen microfossil particles, consisting of colloidal red amorphous particles defined by diffuse external limits and without internal structures (rAP, Figure 2.2.m, C), cuticles and ligno-cellulosic fragments (LCF, Figure 2.2.m, C) and opaque particles without high reflectance; and (2) pollen microfossil particles composed of spores and pollens.

Holocene lacustrine samples from core LL082 (black triangles in Figure 2.2.k, A) were taken from the SE and the background sediment (i.e. in sediment layers which not correspond to SE). SE (white triangles and black squares in Figure 2.2.n, A) are always defined by HI values inferior to 300 mgHC.g^{-1}TOC and thus systematically lower than background sediment samples (for the same TOC) whose HI values are higher than 300 mgHC.g^{-1}TOC (white diamonds in Figure 2.2.n, A). Regression lines are calculated for background sediment and dark-coloured SE samples and show that light-coloured SE are not identified by a specific domain but are located between the two others. The matrix effect is shown by the positive *x* intercept of the regression lines and is equal for background sediment and dark-coloured SE samples, representing 0.3% of TOC. QOP performed on the

same set of lacustrine samples only differs from the watershed samples by the presence of grey amorphous particles (gAP, Figure 2.2.m, C). However, the proportion of rAP, gAP and LCF is different between background-sediment and SE since background-sediment samples and light-coloured SE are mainly composed of gAP (in mean, gAP=65%, rAP=13% and LCF=22%), whereas dark-coloured SE are essentially composed of rAP (in mean, rAP=59%, gAP=12% and LCF=29%, Figure 2.2.n, B). Only two dark-coloured SE samples are dominated by gAP and correspond to samples rich in clays at the top of the deposit (clay cap; Figures 2.2.l, a; and 2.2.n, B, red squares).

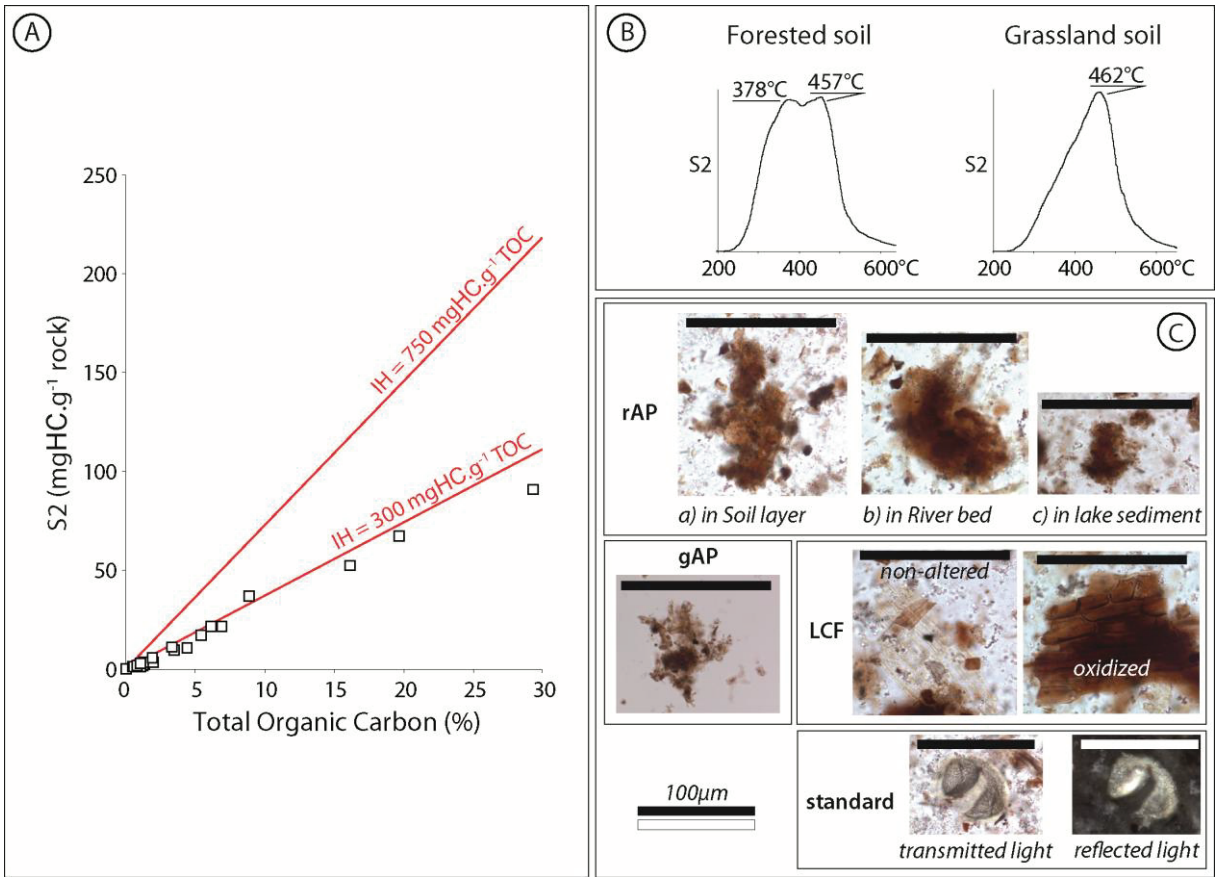


Figure 2.2.m, Rock-Eval results (A) of soils and river-beds samples are represented by the diagram S2 versus Total Organic Carbon (TOC, %). The two linear domains of Hydrogen Index (HI= 750 and HI = 300mgHC.g^{-1}TOC) corresponding to algal and terrestrial poles, respectively, are represented. S2 curve (B) from Rock Eval analysis on superficial layers from forested and grassland soils are also presented. Thermal cracking of the hydrocarbon compounds are represented by the temperature. Organic particles identified by quantitative organic petrography are illustrated in (C): red Amorphous Particles (rAP) in soil layers, river beds and lacustrine sediment; grey Amorphous Particles (gAP); ligno-cellulosic fragments (LCF) non-altered or oxidized; and the standard added in transmitted and reflected light modes.

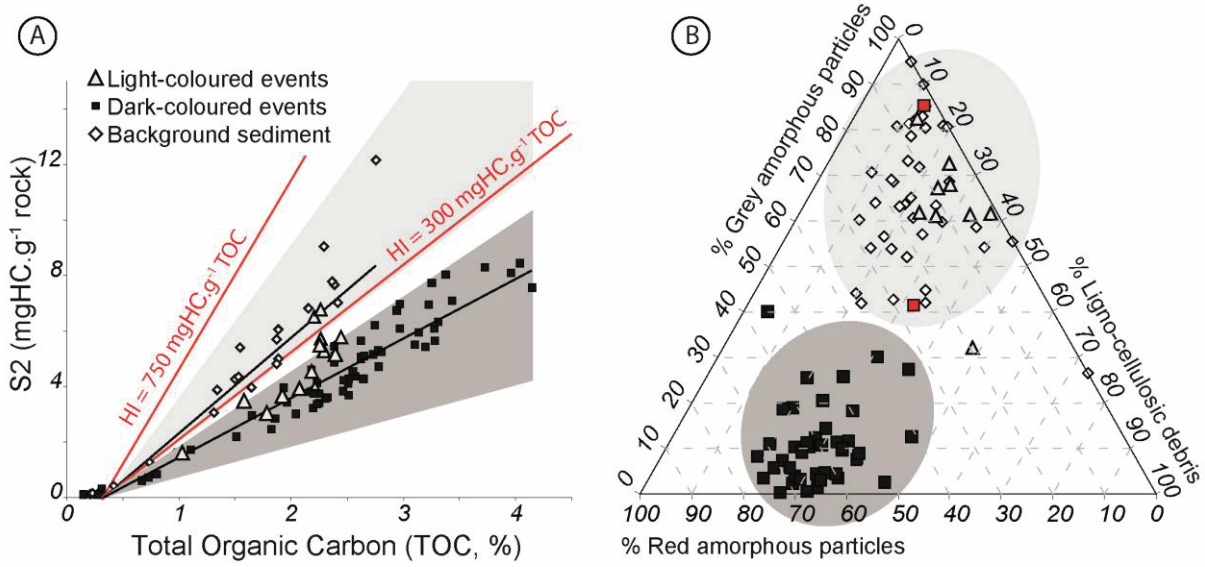


Figure 2.2.n, Organic geochemistry of core LL082. Rock Eval results (A) are represented by the diagram S2 versus Total Organic Carbon (TOC, %). Solid lines indicate the regressions line for background sediment samples and dark events samples, respectively. Specific organic signature is given by quantitative organic petrography (B) represented on a triangular diagram showing the mass percentage of grey amorphous particles, red ones and ligno-cellulosic debris making up each sample.

5. Discussion.

5.1. Origins of sedimentary events.

As shown in Figures 2.2.m and 2.2.n, the organic fraction of background sediments in Lake Ledro is composed of LCF, rAP and gAP, while soils and river-bed samples are only composed of rAP and LCF. The rAP and the LCF identified in this study are similar to those described by Di Giovanni et al. (1998), Sebag et al. (2006) or Graz et al. (2010) and associated with soil particles (rAP) and upper vegetation debris (LCF) coming both from the watershed. Their occurrence in sediments from Lake Ledro is thus resulting from runoff processes in the drainage basin. The gAP are only found in lacustrine sediment samples and typically resulting from lacustrine algal productivity (Sifeddine et al., 1996; Di Giovanni et al., 1998).

This optical organic identification is also in agreement with RE results since (i) all HI values below 300 mgHC.g^{-1}TOC are measured in soils and river-bed samples and

characteristic of a terrestrial pole (Millet et al., 2007) and (ii) intermediate HI values of background lacustrine sediment samples are lying between the algal pole (750 mgHC.g^{-1}TOC, Talbot and Livingstone, 1989) and the terrestrial one (300 mgHC.g^{-1}TOC).

Light-coloured SE and earthquakes.

Light-coloured SE are mainly composed of algal particles similar to the ones observed throughout the background sediment suggesting a common origin. HI values (<300 mgHC.g^{-1}TOC) do not correspond here with higher terrestrial inputs but specify that the organic matter in these light-coloured SE is more degraded than in the background sediments. This oxidation suggests that light-coloured SE consist of redeposited background lacustrine sediment that became mobilized and oxidized in the water column. This interpretation is in agreement with the seismic data indicating that these light-coloured SE are restricted to the central basin but are contemporaneous to several subaquatic mass-wasting events affecting the steep slopes of the lake (Figures 2.2.j and 2.2.p, d and e). The constant mean grain-size and the stable values of sorting in these light-coloured SE (Figure 2.2.l, b) are in addition typical of mass-flow deposits (Mulder and Cochonat, 1996) so that they are therefore interpreted as distal mass-flow deposits, except for event 1 only identified in core LL082 (Figure 2.2.k, a), which is composed of tilted finely laminated sediments. This event 1 is too thin (12 cm thick) to be clearly identified on seismic data, but appears contemporaneous to hummocky morphologies identified on the eastern and northern parts of the basin (Figure 2.2.j).

As discussed in Vannière et al (this issue), radionuclide measurements in core LL082 revealed that event 1 consists of a superposition of two equal recent sedimentary sequences. All together these characteristics of event 1 are typical from the initial stage of a thin slide deposit in the central basin favoured by a limited displacement of recent sediments along several slopes of the lake basin (i.e. creeping phenomena developing hummocky morphologies). This event 1 is dated to AD2005±3 and contemporary to the Salo earthquake in AD2004 located at only 35 km SW from Lake Ledro (Figure 2.2.i, Tables 2.2.p

and 2.2.r). This earthquake could therefore be the trigger for the development of creeping along the slopes and the formation of the slide event 1 in the central basin.

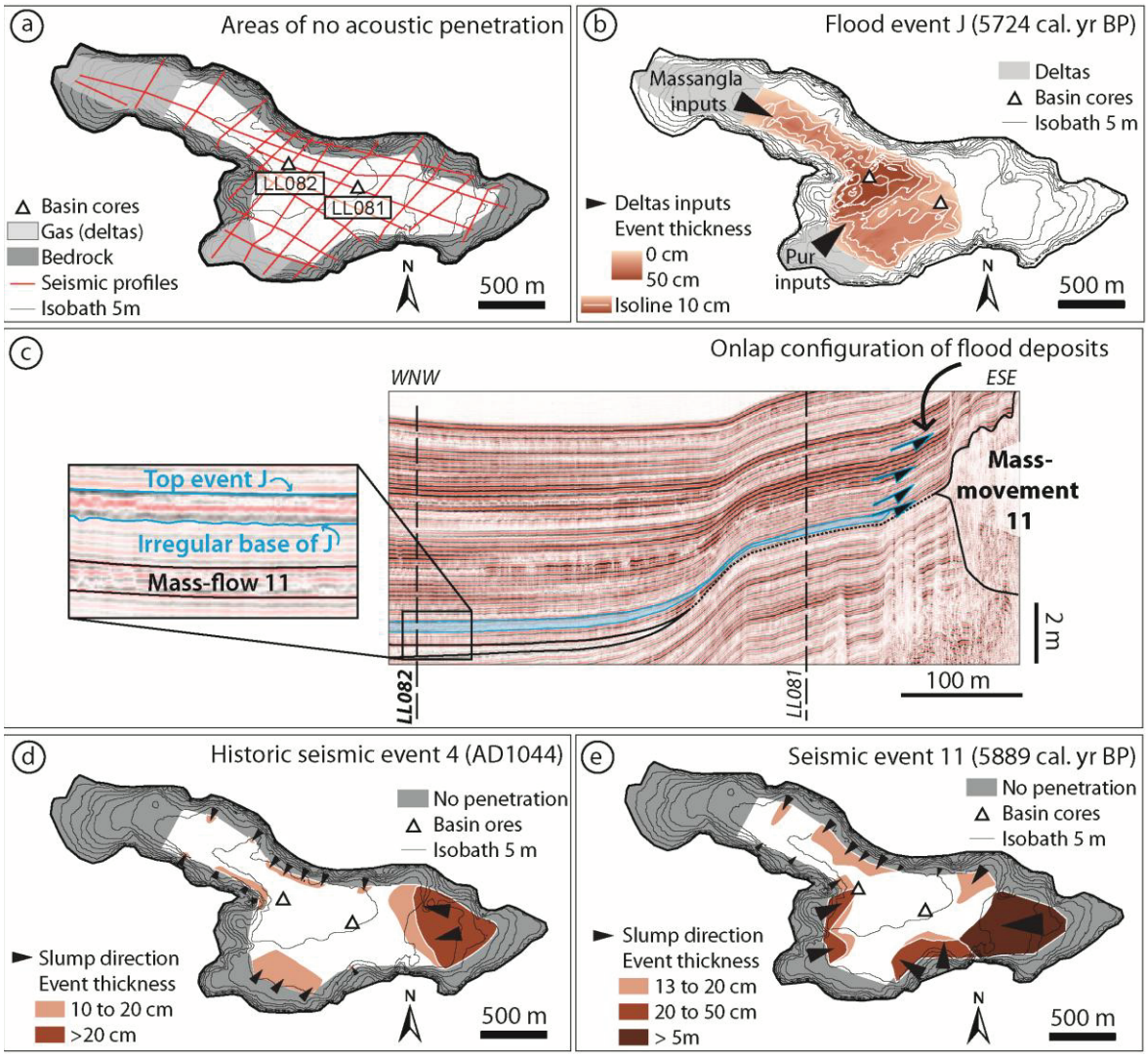


Figure 2.2.o, Grid of 3.5 kHz seismic survey acquired for this study in Lake Ledro and windows of no acoustic penetrations (due to coarse and gas-rich deltaic sediments or bedrock occurrence) are localized (a). (b) is illustrating the distribution and thickness of hyperpycnal flood event J characterized by an erosive base and the development of onlap configurations on seismic profiles (c). In (d) and (e) the distribution and thickness of mass-flow deposits caused by historical earthquakes event 4 and by prehistorical event 11 (e) are illustrated and clearly contrasting with the ones of flood event J.

Table 2.2.p, Historical earthquakes documented by Guidoboni et al. (2007) close to Lake Ledro. (http://storing.ingv.it/cfti4med/).

Year	Location	Distance from Lake Ledro	Equivalent magnitude M_e	Epicentral intensity at epicentre I_0
AD2004	Salo	~35 km SSW		VIII
AD1901	Salo	~35 km SSW	5.7	VIII
AD1891	Illasi valley	~55 km SE	5.9	VIII-IX
AD1117	Verona	~53 km SSE	6.8	IX
AD1046	Adige valley	~25 km E	6	IX

Two further mass-flow deposits, reaching at least 1.5 cm in thickness in the sediment cores (Figure 2.2.q, events 2 and 3), are dated to AD1870±40 and AD1860±40 and are synchronous, within the dating error of the sediment core, with two historic earthquakes from AD1901 and AD1891, respectively (Figure 2.2.i, Tables 2.2.p and 2.2.r). Light-coloured SE 4 (Figure 2.2.l, b) is dated to 905±130 cal. yrs BP (AD1045±130) and associated with numerous coeval mass movements along the basin slopes (Figure 2.2.o, d, Table 2.2.r) that is the typical signature of large historical earthquakes in lakes (Schnellmann et al., 2002, Lauterbach et al., 2012). Lake Ledro is located only 50 km NE from Verona (Figure 2.2.i, A) where a catastrophic seismic event occurred in AD1117 (Table 2.2.p, Guidoboni and Comastri, 2005), and it is nearby the Adige valley impacted by an earthquake in AD1046 (Figure 2.2.i, A, Table 2.2.p, Guidoboni et al., 2007). Event 4 could therefore be the consequence of one of these two regional historical earthquakes. In core LL082, pre-historical mass-flow deposits thicker than 1.5 cm are dated to 1255±115, 2545±105, 2595±100, 3350±80, 3815±85, 4740±155, 7190±130, 9185±85 and 11495±340 cal. yrs BP, respectively (Table 2.2.r, Figure 2.2.q).

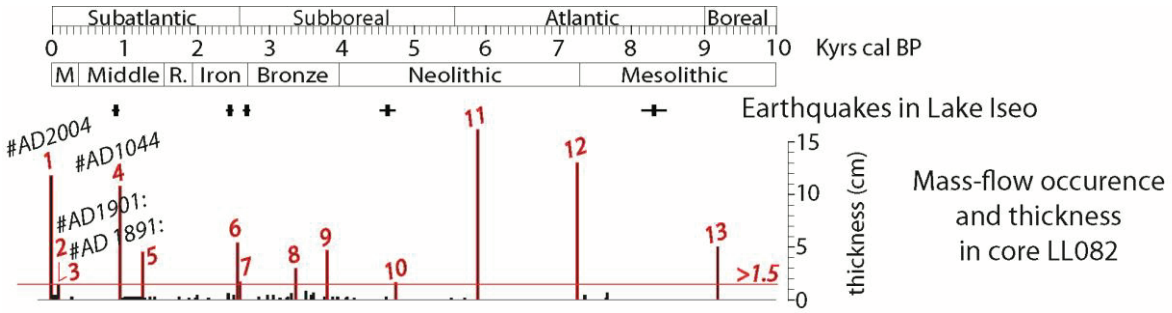


Figure 2.2.q, Illustration of mass-flow occurrence, thickness and age in core LL082. Some mass flow deposits superior to 1.5 cm thick are contemporaneous to historical earthquakes (#) and prehistorical earthquakes (+) documented in nearby Lake Iseo by Lauterbach et al (2012).

Some of them are, within the age-depth model errors, synchronous with pre-historical earthquakes recorded in nearby Lake Iseo (2430±105, 2545±105, 2595±100 and 4745±155 cal. yrs BP, Figures 2.2.i, A and 2.2.q, Lauterbach et al., 2012) and suggest that they were triggered by large regional earthquakes (Table 2.2.r). The others light-coloured mass-flow deposits in Lake Ledro are supposed to correspond to previously undocumented local earthquakes around 3350±80; 3815±85; 7190±130; 9185±85 and 11495±340 cal. yrs BP

(Table 2.2.r). Event 11, dated between 5800 and 5980 cal. yrs BP, has probably a seismic origin since this event is associated with the largest coeval mass-movements (Figures 2.2.j, C and 2.2.o, e) that occurred in Lake Ledro during the Holocene (Table 2.2.r). Among the 14 seismic events recorded in Lake Ledro during the Holocene (Figure 2.2.q, Table 2.2.r), ten events occurred during the last 5000 years, i.e. during a period characterised based on a series of littoral cores by higher lake levels (Magny et al., 2012) (Figures 2.2.j, B and 2.2.o). These higher levels may have therefore favoured slope instabilities and increased the sensitivity of Lake Ledro to regional seismo-tectonic activity.

Table 2.2.r, Estimated ages and characteristics of sedimentary events (SE) interpreted as sub aquatic mass movements triggered in Lake Ledro by regional earthquakes as discussed in the text.

Events	Thickness in core LL082 (cm)	Estimated ages inferred from Vannière et al. (this issue)	Regional earthquakes	Numbers of associated mass wasting deposits	Likelihood of earthquake triggering
SE 1	11.8	AD2005±3	Salo (AD2004)	2	Very high
SE 2	1.5	AD1871±39	Salo (AD1901)	?	High
SE 3	1.5	AD1863±42	Illasi valley (AD1891)	?	High
SE 4	10.8	AD1044±127	Verona (AD1117) or Adige valley (AD1046)	9	Very high
SE 5	4.4	1256±115 cal. yr BP	Iseo event (2525±110 cal BP)	3	High
SE 6	5.3	2545±104 cal. yr BP		5	Very high
SE 7	1.6	2595±102 cal. yr BP		?	High
SE 8	2.9	3348±79 cal. yr BP		?	Moderate
SE 9	4.6	3815±84 cal. yr BP		2	High
SE 10	1.5	4742±156 cal. yr BP	Iseo event (4488±110 cal BP)	?	High
SE 11	16.1	5889±92 cal. yr BP		10	High
SE 12	13	7190±127 cal. yr BP		10	High
SE 13	5	9183±84 cal. yr BP		2	High
SE 14	4.6	11493±339 cal. yr BP		2	High

Dark-coloured SE and flood deposits.

Dark-coloured SE in Lake Ledro present the same organic signature as that of the watershed samples since they are essentially composed of terrestrial components similar to the ones identified throughout the drainage basin (rAP and LCF, Figure 2.2.m, B) and characterized by HI values clearly below 300 mgHC.g^{-1}TOC. In addition, laser grain-size and bulk-density measurements in these beds clearly indicate that most of their bases are successively inversely and normally graded. This is the typical signature of hyperpycnal flood

deposits in a subaquatic basin (Mulder and Alexander, 2001; Mulder et al., 2003; Mulder and Chapron, 2011; Saint-Onge et al, 2012), where the coarsening-upward and the fining-upward sequences are correlated to the rising and the falling limb of a flood hydrograph, respectively. The very thin basal unit of event J, compared to the thick upper unit, implies therefore an asymmetric flood hydrograph which is typical of hyperpycnites and corresponds to the succession of the waxing and waning flows (Saint-Onge et al., 2004; Mulder and Chapron, 2011). Because the preservation of the waxing unit of a hyperpycnite at a given location in a basin is typically linked to (i) the flood hydrograph, (ii) the peak intensity of the flood event and (iii) the proximity of the tributary (Mulder et al. 2003), dark-coloured SE characterized only by a fining upward sequence (such as event G) at coring sites LL081 and/or LL082 in Lake Ledro can be related to exceptional flood events whose peak intensities were high enough to erode the waxing unit. In addition, the significant occurrence of algal particles in the clay caps of dark-coloured SE is interpreted as resulting from the remobilization in the water column of lacustrine sediments at the lake floor during the development of the hyperpycnal current (Chapron et al, 2007). These clay caps would therefore essentially result from the settling of fine-grained particles suspended near the lake floor at the end of the flood event.

Dark-coloured SE in Lake Ledro are thus interpreted as hyperycnal flood deposits largely composed of soil material and vegetation debris eroded from the drainage basin and brought in the lake by heavy precipitation and/or snowmelt events. Because Massangla and Pur rivers are temporary torrential tributaries draining steep slopes, dark-coloured SE in Lake Ledro are likely reflecting flash-flood events (Lambert and Giovanoli, 1988; Bornhold et al., 1994; Gilli et al., 2012). The large flood deposit marked by dark-coloured SE, J, is thick enough to be mapped along seismic profiles (Figure 2.2.o, c). It reaches up to $6.4.10^5$ m² of area, is extending from the Massangla and Pur delta slopes towards the central basin where it forms an up-to-50-cm thick depocenter (Figure 2.2.o, b) and develops onlaping geometries at the eastern edge of the central basin (Figure 2.2.o, c).

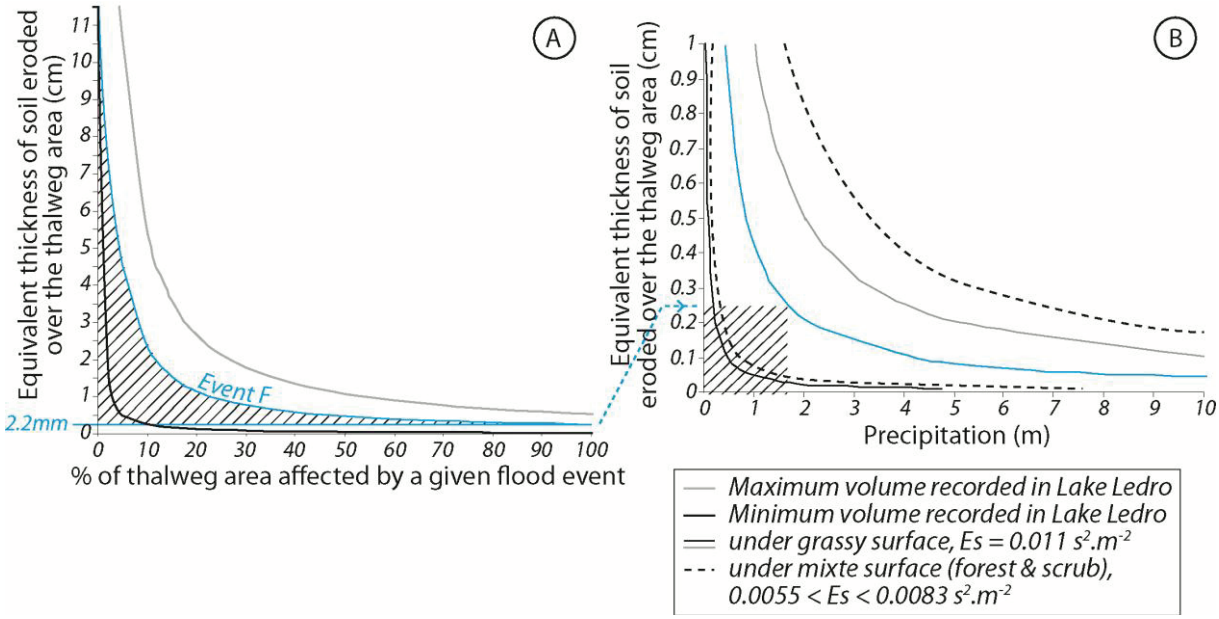


Figure 2.2.s, Illustration of the steps used to estimate the equivalent soil thickness eroded over the catchment area associated with a flood deposit in Lake Ledro (A) and the related amount of precipitations when applying the De Ploey et al. (1995) model (B).

5.2. Flood events and soil erosion.

Since flood deposits in Lake Ledro are essentially composed of soil-derived material, it is necessary to estimate the amount of pedological material eroded during exceptional flood events from the catchment area, in order to test if their occurrence in the lake basin can be used as a good proxy to reconstruct the paleohydrology of the study area.

The spatial extensions of the hyperpycnal floods recorded into Lake Ledro are given by their eastern onlap configurations of their high-amplitude reflections in the central basin (Figures 2.2.j, D and 2.2.o, c). Densities of soil surface-layers sampled in the catchment area vary from 1.04 to 1.7 g.cm^{-3} (on average 1.3 g.cm^{-3}) and are close to the ones measured in flood deposits from sediment cores (on average 1.4 g.cm^{-3}). The calculated volume of terrestrial fine fraction eroded during a flash-flood is thus assumed as representative of the total terrestrial material eroded within the erodible surface of the catchment area. It is calculated multiplying the mean thickness of a specific dark-event deposit by the mean spatial extent of Lake Ledro hyperpycnal flood events (evaluated to 3.3x10^5 m² on average, Figure 2.2.o, b) and by the percentage of terrestrial material inside (determined by QOP).

This volume represents mechanical erosion of an unknown thickness of soil within a certain percentage of the erodible surface source of terrestrial material. De Ploey (1991), Cerdà (1998 and 1999), Le Bissonnais et al. (2001), Souchère et al. (2003) and Girard et al. (2011) described that the cumulative effects of gullying on the thalwegs and on slopes steeper than 30% are the two main factors controlling soil erosion within a drainage basin under a given vegetation cover. Analysing the digital elevation model, we consider that the topography was constant during all the Holocene period and intersect the two key criterions (thalwegs and slopes >30%, Figure 2.2.i, B, orange and yellow areas, respectively) in order to map source areas of terrestrial material (~23.3 km² in the catchment). Flat alluvial valleys slopes (0-5%; Figure 2.2.i, B, hatched red areas, 0.8 km² in the catchment) are mainly sites of accumulation processes; however, the material stocked in these valleys can be remobilized during flood events (Girard et al., 2011). We consider therefore that slopes between 0 and 5% can also be affected by erosion processes during a flash-flood event. The equivalent thickness of soil eroded corresponding to 100% of these source areas affected by erosion represents the minimum equivalent soil thickness which can be eroded by a given flood event. It is more difficult to determine this value for thinner flood events which represent low terrestrial volumes (black curve, flood event of 2 cm thick in LL082, Figure 2.2.s, A) than for thicker events (grey curve, flood event J, 38 cm thick in LL082, Figure 2.2.s, A). The pre-historical major hyperpycnal flood event F (18 cm thick into core LL082, Figure 2.2.t, b) is the example presented in Figure 2.2.s. It is on average composed of 0.9 % of pedological components (rAP) which correspond to 53460 m^3 of accumulated terrestrial material. Considering this volume, 2.2 mm of equivalent soil thickness, within the catchment area of Lake Ledro, are at least eroded by this flash-flood event (blue curve, Figure 2.2.s, A). Similarly we can estimate that events G and J (Figure 2.2.t, b) eroded at least 2.6 mm and 4 mm of equivalent soil thickness in the watershed of Lake Ledro, respectively.

This approach highlights that extreme events eroded at least few millimetres of soil over the watershed and correspond to values described by Raclot and Albergel (2006) for areas affected by modern water erosion and runoff. Their recurrence in time can be problematic and can affect the pedogenesis process at long time scales since Duchaufour (1983) stated that well-developed soil pedogenesis as those described in Lake Ledro catchment area is relatively slow. However, events F, G and J are exceptional in intensity

since they are the only ones to reach such thicknesses during the Holocene. This indicates that the pedogenesis in Lake Ledro watershed is not significantly affected by the recurrence of flash-flood events and suggests that Lake Ledro flood sequence offers a reliable record to track the evolution of precipitation regimes during the Holocene in this part of the Alps.

5.3. Climatic significance of flash-flood deposits in Lake Ledro.

It is well known that rainfall events have to reach a certain threshold in magnitude, duration, intensity or discharge to trigger erosional processes and flooding in drainage basins (De Ploey et al., 1995; Mudelsee et al., 2003; Marchi et al., 2010). According to Mulder et al. (2003) there is also a positive relationship between the flood-deposit thickness, the river discharge and the rain intensity. The De Ploey erosional susceptibility approach is an elementary model which considers that the volume of soil eroded during a storm event is directly proportional to the amount of precipitation received under a given vegetation cover and function of the slope, the parent material and the actual annual mean of precipitation (De Ploey, 1991 and 1995). A direct application of De Ploey model to pre-historical major hyperpycnal flood events F, G and J in Lake Ledro, suggests that the maximal amount of precipitation needed to erode the minima equivalent soil thicknesses by each flood event are equal to 1710 mm, 1650 mm and 2045 mm, respectively.

This estimated precipitation of single storm events is two times the volume received today in one year in the Trento region and suggests that rainfall cannot be the only source of water to generate such phenomena. De Ploey calculations are in fact only corresponding to a cumulative volume of fluid needed to induce soil erosion and runoff. Because several recent studies focusing on modelling of snowmelt erosion have shown that this process could export a large amount of soil particles (60%) especially on grasslands where the snowmelt runoff coefficient is higher (Ollesch et al., 2006; Tanasienko et al., 2009 and 2011), we suggest that Holocene flash-flood deposits in Lake Ledro are resulting from the combination of heavy rainfall and snowmelt phenomena. This interpretation is further supported by the stratigraphic position of flash-flood deposits within the finely laminated background

sediments of Lake Ledro (Figure 2.2.k, a): on digital photographs flash-flood deposits are systematically caped by a white lamina during the first half of the Holocene and by a brownish lamina after around 5000-4500 cal. yrs BP (Figure 2.2.k, a). Following Wirth et al. (2012) who demonstrated that Lake Ledro basin fill was composed of biogeochemical varves (cf. Lotter et al, 1997) over the last 1400 years, and assuming that varves formation prevailed since the onset of finely laminated background sediments ca. 9000 cal. yrs BP, we can hypothesize that flash-flood events in Lake Ledro occurred in spring during the first half of the Holocene (i.e. before the white summer layer made of authigenic calcite) and between late fall and winter, after around 5000-4500 cal. yrs BP (i.e. before the brownish winter layer made of organic and clay particles). The analysis of further thin sections (cf. Mangili et al, 2005) are however required to confirm the precise seasonality of flash-flood events in Lake Ledro during the Holocene.

5.4. Climate and human interactions on terrestrial and lacustrine Holocene environment at Lake Ledro.

The most important parameters discussed below are depicted in Figure 2.2.t. In a first time, the hyperpycnal flood occurrences and thicknesses documented by Lauterbach et al. (2012) in nearby Lake Iseo (Figures 2.2.i, A and 2.2.t, a) are compared to the hyperpycnal flood occurrences and thicknesses identified in Lake Ledro (Figure 2.2.t, b). This comparison suggests the occurrence of wetter periods favouring flooding activity at a regional scale in the Italian Southern Alps (Figure 2.2.t). During the first half of the Holocene, the mean flood intervals from lakes Iseo and Ledro are equalled to 4.8 and 4 events by millennia, respectively, whereas after around 5000 cal. yrs BP, they increased to 8.4 and 9.2 events by millenia, respectively. These changes in flood return times suggest that (i) the two lakes are sensitive to the same climatic influences and that (ii) the second half of the Holocene was wetter, which is in agreement with the higher lake-levels documented by Magny et al. (2009 and 2012) at Lake Ledro. Over the last 500 years, the last wetter period recorded by hyperpycnal flood deposits in the Southern Alps (Figure 2.2.t, b) occurred between ca. AD1600 and AD1850 and matches the second phase of the well-documented Little Ice Age period (Chapron et al, 2002; Wanner et al. 2011; Magny et al., 2010).

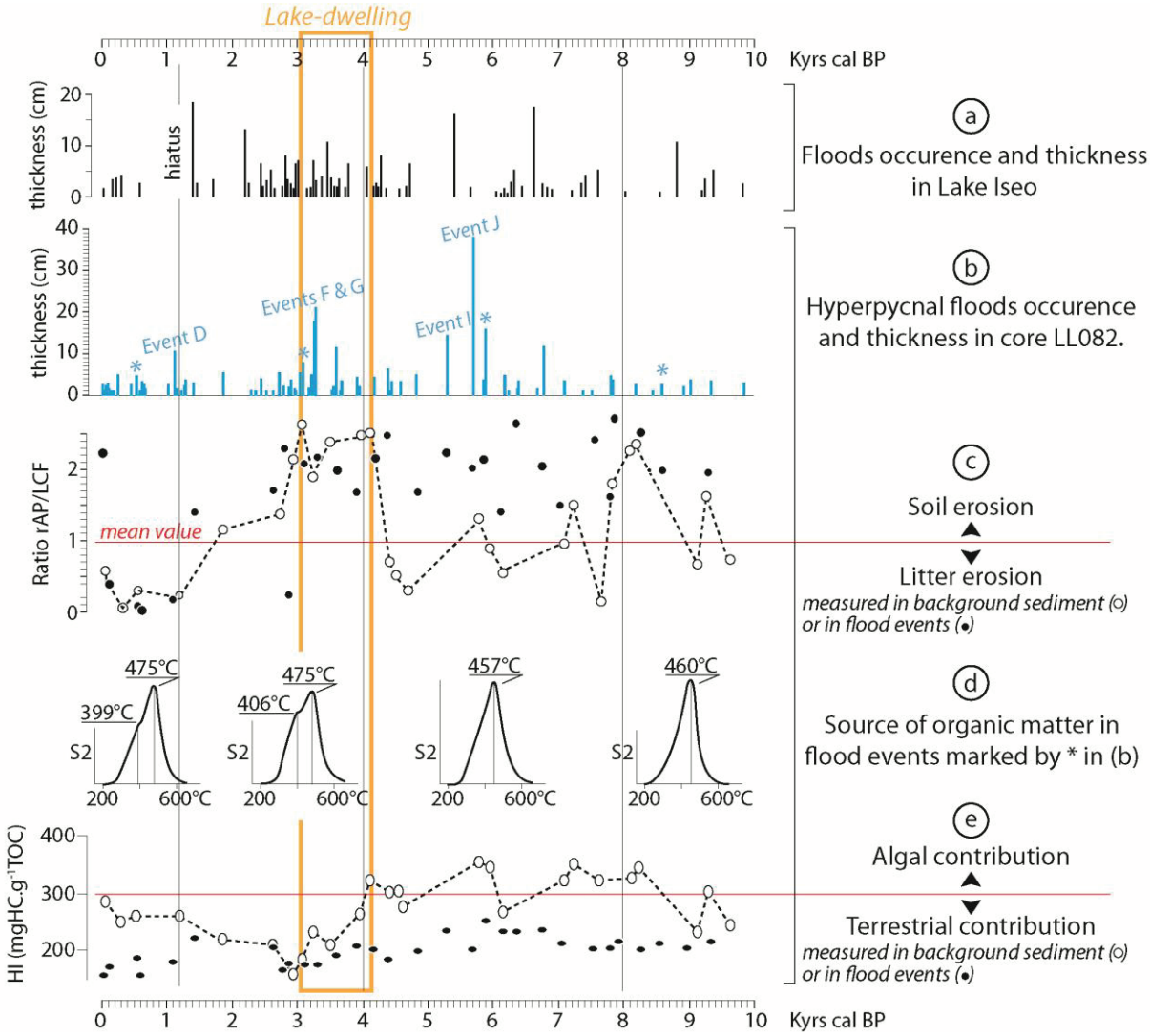


Figure 2.2.t, Chronology and thickness of Holocene hyperpycnal flood events in the Southern Alps documented by Lauterbach et al (2012) in Lake Iseo (a), and higher than 1 cm thick in core LL82 from Lake Ledro (b), the evolution of the source of material remobilized by runoff processes within Lake Ledro watershed is given in (c) and calculated by the ratio rAP (red Amorphous Particles) on LCF (Ligno Cellulosic Fragments) for background sediment (white dots) and flood sedimentary events (black dots) in core LL082. The S2 curves from flood deposits (marked by a star in b) are given in (d) and indicate the type of organic matter present in these events as discussed in the text. The hydrogen index (HI) given in (e) is measured in background sediment (white dots) and flood sedimentary events (black dots) from core LL082.

In a second time, variations in the values of the rAP/LCF ratio obtained by QOP (i.e. Quantitative Organic Petrography) for background sediments (white circles, Figure 2.2.t, c) and for flood SE (black circles, Figure 2.2.t, c) are represented. This ratio can be used to disentangle the impact of land-use and climate during the Holocene on the vegetal cover, soil erosion and sediment load of rivers in Alpine environments (c.f. Noël et al., 2001; Arnaud et al., 2005; Dearing, 2006a, 2006b, Jacob et al., 2009). Indeed, this ratio, measured in the background sediment, can be used to track the long-term evolution of the vegetation cover

within a watershed, using the respective contribution of soil (rAP) and litter (LCF) material in the terrestrial organic matter fluxes delivered to the lake by runoff on topsoil layers (Di Giovanni et al., 2000). Values of the ratio rAP/LCF, measured in flood SE, can reflect either the source areas of material eroded during a flood event or its seasonality if the vegetal cover in the watershed is depending on the seasons. The significance of the rAP/LCF ratio in flood SE is further supported by the shape of the S2 curves from flood SE samples which can be typical of grassland or forest soils (i.e. section 4.3., unimodal or bimodal S2 curves, respectively in Figure 2.2.t, d). Finally, algal and terrestrial contributions in the background sediment (white circles, Figure 2.2.t, e) and in the flood SE (black circles, Figure 2.2.t, e) are estimated from the HI values trends (i.e. Hydrogen Index, see section 3).

During the Early Holocene: from 10000 to 8000 cal. yrs BP.

Between 10000 and 8000 cal. yrs BP, the ratio rAP/LCF from background sediment fluctuated (white circles, Figure 2.2.t, c) resulting from variations in litter and soil particles supply. HI values (Figure 2.2.t, e) show exactly the same trend. This pattern suggests that the soils present through the drainage basin of Lake Ledro was not stabilized yet and that runoff processes could affect grassland areas (essentially delivering rAP particles) as well as forested ones (essentially delivering LCF particles). This is in agreement with Magny et al. (2012) and Joannin et al. (this issue) who documented the progressive reforestation of the area during this period. Around 8200-8000 cal. yrs BP, high values of the rAP/LCF ratio are measured in background sediment samples. This indicates a period of enhanced grassland soil erosion which matches a cold and wet period such as the 8.2 event, frequently documented in western Europe (von Granfenstein et al., 1999) and notably at Lake Ledro (Magny et al., 2012).

In flood events, the ratio rAP/LCF is always high (black circles, Figure 2.2.t, c) suggesting that soil particles (rAP) are essentially exported. S2 curves from the flood events dated from this period are unimodal and symetric (Figure 2.2.t, d) and therefore typical of

runoff on superficial layers from grassland soil suggesting that high altitude areas (or still not reforested ones) were preferentially affected by flash-floods during the Early Holocene.

During the Mid-Holocene: from 8000 to 4200 cal. yrs BP.

Between 8000 and 4200 cal. yrs BP, the ratio rAP/LCF from background sediment is low (white circles in Figure 2.2.t, c) indicating that litter material is preferentially exported comparing to soil particles by runoff processes. This suggests (i) that the catchment area of Lake Ledro was essentially forested during this period, which is in agreement with Joannin et al. (this issue) and (ii) that this reforestation stabilized the soils. The lower erosion rate documented here is further supported by the lower lake-levels documented by Magny et al. (2009 and 2012) at Lake Ledro during this period. Indeed, these conditions resulted from a drier and warmer climate which among others limited the runoff. HI values (Figure 2.2.t, e) are higher than 300 $mgHC.g^{-1}TOC$ over this period, reflecting both the lower soil supply into lake sediment and the higher contribution of lacustrine algal production (correlation between HI and algal productivity: $R=0.67$, $p<0.001$), certainly favoured by the warmer climate.

In flood SE, the ratio rAP/LCF is high (black circles, Figure 2.2.t, c) and the shape of the S2 curve is unimodal and symmetric (Figure 2.2.t, d) during this second period. This indicates that during the Mid-Holocene, the organic material exported during flood events is still essentially made of soil particles from grassland (high-elevated) areas.

During the Late Holocene: from 4200 to 3100 cal. yrs BP.

Between 4200 and 3100 cal. years BP, the high rAP/LCF ratio in Lake Ledro background sediment reflects enhanced soil erosion from non-forested areas topsoils. This is further supported by the HI values measured in background sediment which decrease below 300 $mgHC.g^{-1}TOC$ (Figure 2.2.t, e) suggesting higher terrestrial contribution into lake

sediment by runoff processes (correlation between HI and soil particles: R=0.71, p=0.03). Moreover, this higher terrestrial supply is contemporaneous to the increase of lacustrine sediment magnetic susceptibility interpreted by Vannière et al. (this issue) as the result of higher soil erosion. These results probably reflect the cumulative effects of (i) the climate shift to wetter conditions (Magny et al., 2012) and thereby higher runoff and of (ii) the human-induced land openness documented by Joannin et al. (this issue). Indeed, this time interval is matching a period of well-documented human settlements along the shores of several lakes from the Southern Alps, including Lake Ledro (Magny et al, 2009, 2012, Figure 2.2.j, B). Bronze Age in Italy is in particular known for a sustained increase in human impact (Cremashi et al., 2006). These human-induced soil destabilisations could favour the soil erosion under wetter climatic conditions.

In flood SE, a high rAP/LCF ratio is measured (Figure 2.2.t, c) suggesting that the material from open landscapes were remobilized. However, the shape of the S2 curve from flood deposits is bimodal and dissymmetric (Figure 2.2.t, d) and therefore typical of forested areas. These two results suggest that the superficial layers from former forested soils were preferentially destabilized and eroded during the Bronze Age flash-flood events. Both the increase of the mean flood interval from 4 to 9.2 events by millennia (Figure 2.2.t, b) and the increasing thickness of the floods recorded in the central basin of Lake Ledro during this period (events F and G for example, Figure 2.2.t, b) may thereby have resulted from a combination of more humid climate conditions and human-induced soil destabilization and erosion.

During the Late Holocene: from 3100 to present-day.

During the time interval 3100-1200 cal. years BP, the ratio rAP/LCF from background sediment and flood deposits is progressively dropping (Figure 2.2.t, c), suggesting reduced soil particles erosion over the catchment area which is in agreement with the slight drop in zirconium influx coming from soil erosion documented by Vannière et al. (this issue). This reduction of erosion processes could indicate a certain stabilization of the soil within the

drainage basin or changes in human land-use. After 1200 cal. yrs BP, the interpretation of the ratio rAP/LCF in background sediment is however becoming more difficult. The lower values of the ratio rAP/LCF seem to indicate that the erosion processes essentially exported litter material from forested topsoil layers (Figure 2.2.t, c). During the same time-interval, Vannière et al. (this issue) described higher minerogenic supply coming from soil erosion (zirconium influx) and land openness from 950 cal. yrs BP. Both increase in minerogenic supply and decrease in rAP/LCF ratio in background sediment are typical of the remobilization of deeper soil layers where the rAP/LCF ratio is constant whatever the vegetation cover (Graz et al., 2010). In this case, both minerogenic and organic results suggest drastic landscape disturbances over the catchment probably associated with ploughing activities and intensive human impact that affected deeper soil layers over the last millennium.

In flood SE, a low rAP/LCF ratio is also measured (Figure 2.2.t, c) and the shape of the S2 curve from flood deposits is bimodal and dissymmetric (Figure 2.2.t, d) which is typical of forested areas. Combined with our previous hypothesis on the background sediment signal, these two results suggest that the deeper layers from former forested soils could be destabilized and eroded during recent flood SE. Moreover, frequent but finer hyperpycnal flood deposits are recorded during this period (Figure 2.2.t, b). They may result from an anthropogenic reorganisation of the drainage basin. The last hyperpycnal flood deposit recorded in our sediment cores is dated to AD1920±20 and is 2 cm thick. It is interesting to note that Lake Ledro does not record any other hyperpycnal flood after this date. This suggests either a primary climate signature (Pfister, 2009), or that regulating activities during hydropower production since AD1929 can modify the temperature of the water column and maybe prevent from generation of hyperpycnal flood or more probably that recent human infrastructure on river corrections in the catchment area have been very efficient to reduce the impact of flash-flood events on lacustrine environments.

6. Conclusions.

In Lake Ledro, the combination of high-resolution seismic profiling with physical and organic analyses of sediment cores, soils and river-bed samples allows (i) characterizing the sensitivity of Holocene lacustrine sedimentation to changes in vegetation cover within the drainage basin and (ii) distinguishing the origins of the contrasted sedimentary events which regularly interrupted the background sedimentation. Up to 73 catastrophic hyperpycnal flood deposits (>1 cm) resulting from the combination of heavy rainfall with snowmelt have especially been discriminated from 14 subaquatic mass-wasting deposits.

Distal mass-flow deposits in the central basin of Lake Ledro are generally associated with numerous coeval mass-movements along the steep slopes of the basin affecting not only deltaic environments. The chronology of these coeval mass movements matching either historical regional earthquakes (in AD2004; 1901; 1891 and 1117 or 1046) or coeval mass-movements in nearby Lake Iseo documented by Lauterbach et al (2012) around 2525±110 and 4490±110 cal. yrs BP, is providing new evidences that the Southern Italian Alps have been frequently affected by large regional earthquakes. Similar coeval mass-movements dated around 3350±80; 3815±85; 5890±90; 7190±130; 9185±85 and 11495 ±340 cal. yrs BP are supposed to be related to previously undocumented (and eventually more local) earthquakes.

The longterm evolution of the vegetation cover in the drainage basin of Lake Ledro has been deduced from the respective contributions of soil and litter fluxes delivered to the lake by runoff in background sediments. During the first half of the Holocene, the drainage basin was forested and hyperpycnal floods occurring during springs essentially affected grassland areas. Inversely, after around 5000-4500 cal. yrs BP, climate variability favoured the development of flash-floods during the snow season and the intensification of human activities increased soil erosion, especially between 4000 and 3100 cal. yrs BP. Enhanced occurrence of natural hazards such as earthquakes and flash-floods during this period may have, in addition, contributed to the decline of the lake-dwelling at Lake Ledro. Our results

also suggest that over the last millennium, changes in human land-use, such as ploughing activities, may have affected the deeper soil layers.

This study highlights that if present-day climate or modern river corrections apparently succeeded to diminish the development of hyperpycnal flood events in Lake Ledro: Land use combined with future climate changes may have irreversible consequences on soil erosion and on the pedogenesis preserved until now.

Acknowledgments.

We would like to warmly thank Marielle Hatton and Rachel Boscardin from ISTO for their support during the analyses of organic matter samples, Laurent Perdereau from ISTO for his contribution to the processing of seismic data and Romana Scandolari and Luca Scoz from the Molina di Ledro museum for logistical support during field work operations and fruitful scientific discussions. Seismic data interpretation and mapping has been performed using the Kingdom Software® from Seismic Micro-Technology Inc. (SMT). Financial support for this study was provided by the French ANR (project LAMA, M. Magny and N. Combourieu-Nebout) and the Swiss National Science Foundation (project FloodAlp; Grant 200021-121909).

References.

Voir Références.

Chapitre 2.3

L'espace pyrénéen.

Dans le cadre de l'OHM (Observatoire Homme Milieu) du Haut Vicdessos, nous avons étudié l'Etang Majeur, un lac d'altitude localisé sur le versant nord du massif pyrénéen. L'étude de ce remplissage a pour objectifs de mettre en évidence les interactions Hommes/milieux présentes dans cette partie des Pyrénées en identifiant les forçages climatiques et anthropiques sur les géosystèmes lacustres.



Panorama de la vallée de Bassiès (juillet 2010).

1. L'étang Majeur.

1.1. Article 10, en préparation.

Dans cet article[58], nous utilisons la caractérisation minérale et organique des sédiments lacustres prélevés dans l'Etang Majeur pour distinguer les impacts de l'Homme ou du climat au cours de l'Holocène sur le versant nord des Pyrénées. La cartographie acoustique de l'Etang Majeur suggère la présence de deux verrous rocheux qui délimitent trois sous-bassins lacustres : le lac est donc d'origine glaciaire. Le remplissage sédimentaire peut atteindre six mètres au plus épais et semble correspondre à l'enregistrement du dernier cycle climatique. La sédimentation holocène résulte essentiellement du détritisme organique issu de l'érosion des tourbes présentes sur les versants sauf lors de périodes hydrologiques marquées, datées en AD1400, AD1320, AD1180, AD1070, AD960, et 1215, 1720, 1996, 2260, 2815, 3730 et 4750 cal BP. Ces dernières sont mises en évidence par la présence de passées sableuses riches en rubidium, interprétées comme résultant de la réactivation d'un canyon drainant les zones d'altitude. Ainsi, nous mettons en évidence des phases climatiques plus humides synchrones avec des phases d'humidité connues dans les Alpes. Depuis AD1907, la construction de deux barrages régule le niveau d'eau en fonction des besoins hydroélectriques de la centrale de Bassiès. Un marnage de 10 m est alors possible et affecte 37% de la surface du lac. Il a pour conséquence une remobilisation accrue du matériel riche en rubidium issu des berges, remobilisation qui a pour conséquences une augmentation de la productivité algaire, (2) une augmentation du détritisme minéral au dépend du détritisme organique et (3) un doublement des taux de sédimentation au cours du dernier siècle. Pendant cet intervalle de temps, les pics de rubidium peuvent toujours être utilisés en tant que marqueur climatique, mais expriment cette fois l'occurrence de périodes plus sèches.

[58] Une version moins aboutie de ces données a été publiée dans la Revue du Sud Ouest Européen (article 9, à paraître, Annexe 1.6). Elles ont également été présentées par l'intermédiaire d'un poster lors du 13ème congrès français de sédimentologie (Dijon, novembre 2011).

Recent climatic and anthropogenic imprints on lacustrine systems in Pyrenean Mountains inferred from minerogenic and organic clastic supply (Vicdessos valley, Pyrenees, France).

Anaëlle Simonneau* (1), Emmanuel Chapron (1), Thierry Courp (2), Kazuyo Tachikawa (3), Gaël Le Roux (4, 5), Sandrine Baron (X), Didier Galop (6), Marta Garcia (3), Christian Di Giovanni (1), Marc Desmet (7), Mikaël Motallica (1), Edouard Bard (3)

*corresponding author: anaelle.simonneau@univ-orleans.fr

(1) ISTO, UMR 7327 CNRS ; Univ Orléans ; BRGM, 1A rue de la Férollerie, 45071 Orléans Cedex 2, France.
(2) Laboratoire CEFREM, UMR5110, Université de Perpignan via Domitia, 52 Avenue Paul Alduy, 66860 Perpignan Cedex, France.
(3) CEREGE, Université Aix-Marseille, CNRS, IRD, Collège de France, Technopole de l'Arbois, BP80, 13545 Aix en Provence, France.
(4) CNRS ECOLAB, 31326, Castanet Tolosan, France.
(5) Université de Toulouse, INP, UPS, EcoLab (Laboratoire Ecologie Fonctionnelle et Environnement), ENSAT, Avenue de l'Agrobiopole, 31326 Castanet Tolosan, France.
(6) GEODE, UMR 5602 CNRS/Université de Toulouse 2, Allée A. Machado, 31058 Toulouse Cedex, France.
(7) E.A. 6293 GéHCO, GéoHydrosystème COntinentaux, Université F. Rabelais de Tours, Département Géosciences-environnement, Faculté des Sciences et Techniques, Parc de Grandmont, 37200 Tours, France.

Abstract

High-resolution seismic profiling has been combined with geochemical analyses of both drainage-basin samples and four lacustrine cores retrieved from a natural lacustrine basin of glacial origin: the Lake Majeur (1630 m a.s.l., Eastern French Pyrenees). Identifying specific minerogenic and organic markers of autochthonous and allochthonous supply, data allow documenting past climatic and anthropogenic pressures. Over the last century, the lacustrine sediment is essentially composed of algae, which drastically contrasts with the natural sedimentary infill of the basin, mainly resulting of soil erosion over the Mid-Late

Holocene. Since AD1907, the Lake Majeur is used for hydroelectricity production. Human-induced lake-level regulations, affecting up to 37 % of the lacustrine surface, have fourfold the accumulation rate of the lake and favoured water enrichment. The rubidium abundance within the lacustrine sediment reflects the Mid-Late Holocene palaeohydrology. After the dam construction, higher rubidium amounts however indicate drier climatic periods, such as from AD1975 to AD1982, during which water reservoirs were particularly solicited. Inversely, before the dam launching, rubidium fluctuations are correlated to wetter conditions and hydrological events recorded as sandy layers deposited by canyon reactivation synchronous with European climatic deterioration phases. We notably document that the Medieval Climate Anomaly was interrupted by some humid periods dated around AD940, AD1080, AD1100 and AD1250. We also date the onset of the Little Ice Age ca. AD1360 and identify that this period was wetter after ca. AD1500. Older hydrological periods are suggested over the Mid-Late Holocene but more chronological controls are needed.

Keywords

Lake sediments; soil erosion; hydropower; trophic state; Mid-Late Holocene; Pyrenees.

1. Introduction.

Over the last century, the number of hydropower reservoirs drastically increased (Rosenberg et al., 1997) and particularly in the French Pyrenees (Baran et al., 1995). Numerous studies demonstrated that such inferences on natural systems induced disturbances within the Pyrenean river ecosystems (Lauters, 1992; Baran et al., 1995; Lagarrigue et al., 2001) suggesting that other natural systems could also be affected. Lacustrine sediments record natural hazards and anthropogenic activities and are particularly relevant in assessing the consequences of future human interventions on lacustrine systems. Besides, some studies focussed on the consequences of hydropower reservoirs (Anselmetti et al., 2007; Finger et al., 2007; Wirth et al., 2011), demonstrated that dams could be highly problematic considering the actual global change since such inferences

affect and modify natural processes in lacustrine environments depending on the management of the inference (pumping, lake-level regulation) (Jaun et al., 2007; Delsontro et al., 2010; Kunz et al., 2011).

In hydropower reservoirs, human-induced perturbations in lacustrine sediments are classically underlined examining sediment removal and chemical concentrations (Kunz et al., 2011) or characterizing the optical properties of the water (Jaun et al., 2007). They can also be detected through organic geochemistry analysis as it is done on classical lacustrine basin (Buillit et al., 1997; Noël et al., 2001). Lake Majeur is a natural lake of glacial origin surrounded by numerous peat bogs recording Holocene past anthropogenic signatures (Galop et al., 2011). It is therefore a suitable place to investigate both the pressure of climate or anthropogenic forcing on lacustrine systems and particularly recent human-induced lacustrine dynamics because the lake is used for hydropower since AD1907.

In this paper, we studied Holocene lacustrine sequences retrieved along a north-south transect in the Lake Majeur together with high-resolution seismic profiling of the basinfill and soils or rocks samples from the surrounding watershed. Continuous chemical analyses were used to describe the sedimentary units of the sequences and are compared with punctual geochemical and petrographic characterizations of the organic matter. It attempts to (i) characterize the minerogenic and organic sources of material brought into the lake by runoff processes and to (ii) identify if they are climatic or human-controlled. The aims of this study are to compare (i) the morphology of the basin before and after hydropower installations in order to quantify the consequences of recent hydrodamming on lacustrine environments in this part of the Pyrenees, and (ii) the present-day basinfill dynamic with the natural one over the rest of the Holocene.

2. Material and methods.

2.1. Sampling site.

The hanging valley of Bassiès (42°N, France) is part of the Upper Vicdessos valley (Fig. 2.3.a, A) located 95 km south of Toulouse. Its drainage-basin (15 km²) is characterized by ice-smoothed granitic rocks resulting from the last glacial maximum (Hérail et al., 1986; Jalut et al., 2010; Delmas et al., 2011) and forming both (i) local steep slopes, in particular along the southern part of Lake Majeur where a canyon is still active and delivers blocks, gravels and sands into the lake during snowmelt periods and heavy rainfall and (ii) flat areas within the rest of the catchment (Fig. 2.3.a, B) where swamps are developed. Numerous small and shallow lakes of glacial origin are present throughout the watershed at different altitude (Lake Escale d'en haut (1915 m a.s.l.), Lake Pla de la Fount (1655 m a.s.l.) and Lake Majeur (1632 m a.s.l., Fig. 2.3.a, B). Lake Majeur (42°7'N-1°42'E, 1630 m a.s.l., Fig. 2.3.a, B) is the largest basin (0.2 km², 700 m long, 300 m width) of this valley. It is located downstream from numerous swamps and particularly from a large peat bog dated from 750 cal yrs BP (Galop, 1998) upstream from Lake Pla de la Fount (Fig. 2.3.a, B). Since AD1907, the water-table of the natural basin of Lake Majeur has been raised of six meters (Fig. 2.3.a, B and 2.3.b). Two dams regulate this water-table, draining off the water from the basin which is naturally filled by rainfall and snowmelt. The artificial lake-level thereby fluctuates from minus four metres during low lake-level stages and drier summers to plus six metres during highstand periods (from 1620 m a.s.l. to 1631 m a.s.l., respectively, Fig. 2.3.a, B and 2.3.b).

Lacustrine basinfills of the different systems present in the Vicdessos valley were imaged in July 2010 and September 2011, using a subbottom profiler INNOMAR SES-2000 from an inflatable boat and coupled with GPS navigation (Fig. 2.3.a, B). This was during lowstand and highstand periods, respectively, for the Lake Majeur (Fig. 2.3.a, B). Two frequencies were used (8 kHz in 2010 and 10 kHz in 2011) in order to optimize the resolution of the acoustic signal in the sedimentary infills and to select suitable locations for short gravity cores. One core was taken in the subaquatic delta of Lake Escale d'en Haut (Fig. 2.3.a, B), another one was collected in the central part of Lake Pla de la Fount (Fig. 2.3.a, B and 2.3.b) and finally four cores were retrieved following a north-south transect in Lake Majeur

(EM10B: 42.7620°N-1.4223°E; EM10A: 42.7620°N-1.4222°E; EM11B: 42.7617°N-1.4225°E and EM10C: 42.7614°N-1.4213°E, Fig. 2.3.a, B and 2.3.b) with an UWITEC coring device (in 2010) or a Bobcorer one (in 2011), operated from a platform.

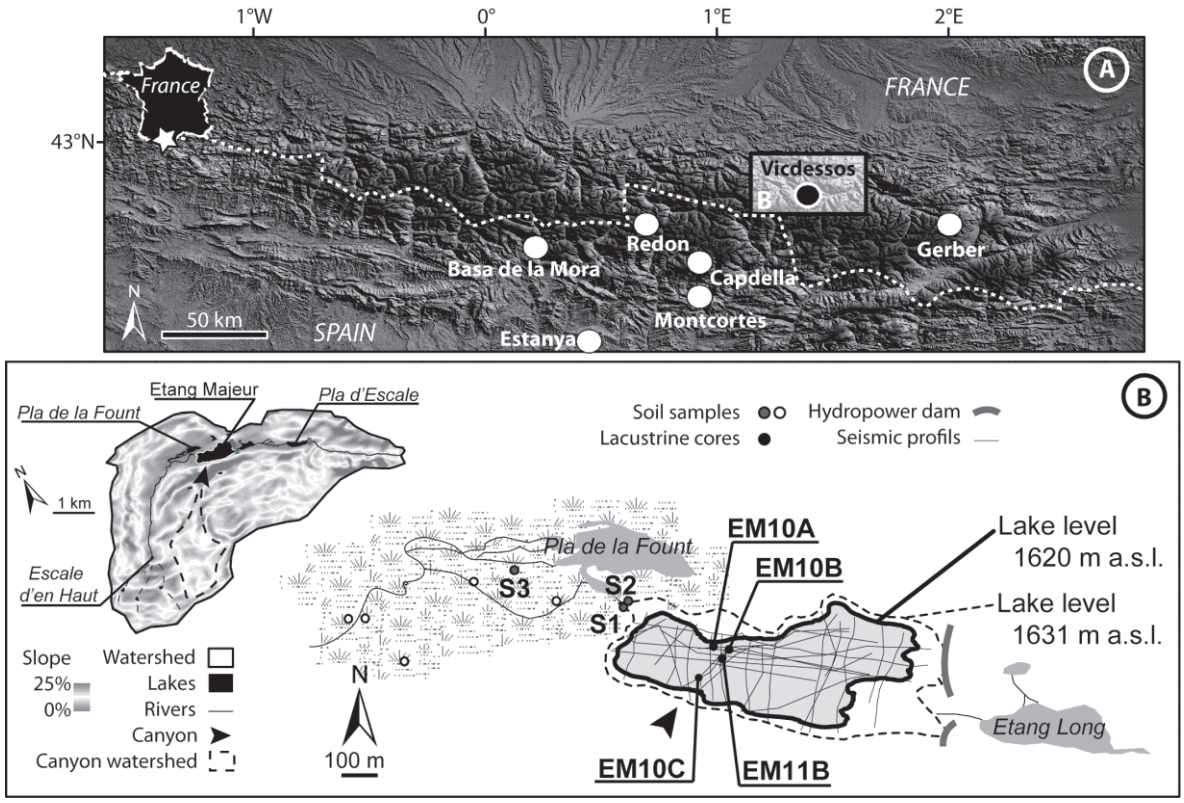


Figure 2.3.a, Localisation of the Vicdessos valley within the eastern Pyrenees (A). The valley is composed of numerous lakes (B). Among them, the Lake Majeur, today used for hydropower production, has been chosen to perform high-resolution seismic profiling and lacustrine coring.

In 2010 and 2011, two rocks representative of the granitic dome were sampled to estimate the local geochemical background of the watershed. Eight pedological profiles (soil samples, Fig. 2.3.a) were also collected in flat areas favourable to the accumulation of organic matter. Most of them (white dots, soil samples, Fig. 2.3.a) are reduced to one thin organic rich layer which directly covers the granitic material and are not therefore considered as real pedological profiles. Profiles S2 and S3 (grey dots, soil samples, Fig. 2.3.a, B) are constituted of three sandy to silty-clayer layers and are rich in organic material and siliceous gravel. They are thus considered as Histosols. The sandy profile S1 (grey dots, soil samples, Fig. 2.3.a, B) is, on the contrary, essentially composed of numerous siliceous gravels and blocks suggesting that it is more a till deposit than a pedological profile.

2.2. Age-depth model and sedimentology.

Age-depth models of each lacustrine core were established based (i) on radiometric markers (^{210}Pb, ^{214}Pb (^{226}Ra daughter) and artificial radionuclides (^{137}Cs and ^{241}Am, Table 2.3.e and Fig. 2.3.d)), measured on core EM10B, every centimetre for the 21 first upper centimetres using gamma spectrometry at the underground laboratory of Ferrières (LAFARA/LEGOS/Observatoire Midi-Pyrénées), and (ii) on eight AMS ^{14}C radiocarbon dates from terrestrial vegetal remains (two from core EM10C, three from core EM11B, one from core EM10A and two from core EM10B, Fig. 2.3.c and Table 2.3.e) performed at the *Radiocarbon Laboratory* in Poznan and at the *Laboratoire de Mesure du Carbone 14* in Gif-sur-Yvette. Calibrated ages were computed using the calibration curve of Reimer et al. (2009) and the resulting four age-depth models were interpolated as linear regressions.

Laboratory descriptions of cores EM10B, EM10A, EM11B and EM10C were supported by non-destructive high-resolution elemental analyses performed with the X-ray fluorescence core scanner (ITRAX, Cox Analytical Systems, Croudace et al., 2006) at CEREGE. The high-resolution radiographic image was obtained and post-treated from the ITRAX using a chromium tube as the X-ray source at 45 kV and 40 mA, with 600 ms of counting time. The relative abundance of elements, such as rubidium (Rb), was measured every one millimetre for cores, EM10C, EM11B, EM10B and the upper 20 centimetres of core EM10A and at five millimetres for the base of core EM10A (Fig. 2.3.c and 6A) using a chromium tube as the X-ray source at 35 kV and 40 mA, with 15 s of counting time. The calibration of these relative abundances was performed by elemental analyses of lacustrine sediment with Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer (LA-ICP-MS) Elementar XR Thermo Specific, following the procedure described by Gratuze et al. (2001) and Aries et al. (2001). A total of 54 samples from cores EM10B and EM11B and 15 samples from soils, river beds and rocks were selected for destructive geochemical analyses (minerogenic and organic geochemistry). For minerogenic geochemistry, solid samples were prepared as pressed pellets. Powder samples of 350 mg were pressed under 8 metric tonnes pressure, without added binder, to form 13 mm (diameter) x 1 mm (height) pellets. The repetition rate of the 266 nm wavelength laser was fixed to 10 Hz. Calibration was done with certified artificial

glass: NIST-610 and Corning B, and results were certified using two reference materials: PACS and MESS (National Institute of Standards and Technology, 2006). Measurements were replicated four times to validate the analytical precision of the technique. Two granitic rock samples were also analyzed by ICP-MS after Lithium Metaborate Fusion. Bulk geochemical study of the organic matter was obtained by Rock-Eval pyrolysis to characterize the organic content of natural samples by thermal cracking and to quantify the amount of hydrocarbons that escape from the studied sample (Fig. 2.3.g, A). The Total Organic Carbon (TOC expressed in %) and the Hydrogen Index (HI=(S2*100)/TOC expressed in mgHG.g^{-1}TOC, Behar et al., 2001) are the two main parameters frequently used to characterize soil organic matter (Di Giovanni et al., 1998; Buillit et al., 2001; Disnar et al., 2003; Sebag et al. 2006) or to identify the organic matter origin in lacustrine environments (Talbot and Livingstone, 1989; Ariztegui et al., 2001; Simonneau et al., accepted). The TOC represents the amount of organic carbon in samples and the HI corresponds to the chemical quality of the organic compounds. Its decrease highlights the oxidation of the matter in the sediment or a contribution of terrestrial material (Ramanampisoa and Disnar, 1994). Quantitative organic petrography was done on the same set of samples. It consists of the optical identification and quantification of the organic constituents present in a constant volume of sediment (1 cm^3) or in one gram of soil, after elimination of carbonate and silicate phases by hydrochloric and hydrofluoric attacks (Graz et al., 2010; Simonneau et al., accepted). Components are characterized by their optical properties (colour and reflectance), their forms (amorphous or figurative) and their origins (algal, phytoclastic or fossil, Tyson, 1995).

3. Results and interpretations.

3.1. Lacustrine systems sediment infill and chronology.

Substratum morphology

The seismic profiles from Lake Escale d'en Haut (Fig. 2.3.a, B) revealed that its substratum morphology is mainly composed of granitic blocks creating numerous acoustic

diffractions and coarse sand absorbing the acoustic signal. In the lower altitude system of Lake Pla de la fount (Fig. 2.3.a, B), a large amount of biogenic gas coming from the degradation of organic material originating from the upstream peat bog facies is preventing any penetration of the acoustic signal in the entire basin. Finally, only the substratum morphology and the basinfill geometry of Lake Majeur are well imaged on the subbottom profiles. A high-resolution bathymetric map of Lake Majeur was also generated from the seismic data (Fig. 2.3.a, B). It highlights two rock bars attesting the glacial origin of the lake and delimiting three subbasins from west to east, reaching 25, 26 and 28 m depth, respectively (Fig. 2.3.b).

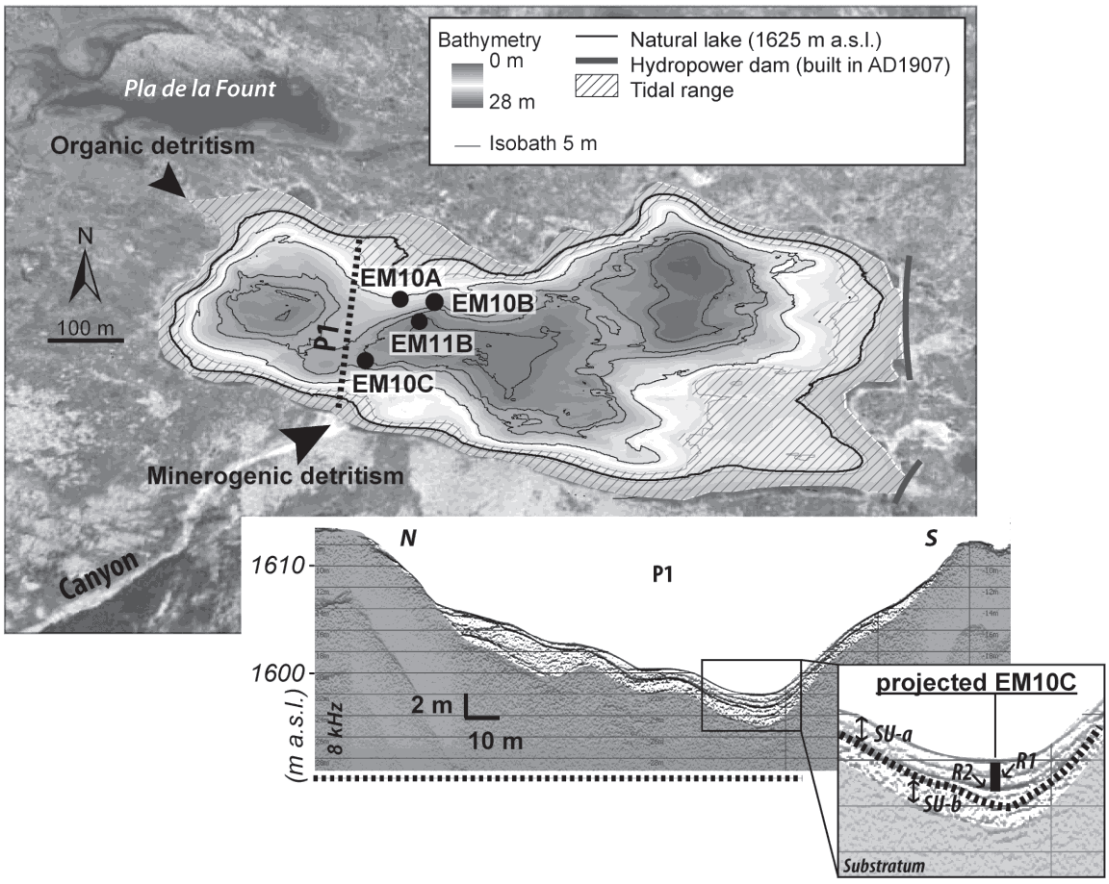


Figure 2.3.b, Characterization of the Lake Majeur which is alimented by organic and minerogenic detritism on the north-east and the southern coast, respectively. The high-resolution bathymetric map is inferred from seismic data whose one north-south profile is presented: P1. The sedimentary infill is characterized by two seismic units: SU-a and SU-b and several high-amplitude reflections whose R1 and R2.

A north-south profile in the central subbasin (P1, Fig. 2.3.b) illustrates a stratified basinfill up to six metres thick in the central part characterized by several high-amplitude reflections within the upper stratified acoustic facies (SU-a, Fig. 2.3.b), where R1 and R2 (Fig.

2.3.a, B) are identified around 50 and 100 cm depth below the lake floor interface, respectively. SU-a covers an acoustically chaotic to transparent facies (SU-b, Fig. 2.3.b), typical of glacial deposits (van Rensbergen et al., 1999), above the acoustic substratum where the signal is absorbed.

Stratigraphy of the Lake Majeur sedimentary infill.

The X-ray radiographies and the Rb (i.e. rubidium) content, chosen because it is both representative of the granitic dome present in the catchment area and characterized by the highest XRF amplitude in the sedimentary facies, led to define six sedimentary units within the Lake Majeur lacustrine sediments (from U0 to U5, from base to top, respectively, Fig. 2.3.c). U0, U1, U2 and U3 are only present in core EM11B whereas U4 and U5 show coherent characteristics whatever the considered core (Fig. 2.3.c). U0, U1, U2 and U3 are defined by dense and fine-grained material (lighter colour on X-ray radiography, Fig. 2.3.c). U0 and U3 are particularly rich in Rb (around 1200 peak area that is 180 ppm, excepted at the top of the second unit U3 where the signal is equal to 800 peak area, that is 124 ppm), whereas U1 and U2 are less rich in this element (around 1000 peak area that is 155 ppm). The transition between U3 and U4 is not dated but radiocarbon dating confirms that U4 covers the Holocene period (Table 2.3.e) and suggest therefore that units U3, U2, U1 and U0 were deposited during the Late Glacial period. U4 is not dense (darker colour on X-ray radiographies, Fig. 2.3.c), rich in macroscopic organic debris but relatively poor in Rb (350 peak area that is around 100 ppm). Only core EM10B is characterized below 85 cm depth, by the occurrence of tilted lamina observed on the X-ray radiography and numerous gravels (hatched area, Fig. 2.3.c). This specific facies is typical of slump deposits resulting from lacustrine sediment remobilisation. In addition, U4 is interrupted by numerous sandy layers and dropstone identified by eye-descriptions and lighter colours on X-ray radiographies (Fig. 2.3.c). Ten coarser layers (CL) have been identified by eyes descriptions at different depths below lake floor in the four cores and numbered from CL1 to CL10, from top to base, respectively (Fig. 2.3.c). Each CL further corresponds to higher concentrations in Rb (from 200 to 900 peak area that are from 96 to 148 ppm, Fig. 2.3.c). CL, and their associated Rb peaks, are particularly present and better identified by the Rb content within cores EM10C

and EM11B, which are proximal from the active canyon affecting the southern shore of the lake (Fig. 2.3.b and 2.3.c). These sandy layers or small gravels are thereby attributed to higher minerogenic supply coming from runoff processes within the watershed of Lake Majeur and especially associated with the canyon reactivation occurring during heavy rainfall or snowmelt. In addition, CL4 and CL10 are matching the two acoustic reflections R1 and R2 observed on seismic profiles, respectively (Fig. 2.3.b and 2.3.c). Finally, U5 is composed of dense clayed material rich in Rb (from 500 to 800 peak area that are 118 to 140 ppm, Fig. 2.3.c) producing lighter colour on the X-radiographies.

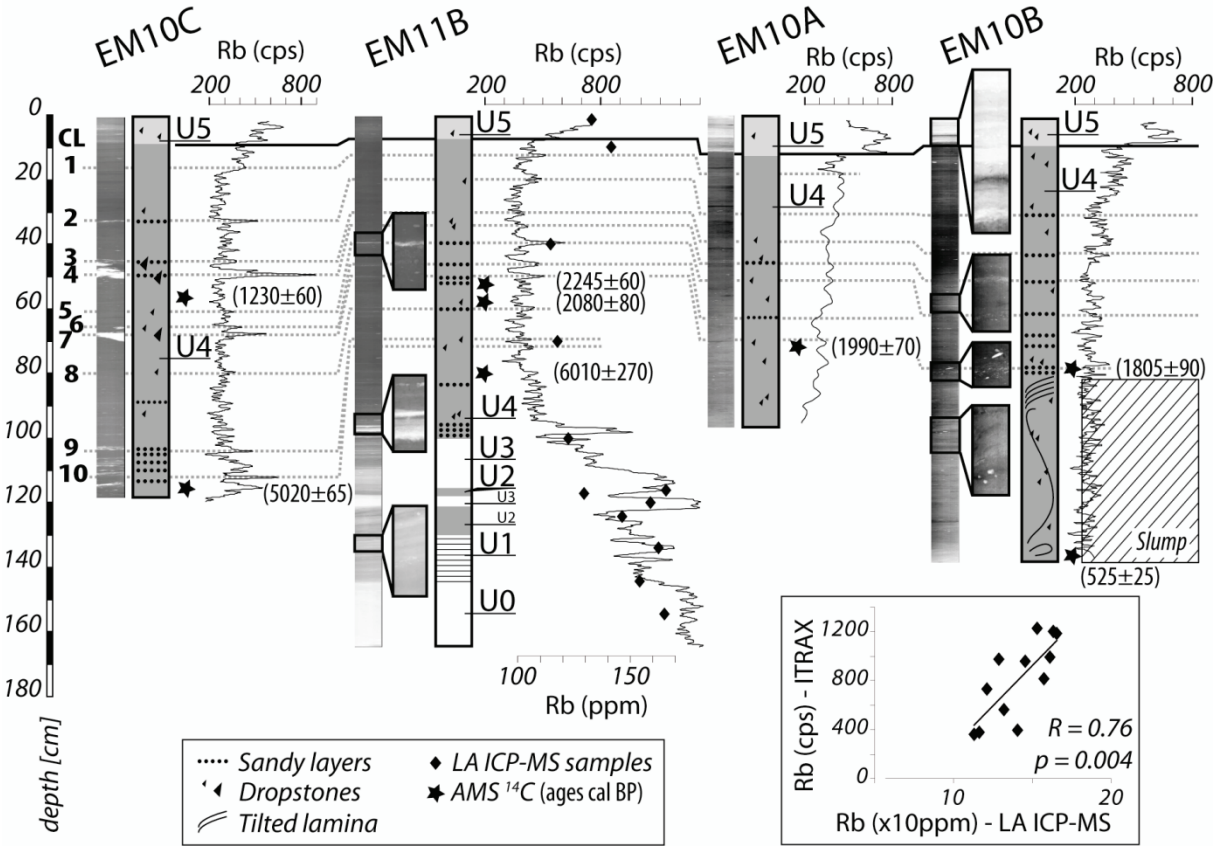


Figure 2.3.c, The south-north transect of lacustrine cores retrieved from Lake Majeur is represented from left to right (EM10C, EM11B, EM10A and EM10B), respectively. Each core is characterized by high-resolution X-radiography (black and white image) and rubidium (Rb) relative abundance (expressed in cps) whose calibration is done by punctual LA ICP-MS measurements (black diamonds) performed on core EM11B. Whatever the core, these two parameters highlight the occurrence of sandy layers or dropstones and of a slump deposit which only affect core EM10B. White and black stars symbolize the locations of chronological controls detailed Table 2.3.e.

Chronology of the sedimentary infill of the Lake Majeur.

Modern age-depth model of the Lake Majeur is based on the unsupported ^{210}Pb activity (calculated using the ^{214}Pb activity) from core EM10B (Table 2.3.e). Excess ^{210}Pb was

used to estimate the age-depth relationship using CRS and CIC models (Appleby, 1978; Le Roux and Marshall, 2011). Both models are giving similar results and we discuss further the results using the ^{210}Pb CRS model (black full line, Fig. 2.3.d). There are no clear peaks of ^{241}Am and ^{137}Cs, surely because of the persistence of artificial radionuclides in the sedimentary soil and peat material and the low accumulation rate of the sediment. The total excess ^{210}Pb and ^{137}Cs inventories are respectively 22kBq m^{-2} and 5.5kBq m^{-2}, which are two times higher than inventories found in surrounding soils and peat profiles [unpublished data], showing that the radionuclides found in the sediment core are mainly coming with the sediment material and not only from direct atmospheric deposition. The two artificial radionuclides: ^{137}Cs and ^{241}Am show however a slight increase at around 3 cm depth (Table 2.3.e) corresponding to an age of AD1960. This signal can therefore be correlated to the atmospheric nuclear weapon tests culminating in AD1963 in the Northern hemisphere and in the Pyrenees (Roussel-Debet et al., 2007). No more peak of ^{137}Cs have been detected afterward, suggesting that the Chernobyl accident at AD1986 is not well recorded in this part of the Pyrenees. This is in agreement with Roussel-Debet et al. (2007).

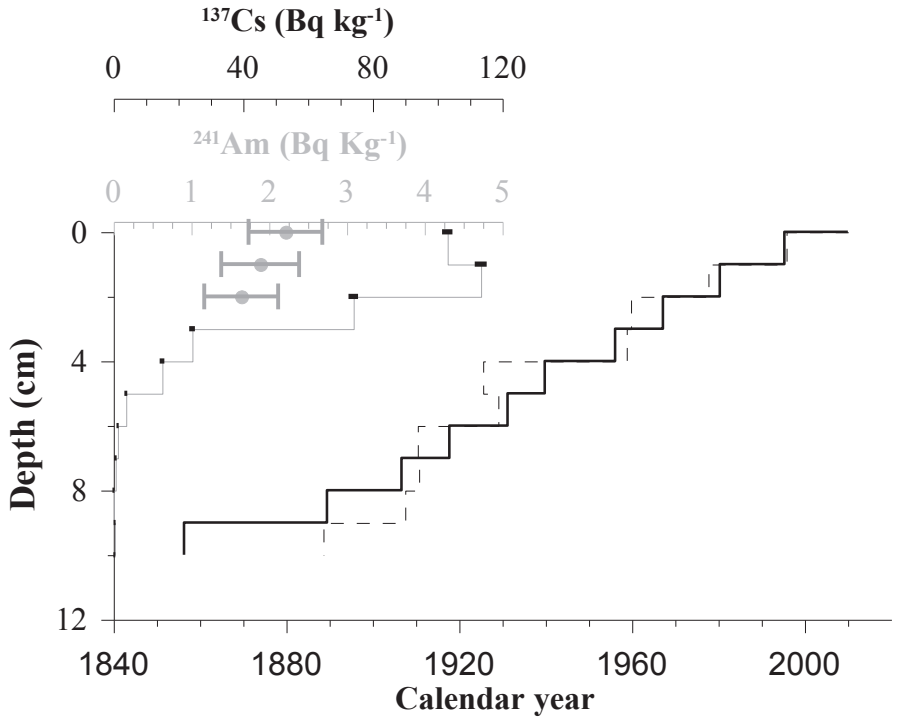


Figure 2.3.d, Recent age-depth model of core EM10B, based on radiometric markers (210Pb) and artificial radionuclides (137Cs). The CRS model (black full line) and the CIC one (dashed line) ^{210}Pb age-depth model are represented with artificial radionuclide activities.

The transition between the sedimentary unit U5 and U4 occurred at around 7 cm below the lake floor in core EM10B. Using the CRS model (black full line, Fig. 2.3.d), the

mean accumulation rate of U5 in core EM10B is equal to 0.7 mm.yr^{-1}. The transition between U5 and U4 is therefore dated around AD1910±2 which is almost synchronous with the beginning of the hydropower activities in Lake Majeur dated at AD1907. It suggests that the abrupt shift from the sedimentary unit U4 to U5, recorded whatever the core and its location (Fig. 2.3.c) results from hydrodamming activities. Using the transition between U5 and U4 as a stratigraphic marker for core-to-core correlations (black line, Fig. 2.3.c), the mean accumulation rate in U5 is equalled to 1 mm.a^{-1}. The transition between the sedimentary units U5 and U4 was thereby used as a common chronological control in each core.

Table 2.3.e, Radiocarbon (^{14}C AMS) and radiometric or artificial radionuclides measurements (^{210}Pb, ^{137}Cs and ^{241}Am) obtained from Lake Majeur sediments cores EM10A, EM10C, EM10B and EM11B. Age calibration was done using sets by Reimer et al. (2009).

^{14}C AMS					
Material	Cores	Depths (cm)	Laboratory	Radiocarbon ages (BP)	Calibrated ages (cal BP)
Vegetal remains	EM10C	58	Poz-48289	3185±35	1230±60
		118	Poz-42019	4445±35	5020±65
	EM11B	55	SacA 27597 *	2225±30	2245±60
		57	Poz-48290	2130±30	2080±80
		82	Poz-48293	5230±120	6010±270
	EM10A	71.5	Poz-42006	2030±30	1990±70
	EM10B	81.5	Poz-38193	1880±40	1805±90
		138	Poz-38192 *	500±30	525±25
Radionuclides					
Material		Depths (cm)	unsupported ^{210}Pb (Bq.kg^{-1})	^{137}Cs (Bq.kg^{-1})	^{241}Am (Bq.kg^{-1})
Bulk	EM10B	0-1	8133±149	103.04±1.61	2.21±0.47
		1-2	5215±138	113.35±1.83	1.89±0.50
		2-3	2969±115	74.03±1.48	1.64±0.47
		3-4	1700±104	24.28±0.86	
		4-5	1649±97	15.00±0.71	
		5-6	585±87	3.85±0.43	
		6-7	653±89	1.29±0.35	
		7-8	366±88	0.59±0.40	
		8-9	369±71	0.03±0.31	
		9-10	334±67	0.38±0.31	
		10-11	185±64	0.22±0.32	

For the rest of the Holocene period four independent linear age-depth models have been generated for cores EM10C, EM11B, EM10A and EM10B, respectively, depending on the vegetal remains founded within each core (Table 2.3.e). For the age-depth models of cores EM10B and EM11B, two dates (SacA 27597 * and Poz-38192 *, respectively, Table 2.3.e) have been rejected for being too old and potentially reworked. It is further supported by the slump facies identified at the base of core EM10B (hatched area, Fig. 2.3.c), thereby

dated around 1800 cal BP. Mean accumulation rates have been calculated for each core: they are equalled to 0.3 mm.a^{-1} for cores EM10C, EM10A and EM10B and increase from 0.06 to 0.3 mm.a^{-1}, after around 2000 cal BP, for core EM11B. These means accumulation rates allow calculating four independent ages for the ten CL (i.e. coarser layers, CL1 to CL10, Fig. 2.3.c) previously identified in cores by stratigraphies. These ten phases of sandy or gravels deposits are synchronous whatever the considered core and within the age-depth models errors, highlighting the consistency of our core-to-core correlations. These minerogenic detrital layers, correlated to canyon reactivation during heavy rainfall or snowmelt, are dated around 4760±170, 4215±90, 2645±95, 1835±80, 1695±75, 1385±80, 1010±75 (AD940±75), 870±50 (AD1080±50), 590±40 (AD1360±40) and 235±15 cal BP (AD1715±15).

3.2. Minerogenic and organic signatures of the rocks and the soils.

The two granitic rock samples analysed demonstrated that the granitic dome present throughout the Vicdessos valley is essentially composed of zirconium (149 and 137 ppm, respectively), Rb (i.e. rubidium, 223 and 155.5 ppm, respectively) and barium (683 and 658 ppm, respectively). Under weathering conditions, these three elements should therefore be released through runoff processes and trapped into the lake. This is further supported by the good match between the sandy layers or the gravels occurrences and the Rb peaks identified throughout the lacustrine sedimentation of the Lake Majeur (Fig. 2.3.c).

Soils (black crosses, Fig. 2.3.g, A) are characterized by various TOC contents (from 1.57 to 49.51%) and HI values fluctuating between 120 and 565 mgHC.g^{-1}TOC that is between the algal pole defined by Talbot and Livingstone (1989) and the terrestrial one (Buillit et al., 2001). Such high values of HI in terrestrial samples correspond to a high contribution of fresh organic matter typical of peat environments (Disnar et al., 2008). Two groups of organic components are identified in these soils (Fig. 2.3.g, B): (i) non-pollen microfossil particles with colloidal red amorphous particles defined by diffuse external limits and without internal structures (rAP), ligno-cellulosic fragments (LCF) and mycelium particles and (ii) pollen microfossil particles represented by spores and pollens. rAP are similar to the

ones observed in soils or lacustrine environments by Noël et al. (2001), Sebag et al. (2006) or Simonneau et al., accepted, and correlated to pedological origin. Besides, Histosol are essentially made of rAP (Fig. 2.3.g, B).

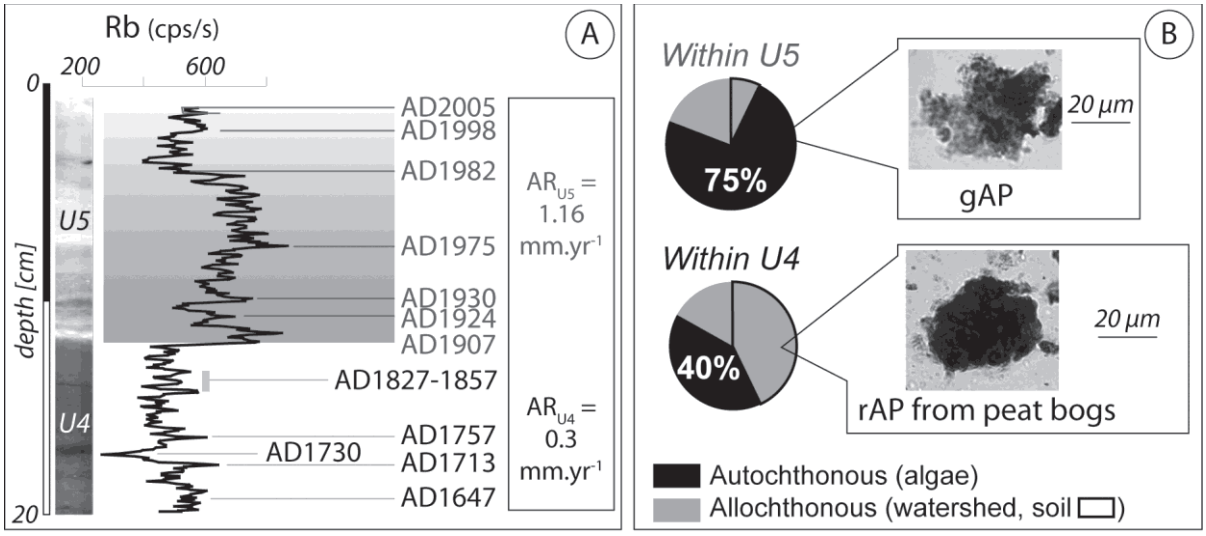


Figure 2.3.f, Focused on the transition between the sedimentary units U4 and U5, the rubidium (Rb) relative abundance of core EM10A is represented function of the depth and each abnormal trend are dated (A). The organic compositions of the two sedimentary units are also mentioned (B) demonstrating that U4 was mainly constituted of allochthonous particles (soil particles, rAP) and U5 of autochthonous ones (algae, gAP).

3.3. Organic signatures of the lacustrine sediment.

Lacustrine sediments samples from cores EM11B and EM10B are defined by various TOC contents (from 0.05 to 19.05%) and HI values (from 50 to 465 mgHC.g^{-1}TOC) (Fig. 2.3.g, A). Measurements performed in the sedimentary units U0, U1, U2 and U3 (black squares, Fig. 2.3.g, A) are characterized by a progressive increase of the organic carbon content (from 0.05 to 6%) and of the HI values (from 50 to 380 mgHC.g^{-1}TOC, Fig. 2.3.g, A). It strongly contrasts with the sedimentary unit U4, defined by TOC values superior to 12% and HI values superior to 400 mgHC.g^{-1}TOC (white squares and triangles, Fig. 2.3.g, A). In U5, TOC values average 8% and HI values are superior to 420 mgHC.g^{-1}TOC (grey squares and triangles, Fig. 2.3.g, A). Quantitative organic petrography analyses have demonstrated that all lacustrine samples only differ from the watershed ones by the presence of grey amorphous particles (gAP, Fig. 2.3.g, B) corresponding to products of algal production in the lake waters (Patience et al., 1996). HI values therefore correspond to the mixture of autochthonous and

allochthonous material in the background lacustrine sediment. The lowest values measured within units U0, U1, U2 and U3 suggest a higher degree of oxidation of the organic matter.

Focusing on the two uppermost sedimentary units U4 and U5, we document that the proportion of autochthonous and allochthonous material differs. Quantitative organic petrography results show that the algal production only represents 40% of the sedimentary organic matter within U4 (Fig. 2.3.h, B) whereas it increases up to 75% through U5 (Fig. 2.3.h, B). Regarding to their organic carbon contents (Fig. 2.3.h, A), both units could be defined as gyttjas, that are organic rich lacustrine sediments (Hansen, 1959). Their different composition suggests however that unit U4 is much more a dy, that corresponds to organic rich lacustrine sediments mostly composed of allochthonous supply, than a gyttja, essentially composed of autochthonous material (Nauman, 1922). Such abrupt modification into the lacustrine organic composition suggests that something affected the trophic level of the Lake Majeur after ca. AD1910.

4. Discussions.

4.1. Quantification of the hydropower impacts.

At Lake Majeur, hydropower activities are dated from AD1907 and have consisted in regular perturbations of the lake-level affecting the natural limit of the basin (black thick line, Fig. 2.3.b) and depending on hydroelectricity production or water necessity. Considering the water-level between artificial highstand and lowstand periods (i.e. from 1620 m a.s.l. to 1631 m a.s.l., respectively in Fig. 2.3.a, B and hatched area in Fig. 2.3.b), we calculate that 78635 m² (37%) the lacustrine surface is affected by hydropower activities. This surface is constituted of minerogenic light-coloured clayed sediments similar to the ones described through the sedimentary units U0, U1, U2 and U3 particularly rich in Rb content (Fig. 2.3.c). The recent abrupt rise in Rb dated after around AD1910 (Fig. 2.3.h, A) and identified in each core (Fig. 2.3.c) could therefore result from the remobilization of older sediments of glacial origin. Indeed, the lacustrine slopes can be particularly mobilized during

water lake-level fluctuations which modify the water pressure and thus the sediment coherence and erodibility. The synchronicity between the abrupt increase in Rb content in lacustrine sediment and the beginning of anthropogenic lake-level regulations during hydropower activities seems to indicate that both the higher minerogenic supplies (Fig. 2.3.c and 6A) and the abrupt increase of the accumulation rates (AR, Fig. 2.3.h, A), which are fourfold in core EM10A between U4 and U5, result of hydrodamming activities. Higher sediment input in lacustrine sediments has also been associated with hydropower activities, and notably with lake-level fluctuations, by Wirth et al. (2011) in Switzerland. It suggests that the natural sedimentary dynamic of the lake has thus been significantly modified during human-induced water-table regulations of the lake, essentially through the remobilization of the pre-Holocene lacustrine sediments accumulated on the edges of the lake (Fig. 2.3.b).

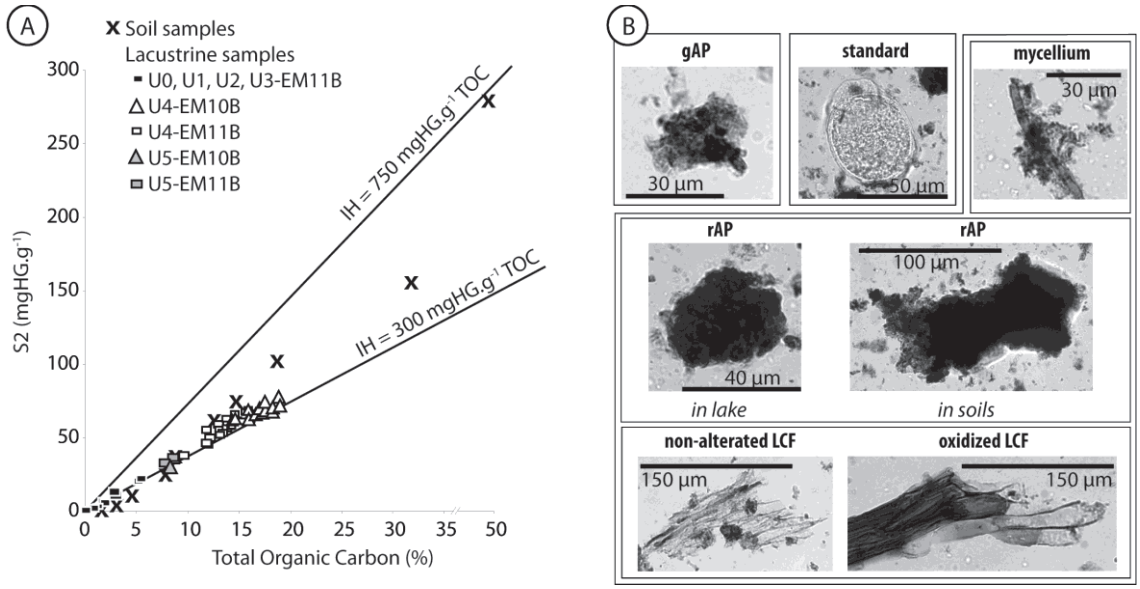


*Figure 2.3.g, Rock-Eval pyrolysis results are represented through a S2 (mgHG.g^{-1}, S2=Hydrogen Index (HI)*TOC) versus Total Organic Carbon (TOC, %) diagram (A). Two lines corresponding to HI equals to 750 and 300 mgHG.g^{-1}TOC, respectively, are also traced in order to delimitate the algal and the terrestrial poles, respectively. Soil and lacustrine samples are also characterized by quantitative organic petrography (B) where grey amorphous particles (gAP) are only found in lacustrine samples whereas mycelium, red amorphous particles (rAP) and ligno-cellulosic fragments (LCF) are observed in lacustrine and soil samples.*

4.2. The lacustrine organic composition as an indicator of lake sediment dynamic.

4.2.1. Over the last century: from AD1910 to the present-day.

After around AD1910, the sedimentary organic matter was essentially made of algae compounds (Fig. 2.3.h, B). This timing coincides with the beginning of the hydropower activities dated at AD1907. Over the last century, Lake Majeur was also used for fish breeding and the associated nutrients loading could favour algae production and lacustrine enrichment (Reynolds, 2000). However, no increase of phosphorous content has been measured, by LA ICP-MS, in unit U5 compared to unit U4. Moreover, the synchronicity between the abrupt shift of lake trophic level and the beginning of hydrodamming suggests that both high minerogenic supply and water-table regulations favoured algae production releasing sedimentary organic matter or favouring warmer water during extended lowstand periods. Indeed, hydropower production at Lake Majeur only consists in emptying of the lake during drier seasons or higher electricity needed periods. Afterwards the basin is naturally filled by autumnal and winter rainfall and snowfalls. This could thereby explain why Anselmetti et al. (2007) and Finger et al. (2007) do not notice any lacustrine trophic level modification associated with hydropower. Indeed, daily pump storage activities perturb the water column stratigraphy limiting therefore any algal development and lacustrine enrichment.

4.2.2. Over the Mid-Late Holocene: from 3050BC to AD1910.

From 5000 cal. BP (i.e. 3050BC) to AD1910, the sedimentary organic matter recorded into Lake Majeur is essentially made of pedological markers (Fig. 2.3.h, B) similar to the ones identified within the watershed (Fig. 2.3.g, B). The lacustrine organic composition thereby indicates that Mid-Late Holocene organic rich sediments mostly result from the erosion of the soils and the peat bogs present throughout the drainage-basin of Lake Majeur. These lacustrine sediments are therefore identified as being a dy. This organic rich material reflects both the non-connection of Lake Majeur with glacial supply (Leonard, 1986; Guyard et al,

2007) for at least 5000 years (Table 2.3.e) and the predominance of allochthonous inputs over the Neoglacial period. This terrestrial organic supply further suggests the dominance of runoff processes within the drainage-basin of Lake Majeur since 5000 cal. BP. This interpretation seems to be in agreement with Scussolini et al. (2011) who documented humid climate in eastern Pyrenees after 4300 cal. BP. The accumulation rate of core EM11B was fivefold higher after around 2000 cal. BP (Fig. 2.3.c, Table 2.3.e), suggesting more intense soil destabilization during the second half of the Mid-Late Holocene. Palaeo-botanical studies have identified numerous phases of human activities throughout the eastern Pyrenees during the Holocene (Guiter et al., 2005; Scussolini et al., 2011) and most particularly within the Vicdessos valley after around 3000 (Galop and Jalut, 1994; Galop, 1998). It is thereby not possible to exclude any human-induced perturbations on the environment and the organic detritism in this part of the Pyrenees during this period. The increased accumulation rate identified after 2000 cal. BP could therefore result both from climatic and anthropogenic forcings.

Galop and Jalut (1994) and Guiter et al. (2005) particularly demonstrated that pastoral activities were widespread in the region. Galop et al. (2011) documented that grazing activities and human-induced disturbances reached their maximum over the last 1000 years throughout eastern Pyrenees and notably within the Vicdessos valley. Such activities increase the soil destabilization (Noël et al., 2001).

The Medieval Climate Anomaly (i.e. AD900-1300, Fig. 2.3.h) corresponds to a drier period largely described through Pyrenean lacustrine archives (Fig. 2.3.h, D and E, Catalán et al., 2002; Morellón et al., 2011, 2012; Scussolini et al., 2011; Moreno et al., 2012) and European ones (Magny et al., 2010; Larocque-Tobler et al., 2010; Luoto and Helama, 2010) during which climate-induced runoff was reduced (Moreno et al., 2012). Our results suggest therefore that the soil erosion quantified over the Medieval Climate anomaly was essentially resulting from human activities. More specific proxies of anthropogenic pressures, such as pollen data or molecular biomarkers, are however needed to precise our hypothesis in this part of eastern Pyrenees during this period.

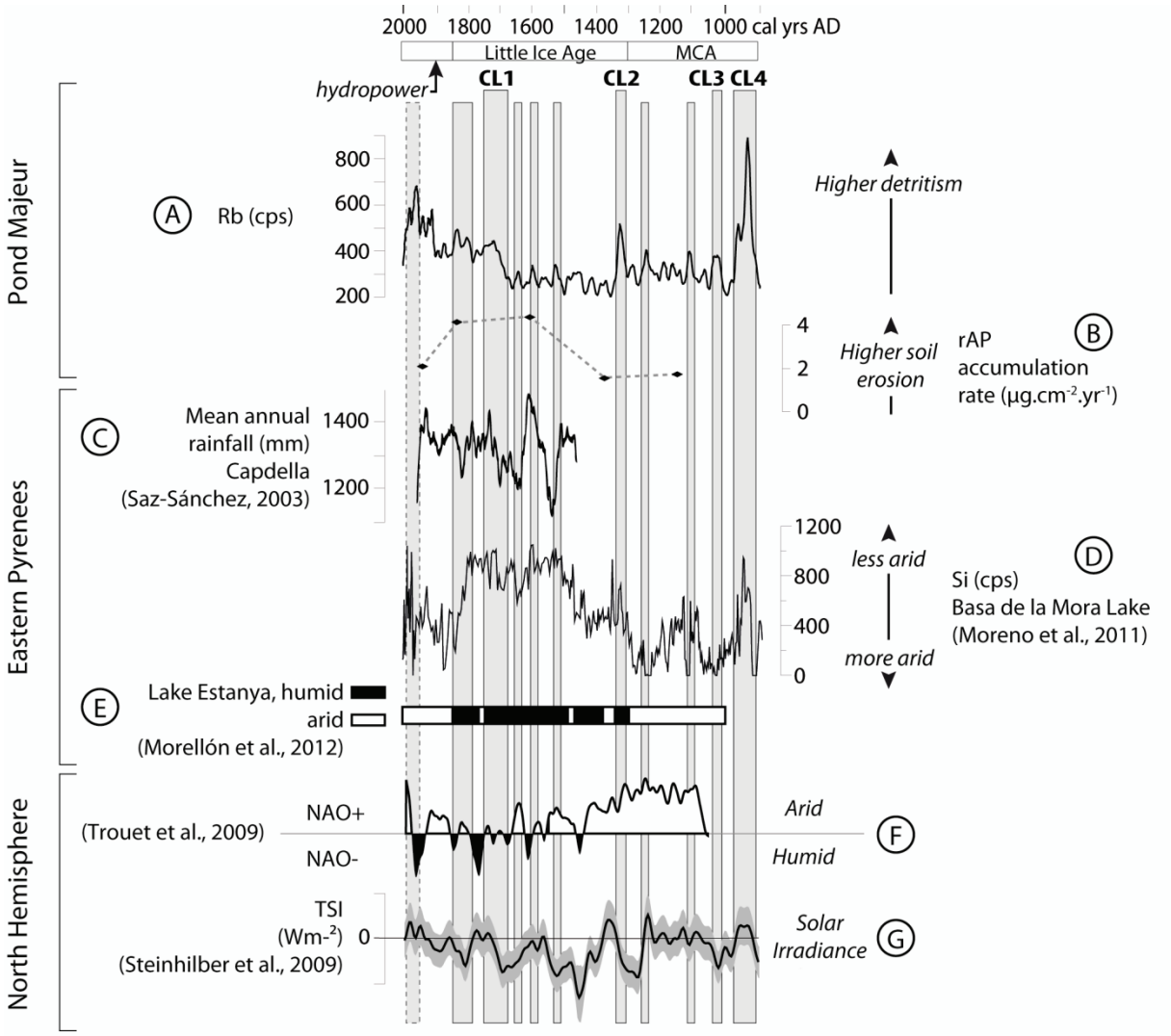


Figure 2.3.h, General comparison of the Lake Majeur minerogenic and organic signals with the eastern Pyrenees and the North hemisphere ones. The rubidium relative abundance from core EM10C (A) is compared with the amount of soil particles transported by runoff processes until the Lake Majeur (B), the mean annual rainfall reconstructed at Capdella (C) by Saz Sánchez (2003), the runoff intensity measured in Lake Basa de la Mora (D) by Moreno et al. (2012), the aridity phases identified in Lake Arreo (E) by Morellón et al. (2011), the North Atlantic Oscillation phases (F) reconstructed by Trouet et al. (2009) and the solar irradiance punctuated by solar minima (G) from Bard et al. (2000) and Steinhilber et al. (2009).

Between AD1400 and AD1600, the amount of soil particles remobilized by runoff is almost twofold (Fig. 2.3.h, B) and matches both the intensive human impacts documented by Galop et al. (2011) in the Vicdessos valley and the wetter climatic conditions documented in the Pyrenees (Fig. 2.3.h, C, D and E, Saz Sánchez, 2003, Moreno et al., 2012, Morellón et al., 2012). It likely indicates that the enhanced soil erosion quantified at Lake Majeur during this period reflects both human impacts and wetter climatic conditions associated with the onset of the Little Ice Age at the regional scale (Moreno et al., 2012).

4.3. The minerogenic clastic supply as a marker of hydrological periods over the Mid-Late Holocene.

4.3.1. Drier hydrological periods.

After the beginning of hydropower activities, the measurements performed on core EM10A, where the accumulation rate was the highest (Fig. 2.3.c and 6A), show that the amount of Rb was particularly important between AD1975±2 and AD1982±2 (Fig. 2.3.f, A and 2.3.h, A, grey band with hatched contour) suggesting more intense and/or more frequent human-induced regulations of the lake-level. Romero et al. (1999) demonstrated a diminution of the amount of Pyrenean precipitations equals to 30% between AD1964 and AD1993. In addition, this time-interval corresponds to an abrupt decrease of mean annual rainfall at Capdella (Fig. 2.3.a and 2.3.h, C) and arid conditions at Lake Estanya (Fig. 2.3.a and 2.3.h, E), documented by Saz Sánchez (2003) and Morellón et al. (2012), respectively. It suggests that hydrodamming activities were more intense during drier and warmer periods, matching positive North Atlantic Oscillation phases (Fig. 2.3.h, F, Trouet et al., 2009 and references therein) and higher solar irradiance phases (Fig. 2.3.h, G, Bard et al., 2000; Steinhilber et al., 2009; Delaygue and Bard, 2011). Indeed, since the Lake Majeur's dams are also used as water reservoirs, they can be particularly solicited during drier periods. Moreover, this suggests that in spite of the human-induced drastic increase of Rb content since the beginning of hydropower activities, the minerogenic supply finally reflects climate-controlled fluctuations, since anthropogenic management depends on climatic conditions and in particular during drier periods. After AD1982, less Rb is remobilized suggesting less intense water-table regulations for hydropower production.

4.3.2. Wetter hydrological periods.

Over the Mid-Late Holocene, our age-depth models need to be improved by further radiocarbon dates. Nevertheless, the ten CL (i.e. coarser layers composed of sands or gravels) have been dated around 4760, 4215, 2645, 1835, 1695, 1385, 1010 (AD940), 870 (AD1080), 590 (AD1360) and 235 cal BP (AD1715). The occurrence of these deposits in the

entire lacustrine basin and especially below the active canyon confirms that these coarser layers result from the reactivation of the southern canyon (Fig. 2.3.b). The watershed of the active canyon (hatched line, Fig. 2.3.a, B) culminates at 1900 m a.s.l. and García-Ruiz et al. (1986) demonstrated that 1600 m a.s.l. represents today the level above which snow accumulates over a long period in the Pyrenees. Such minerogenic deposits could therefore result of intense rainfall or snowmelt events which can affect the upper parts of the drainage-basin and transport blocks, gravels and sands into the lake basin. Their recurrence in time is thereby indicative of the chronology of the main hydrological events affecting the Vicdessos valley during the Mid-Late Holocene.

Before the last millennium, such correlation between Mid-Late Holocene minerogenic supply and humid climatic phases seems to be in agreement with wetter and colder time-intervals in the Alps (Holzhauser et al., 2005; Joerin et al., 2006) probably linked to negative NAO phases (Chapron et al, 2002; Bjorck et al., 2006; Guyard et al., accepted). The numerous sandy layers dated after around 4960 cal. BP (CL10 and CL9, Fig. 2.3.c) in Lake Majeur reflect abrupt and chronic hydrological changes and could thereby correspond to the onset of the Neoglacial period dated around 5000 cal. BP in the French Alps (Deline and Orombelli, 2005; Magny et al., 2006).

Moreover, the periods dated around 2645, 1835, 1695 and 1385±80 cal. BP also coincide with wetter phases recorded through the Pyrenees (Scussolini et al., 2011; Morellón et al., 2011), the Jura Mountains and the French Alps (Haas et al., 1998; Magny, 2004, 2010). They in particular match two major enhanced flooding periods recorded in Lake Le Bourget by Debret et al. (2010) between 2800-2400 cal BP and 2100-1100 cal BP.

During the Medieval Climate Anomaly (i.e. AD900-AD1300, Fig. 2.3.h), the minerogenic clastic supply recorded in core EM10C (i.e. the core the most sensitive to canyon supply and to potential hydrological events) also highlights numerous wetter climatic phases (Fig. 2.3.h, A). The two periods dated around AD940 and AD1080 are recorded through the entire lacustrine basin (CL3 and CL4, Fig. 2.3.c and 7) whereas the ones around AD1100 and AD1250 are only present in core EM10C and suggest less intense hydrological events. Within the age-depth model errors, all these periods match colder and wetter

phases documented both through the eastern Pyrenees (Fig. 2.3.a and 2.3.h, D, Catalán et al., 2002; Pla-Rabes and Catalán, 2011; Corella et al., 2011; Moreno et al., 2012; Scussolini et al., 2011) and the European Alps (Larocque-Tobler et al., 2010; Trachsel et al., 2012). They also match solar minima, such as the Oort and the Wolf ones (Fig. 2.3.h, G, Bard et al., 2000; Steinhilber et al., 2009; Delaygue and Bard, 2011), which coincided with rising lake-levels through Europe (Mayewski et al., 1997; Beer et al., 2000).

Between AD1300 and AD1850, the minerogenic clastic supply (Fig. 2.3.h, A) suggests two trends. From AD1300 to AD1500, one major hydrological event, dated around AD1360, is recorded in the entire lacustrine basin (CL2, Fig. 2.3.c and 7). This deposit matches wetter climatic conditions documented in eastern Pyrenees by Saz Sánchez (2003), Moreno et al. (2012) and Morellón et al. (2011) (Fig. 2.3.h, C, 7D and 7E) and the end of the Wolf solar minimum (Fig. 2.3.h, G, Bard et al., 2000; Steinhilber et al., 2009; Delaygue and Bard, 2011). This time-interval also coincides to the onset of the Little Ice Age, dated after around AD1300 in the Pyrenees by Moreno et al. (2012) and Morellón et al. (2011, 2012). After AD1500, the Rb peaks, which are correlated to wetter climatic periods, increased in frequency (Fig. 2.3.h, A). It seems thus very likely that these periods, dated around AD1535, AD1605, AD1650, AD1715 and AD1820 (Fig. 2.3.h, grey bands with black contours), correspond to periods of enhanced runoff processes inducing more frequent and more intense weathering of the granite. Besides, these time-intervals correspond to higher mean annual rainfall documented at Capdella after around AD1600 (Fig. 2.3.a and 2.3.h, C, Saz Sánchez, 2003) and less arid phases documented in Lakes Basa de la Mora (Fig. 2.3.a and 2.3.h, D, Moreno et al., 2012) and Estanya (Fig. 2.3.a and 2.3.h, E, Morellón et al., 2012) after around AD1480. Moreover, they are in agreement with Western Europe climate deterioration phases (Luterbacher et al., 2001; Larocque-Tobler et al., 2010; Magny et al., 2010) enhancing runoff processes over the Pyrenees (Fig. 2.3.h, D and 7E, Corella et al., 2011; Morellón et al., 2011, 2012, Moreno et al., 2012), the Alps (Holzhauser et al., 1999; Chapron et al., 2002; Magny et al., 2010) and the Jura Moutains (Magny et al., 2011). It further shows consistency (i) with changes in the NAO index which remains essentially negative (Fig. 2.3.h, F, Trouet et al., 2009) indicating wetter conditions in central Europe (Luterbacher et al., 2001) and (ii) with the Spörer and the Maunder solar minima (Fig. 2.3.h, G, Bard et al., 2000; Steinhilber et al., 2009; Delaygue and Bard, 2011) favouring colder

climate. This bipartition of the Little Ice Age suggests that the time-interval AD1500-AD1850 was wetter than between AD1300 and AD1500.

5. Conclusions.

Recent climatic and anthropogenic imprints on lacustrine sediments are documented confronting organic and mineral markers with historical data. The organic and minerogenic signatures indicated that during the Mid-Late Holocene, the lacustrine sediment resulted from the erosion of the surrounding soils by runoff processes, possibly amplified by human activities after around 2000 cal. BP. The Mid-Late Holocene was regularly interrupted by coarser layers reflecting the high sensitivity of the active canyon from Lake Majeur to intense rainfall or snowmelt periods and therefore used to identify hydrological events. All these wetter periods, dated around AD1715, AD1360, AD1080, AD940 and 1385, 1695, 1835, 2645, 4215 and 4760 cal. BP, matches Alpine climatic deterioration phases. Over the last century, results suggest that the hydropower production affected 37% of the lacustrine basin, and has induced a fourfold of the accumulation rate. Such inference has not only modified the sedimentary dynamic of the lake but also its trophic level since the sedimentary organic matter has abruptly shifted to algal enrichment since the beginning of hydropower activities. This consequence of hydrodamming on water enrichment seems to be specific of activities without pumping activities but only by artificial lowstand periods. Since AD1907, the minerogenic supply in Lake Majeur can still be used as a climatic marker since higher contents in Rb are associated with drier climate when water reservoirs are more solicited, and resulted in lowstands below former natural lake-level.

Acknowledgments

We acknowledge the CNRS French institute Institut de l'Ecologie et de l'Environnement français (INEE) for the financial support of the Observatoire Homme Milieu (OHM) Haut Vicdessos (EMPAL 2010 and ALTOS 2011). We

gratefully thank ISTO members (Disnar Jean-Robert, Boscardin Rachel, Hatton Marielle) and Gratuze Bernard (IRAMAT Orléans) for their valuable advices during analyses. Patrick Bart (CEFREM Perpignan) and Thomas Houet are also acknowledged for their help during field work campaigns. The Artemis radiocarbon committee (INSU/CNRS) is thanked for radiocarbon dating. Anaëlle Simonneau benefits from a PhD grant provided by the Region Centre. We would also like to warmly thank Dominique and Philippe for logistical support and Mario Morellón and Ana Moreno for fruitful scientific exchanges.

References

Voir Références.

Conclusion de la 2ème partie.

A l'issue de cette seconde partie, nous rappelons les principales conclusions issues de l'étude de chacun des sites choisis. La comparaison inter-sites fera l'objet de la troisième partie.

Les lacs d'altitude dans les Alpes occidentales françaises :

L'étude des sédiments proglaciaires du lac Blanc Huez *nous a permis de documenter en continu les fluctuations glaciaires holocènes dans les Alpes occidentales françaises. Nous précisons que la transition entre l'Optimum climatique et le Néoglaciaire (la bipartition holocène) (i) se met en place entre 5200 et 4700 cal BP ; (ii) se caractérise par une avancée progressive des glaciers et une augmentation de l'érosion des sols interprétée comme résultant d'un climat plus humide ; et (iii) résulte d'un relais des forçages solaire puis océanique. A plus courte échelle temporelle, nous documentons l'intervalle de temps 8500-8200 cal BP comme étant une période plus humide mais pas nécessairement associée à une avancée glaciaire. L'Âge du Fer ainsi que les périodes Romaine et Médiévale se caractérisent par des épisodes de légers retraits glaciaires permettant l'implantation d'activités humaines (mines), à proximité du système lacustre.*

L'étude des sédiments proglaciaires du lac Bramant *couvre les 4000 dernières années. L'alimentation particulière du lac, via les eaux de fonte d'une diffluence glaciaire du glacier de St-Sorlin, permet l'expression au sein des faciès sédimentaires lacustres d'un effet de seuil de cette diffluence, par l'intermédiaire de dépôts organiques de type gyttja. Ainsi, les périodes du Bronze ancien (4160-3600 cal BP) et du Bronze récent (3300-2800 cal BP) se caractérisent par de légers retraits glaciaires. Ces deux périodes sont, par ailleurs, propices à l'implantation d'activités humaines (mines) dans la zone. Le détritisme s'avère plus important lors des périodes de connexion de la diffluence glaciaire, c'est-à-dire pendant le Bronze moyen (3600-3300 cal BP) et depuis l'Âge du Fer (post 2800 cal BP).*

Les lacs de piedmont dans les Alpes occidentales :

L'étude des sédiments du lac de Paladru *nous a permis de documenter et de quantifier le détritisme lié aux activités humaines affectant le piedmont alpin français depuis le Néolithique (post 5200 cal BP). Ces résultats suggèrent que l'impact humain sur le détritisme soit tel qu'il puisse masquer le signal climatique. Les principales conséquences de l'anthropisation sont l'augmentation des taux d'accumulation des sédiments et la multiplication des blooms algaires (surtout au cours des 1600 dernières années), liés aux apports importants en nutriments. L'utilisation des biomarqueurs moléculaires nous a également permis de mettre en évidence la culture du millet depuis 3400 cal BP, qui s'avère être une pratique agraire régionale à l'échelle des Préalpes françaises.*

L'étude des sédiments du lac Ledro*, localisé en zone intramontagneuse du piedmont alpin italien, a été double. Dans un premier temps, elle a portée sur l'analyse basse résolution des faciès sédimentaires de fond, dans lesquels nous mettons, entre autre, en évidence l'ouverture massive du milieu et l'augmentation associée du détritisme suite à l'implantation du village pallafitique à proximité du lac vers 4300 cal BP. Dans un second temps, elle s'est intéressée à la caractérisation et la différentiation des évènements sédimentaires de type crues hyperpycnales ou remaniements gravitaires via la description de cortèges organiques bien distincts. En ce qui concerne les remaniements gravitaires, six dépôts ont été corrélés à des séismes régionaux historiques ou préhistoriques (AD2004, AD1901, AD1891, AD1117 ou 1046 et aux alentours de 2525 et 4490 cal BP). En ce qui concerne les crues, les analyses organiques ont été couplées avec un modèle d'érosion simple, le modèle De Ploey, et suggèrent qu'avant 5000 cal BP, les crues soient printanières et affectent essentiellement les zones prairiales d'altitude, tandis qu'après 5000 cal BP, la conjugaison des activités humaines sur les versants et d'une transition vers un climat plus humide favorise l'occurrence de « crues éclairs » hivernales. Nos résultats suggèrent également que l'abandon inexpliqué du village pallafitique en 3100 cal BP puisse être lié à ces risques naturels.*

Les lacs d'altitude versant nord pyrénéen français :

***L'étude des sédiments de l'Etang Majeur**, localisé sur le versant nord pyrénéen français, couvre la période holocène et est particulièrement bien contrainte sur les 5000 dernières années. La caractérisation organique et minérale des sédiments a permis de décrire une sédimentation holocène de type dy, résultant essentiellement de l'érosion des nombreux systèmes tourbeux situés en amont du lac. La relation faite entre les pics de rubidium, la présence de passées sableuses et la réactivation d'un canyon drainant les zones de hautes altitudes du bassin versant a permis d'extraire un signal climatique au sein de cette sédimentation et notamment de documenter des périodes plus humides, contemporaines de phases d'humidité connues dans les Alpes (en AD1400, AD1320, AD1180, AD1070 et AD960 et 1215, 1720, 1996, 2260, 2815, 3730, 4750 cal BP), et/ou de minima solaires, pour celles datées du dernière millénaire. Sur la période récente, nos résultats documentent également les conséquences subactuelles de la mise ne place d'un barrage hydroélectrique sur ce lac d'origine naturelle. Les marnages successifs, affectant 37% du bassin, aboutissent à la remobilisation du matériel issu des berges, notamment pendant les périodes de sécheresses, multiplient par quatre les taux d'accumulation dans le réceptacle favorisant, dès lors, le relargage de nutriments dans les eaux lacustres et modifiant le niveau trophique du lac.*

3ème partie

Comparaison inter-sites

Au fil de cette troisième partie, nous proposons une comparaison inter-sites et une discussion approfondie des résultats précédemment exposés. Ceci permettra de proposer des éléments de réponses quant aux questions posées dans la première partie. A l'image de la démarche adoptée dans le cadre de cette thèse, cette discussion porte à la fois sur (i) la capacité d'enregistrement des géosystèmes, (ii) la compréhension des interactions climat/Homme/détritisme, et (iii) la démarche analytique développée lors du présent travail.

Cette partie est subdivisée en trois chapitres.

Le premier discute de la capacité d'enregistrement et de la sensibilité des différents pièges lacustres analysés. Le second propose des éléments de réponse quant aux fluctuations climatiques récentes, à leur enregistrement et leur synchronisme en Europe occidentale. Il expose également les rétractions potentielles de ces fluctuations naturelles sur les sociétés humaines au cours de l'Holocène. Enfin, le dernier souligne et discute du caractère innovant de la démarche analytique choisie.

Chapitre 3.1

Capacité d'enregistrement des systèmes lacustres.

Dans ce chapitre, nous proposons de comparer la capacité d'enregistrement et la réactivité des différents géosystèmes étudiés face aux impacts des climats et de l'anthropisation. L'objectif est de mettre en évidence le fait que la sensibilité des géosystèmes est initialement contrôlée par différents facteurs simples, tels que la géomorphologie des versants ou la taille du bassin versant par rapport à celle du réceptacle lacustre, souvent relégués au second plan, et qui pourtant déterminent la nature des faciès sédimentaire de fond et/ou les modes de dépôts des sédiments, et donc toute l'interprétation des archives continentales lacustres. Ainsi, nous supposons que certains systèmes lacustres sont plus adaptés que d'autres à la mise en évidence de certains phénomènes sédimentaires, ou de certains forçages climatiques ou anthropiques.

1. Caractéristiques des systèmes et représentativité des faciès sédimentaires de fond.

Au cours des chapitres précédents, nous avons clairement distingué la sédimentation de fond, des évènements sédimentaires. Les faciès sédimentaires de fond présents dans les remplissages lacustres résultent des conditions environnementales au sens large, elles-mêmes fonction des propriétés propres à la colonne d'eau et du détritisme affectant le bassin versant. La nature des faciès (composition, typologie) ainsi que leur géométrie de dépôt sont des caractéristiques essentielles dans l'interprétation correcte des archives continentales lacustres mais nécessitent d'être replacées dans leur contexte géomorphologique.

1.1. Morphologie du bassin versant et du piège lacustre.

Les systèmes Ledro et Paladru sont assez similaires des points de vue de la composition du substratum géologique (carbonaté), des pressions anthropiques passées (agriculture), de l'altitude (piedmont alpin, respectivement à 653 et 492 m) et de leurs régime climatique pluvionival. Pourtant, l'analyse de leurs remplissages lacustres respectifs (chapitre 2.2, 2ème partie)[1] montre que leurs modes de sédimentation sont très contrastés. Pour rappel, les sédiments holocènes du lac Ledro sont interrompus par plus de 70 évènements sédimentaires (crues ou remaniements gravitaires), tandis que ceux du lac de Paladru ne sont affectés que par seulement six évènements.

Dans le chapitre 2.2 (2ème partie)[59], nous avons étudié et caractérisé, par SIG, la morphologie des bassins versants des lacs Paladru et Ledro. Les résultats démontrent que malgré des points communs évidents, les bassins versants de ces deux systèmes sont nettement différents. Le bassin versant du lac Ledro, localisé en zone intramontagneuse du piedmont alpin, se caractérise en effet par un relief montagnard dont plus de 50% de la surface est marqué par de fortes pentes (>30%) expliquant la présence de nombreuses

[59] Simonneau et al. (JAS) et Simonneau et al. (soumis CP).

ravines réparties dans l'ensemble du bassin versant et dirigeant les flux détritiques. A l'inverse, le bassin versant du lac de Paladru, lui localisé dans les Préalpes françaises, est définit par un relief collinéen aux pentes plus douces où les ravines sont très rares et concentrées dans les zones où les pentes sont supérieures à 30% (soit 3% de la surface du bassin versant).

Cette différence de géomorphologie des bassins versants s'exprime, dans un premier temps, du point de vue des modes d'écoulement des flux sur la surface du bassin versant : dans le cas de Ledro, l'érosion se fera en flux concentré (chapitre 2.2)[60], tandis qu'à Paladru l'érosion se fera en nappe ruisselante. De ces différents modes d'écoulement issus des versants résultent différents apports deltaïques fluviatiles (figure 3.1.a). Ainsi, les deltas identifiés dans le lac Ledro ont une puissance, une granularité et une progradation plus importantes (notamment mises en évidence par la sismique réflexion, acoustiquement muette à ces endroits, chapitre 2.2)² que ceux du lac Paladru, quasi absents (chapitre 2.2).

Outre les apports deltaïques, il semble que ces morphologies contrastées expliquent également l'occurrence ou non d'évènements sédimentaires au sein des deux remplissages lacustres. Concernant les dépôts de crue, il semble que les fortes pentes du bassin versant de Ledro, accélérant de fait les flux terrigènes (figure 1.2.c, d'après Campy et Macaire, 2003), soient davantage favorables à la genèse et l'enregistrement des évènements plutôt que les pentes douces de Paladru où les flux décélèrent. Ce critère semble donc fondamental pour expliquer la différence de dynamique sédimentaire dans ces deux lacs.

Par ailleurs, l'imagerie sismique, respectivement réalisée sur les géosystèmes Ledro et Paladru, montre que les pentes des bassins lacustres sont du même ordre que celles de leurs bassins versants respectifs (soit, respectivement, abruptes ou collinéennes). Ainsi, les pentes fortes subaquatiques s'avèrent moins stables et sont, par conséquent, plus sensibles à la moindre perturbation, que celle-ci soit liée à des variations de niveau du lac, des surcharges sédimentaires ou des secousses séismiques (c.f. chapitre 1.3). Ce critère morphologique peut expliquer l'occurrence répétée de remaniements gravitaires dans les sédiments du lac Ledro, plutôt que dans ceux de Paladru (chapitre 2.2). De plus, dans le cas

[60] Simonneau et al. (soumis CP)

de systèmes aux pentes collinéennes comme celui de Paladru (figure 3.1.a), il apparaît, sur la période récente, que l'enregistrement de dépôts lié aux secousses séismiques ne se fasse pas dans l'ensemble du bassin, à l'inverse de ceux résultant de variations du niveau lacustre (chapitre 2.2, 2ème partie). Dans le cas spécifique de Paladru, nous avons même suggéré chapitre 2.2 que l'enregistrement des évènements gravitaires puisse être davantage lié à la combinaison des facteurs climatique et séismique. Ainsi la géomorphologie du réceptacle lacustre pourrait également expliquer l'enregistrement des évènements sédimentaires dans l'ensemble du bassin, ou non.

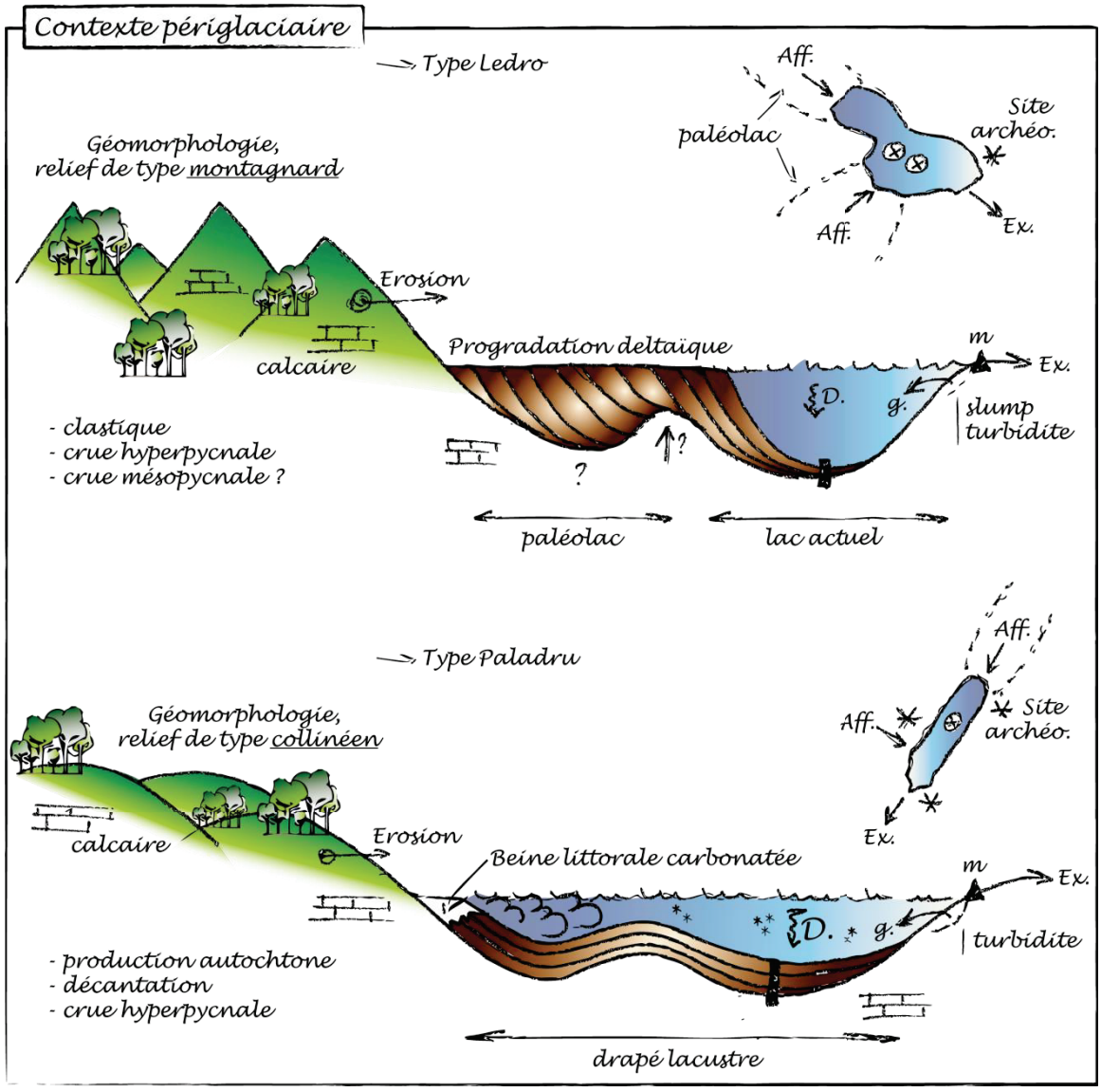


Figure 3.1.a, Schématisation des dynamiques de sédimentation et des flux entrants en contexte périglaciaire pendant l'Holocène. Les abréviations suivantes sont utilisées : Aff. (affluent), Ex. (exutoire), D. (décantation), g. (glissement gravitaire subaquatique), m (moraine).

Associés aux propriétés physico-chimiques, c'est-à-dire aux différences de densités (température, charge en éléments) entre les eaux tributaires et les eaux du réceptacle lacustre, les flux détritiques sont (i) régit par la morphologie des bassins versants et des bassins lacustres, et (ii) à l'origine de dynamiques et de modes de sédimentation lacustres différents. Le contraste de densité souligné précédemment contrôle la mise en place de crues de types hyperpycnaux, homopycnaux et mésopycnaux, et explique notamment la géométrie de ces dépôts au sein du bassin lacustre.

1.2. Réactivité et localisation du piège lacustre.

Nous l'avons vu, les systèmes lacustres étudiés dans le cadre de cette thèse ont des sensibilités différentes vis-à-vis de certains facteurs dont les principaux sont les forçages climatiques et anthropiques (voir chapitre 1.3, 1ère partie). À cette notion de sensibilité s'ajoute la notion de « réactivité » c'est-à-dire la capacité du système à réagir proportionnellement, ou non, aux modifications de ces forçages.

Concernant l'étude des fluctuations glaciaires, nous avons choisi les lacs Blanc Huez et Bramant pour leurs différences de connexion avec leurs glaciers respectifs (figure 3.1.b). Si ces deux lacs sont proglaciaires et localisés dans le même massif (Les Grandes Rousses, figure 1.3.d), leurs alimentations en eau de fonte glaciaires sont différentes puisque le lac Blanc Huez est en lien direct avec le glacier des Rousses (essentiellement), tandis que le lac Bramant est principalement alimenté par les eaux de fonte issues d'une diffluence du glacier de St-Sorlin (figure 3.1.b). Les résultats (chapitre 2.1, 2ème partie) ont montré que les faciès sédimentaires de fond enregistrés dans le lac Bramant résultaient davantage de légers retraits glaciaires que ceux du lac Blanc Huez. Ainsi, le lac Bramant est davantage sensible à de faibles variations glaciaires, résultant de faibles variations de l'ELA[61] du glacier de St-Sorlin. C'est, en effet, cette variation d'ELA régit la connexion « on/off » de la diffluence du glacier de St-Sorlin avec la vallée des Bramant.

[61] ELA : Equilibrium Line Altitude, c.f. chapitre 1.2 (1ère partie).

Ainsi les faciès organiques de type gyttja[62], identifiés chapitre 2.1, et caractéristiques de retraits glaciaires, en contexte lacustre proglaciaire (Leonard, 1986), sont mis en place lors de légères modifications environnementales et non pas lors de phases majeures de retrait glaciaire. En effet, ces faciès ne résultent, en réalité, que de l'interruption de la diffluence du glacier de St-Sorlin, source principale amenant des eaux de fonte glaciaires jusqu'au lac (figure 3.1.b) et correspondent, par conséquent, davantage à un effet de seuil du glacier qu'à un retrait généralisé.

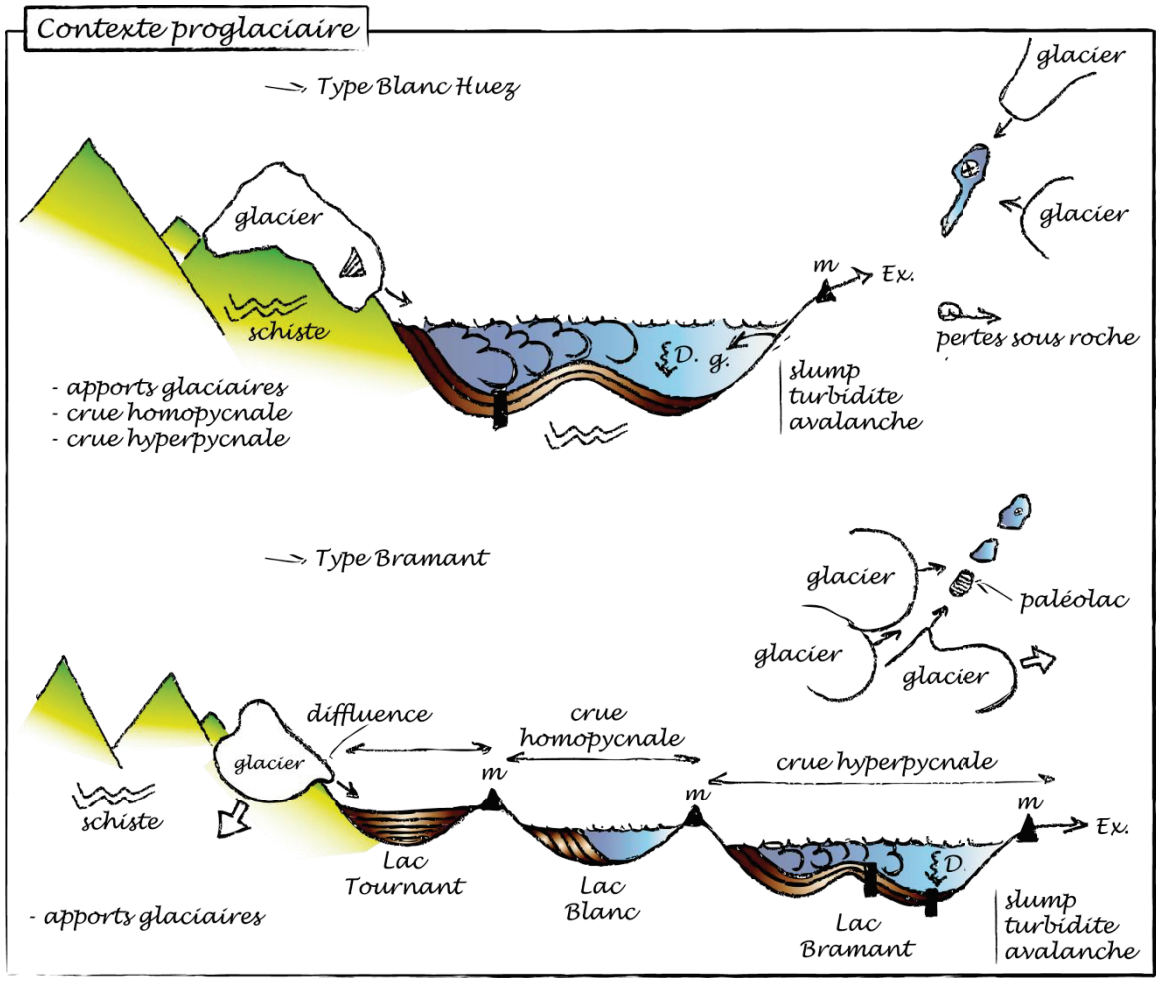


Figure 3.1.b, Schématisation des dynamiques de sédimentation et des flux entrants en contexte proglaciaire. Les abréviations suivantes sont utilisées : Aff. (affluent), Ex. (exutoire), D. (décantation), g. (glissement gravitaire subaquatique), m (moraine).

Le paléolac de Chirens (Annexe 2) est un exemple typique de système inapproprié à l'analyse des flux terrigènes. En effet, localisé en amont du bassin versant de l'Ainan (figure

[62] Mot suédois prononcés « yutya ». Ces faciès lacustres sont très riches en matière organique et essentiellement constitués par la production algaire.

1.3.g, 1ère partie), la surface du bassin versant du paléolac de Chirens est, de fait, très réduite par rapport à la taille du réceptacle lacustre. En conséquence, les flux apportés par ruissellement jusqu'au système sont très faibles. Pour preuve, aucun débris d'origine pédogénétique n'a été retrouvé dans les faciès sédimentaires lacustres (Annexe 2), pourtant contemporains d'une période de pédogenèse sur les versants du lac de Paladru (chapitre 2.2[63]), situé tout juste quatre kilomètres au nord (figure 1.3.g, 1ère partie).

D'autre part, si la surface des réceptacles lacustres est nettement inférieure à celle de leurs bassins versants et donc propices à l'enregistrement des flux détritiques, nos études montrent que l'enchaînement de pièges lacustres d'amont en aval affecte la qualité et la représentativité du remplissage sédimentaire du réceptacle le plus aval. Ainsi, dans les systèmes type Bramant et type Bassiès (figure 3.1.c), les filtres amont piègent une grande partie de la matière constituant les flux terrigènes comme en témoignent les apports deltaïques fluviatiles conséquents respectivement observés dans les lacs Blanc et Pla de la Fount. Seule la fraction fine du matériel franchit alors l'exutoire du filtre pour finalement sédimenter dans le système aval (figure 3.1.c). Si l'interprétation des analyses de flux terrigènes réalisées dans ces systèmes doit être faites avec prudence, la nature des faciès sédimentaires ne semble pas vraiment être altérée par ces filtres qui retiennent du matériel mais n'en changent pas l'origine. Par contre, dans ces systèmes particuliers, il n'est pas possible de quantifier les flux détritiques piégés dans le lac, ou plutôt, il est toujours possible de quantifier ces flux mais ces estimations ne s'avèreront pas représentatives de la dynamique réelle de l'érosion, mais uniquement de la fraction ayant échappée au filtre amont. Dans ce cas, il faut finalement étudier les différents pièges et faire la somme de ces flux. D'autre part, le système de type Bassiès (chapitre 2.3, 2ème partie) peut cependant être utilisé pour documenter les fluctuations climatiques puisque le canyon, situé au sud du lac (figure 3.1.c) est un « bypass » qui n'est, lui, pas filtré par le piège amont que constitue le Pla de la Fount) puisqu'il draine uniquement la partie supérieure du bassin versant.

[63] Simonneau et al. (JAS).

La compréhension de l'archive sédimentaire lacustre passe (i) par la connaissance du rapport entre la surface du bassin versant et celle du réceptacle lacustre, et (ii) par l'identification de sa sensibilité vis-à-vis des facteurs forçants (effet de seuil, ou non).

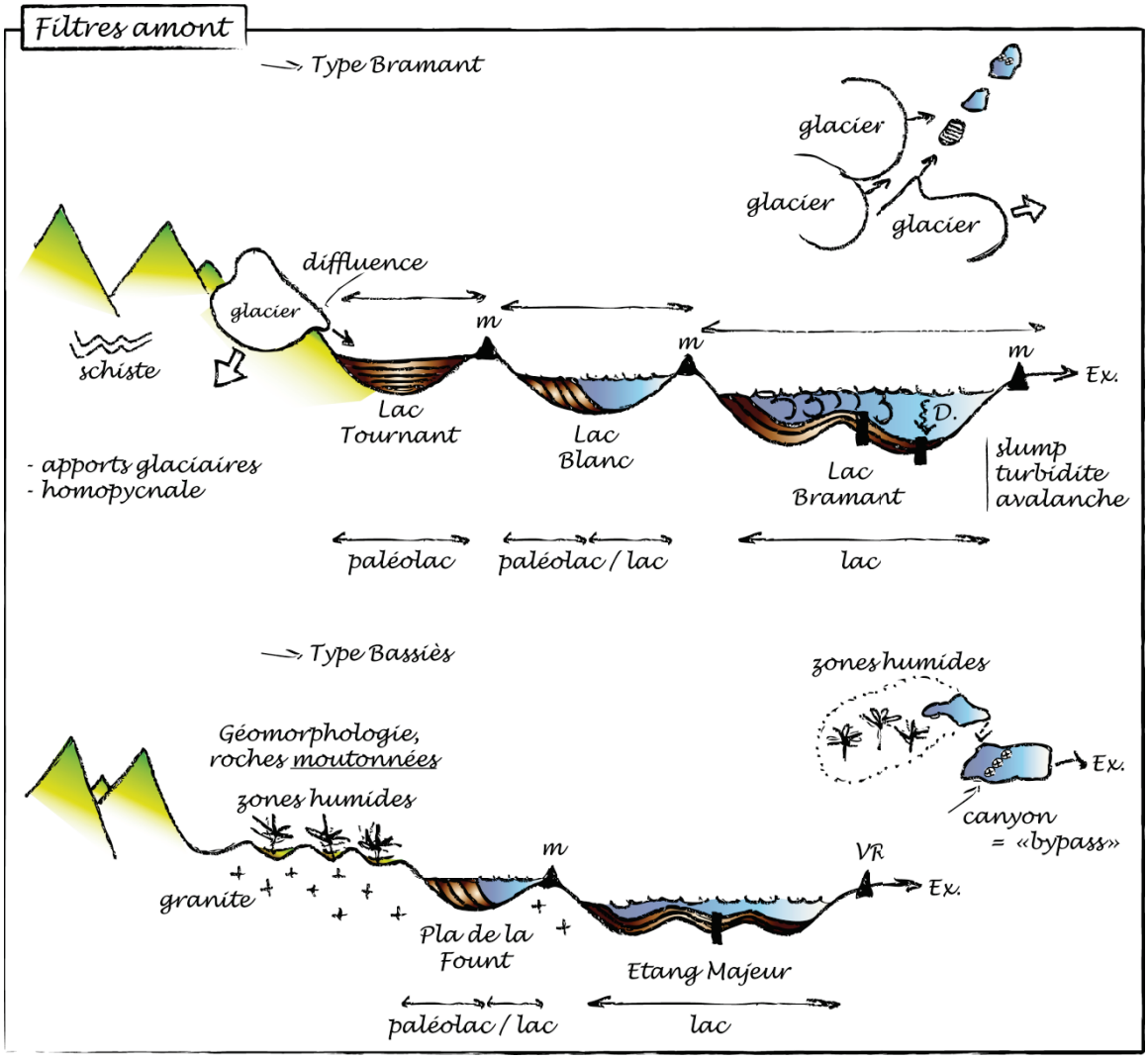


Figure 3.1.c, Schématisation des dynamiques de sédimentation et des flux entrants en contexte périglaciaire et en présence de filtres amont. Les abréviations suivantes sont utilisées : Aff. (affluent), Ex. (exutoire), D. (décantation), g. (glissement gravitaire subaquatique), m (moraine), VR (verrou rocheux).

2. Evènements sédimentaires versus sédiment de fond.

Nous venons de voir que la nature, ou la composition, des faciès sédimentaires de fond régit toute l'interprétation qui peut être faite des archives lacustres. Ces faciès de fond peuvent être interrompus, de façon plus ou moins fréquente, par la présence d'évènements sédimentaires dont le message environnemental nécessite d'être approfondi. En effet, en plus de la mise en évidence d'évènements sédimentaires au sein du sédiment de fond, il s'agit d'en identifier la cause : remaniement gravitaire ou crue ?

L'étude approfondie du remplissage sédimentaire du lac Ledro conduite chapitre 2.2[64] et par Vannière et al., soumis CP[65]) a permis de clairement distinguer les évènements sédimentaires, consécutifs à des évènements climatiques ou séismiques, du sédiment de fond, résultant des flux continus autochtones et allochtones. La mise en évidence des évènements sédimentaires par rapport aux sédiments de fond est assurée par les descriptions lithologiques et soutenue par des mesures en continue, telle que la susceptibilité magnétique ou la densité. L'identification de ces évènements en tant que glissements gravitaires subaquatiques ou crues est, elle, pour la première fois permise, par la description de cortèges organiques spécifiques (similaires au sédiment de fond pour les remaniements gravitaires subaquatiques et similaires à ceux des sols présents dans le bassin versant pour les crues ; c.f. chapitre 2.2, figure 2.2.n, 2ème partie, pour rappel).

Cette lecture de l'archive sédimentaire lacustre souligne (i) l'importance de distinguer les évènements sédimentaires du sédiment de fond, (ii) la pertinence de l'outil de pétrographie organique pour distinguer les différents types d'évènements sédimentaires, et (iii) la nécessité d'interpréter de façon indépendante les signaux mesurés sur les évènements sédimentaires de ceux acquis sur le sédiment de fond.

[64] Simonneau et al. (soumis CP).
[65] Article en co-auteur, présenté Annexe 1.5.

2.1. Les évènements sédimentaires.

2.1.1. Les évènements gravitaires subaquatiques.

Dans les systèmes continentaux, les évènements gravitaires subaquatiques peuvent résulter soit (i) de phénomènes séismiques, soit (ii) de fluctuations de niveau lacustre, soit (iii) de surcharges sédimentaires. Des évènements sédimentaires de type gravitaires subaquatiques ont été mis en évidence dans les systèmes alpins d'altitude (Blanc Huez, chapitre 2.1) et de piedmont (Paladru et Ledro, chapitre 2.2).

En ce qui concerne les systèmes de piedmont, le nombre de remaniements gravitaires est nettement supérieur dans le système Ledro que dans le système Paladru. Si le contexte climatique est similaire entre les deux sites, nous avons précédemment suggéré que cette différence puisse être liée (i) à la morphologie des pentes subaquatiques et/ou (ii) à la séismicité respective des deux zones de piedmont. En effet, d'après Jimenez et al. (2003), les zones d'altitude où sont les lacs Blanc Huez et Bramant, ainsi que la zone de piedmont où est le lac Ledro, sont plus actives, sismiquement parlant, que la zone où est le lac Paladru (c.f. figure 1.3.a). De fait, il semble alors que l'occurrence d'évènements gravitaires subaquatiques dans les remplissages lacustres reflète l'activité séismique d'une zone.

Toutefois, il est également intéressant de remarquer que certains des séismes historiques et préhistoriques enregistrés au sein du remplissage sédimentaire du lac Paladru sont contemporains de remaniements gravitaires identifiés au lac Blanc Huez. En effet, en piedmont alpin français (lac Paladru), deux remaniements gravitaires, datés en 5190±50 et 9010±440 cal BP ont été attribués à des séismes (chapitre 2.2, 2ème partie). De façon indépendante, deux remaniements gravitaires ont été identifiés et datés dans les sédiments du lac Blanc Huez en 5375±175 cal BP et 9680±140 cal BP (chapitre 2.1, 2ème partie). Il semble donc que certains séismes d'intensité suffisante puissent être enregistrés au sein du même massif, à la fois dans les zones d'altitude, où la sédimentation est clastique et sensible aux perturbations d'origine séismiques, et celles de piedmont, où la sédimentation drapée est moins sensible. C'est ici un exemple d'effet topographique.

Sur quatre des huit dépôts gravitaires subaquatiques respectivement caractérisés dans les remplissages des lacs Paladru et Blanc Huez (chapitres 2.1 et 2.2), et pouvant être d'origine séismique, deux séismes régionaux ont été identifiés, à l'échelle des Alpes occidentales françaises d'altitude et de piedmont, et datés aux alentours de 5220±20 et 9495±45 cal BP.

S'il est difficile de comparer l'occurrence inter-sites de remaniements sédimentaires d'origine climatique, nos résultats mettent en évidence les liens potentiels entre les sites d'altitude et de piedmont et leur capacité d'enregistrement de secousses séismiques significatives. D'autre part, il apparaît que l'occurrence de ces évènements gravitaires subaquatiques d'origine séismique reflète la sismicité active régionale. La comparaison des différents systèmes alpins suggère également qu'en plus du facteur pente, le mode de sédimentation (clastique versus drapé) favorise, ou non, la sensibilité du bassin lacustre à l'enregistrement des évènements d'origine séismique. Dans le cas d'une sédimentation drapée, comme celle du lac de Paladru, il semblerait alors que ce soit davantage la combinaison de facteurs, ici climatique et séismique, qui gouverne la genèse de l'évènement gravitaire subaquatique.

2.1.2. Les crues.

A l'échelle des systèmes alpins, les dépôts de crues sont enregistrés dans tous les sites mais n'ont été caractérisés que dans les sites de piedmont (Paladru et Ledro). Les résultats montrent des disparités puisque plus de 70 dépôts de crue ont été identifiés dans les sédiments du lac Ledro contre seulement quatre dans ceux du lac de Paladru.

Pour expliquer cette différence d'enregistrement entre les sites, nous avons pensé, dans un premier temps, que l'occurrence de crue dans les systèmes naturels pourrait être liée à la taille du bassin versant (corrélation positive entre un grand bassin versant et un nombre important de crues dans le lac ?). En effet, les systèmes étudiés se caractérisent par des bassins versants hydrologiques de tailles très différentes : 3.2, 6, 55.7 et 111 km²,

respectivement pour les lacs Blanc Huez, Bramant, Paladru et Ledro. Cela dit, d'autres études dans des lacs alpins de haute altitude (2100 m) après de petits bassins versants (de l'ordre de 3 km²) ont montré la présence et l'enregistrement de nombreuses crues au sein des sédiments lacustres (Wilhem et al., 2012). Ceci suggère qu'il n'y ait finalement pas de lien entre la taille du bassin versant et la capacité du système lacustre à enregistrer les phénomènes de crue. Dans le lac Blanc Belledonne, étudié par Wilhem et al. (2012), la fréquence et l'intensité des pluies sont très importantes. Les auteurs attribuent d'ailleurs l'occurrence des crues à la conjugaison de ces deux paramètres. Il se peut donc, de fait, que les types de précipitations associées aux critères morphologiques soient les deux facteurs contrôlant (i) la genèse et (ii) l'enregistrement de tels dépôts au sein des sédiments lacustres.

Une autre caractéristique du site étudié par Wilhem et al. (2012) est la présence de matériel remobilisable en amont du lac, dans le bassin versant. Ce sont d'ailleurs ces formations superficielles érodables (formations glacio-lacustres) qui sont remobilisées lors des phénomènes de crues. Dans notre cas, il y a peu de formations érodables en amont de nos lacs d'altitude. De plus la pédogenèse y est clairement réduite. Ainsi, une façon d'expliquer le faible nombre de crue dans les sites d'altitude pourrait être la faible disponibilité en matériel remobilisable transporté lors des crues, notamment dans le cas du lac Blanc Huez. Dans le cas du lac Bramant, le faible nombre de crues pourrait être lié à la présence de pièges amont, filtrant les apports terrigènes.

Outre la taille du bassin versant et la présence, ou non, de matériel remobilisable (formation superficielle ou sol), le type de couvert végétal influence également la capacité érosive et donc la genèse de phénomène de crue (voir chapitre 1.2, 1ère partie). Ainsi, les espaces prairiaux seront davantage sensibles à l'érosion que les espaces sous forêt. Dans cette logique, les remplissages lacustres de Blanc Huez et Bramant, dont les bassins versants se situent au-delà de la limite de forêt et sont, par conséquent, prairiaux, devraient voir s'enregistrer davantage de dépôts de crue que les systèmes Paladru et Ledro. Mais ce n'est pas le cas. Il semble alors que sur nos sites le couvert végétal n'influence pas la présence ou non des crues.

Outre ces critères, nous avons précédemment suggéré que, comme pour les évènements gravitaires, la géomorphologie des versants puisse avoir un rôle important dans la création de phénomène de crue. On peut effectivement penser, que pour une même intensité de pluie, les pentes abruptes et la présence de ravines, telles que celles présentes dans le bassin versant du lac Ledro, favorisent l'érosion et la création de crues éclair (ou « flash flood »), phénomène apparemment absent à Paladru, où (i) les ravines sont quasi absentes et (ii) les pentes nettement moins prononcées.

Enfin, les sites proglaciaires, tels que ceux de Blanc Huez et Bramant, sont des sites où les différences de densités (température, charge en éléments) entre les eaux tributaires et les eaux du réceptacle lacustre sont favorables à l'établissement de courants homopycnaux et parfois hyperpycnaux (Chapron et al., 2007 ; Guyard et al., 2007). Dans le cas de courants homopycnaux, une partie du matériel transporté par la crue ressort du lac via l'exutoire (Mulder et Chapron, 2011 ; c.f. figure 1.3.v, chapitre 1.3, 1ère partie) et n'est donc pas enregistré.

L'enregistrement des dépôts de crue au sein des remplissages lacustres semble directement dépendant de la géomorphologie des versants, et notamment la présence de ravines plus que l'intensité des pentes. Ce critère morphologique explique les différences constatées entre les sites de piedmont de Paladru et Ledro. Il apparaît également que pour enregistrer des dépôts de crues, il faut avoir du matériel remobilisable à la surface des versants, en amont des réceptacles lacustres. La faible pédogenèse caractérisant les sites alpins d'altitude semble, de fait, expliquer le faible nombre de crue documentée dans ces systèmes. Enfin, les régimes de précipitations (fréquence et intensité pluvieuse) peuvent également être une source d'explications.

2.2. Etude conjointe des évènements sédimentaires et du sédiment de fond.

La distinction des types d'évènements sédimentaires faite, nous sommes en droit de nous demander quelles sont les informations paléoenvironnementales apportées par l'analyse des évènements sédimentaires en relation avec celles apportées par le sédiment de fond.

2.2.1. Intérêts paléoenvironnementaux.

L'analyse organique des sédiments du lac Ledro a montré la nécessité d'une double lecture des signaux sédimentaires analysés dans les sédiments de fond et les évènements sédimentaires (chapitre 2.2)[66]. Ainsi, pour la première fois, nous avons mis en évidence le fait que (i) la signature organique terrigène du sédiment de fond (pyrolyse Rock-Eval et palynofaciès) témoigne de l'état du couvert végétal présent sur l'ensemble de ce bassin versant, tandis que (ii) la signature organique des dépôts de crue reflète la source de matériel remobilisé lors de l'évènement extrême (ici les prairies d'altitude, ou les espaces nouvellement déboisés). Sans cette lecture adaptée et distincte, des évènements gravitaires et du sédiment de fond, l'interprétation de tout signal, organique ou non, est fausse.

2.2.2. Outils chronologiques.

L'étude menée sur les sédiments du lac Ledro démontre également les différences de chronologies engendrées par la prise en compte ou non des évènements sédimentaires pour la construction des modèles d'âge (figure 3.2.d, Vannière et al., soumis CP[67]). En effet, dans les sédiments de la carotte LL082, nous avons montré que les évènements sédimentaires représentent près de 5 m d'épaisseur cumulée au sein des 11 m de sédimentation lacustre holocène. Comme précédemment réalisé par Chapron et al. (1999), Arnaud et al. (2005) et

[66] Simonneau et al. (soumis CP).
[67] Article en co-auteur, présenté Annexe 1.5.

Nomade et al. (2005), ces évènements « instantanés » ont donc été retirés de la sédimentation de fond (i) pour établir la chronologie réelle du remplissage lacustre et (ii) leur attribuer un âge correct (figure 3.1.d).

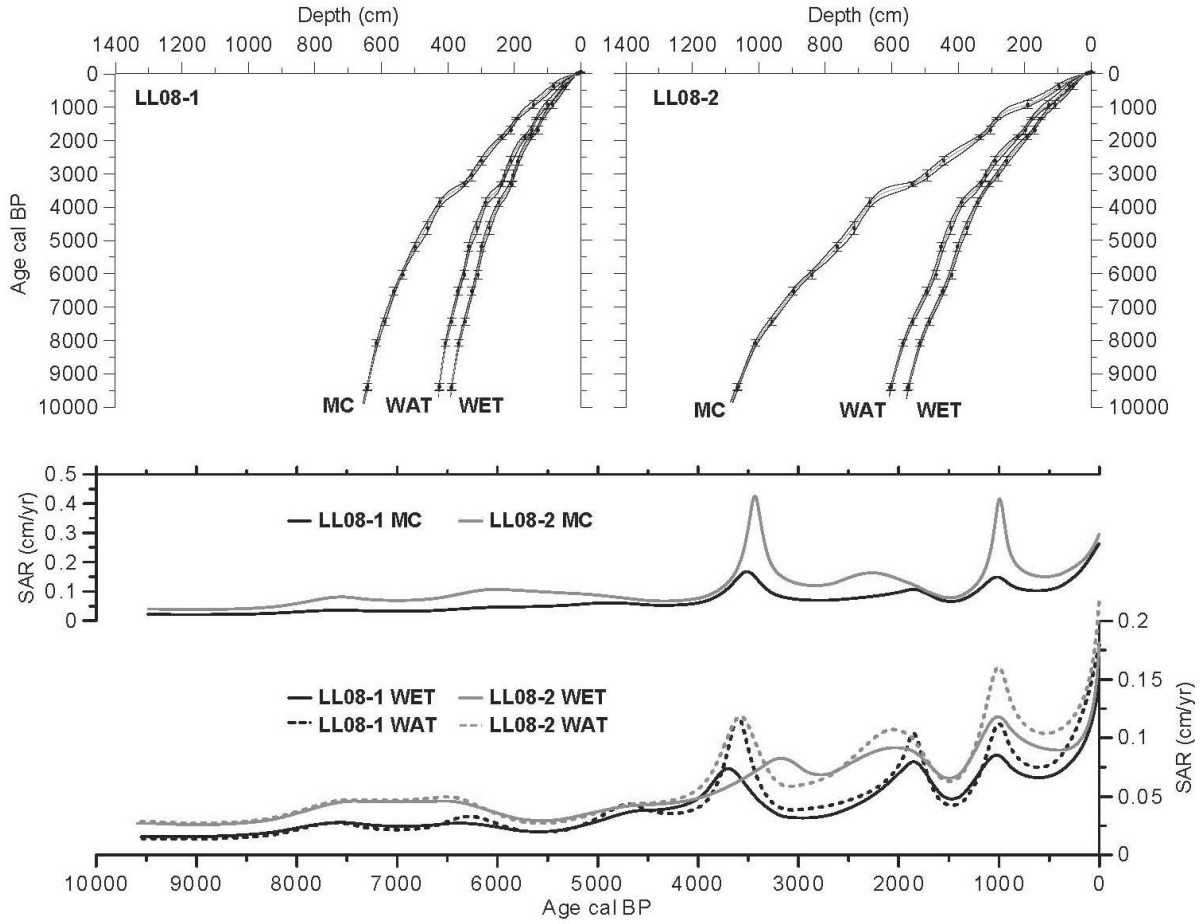


Figure 3.1.d, Figure extraite de l'article accepté dans CPD et piloté par Vannière et collaborateurs (annexe 1.3). Sont comparés pour les deux carottes prélevées dans le lac Ledro (LL081 et LL082) différents modèles d'âge et taux d'accumulation (SAR), générés sans enlever les évènements sédimentaires (MC), en enlevant uniquement les crues (WAT) et en enlevant tous les évènements sédimentaires (dépôts gravitaires et crue, WET).

Une fois les modèles d'âge correctement générés, les évènements gravitaires d'origine séismique s'avèrent être de bons marqueurs chronologiques régionaux. En effet, nous avons précédemment vu que sur la période historique, ils permettent (i) de documenter les conséquences d'un évènement séismique donné et (ii) de valider la finesse des chronologies proposées sur les archives continentales. De même, sur la période préhistorique, la remobilisation de matériel sur l'ensemble des berges d'un même bassin lacustre (Schnellmann et al., 2002) et/ou le dépôt simultané (malgré les incertitudes liées

aux modèles d'âge) de remaniement gravitaires dans différents pièges lacustres répartis sur un secteur géographique attestent de l'origine séismique du (des) évènement(s) sédimentaire(s) (Monecke et al., 2004 ; Chapron et al., 2007 ; Strasser et al., 2007), et servent donc de marqueur chronologique préhistorique.

Dans le cas de dépôts de crue, l'identification de crues historiques peut également permettre de valider les modèles d'âge des séquences lacustres. Cela dit, aucune crue historique n'a pu être documentée dans le cadre de cette thèse. Ceci est lié, soit à l'absence de données historiques, comme à Ledro, où les données sont toutes postérieures à 1920 ; soit à l'occurrence de trop nombreuses crues, comme dans les sédiments du lac de Ledro, où le nombre important de dépôts associé à la résolution de nos modèles d'âges ne nous permettent pas de corréler précisément une crue connue avec un dépôt particulier ; soit à l'absence de transect de carottes. En effet, après 1920 le bassin versant de Ledro a été aménagé afin de réduire les conséquences des crues catastrophiques. Ceci a eu pour conséquence de réduire l'énergie des crues et donc sûrement leur surface de dépôt dans le bassin lacustre.

Nos analyses ont, par contre, montré que le transport et le stockage de matière organique d'origine terrestre dans ces dépôts hyperpycnaux pouvaient permettre le piégeage de macrorestes végétaux au sein du remplissage lacustre, même dans le cas de petits lacs. L'utilisation de ces éléments pour les datations AMS s'est montrée problématique puisque les évènements de crue peuvent parfois remanier des matières organiques plus anciennes (Vannière et al., soumis CP[68]). Dans ce cas précis, il convient alors soit de multiplier le nombre d'âges radiocarbones, soit de privilégier les macrorestes en place dans les sédiments de fond.

Il apparaît finalement déterminant de distinguer les évènements sédimentaires du sédiment de fond. Cette distinction nécessite une caractérisation minutieuse des séquences mais est incontournable pour générer la chronologie du remplissage et lire de façon correcte la signature des sédiments de fond. De plus, l'analyse propre des

[68] Article en co-auteur, présenté Annexe 1.5.

évènements en eux-mêmes apporte des informations complémentaires de l'archive de fond.

3. Anthropisation et message sédimentaire.

Si la qualité de l'archive lacustre dépend des divers paramètres que nous venons d'exposer, il apparaît clairement que les archives lacustres sont intégratives des variations environnementales affectant leurs bassins versants et ce, que celles-ci soit d'origine climatique et/ou anthropique. Cependant, nous pouvons nous interroger sur l'enregistrement des activités anthropiques au sein de l'archive lacustre. En d'autres termes, quelle est la signature de ces activités humaines dans les archives continentales ? Se traduit-elle par les mêmes conséquences en terme de détritisme ? Et peut-elle, à terme, perturber le message sédimentaire initial ?

3.1. Signature anthropique dans les sédiments lacustres.

Dans les différents systèmes étudiés (2ème partie), les activités anthropiques ont été mises en évidence en utilisant des marqueurs spécifiques tels que les pollutions métalliques associées aux activités minières (cuivre, plomb, argent, chapitre 2.1), ou les biomarqueurs moléculaires caractéristiques de pratiques culturales (miliacine, chapitre 2.2[69]). Ces marqueurs spécifiques s'avèrent pertinents (i) pour préciser le type d'activités passées mis en place, et (ii) pour dater et intégrer la première occurrence de ces activités dans le bassin versant des lacs. La détection de ces marqueurs dans l'archive lacustre via l'intégration des signaux émis par son bassin versant ou par les zones avoisinantes (ruissellement, pollution atmosphérique) s'est alors révélée complémentaire des données archéologiques propres qui sont, elles, restreintes à une zone géographique précise. Ainsi, l'analyse organique du

[69] Simonneau et al. (JAS).

remplissage sédimentaire du lac de Paladru nous a permis, chapitre 2.2[70], de documenter de nouvelles périodes d'occupation humaine, méconnues des archéologues, et notamment datées de l'Age du Bronze. De plus, la détection, dans les sédiments, du biomarqueur moléculaire du millet cultivé, nous permet également de montrer que l'ouverture du milieu, documentée par palynofaciès (diminution du rapport rAP/LCF), était liée avec la mise en culture de cette céréale. De plus, cette période est cohérente avec des pratiques agraires régionales (culture du millet au lac du Bourget à la même époque, Jacob et al., 2008).

Si ces marqueurs spécifiques attestent et précisent les activités anthropiques passées autour des géosystèmes lacustres, ils permettent également d'interpréter les résultats d'autres analyses, telles que la susceptibilité magnétique ou la teneur en éléments minérogéniques (titane, zirconium par exemple), elles, non spécifiques de l'anthropisation. Ainsi, c'est uniquement lorsque ces marqueurs spécifiques coïncidaient avec de fortes valeurs de susceptibilité magnétique, et/ou d'importantes teneurs en zirconium ou en titane, qu'ils ont été interprétés comme étant les témoins d'une érosion des sols liées à l'anthropisation des bassins versants des lac Paladru (chapitre 2.2[12]) et Ledro (chapitre 2.2[71]). De plus, l'occurrence de ces marqueurs indirects minéraux suggère des innovations techniques, telles que les labours par exemple, remobilisant des horizons pédologiques plus profonds et plus riches en ces éléments minéraux (chapitre 2.2[12 et13]).

Outre l'utilisation des marqueurs en eux-mêmes, nos résultats montrent d'une manière générale des conséquences communes de l'anthropisation sur les géosystèmes lacustres alpins et pyrénéens, de piedmont et de moyenne altitude. En effet, dans tous les systèmes, excepté ceux de haute altitude alpine (chapitre 2.1), chaque période d'anthropisation s'accompagne d'une augmentation de l'érosion des sols, qui a pour principales conséquences (i) d'augmenter les taux d'accumulation des sédiments et (ii) de favoriser la productivité lacustre en apportant des nutriments.

Si les conséquences sont identiques, nous mettons cependant en évidence le fait que le terme d'érosion ne désigne pas des processus similaires en fonction des activités

[70] Simonneau et al. (JAS).
[71] Simonneau et al. (soumis CP).

humaines considérées. Ainsi, dans les piedmonts alpins, les pratiques agricoles et leurs innovations (labour par exemple) ont pour effet d'accroître la remobilisation de matériel pédologique sous l'action des agents météoriques naturels. En Italie, les niveaux de crue sont plus épais pendant les phases d'anthropisation (chapitre 2.2[13]) ; en France, les quantités de particules d'origine pédologique piégées dans les sédiments sont plus importantes lors des périodes agraires (chapitre 2.2[12]). Dans les Pyrénées, ce n'est pas l'érosion des versants, mais la remobilisation du matériel lacustre sous l'effet des marnages du lac et la succession de périodes de bas niveau lacustre qui semblent être responsables : (i) de l'accélération du comblement lacustre et (ii) du changement de niveau trophique du bassin.

La lecture de l'archive sédimentaire en tant qu'archive des activités humaines passées nécessite soit de traquer des marqueurs spécifiques des activités humaines documentées par l'archéologie, soit d'interpréter avec prudence les paramètres indirects. Que les activités humaines affectent les bassins versants ou le bassin lacustre en lui-même, elles ont pour conséquences (excepté dans le cas des activités minières) (i) d'accroître l'érosion des sols, et (ii) de favoriser d'importants apports en nutriments qui perturbent les niveaux trophiques naturels des bassins.

3.2. Quand l'anthropisation masque le signal climatique.

Dans les sites de haute altitude, les activités humaines ne semblent pas avoir d'impacts sur les modes de sédimentation et l'érosion des sols (chapitre 2.1). En effet, aucune hausse particulière des teneurs en particules d'origine pédogénétique (rAP) n'a été constatée dans les remplissages sédimentaires des lacs Bramant et Blanc Huez pendant les périodes d'anthropisation (chapitre 2.1). Ici, l'impact anthropique sur l'érosion des sols, si impact il y a eu, est insuffisant pour masquer la signature climatique.

A l'inverse, dans les sites de piedmont, nous avons clairement mis en évidence les liens étroits existant entre anthropisation et érosion. Le système de Paladru s'avère

particulièrement marqué par les activités humaines depuis au moins 6000 ans (chapitre 2.2[72]). Ainsi, ce système n'a livré que peu d'informations quant aux potentielles conséquences de péjorations climatiques en piedmont alpin français depuis le Néolithique. Seul l'évènement climatique du 8.2 a pu être réellement discuté (chapitre 2.2[14]). Cette « absence » de signal climatique coïncidant avec le début des activités humaines suggère qu'à l'inverse des sites alpins d'altitude, les conséquences des activités humaines sur l'érosion des sols dans les sites de piedmont, tel que Paladru, soient telles qu'elles puissent masquer la variabilité climatique du climat pendant la seconde moitié de l'Holocène.

De la même façon, si les dépôts de crue enregistrés dans les sédiments du lac Ledro après la mise en place du village pallafitique résultent indubitablement d'un signal climatique (fortes précipitations), on peut penser qu'une même intensité de pluie exportera davantage de matériel pédologique sur un versant anthropisé, où le couvert végétal est réduit et l'érodabilité augmentée (d'après Girard et al., 2011), que sur un versant « naturel ». Les évènements de crue J, F et G, identifiés et décrits dans le lac Ledro dans le chapitre 2.2[73], sont tous de type hyperpycnaux (voir figure 1.3.v, chapitre 1.3, 1ère partie) et de même composition. Seules leurs épaisseurs varient : depuis près de 38 cm pour l'évènement J à respectivement 18 et 22 cm pour les évènements F et G. Nous estimons que l'évènement de crue J, daté en 5725 cal BP (chapitre 2.2[15]), est proportionnel à un aléa climatique extrême tandis que les dépôts F et G, datés autour de 3200 cal BP (chapitre 2.2[15]), soit après la mise en place du village pallafitique, pourraient être la conjugaison d'aléas climatiques puissants et de l'anthropisation du milieu. D'ailleurs, les signaux de susceptibilité magnétique et de pyrolyse Rock-Eval mesurés dans ces deux évènements de crues ont été interprétés comme témoignant d'une remobilisation de matériel pédologique autrefois sous couvert forestier, et récemment défrichés par les activités humaines (chapitre 2.2[15]). Il est de ce fait possible que la reconstitution des précipitations, proposées chapitre 2.2[15], pour l'évènement F, soit légèrement surestimée. Cependant, il est actuellement impossible d'estimer la proportion de matériel exportée à cause des activités anthropogènes. Ainsi, l'épaisseur des dépôts de crue (ici de type hyperpycnal) ne serait pas toujours proportionnelle à l'intensité de la crue et des précipitations qui la génèrent, mais pourrait

[72] Simonneau et al. (JAS).
[73] Simonneau et al. (soumis CP).

résulter de la conjugaison des forçages climatique et anthropique dans le cas de systèmes lacustres anthropisés. L'étude de lacs plus hauts en altitude, davantage soumis aux fluctuations climatiques, et localisés dans la région du lac Ledro pourrait permettre de répondre à une telle question.

Dans le cas de l'Etang Majeur, les résultats présentés chapitre 2.3[74] ont montré que les activités humaines ne masquent pas le signal climatique mais changent complètement la lecture du paramètre utilisé pour reconstituer les phases humides. L'objectif ici n'est pas de développer à nouveau les interprétations faites chapitre 2.3 (2ème partie), mais seulement de rappeler que nous avons identifié un changement majeur dans la dynamique de sédimentation lacustre dès la mise en place du barrage hydroélectrique sur le système du Majeur. Après l'installation du barrage, les fluctuations de la teneur en rubidium n'ont, en effet, plus été corrélées aux périodes d'humidité mais plutôt aux périodes de sécheresse. En effet, nous avons précédemment démontré que les fortes teneurs en rubidium proviennent essentiellement des passées sableuses déposées par la réactivation d'un canyon lors de phases d'humidité intense. Après la mise en place du barrage, les fortes teneurs en rubidium ne sont plus liées à des passées sableuses mais à la remobilisation de matériel littoral lors d'importants marnages ayant lieu lors de périodes plus sèches. Il semble donc que dans le cas de barrages hydroélectriques simples, c'est-à-dire où il n'y a pas d'activités de pompage, il soit toujours possible d'utiliser l'archive sédimentaire lacustre comme archive climatique.

Dans le cas où les activités humaines n'ont pas de conséquences sur l'érosion des sols, telles que les activités minières par exemple, elles ne masqueront pas les conséquences du signal climatique sur l'érosion. Dans ces cas, et uniquement dans ces cas, il est alors possible d'utiliser le détritisme pour identifier un signal purement climatique. Dans tous les autres cas, le détritisme enregistré dans les réceptacles lacustres résulte de la conjugaison des forçages climatique et anthropique et nécessite, par conséquent, d'être déconvolué et/ou comparé à des systèmes enregistrant uniquement le signal climatique.

[74] Simonneau et al. (en préparation).

A l'issue de ce chapitre, nous avons mis en évidence le fait que l'étude et l'interprétation du détritisme en tant que marqueur des forçages climatiques et/ou anthropiques au sein des réceptacles lacustres nécessite (i) une analyse des critères morphologiques de leurs bassins versants (pentes et position du système par rapport à d'autres pièges amont), (ii) une caractérisation et une analyse des types de sols présents dans leurs bassins versant, et (iii) une caractérisation minutieuse des faciès sédimentaires de fond distincte et complémentaire de celle des évènements sédimentaires (remaniements gravitaires ou crues).

Une fois ces critères posés, la compréhension de l'archive sédimentaire lacustre passe également par le rapport entre la taille du bassin versant et celle du réceptacle lacustre (si ce rapport est petit, l'étude du détritisme n'aura que peu de sens) et l'identification de sa sensibilité vis-à-vis des facteurs forçants (effet de seuil, ou non) d'origine climatique et/ou anthropique. Ainsi, nous soulignons que le détritisme peut, bel et bien, être utilisé comme marqueur du forçage climatique, si et seulement si, il est étudié (et quantifié) dans des systèmes où l'Homme peut être présent, mais où son activité n'influence pas l'érosion des sols (exploitation minière par exemple). Sachant que dans toutes autres circonstances, le détritisme résulte de la conjugaison des forçages climatique et anthropique, seule la comparaison des résultats obtenus sur des sites anthropisés ou non permet d'individualiser l'impact de l'anthropisation sur le détritisme. Ce dernier point souligne la nécessité et la pertinence d'étudier différents sites soumis aux mêmes influences climatiques, ici les influences Atlantiques, mais aux sensibilités contrastées.

Chapitre 3.2

Reconstitution du climat et de l'anthropisation holocènes en Europe occidentale.

Dans ce chapitre, nous comparons les résultats obtenus site par site (2ème partie) pour proposer un bilan quant à la variabilité climatique holocène en Europe occidentale et ses rétroactions sur les sociétés humaines. Nous nous intéressons aux fluctuations climatiques et aux implantations humaines au cours de l'Holocène, en terme de synchronisme et d'expression. Nous détaillons plus particulièrement les modalités de la déglaciation würmienne alpine, la notion de « bipartition holocène », les variabilités rapides des climats récents et les conséquences des pressions anthropiques sur les environnements holocènes. Pour la première fois, nous proposons également de mettre en application un modèle simple d'érosion des sols, le modèle De Ploey, pour quantifier des précipitations holocènes au site de Blanc Huez et pour déconvoluer et distinguer les forçages climatiques et anthropiques sur le site de Paladru.

1. Végétalisation des versants et pédogenèse.

L'ensemble des lacs étudiés dans ce manuscrit a été formé lors de la dernière glaciation du Würm (figure 3.2.a). Si à ce stade du projet, le manque de données chronologiques sur la séquence prélevée dans l'Etang Majeur ne permet pas de documenter les conséquences de la déglaciation würmienne sur les versants présents dans le massif pyrénéen, nous pouvons discuter de ces conséquences entre les zones d'altitude et de piedmont dans le massif alpin.

Dans les Alpes, respectivement à Paladru et à Ledro (chapitre 2.2), les transitions entre les faciès laminés détritiques et les faciès carbonatés authigènes sont respectivement datés de 13700 cal BP à Paladru (chapitre 2.2[75]) et de 13110 cal BP à Ledro (Vannière et al., soumis CP[76]). Ces résultats soulignent donc un décalage temporel de l'ordre de 600 ans entre les changements de dynamiques de sédimentation des deux systèmes de piedmont alpin. A cette époque, les glaciers würmiens sont d'ores et déjà retirés des vallées de Paladru (Nicoud et al., 2005) et vraisemblablement de Ledro. Ce changement dans la dynamique de sédimentation lacustre correspond, en fait, à un basculement depuis des apports détritiques dominants vers des apports authigènes dominants. Les argiles résultent alors de la remobilisation par les eaux météoriques des formations superficielles érodables d'origine glaciaires : on parle d'argiles glaciaires. Visiblement, la remobilisation de ces formations est effectivement jusqu'entre 13700 et 13110 cal BP en piedmont alpin. Le changement ensuite observé pourrait alors correspondre à un changement de type de formations superficielles remobilisées par les eaux météoriques. Nous pensons, que ce changement de faciès témoigne en effet du début de la pédogenèse entre les bassins versants de Paladru et Ledro, pendant le Dryas ancien (figure 3.2.a). D'ailleurs, les particules d'origine pédogénétiques (rAP) sont détectées en continu dans les sédiments lacustres des lacs Paladru et Ledro à partir de cette période (Paladru : Annexe 4.3, échantillon 02Bb-78,3, daté en 13550 cal BP et Ledro : Annexe 3.4, échantillon A3a-33,5, daté en 12970 cal BP). Le stock de sol remobilisé

[75] Simonneau et al. (JAS).
[76] Article en co-auteur, présenté Annexe 1.5.

au cours de l'Holocène dans ces deux sites est donc issu de cette période. Ainsi le décalage de 600 ans marquerait un décalage dans l'amorçage de la pédogenèse. Cela suggère que les zones intramontagneuses, comme celles de Ledro, ont une pédogenèse plus tardive que les zones collinéennes, comme celles de Paladru.

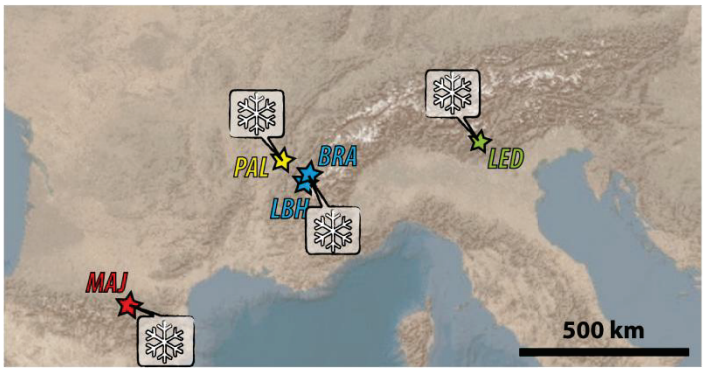
Pendant le Bølling, le retrait glaciaire devient majeur puisqu'il est enregistré jusqu'aux sites de haute altitude. En effet, dès 12370 cal BP, le faciès organique de type gyttja, identifié dans le lac proglaciaire Blanc Huez (chapitre 2.1[77]), indique un retrait des glaciers au-delà de 3000 m d'altitude, dans les Alpes occidentales françaises (Karlén, 1981 ; Leeman et Niessen, 1994 ; Becker et al., 2004). En piedmont alpin, aucune modification notable n'est notée, indiquant que la pédogenèse est toujours en place dans les bassins versants des lacs Paladru et Ledro. Cela suggère que la période du Bølling se caractérise par un changement abrupt des conditions climatiques des environnements d'altitude, essentiellement marqué par la mise en place générale de la pédogenèse. En effet, nos résultats indiquent qu'en piedmont comme en altitude les bassins versants alpins étaient recouverts de formations pédologiques et de végétation, puisque des marqueurs de sol et de végétations supérieures sont piégés au sein des séquences lacustres de Paladru, Ledro et Blanc Huez pendant cette période (Chapitres 2.1 et 2.2 ; Annexes 3.1, 3.3 et 3.4).

Entre 12000 et 10000 cal BP, les faciès morainiques et fluvio-glaciaires mis en place dans le lac Blanc Huez indiquent une avancée glaciaire dans les Alpes occidentale françaises à cette période (chapitre 2.1[19]). Celle-ci semble restreinte aux zones d'altitude puisque aucune modification sédimentologique ou environnementale n'est détectée dans les lacs de piedmont Paladru et Ledro (chapitre 2.2).

[77] Simonneau et al. (en préparation).

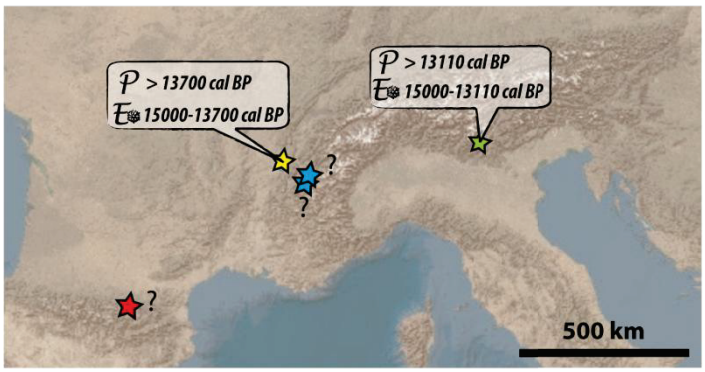
Würm (<15000 cal BP)

Tous les systèmes étudiés sont d'origine glaciaire et liés à la dernière glaciation du Würm. A cette période LBH et BRA sont surement sous la glace tandis que PAL et LED sont en situation pro- ou juxtaglaciaire.



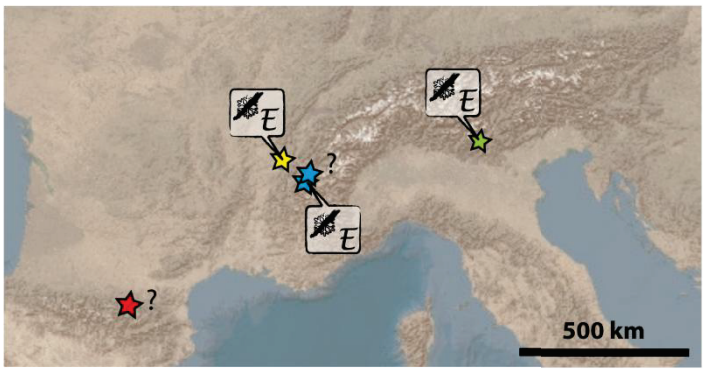
Dryas ancien (15000-12700 cal BP)

Aucune donnée dans les sites LBH, BRA et MAJ. Par contre, les faciès lacustres laminés de PAL et LED suggèrent l'érosion de firmations superficielles d'origine glaciaire en piedmont alpin. Cette érosion perdure jusqu'en 13700 et 13110 cal BP, environ.



Bølling (12700-12000 cal BP)

Aucune donnée dans les sites BRA et MAJ. Par contre, les faciès carbonatés de PAL et LED et la gyttja décrite dans LBH suggèrent un retrait glaciaire généralisé entre le piedmont les zones de hautes altitude du massif alpin autours de 12370 cal BP et l'érosion de sols.



Alleröd - Dryas récent (12000-10000 cal BP)

Aucune donnée dans les sites BRA et MAJ. Les faciès carbonatés de PAL et LED indiquent qu'il n'y a pas de réavancée glaciaire jusque dans le piedmont alpin. Par contre, la présence de faciès morainique et fluvio-glaciaire à LBH suggèrent une réavancée glaciaire restrainte aux zones de hautes altitude du massif alpin dont la date n'est pas établie clairement.

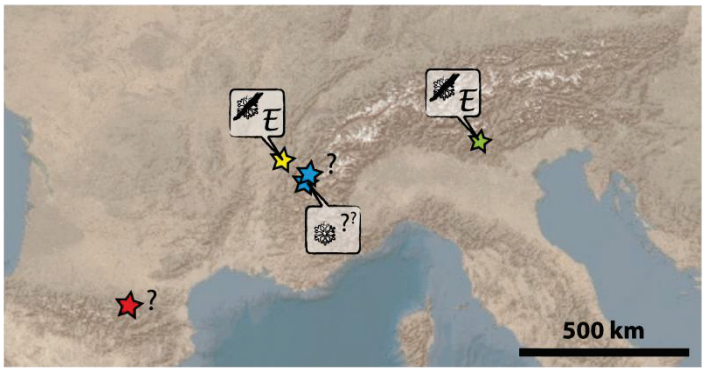


Figure 3.2.a, Spatialisation, synchronisme et conséquences de la déglaciation würmienne entre les massifs alpin et pyrénéen, en fonction des périodes temporelles discutées dans le texte. Les sites étudiés sont localisés par les étoiles colorées. Les abréviations utilisées correspondent à : LBH (Lac Blanc Huez), BRA (Lac Bramant), PAL (Lac Paladru), LED (Lac Ledro) et MAJ (Etang Majeur). Les flocons entiers symbolisent la présence de glaciers dans les bassins versants des lacs étudiés, les flocons barrés symbolisent l'absence de glaciers dans les bassins versants des lacs étudiés. Les points d'interrogation symbolisent l'absence de données (pas de chronologie suffisamment établie ou pas de séquence). P symbolise le début de la pédogenèse dans les bassins versants et E l'érosion, des formations superficielles d'origine glaciaire s'il est associé à un flocon, ou des sols s'il est seul.

2. Les fluctuations climatiques holocènes en Europe occidentale.

L'objectif de ce paragraphe est de voir si les fluctuations climatiques connues dans la littérature (c.f. chapitre 1.1, 1ère partie) sont enregistrées dans les séquences étudiées. Nous cherchons également à mettre en évidence si ces fluctuations climatiques sont synchrones à l'échelle de l'Europe occidentale et entre les zones d'altitude et de piedmont et si elles s'expriment de la même façon (température, humidité).

2.1. Synchronisme régional.

2.1.1. La bipartition climatique holocène.

La transition entre les dits « optimum climatique » et « néoglaciaire » n'a pas pu être documentée dans les systèmes Bramant et Majeur, où les chronologies sont soit complexes (lac Bramant, chapitre 2.1), soit nécessitent d'être affinées par l'obtention de nouveaux âges radiocarbones (Etang Majeur, chapitre 2.3, 2ème partie). Cette transition est par conséquent uniquement discutée à l'échelle des Alpes.

Pour la première moitié de l'Holocène, le faciès organique de type gyttja, identifié dans le lac proglaciaire Blanc Huez, indique un retrait des glaciers au-delà de 3000 m d'altitude dans les Alpes occidentales françaises, similaire aux conditions du Bølling (chapitre 2.1[78], Kàrlen, 1981 ; Leeman et Niessen, 1994 ; Becker et al., 2004). En situation de piedmont, nous avons précédemment vu chapitre 2.2 que cette période est favorable au développement des sols et de la végétation supérieure, notamment constituée de forêts sur les versants français et italien (figure 3.2.b). En témoignent les faibles valeurs du rapport rAP/LCF[79] mesuré dans chacune des séquences prélevées dans les lacs Paladru et Ledro

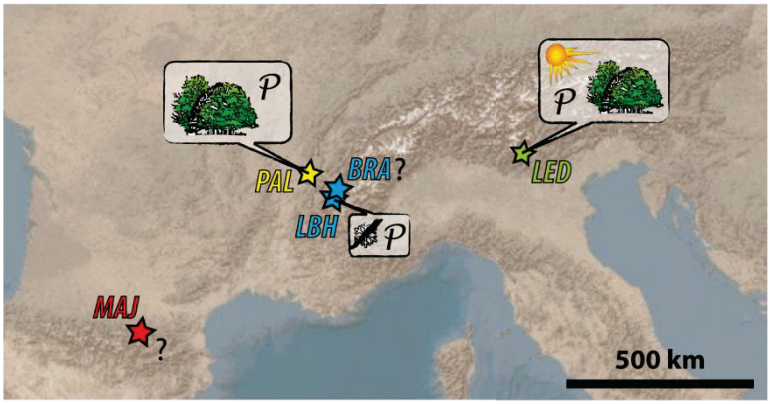
[78] Simonneau et al. (en préparation).

[79] c.f. chapitre 1.3, 1ère partie. Pour rappel, une faible valeur du rapport rAP/LCF (red Amorphous Particle/Ligno Cellulosic Fragment) signifie que le ruissellement opérant sur les versants exporte davantage de débris ligno-cellulosiques que de particules amorphes rougeâtres. Les débris ligno-cellulosiques étant essentiellement exportés par ruissellement sous forêt, une faible valeur du rapport peut être interprétée comme résultant du ruissellement agissant sur un bassin versant forestier.

(figure 3.2.b, chapitre 2.2[80]) et les pollens d'arbres présents dans la tourbière de Chirens (Annexe 2). D'un point de vue climatique, la faible fréquence des crues dans les sédiments du lac Ledro, ainsi que le plus bas niveau lacustre documenté par Magny et al. (2012) pour ce même lac, suggère des conditions climatiques plus sèches jusqu'en 4200 cal BP (figure 3.2.b).

« Optimum climatique »

Aucune donnée dans les sites BRA et MAJ. Par contre, « l'optimum climatique » se traduit par un facès de gyttja à LBH et l'établissement de forêts à PAL et LED.



« Néoglaciaire »

Les faciès lacustres de LBH et BRA suggèrent la présence de glaciers dans leurs bassins versants respectifs après 5400 et 3700 cal BP. A l'inverse, aucune présence glaciaire n'est détectée ni en piedmont alpin à PAL et LED, ni à 1600 m d'altitude dans les Pyrénées à MAJ, où la végétation perdure, sauf lors de phases d'anthopisation.

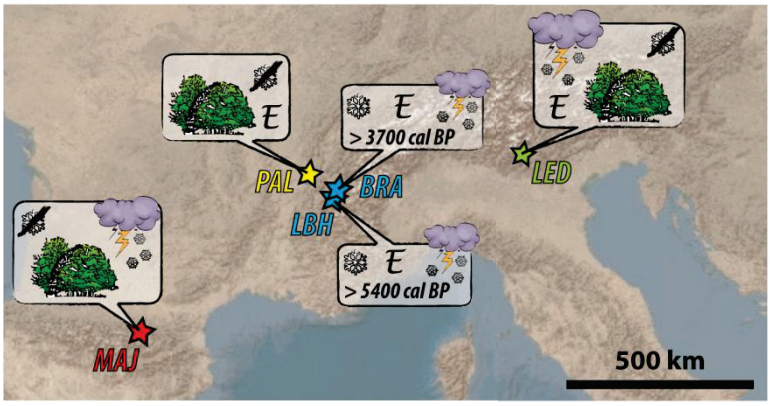


Figure 3.2.b, Spatialisation et synchronisme de l'évolution des environnements entre l'Optimum climatique et le Néoglaciaire. Les sites étudiés sont localisés par les étoiles colorées. Les abréviations utilisées correspondent à : LBH (Lac Blanc Huez), BRA (Lac Bramant), PAL (Lac Paladru), LED (Lac Ledro) et MAJ (Etang Majeur). Les flocons entiers symbolisent la présence de glaciers dans les bassins versants des lacs étudiés, les flocons barrés symbolisent l'absence de glaciers dans les bassins versants des lacs étudiés. Les arbres symbolisent la mise en place de la végétation supérieure dans les bassins versants étudiés, les nuages des conditions plus humides et la lettre « E » le phénomène d'érosion des sols.

Après 5400 cal BP, la sédimentation du lac Blanc Huez bascule progressivement depuis le faciès de gyttja vers des faciès minéralogiques riches en oxydes témoignant d'importants apports en farines glaciaires et, de fait, caractéristiques du retour progressif

[80] Respectivement Simonneau et al. (JAS) et Simonneau et al. (soumis CP).

des glaciers dans son bassin versant (chapitre 2.1[81]). Le développement progressif des glaciers dans cette partie des Alpes se stabilise en 4700 cal BP (chapitre 2.1[23]). En piedmont alpin français, aucune modification environnementale majeure n'est mise en évidence dans les sédiments du lac Paladru pendant cette période (chapitre 2.2[82]). Nous avons précédemment suggéré (chapitre 3.1, 3ème partie) que cette absence de signal climatique puisse être masquée par l'anthropisation du bassin versant du lac. En piedmont alpin italien, nos résultats mettent en évidence une augmentation progressive de la fréquence des crues (chapitre 2.2[83] ; Vannière et al., soumis CP[84]) associée avec un rehaussement progressif du niveau lacustre, après 4200 cal BP (Magny et al., 2012) et interprété comme marquant le retour à des conditions climatiques plus humides. Par ailleurs, une phase d'intense humidité a également été mise en évidence via la réactivation des apports sableux issus du canyon présent au sud de l'Etang Majeur (chapitre 2.3[85]) et entre 4500 et 4200 cal BP dans les Pyrénées, en moyenne altitude (1600 m). Ceci suggère (i) que le Néoglaciaire se met en place de façon synchrone entre les Alpes de piedmont et les Pyrénées, à partir de 4500 cal BP ; et (ii) qu'il se traduit, dans les deux cas, par une augmentation de l'humidité.

En altitude, nos résultats mettent en évidence un retour progressif des glaciers dès 5400 cal BP. Ce retour des glaciers est donc synchrone de la diminution de l'insolation estivale à 40°N (c.f. figure 1.1.c, 1ère partie ; Berger, 1978 ; Laskar, 1990). En effet, cette diminution d'insolation estivale va avoir pour conséquences de favoriser la genèse et le stockage des précipitations (neigeuses en haute altitude) sur les versants, notamment en aidant à la formation de nuages (Loutre et al., 2004 ; Wiles et al., 2004 ; Gray et al., 2010). C'est donc là la marque du forçage solaire sur un retour à des conditions plus fraîches dans les Alpes françaises de haute altitude dès 5400 cal BP.

Parallèlement, ce forçage solaire a également pour conséquence de progressivement rafraîchir les SST[86] (c.f. figure 1.1.c, 1ère partie ; Rimbu et al., 2003 ; Moros et al., 2004) en aidant à la décharge d'eau douce dans les océans (Mayewsky et al., 1997, 2004), comme le

[81] Simonneau et al. (en préparation).
[82] Simonneau et al. (JAS).
[83] Simonneau et al. (soumis CP).
[84] Article en co-auteur, présenté en Annexe 1.5.
[85] Simonneau et al. (en préparation).
[86] SST : Sea Surface Temperature, température des eaux de surfaces océaniques.

montre l'augmentation du niveau marin global (c.f. figure 1.1.c, 1ère partie ; Bassett et al., 2005 ; Shennan et al., 2006). D'après Mayewsky et al., (1997, 2004), Rimbu et al. (2003) et Debret et al. (2009), cette tendance progressive vers des SST plus fraîches a pour conséquence de perturber la circulation thermohaline en Atlantique Nord et d'augmenter les régimes de précipitations dans cette partie du globe, notamment en favorisant les phases NAO négatives (Rimbu et al., 2003 ; Wanner et al., 2008). Ces phases NAO négatives ont pour conséquence d'accroître les précipitations en Europe occidentale (c.f. figure 1.1.d, 1ère partie ; Casty et al., 2005), et notamment sur le versant nord du massif des Grandes Rousses, depuis au moins 4000 ans (Guyard et al., accepté).

La stabilisation des SST ainsi que le changement majeur d'insolations entre l'insolation estivale et l'insolation hivernale est atteint vers 4500 cal BP (c.f. figure 1.1.c, 1ère partie). Cela marque la fin du relais entre le forçage solaire et le couplage océan-atmosphère (Debret et al., 2009). Les augmentations d'humidité que nous documentons en piedmont alpin et dans les Pyrénées sont donc synchrones du début du forçage océan-atmosphère. Cette mise en place de conditions plus humides à partir de 4500 cal BP (environ) s'exprime également dans les Alpes françaises de haute altitude puisque les avancées glaciaires s'y stabilisent dès 4700 cal BP. C'est donc bien le relais d'un forçage solaire, favorisant la précipitation et l'accumulation de neige dès 5400 cal BP, vers le forçage océanique, lui augmentant les précipitations et donc la formation de glace en haute altitude, que nous enregistrons dans l'archive de Blanc Huez.

En résumé, la bipartition holocène (transition de l'Optimum climatique holocène vers le Néoglaciaire) n'est pas systématiquement enregistrée au sein des archives continentales. Lorsqu'elle est enregistrée, elle se caractérise par un retour à des conditions climatiques plus humides, enregistrées dans les Alpes et les Pyrénées.

Finalement, le décalage chronologique mis en évidence entre les zones d'altitude, qui réagissent dès 5400 cal BP puis dès 4700 cal BP, et les zones de plus basses altitudes, réagissant, elles, dès 4500 cal BP, soulignent les conséquences de l'effet topographique sur les gradients d'humidité et de température.

D'autre part, le synchronisme mis en évidence entre le piedmont alpin italien et la moyenne altitude pyrénéenne souligne qu'en-deçà de 40°N, le piedmont alpin réagit aux mêmes influences climatiques que la face nord des Pyrénées. Le piedmont alpin semble donc davantage sensible aux influences climatiques atlantiques que méditerranéennes. Ceci est, de plus, en accord avec les résultats de Magny et al. (2012).

2.1.2. Variabilités climatiques rapides pendant l'Holocène.

L'ensemble des séquences étudiées dans le cadre de ce travail suggère que l'Optimum Climatique soit interrompu par un changement climatique et environnemental daté aux alentours de 8200 cal BP (figure 3.2.c). Enregistrée dans les systèmes alpins étudiés (chapitres 2.1 et 2.2), cette phase se caractérise par une augmentation de l'érosion des sols présents sur les bassins versants d'altitude et de piedmont et est interprétée comme le signe d'un climat plus humide déjà suggéré en Europe occidentale (c.f. figure 1.1.g, 1ère partie ; Haas et al., 1998 ; Noël et al., 2001 ; Chapron et al., 2002 ; Magny et al. 2004, 2006, 2007 ; Debret et al., 2011).

En piedmont alpin français et italien, nous avons vu chapitre 2.2[87] que cette période se définit également par un léger retour à des versants davantage prairiaux (figure 3.2.c), mis en évidence par une légère augmentation du rapport rAP/LCF[88], interprété comme résultant d'une diminution des espèces végétales thermophiles sur les versants. D'ailleurs, ce phénomène a également été documenté en Europe (Wick et Tinner, 1997 ; Tinner et Lotter, 2001) et au Danemark, à basse altitude (Hede et al., 2010).

[87] Simonneau et al. (JAS) et Simonneau et al. (soumis CP).
[88] Voir note de bas de page n°21.

« 8700 - 7000 cal BP »

Aucune donnée dans les sites BRA et MAJ. Dans le reste des systèmes, cette période se traduit par une augmentation de l'érosion des sols associée à un climat plus humide. Elle apparait notamment plus humide et plus fraîche (augmentation érosion à LBH, PAL et LED et diminution des espèces supposées thermophiles à PAL et LED) aux alentours de 8200 cal BP.

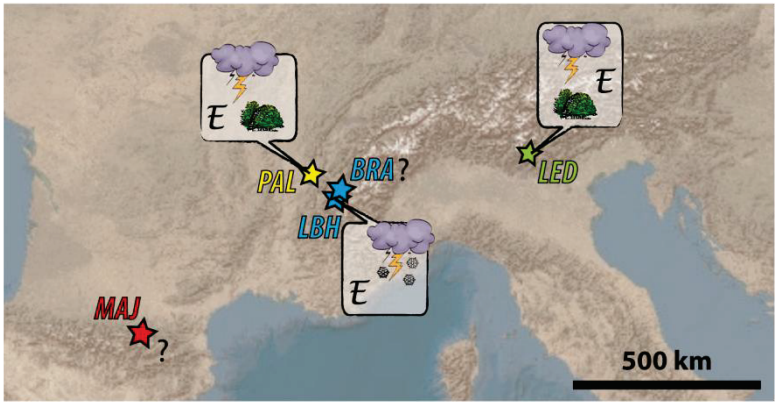


Figure 3.2.c, Spatialisation et synchronisme de l'évolution des environnements pendant l'épisode climatique, entre 8700 et 7000 cal BP. Les sites étudiés sont localisés par les étoiles colorées. Les abréviations utilisées correspondent à : LBH (Lac Blanc Huez), BRA (Lac Bramant), PAL (Lac Paladru), LED (Lac Ledro) et MAJ (Etang Majeur). Les arbres symbolisent la mise en place de la végétation supérieure, les nuages des conditions plus humides et la lettre « E » l'augmentation de l'érosion des sols.

Ce changement climatique observé dans chaque séquence pourrait être corrélé avec l'évènement climatique dit « du 8.2 ». Défini par Alley et al. (1997), cet évènement se caractérise par une période quasi similaire aux conditions climatiques du Dryas récent, résultant d'une décharge soudaine d'eau douce dans l'océan Atlantique nord, ayant perturbé la circulation thermohaline et engendré une chute des température au Groenland (Barber et al., 1999 ; Daley et al., 2009) et des conditions fraîches (Alley et al., 1997, 2005 ; von Grafenstein et al., 1999 ; Heiri et al., 2003 ; Boch et al., 2009) et humides (entre 50 et 43°N, Magny et al., 2001, 2003) en Europe occidentale. Toutefois, la péjoration climatique que nous documentons dans le cadre de ce travail semble plus complexe que cet évènement climatique « ponctuel ». En effet, la diminution des essences végétales, supposées thermophiles, dans les systèmes alpins de piedmont (chapitre 2.2) est ponctuelle dans le temps et effectivement datée aux alentours de 8200 cal BP. Par contre, l'enregistrement du lac Blanc Huez (chapitre 2.1[89]), ainsi que celui du Ledro (Vannière et al., soumis CP[90]), documentent une période plus humide (et potentiellement plus fraîche pour favoriser les précipitations neigeuses) qui est datée de 8700 à 7000 cal BP, et ne semble donc pas « ponctuelle » dans le temps. Il est cependant important de noter que le maximum d'érosion

[89] Simonneau et al. (en préparation).
[90] Article en co-auteur, présenté Annexe 1.5.

est effectivement daté à 8200 cal BP. Ainsi nos résultats identifient davantage une période humide, datée entre 8700 et 7000 cal BP, ponctuellement plus humide et fraîche aux alentours de 8200 cal BP.

Pendant le Néoglaciaire, la séquence lacustre du lac de Bramant, BRA02, présente la succession de deux faciès sédimentaires organiques de type gyttja encadrant un faciès minéral (chapitre 2.1, Guyard et al., 2007 ; Carozza et al., 2009[91]), et indiquant un retrait de la diffluence du glacier de St-Sorlin au-delà de 2700 m d'altitude, sur le versant nord du massif des Grandes Rousses, dans les Alpes occidentales françaises pendant le Bronze ancien (4160-3600 cal BP) et le Bronze récent (3300-2850 cal BP) (figure 3.2.d). Ces deux périodes correspondent également à d'autres retraits glaciaires identifiés dans les Alpes suisses (Holzhauser et al., 2005 ; Joerin et al., 2006 ; Grosjean et al., 2007) et suggérant, d'après Voigt et al. (2008), un climat plus sec et plus doux généralisé en Europe centrale. Il semble cependant, au moins à l'échelle du massif des Rousses, que ces deux phases ne soient en réalité que de rapides et limitées périodes de radoucissement climatique puisqu'aucun retrait glaciaire n'est mis en évidence dans le bassin versant du lac Blanc Huez (chapitre 2.1), localisé, lui aussi, dans le massif des Rousses, à seulement 10 km au sud du lac Bramant (figure 1.3.d). De fait, les retraits mis en évidence chapitre 2.1 et déjà discutés par Guyard et al. (2007) et Carozza et al. (2009)[29] ne correspondent en réalité qu'à la forte réactivité du lac Bramant vis-à-vis de la diffluence glaciaire du glacier de St-Sorlin dont les eaux de fonte constituent le principal affluent du lac (c.f. chapitre 3.1, figure 3.1.b). A l'inverse, pendant le Bronze moyen (3600-3300 cal BP), cette diffluence glaciaire fut reconnectée au bassin versant des Bramant. D'ailleurs cet intervalle de temps correspond à des pics d'érosion (augmentation de la teneur en rAP) enregistrés dans les sédiments du lac Blanc Huez (chapitre 2.1) et suggérant (i) une augmentation de l'humidité particulièrement importante pendant cette période du Bronze moyen et (ii) que l'origine des déconnexions de la diffluence du glacier de St-Sorlin pendant les Bronze ancien et récent soit davantage liée à une diminution de l'humidité qu'à un radoucissement.

[91] Article en co-auteur, présenté Annexe 1.2.

Par ailleurs, ces phases supposées humides pendant le Bronze moyen et documentées à partir des séquences de Blanc Huez et Bramant correspondent à des périodes plus humides documentées dans les piedmonts alpin (Vannière et al., soumis CP[92] ; Noël et al., 2001) et jurassien (Magny et al., 2004), mais ne sont pas contemporaines de minima solaires (Steinhilber et al., 2009).

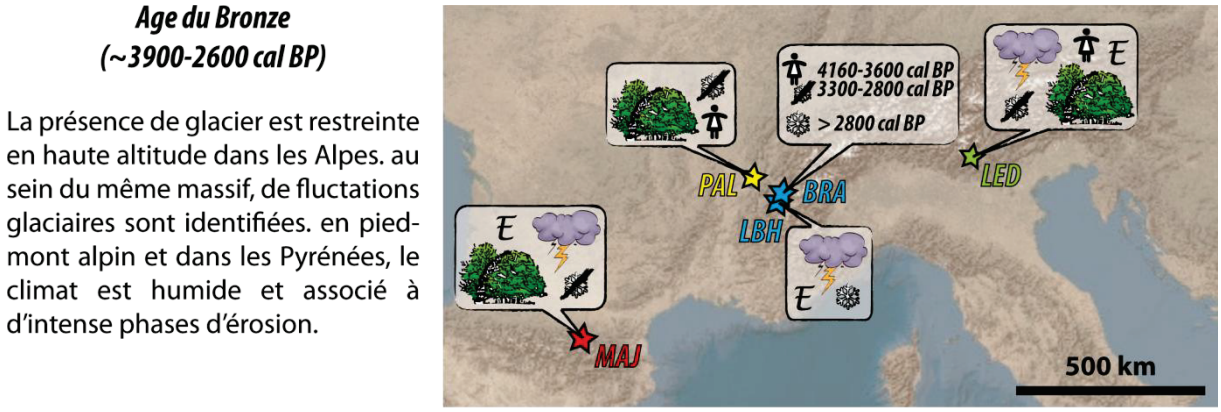


Figure 3.2.d, Spatialisation et synchronisme de l'évolution des environnements pendant l'Age du Bronze. Les sites étudiés sont localisés par les étoiles colorées. Les abréviations utilisées correspondent à : LBH (Lac Blanc Huez), BRA (Lac Bramant), PAL (Lac Paladru), LED (Lac Ledro) et MAJ (Etang Majeur). Les flocons entiers symbolisent la présence de glaciers dans les bassins versants des lacs étudiés, à l'inverse des flocons barrés ; les arbres symbolisent la présence de végétation supérieure, les nuages des conditions plus humides, la lettre « E » l'augmentation de l'érosion des sols et les personnages la présence attestée d'activités humaines sur les bassins versants.

Après 2800 cal BP, la diffluence du glacier de St-Sorlin ne se déconnectera plus du bassin versant du lac Bramant, suggérant que jamais plus le climat ne se radoucira ou ne s'assèchera suffisamment. Cette installation permanente de conditions climatiques plus humides et/ou plus fraîches correspond à une période généralisée à l'échelle de l'Europe occidentale, puisque des indices d'humidité sont retrouvés dans les Alpes, en altitude et en piedmont italien, et dans les Pyrénées (figure 3.2.d). En effet, dans les sédiments du lac Blanc Huez, nous mettons en évidence une importante érosion des sols, que nous associons aux précipitations neigeuses importantes, entre 4700 et 2500 cal BP. Dans les sédiments du lac Ledro, les résultats de Vannière et al. (soumis CP[34]) montrent une augmentation de la fréquence des crues entre 4250 et 2750 cal BP et contemporaine de l'augmentation de la hauteur d'eau du niveau du lac, datée à partie de 4500 cal BP par Magny et al. (2012). Enfin,

[92] Article en co-auteur, présenté Annexe 1.5.

dans les séquences pyrénéennes prélevées dans l'Etang Majeur, nous datons des passées sableuses liées à la réactivation du canyon en 2645 cal BP (chapitre 2.3[93]).

La période dite du « Dark Age » (figure 3.2.e) est connue dans les Alpes entre 1550 et 1270 cal BP (AD400-680). Contemporaine de minima solaires (Delaygue et Bard, 2011), cette période est habituellement caractérisée par une chute abrupte des températures en Europe occidentale (Holzhauser et al., 2005 ; Grosjean et al., 2007 ; Millet et al., 2009), apparemment plus précoce en Norvège (1600-1200 cal BP, Shakesby et al., 2007).

Dark Age
(1300-1835 cal BP)

Période d'humidité enregistrée dans tous les systèmes excepté celui de Paladru et générant d'importants taux d'érosion.
Présence de glacier uniquement en haute altitude alpine.

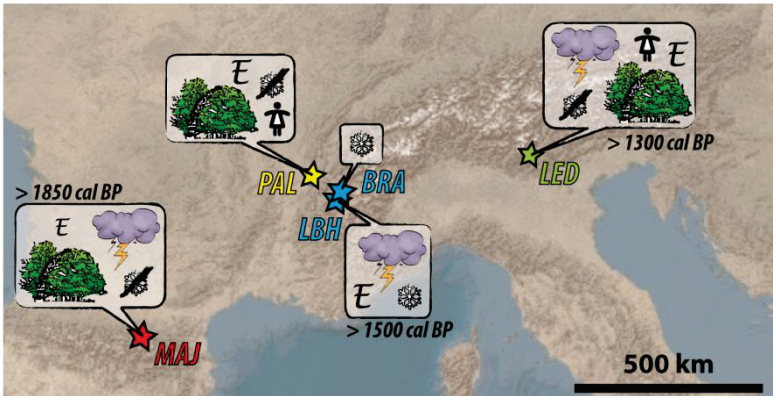


Figure 3.2.e, Spatialisation et synchronisme de l'évolution des environnements pendant le « Dark Age ». Les sites étudiés sont localisés par les étoiles colorées. Les abréviations utilisées correspondent à : LBH (Lac Blanc Huez), BRA (Lac Bramant), PAL (Lac Paladru), LED (Lac Ledro) et MAJ (Etang Majeur). Les flocons entiers symbolisent la présence de glaciers dans les bassins versants des lacs étudiés, à l'inverse des flocons barrés ; les arbres symbolisent la présence de végétation supérieure, les soleils des conditions climatiques plus sèches, les nuages des conditions plus humides, la lettre « E » l'augmentation de l'érosion des sols et les personnages la présence certaine d'activités humaines sur les bassins versants.

Pour la première fois, nous suggérons que cet intervalle de temps soit également plus humide. En effet, du lac Ledro à l'Etang Majeur, en passant par le lac Blanc Huez, tous les indices d'humidité sont en augmentation, puisque nous voyons une augmentation soit du détritisme (Blanc Huez et Etang Majeur, respectivement chapitres 2.1[94] et 2.3[36]), soit de la fréquence des crues (Ledro, Vannière et al., soumis CP[35]). De plus, il semble que ces phases plus humides marquant le « Dark Age » soient d'abord enregistrées dans les Pyrénées (premières passées sableuses datées en 1835 cal BP, chapitre 2.3[36]) puis dans les Alpes (augmentation synchrone de la fréquence des crues à Ledro et de l'érosion à Blanc Huez dès

[93] Simonneau et al. (en préparation).
[94] Simonneau et al. (en préparation).

1300 cal BP ; Vannière et al., soumis CP[40]; chapitre 2.1[39]). Mises à part les potentielles erreurs de modèle d'âge, nous n'expliquons pas ce décalage, ou sinon par le simple fait que le « Dark Age », représentant en réalité la péjoration climatique entre la période Romaine et l'Optimum climatique médiéval, soit plus long dans les Pyrénées que dans les Alpes.

La période de « l'Optimum médiéval » fait suite au Dark Age. Daté entre 1050 et 650 cal BP (AD900-1300), cet intervalle de temps correspond à une période marquée par une légère diminution de l'érosion dans les Pyrénées (diminution de la teneur en rubidium dans les sédiments, chapitre 2.3[95]) et les Alpes occidentales françaises de haute altitude (diminution de l'érosion des sols dans les sédiments du lac Blanc Huez, chapitre 2.1[96]), interprétée comme témoignant d'une baisse d'humidité (figure 3.2.f) et coïncidant (i) avec une diminution des précipitations estivales documentées en Finlande (Luoto et Helama, 2010) et (ii) avec des périodes plus sèches dans les massifs jurassiens et alpins (Magny et al., 2004, 2009, 2012 ; Debret et al., 2011). Cela dit, cette tendance n'est pas observée dans les deux systèmes de piedmont alpin (chapitre 2.2, figure 3.2.f). Si ces derniers sont, pendant cette période, soumis à une forte pression anthropique, et si cette pression peut maintenir des taux d'érosion importants malgré l'amélioration climatique, cette dernière ne peut expliquer ni le maintien élevé du niveau lacustre du lac de Ledro (Magny et al., 2012), ni les fortes fréquences de crues (Vannière et al., soumis CP[97]).

A haute résolution, il semble cependant que l'optimum médiéval soit ponctué de phases d'humidité intense, notamment mises en évidence dans le système pyrénéen, par l'identification et la datation de passées sableuses riches en rubidium (chapitre 2.3[98]), et datées en AD1080 et AD940. Ces deux périodes sont synchrones de périodes d'augmentation rapide de l'humidité dans le Jura et les Alpes (Magny et al., 2010, 2011) et correspondent respectivement aux minima solaires de Oort et Wolf (d'après Bard et al., 2000). Il semble également intéressant de souligner que les fréquences de crues calculées au

[95] Simonneau et al. (en préparation).
[96] Simonneau et al. (en préparation).
[97] Article en co-auteur, présenté en Annexe. 1.5.
[98] Simonneau et al. (en préparation).

lac Ledro (Vannière et al., soumis CP[99]) sont également particulièrement importantes pendant exactement ces deux minima solaires.

Optimum médiéval (~1050-650 cal BP)

Période d'humidité moins marqué en piedmont alpin italien ainsi qu'en haute altitude dans les Alpes et les Pyrénées, limitant l'érosion des sols. La présence de glaciers reste marquée en haute altitude alpine.

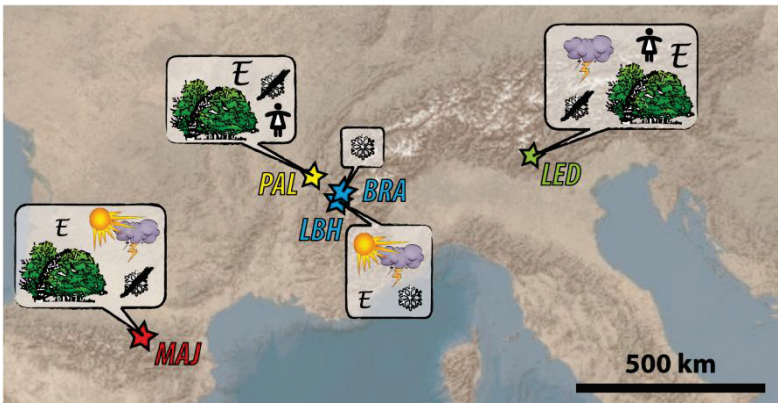


Figure 3.2.f, Spatialisation et synchronisme de l'évolution des environnements pendant « l'Optimum médiéval ». Les sites étudiés sont localisés par les étoiles colorées. Les abréviations utilisées correspondent à : LBH (Lac Blanc Huez), BRA (Lac Bramant), PAL (Lac Paladru), LED (Lac Ledro) et MAJ (Etang Majeur). Les flocons entiers symbolisent la présence de glaciers dans les bassins versants des lacs étudiés, à l'inverse des flocons barrés ; les arbres symbolisent la présence de végétation supérieure, les soleils des conditions climatiques plus sèches, les nuages des conditions plus humides, la lettre « E » l'augmentation de l'érosion des sols et les personnages la présence certaine d'activités humaines sur les bassins versants.

Le Petit Age Glaciaire (PAG) est daté entre 650 et 100 cal BP (AD1350-1850) (Holzhauser et al., 2005 ; Chapron et al., 2007 ; Shakesby et al., 2007 ; Matthews et al., 2008 ; Wanner et al., 2008 ; Magny et al., 2011). A l'échelle de l'Europe occidentale, les taux d'érosion, mesurés dans les sédiments des lacs Blanc Huez (matériel pédologique, chapitre 2.1[100]) et Majeur (rubidium, chapitre 2.3[41]), et la fréquence des crues analysées dans le remplissage du Ledro (Vannière et al., soumis CP[42]) atteignent des seuils jamais atteints auparavant. Cette période est donc interprétée comme une phase d'humidité intense et généralisée en Europe occidentale (figure 3.2.g). Ces résultats sont en accord avec le climat plus froid et plus humide largement décrit en Europe pendant cette période (Charman et al., 2006 ; Millet et al., 2009 ; Luoto et Helama, 2010).

[99] Article en co-auteur, présenté en Annexe. 1.5.
[100] Simonneau et al. (en préparation).

Petit Age Glaciaire (650-100 cal BP)

Période d'humidité généralisée enregistrée dans tous les systèmes et particulièrement marquée piedmont alpin italien et dans les sites alpins de haute altitude. Les glaciers restent contraints en haute altiude dans les Alpes.

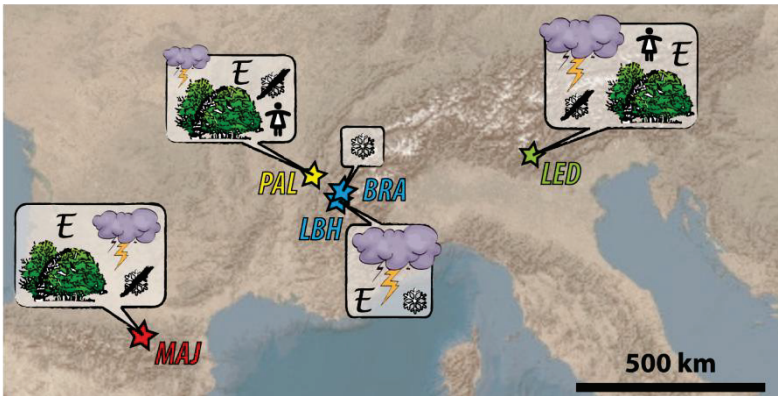


Figure 3.2.g, Spatialisation et synchronisation de l'évolution des environnements pendant les périodes clés de l'Age du Bronze, du Dark Age, de l'Optimum médiéval et du Petit Age Glaciaire. Les sites étudiés sont localisés par les étoiles colorées. Les abréviations utilisées correspondent à : LBH (Lac Blanc Huez), BRA (Lac Bramant), PAL (Lac Paladru), LED (Lac Ledro) et MAJ (Etang Majeur). Les flocons entiers symbolisent la présence de glaciers dans les bassins versants des lacs étudiés, à l'inverse des flocons barrés ; les arbres symbolisent la présence de végétation supérieure, les soleils des conditions climatiques plus sèches, les nuages des conditions plus humides, la lettre « E » l'augmentation de l'érosion des sols et les personnages la présence certaine d'activités humaines sur les bassins versants.

Les résultats des lacs Majeur et Blanc Huez montrent une intensification de l'érosion suggérant une détérioration climatique du PAG après AD1550, apparemment synchrone à l'échelle des massifs alpin et pyrénéen. Ceci est d'ailleurs en accord avec une humidification du PAG apparemment plus marquée en France (Chapon et al., 2002) et en Autriche (Boch et al., 2011) entre AD1550 et AD1810, et légèrement plus précoce et plus longue que celle documentée en Norvège (AD1790-1870, Leeman et Niessen, 1994 ; Nesje et al., 2000, 2001).

Nos résultats mettent pour la première fois en évidence une réelle cohérence climatique (synchronisme et expression) à l'échelle de l'Europe occidentale lors de variabilités rapides du climat pendant l'Holocène. De fait, il ressort que les périodes d'humidité ne sont pas systématiquement associées à des phases d'avancée glaciaire, mais s'exprime toujours par des périodes d'intensification de l'érosion sur les bassins versants. De plus, nos résultats confirment le lien étroit existant entre minima solaires et phases humides, au moins sur le dernier millénaire. Ces minima solaires pourraient, de fait, influencer les précipitations neigeuses dans les zones de montagne, telles que celles étudiées dans le présent travail, et ces précipitations neigeuses augmenteraient l'érosion des sols.

2.2. Fluctuations climatiques et érosion des sols.

A l'issu des paragraphes précédents, il apparaît qu'à l'échelle de l'Europe occidentale, sans distinction d'altitude ou de massif, l'érosion des sols, avant l'anthropisation, soit essentiellement contrôlée par le climat et notamment par les phases de détériorations climatiques, telles que les avancées glaciaires, les intenses précipitations ou plus généralement les périodes plus humides. Dans le cadre de ce travail, nous avons mis en évidence et quantifié cette érosion des sols, piégée au sein des bassins lacustres. De ce fait, est-il possible d'utiliser cette quantification de l'érosion des sols pour estimer des précipitations holocènes ?

2.2.1. Reconstitution des précipitations holocènes sur le site de Blanc Huez.

Les précipitations sont spatialement plus hétérogènes que les températures, l'estimation de paléo-précipitations reste de ce fait chose rare et est souvent cantonnée à de vastes notions de « plus » ou « moins humide », notamment identifiées par l'intermédiaire des fréquences de crues (Arnaud et al., 2005, Debret et al., 2010; Guiguet-Covex et al., 2012 ; Vannière et al., soumis à CP[101]) ou des niveaux lacustres (Magny et al., 1993, 2004, 2010, 2012). Basées sur des données polliniques et la « technique des analogues modernes », des fluctuations des niveaux lacustres, des marqueurs minéralogiques ou des données historiques, quelques équipes tentent pourtant de reconstituer les variations saisonnières des précipitations (Guiot et al., 1993, 1994; Magny et al., 2001, 2003, 2008, 2011; Casty et al., 2005; Danis et al., 2006; Pauling et al., 2006; Gimmi et al., 2007; Trachsel et al., 2008; Tonello et al., 2009). Cela dit, soit ces études sont focalisées sur des périodes temporelles très précises (derniers 500 ans, Age du Bronze…), soit elles sont réalisées à basse résolution (140000 dernières années par exemple).

Il est donc nécessaire de proposer une méthode de reconstitution des précipitations holocènes en continu.

[101] Article en co-auteur, présenté en Annexe 1.5.

Pour se faire, nous suggérons que la quantification du matériel pédologique au sein des archives lacustres peut être un moyen d'estimer les précipitations associées, et ce à l'échelle de l'Holocène. Dans les sites d'altitude, localisés au-dessus de la limite altitudinale des forêts, nous faisons donc l'hypothèse que la quantité de sol piégée au sein des sédiments est proportionnelle à l'intensité du ruissellement holocène, lui-même directement corrélé aux précipitations. Pendant les périodes plus sèches, les quantités de sol exportées (et piégées dans le lac) seront moins importantes, tandis qu'à l'inverse, pendant les périodes plus humides, les sols seront davantage remobilisés. Chapitre 2.1[102], nous avons précédemment démontré que les processus érosifs enregistrés dans les sédiments du lac Blanc Huez étaient uniquement attribués au forçage climatique. L'utilisation du modèle d'érosion de De Ploey[103] (De Ploey et al., 1995), dont la formule est rappelée ci-après, est donc appliqué aux sédiments du lac Blanc Huez, pour tester cette approche.

$$P = \frac{Ve}{Sbv * Es * g * Ee}$$

Avec :
P = précipitations (m)
Ve = volume de sol remobilisé ou érodé (m^3)
Sbv = surface affectée (m^2)
Es = coefficient de susceptibilité à l'érosion ($s^2.m^{-2}$)
g = gravité (fixé à 10 $m.s^{-2}$)
Ee = épaisseur de sol affectée (m)

2.2.1.1. Détermination des paramètres du modèle d'érosion de De Ploey, pour le système Blanc Huez.

Surface du bassin versant affectée par l'érosion : Sbv.

L'analyse du modèle numérique de terrain du bassin versant du lac Blanc Huez (ici interpolé après digitalisation manuelle des courbes de niveau de la carte topographique) permet de calculer les indices de pente et de courbure verticale du bassin versant (figure 3.2.h). D'après Pierre (2005), ces deux indices traduisent d'une part l'inclinaison des versants

[102] Simonneau et al. (en préparation).
[103] Respectivement discuté et présenté chapitres 1.2 et 1.3, 1ère partie.

et d'autre part les concavités (valeur négative) et les convexités (valeur positive) formées dans le sens de plus grande pente. Les résultats (figure 3.2.h, b) montrent la présence de pentes très abruptes (falaises, zones blanches, figure 3.2.h) mais l'absence de ravines pouvant concentrer les flux. Ceci est d'ailleurs en accord avec les pentes en présence, inférieure à 30% (violet foncé, figure 3.2.h), seuil au-delà duquel l'érosion concentrée devient majoritaire (De Ploey, 1991) ; Cerdà, 1998, 1999, Le Bissonnais et al., 2001 ; Souchère et al., 2003). D'après Girard et al. (2011), l'érosion en nappe ruisselante est donc le processus dominant sur la zone. D'autre part, puisque le système lacustre est localisé en aval des moraines du PAG[104], nous considérons que cette topographie actuelle est similaire à la topographie holocène (Dahl et al., 2003). Le ruissellement affectera donc toute la surface du bassin versant. Sbv est donc égale à 3.2 km².

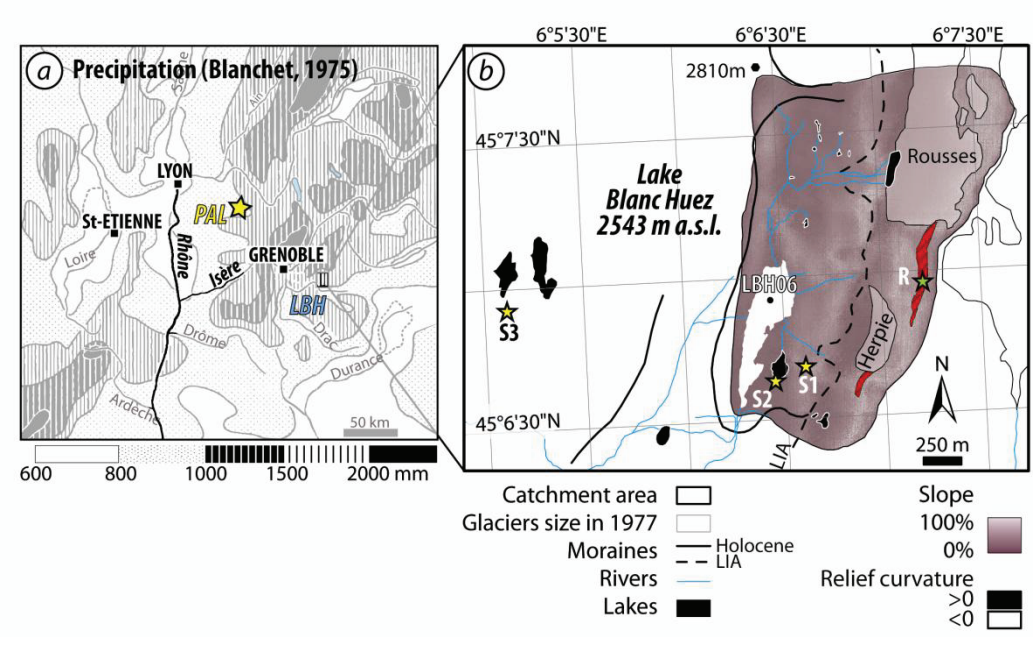


Figure 3.2.h, Localisation des lacs Paladru (PAL) et Blanc Huez (LBH) sur les cartes de précipitation réalisées par Blanchet (1975) (a) et caractérisation géomorphologique du bassin versant du lac Blanc Huez (b).

Coefficient d'érodabilité Es.

La lithologie (figure 3.2.h, a), la chronologie et la caractérisation[105] (figure 3.2.h, b, c) de la carotte LBH06 ont été précédemment décrites et interprétées par Chapron et al. (2008)

[104] Petit Age Glaciaire.

[105] Cinq unités sédimentaires (U1 à U5, de la base vers le sommet) ont été identifiées par des propriétés magnétiques, colorimétriques, granulométriques et organiques différentes. La séquence holocène couvre les deux dernières unités sédimentaires U4 et U5 (figure 3.2.i, a). Les propriétés colorimétriques du sédiment sont ici représentées par la brillance (L*, figure 3.2.i, b) et les dérivées D445 et D525[105] (figure 3.2.i, c). Ces signaux ont été respectivement corrélés avec les teneurs en matière organique du sédiment et en oxydes de fer[105]

et dans le chapitre 2.1. Les résultats ont montré que les concentrations en particules terrigènes (rAP et LCF, figure 3.2.i, d et e) augmentent au sein de l'unité sédimentaire U5 par rapport à l'unité U4, c'est-à-dire lors de la phase d'avancée glaciaire du Néoglaciaire. Toutefois, le rapport rAP/LCF reste relativement constant au cours de l'Holocène (figure 3.2.i, f). En outre, ce rapport démontre (i) la domination des rAP sur les LCF dans les flux de particules exportées jusqu'au lac par ruissellement, et (ii) la monotonie du couvert végétal dans le bassin versant du lac Blanc Huez au cours de l'Holocène, alors caractérisé par un milieu ouvert prairial. Dans ce cas, la valeur du coefficient Es est fixée à $1{,}5.10^{-5}$ $s^2.m^{-2}$ (De Ploey et al., 1995).

Deux pics sont identifiés dans le rapport rAP/LCF (figure 3.2.i). Ils sont datés 400±65 (AD1550±65) et 8300±80 cal BP (figure 3.2.i).

Volume de sol érodé Ve.

Les données sismiques acquises dans le lac Blanc Huez (chapitre 2.1[106]) mettent en évidence le fait que les sédiments se déposent essentiellement dans le sous bassin lacustre nord qui est le plus profond. En effet, le reste du système est marqué par la présence de pentes abruptes, sûrement instables, qui finalement ne permettent pas le dépôt et l'accumulation de sédiment. La surface de sédimentation est par conséquent estimée, par SIG, à un peu moins de 0.06 km², soit 46% de la surface du lac. Les échantillons lacustres analysés faisant 5 mm d'épaisseur, nous considérons que chacun d'entre eux représente un volume de 285 m^3 (284,61 m^3 exactement).

(chapitre 4.1). En accord avec Karlén (1959) et Barfety et al. (1972), les périodes de faible teneur en matière organique (i.e. fort L*) et forte teneur en oxydes de fer (i.e. forts D445 et D525) ont été corrélées à des phases d'activités glaciaires plus intenses (chapitre 1.1, parties bleues, figure 3.2.i, b, c).

[106] Simonneau et al. (en préparation).

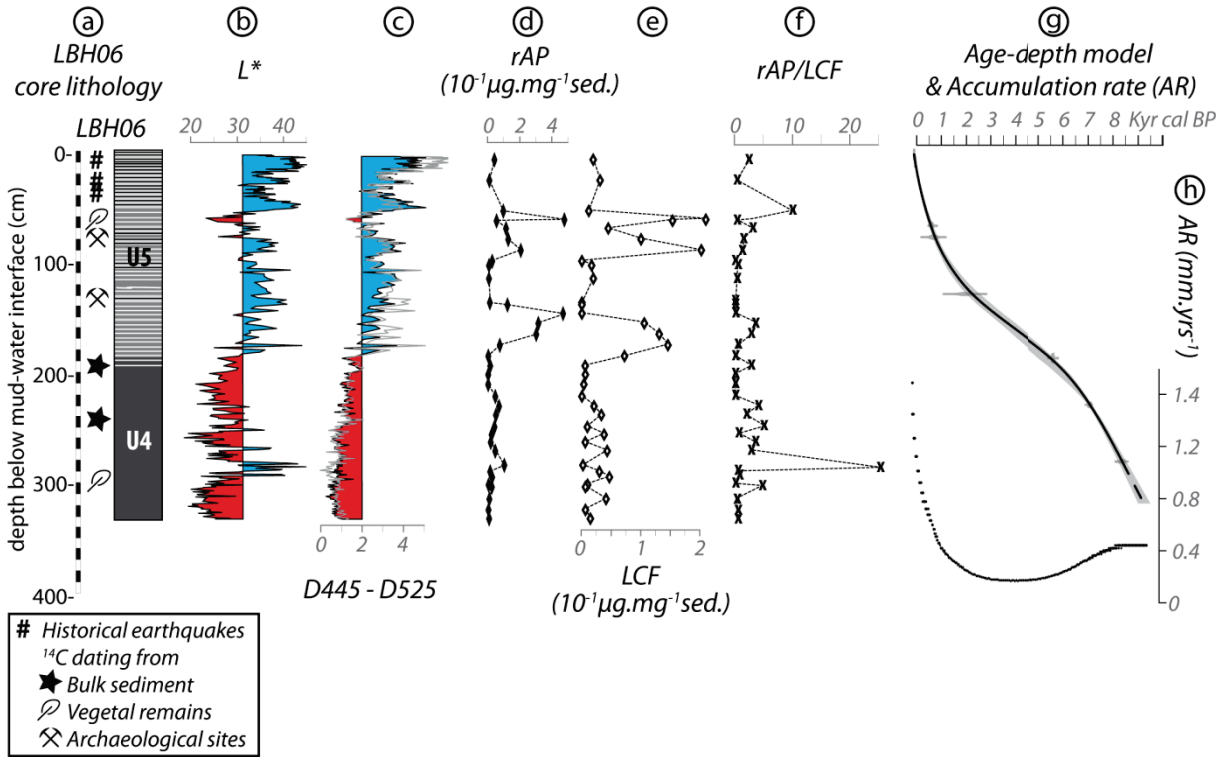


Figure 3.2.i, Caractérisation des unités sédimentaires supérieures, U4 et U5, de la carotte LBH06 (a). Sont comparés la brillance du sédiment : L (b), les dérivées calculées à 445 et 525 nm (c), les teneurs en particules amorphes rougeâtres (i.e. rAP, d) et en débris ligno-cellulosiques (i.e. LCF, e), ainsi que le rapport entre ces deux constituants (i.e. rAP/LCF, f). Le modèle d'âge, calculé en fonction des marqueurs chronologiques (a) est également présenté (g) avec l'évolution des taux d'accumulation holocènes (h).*

Dans les sédiments lacustres, nous avons quantifié la teneur en particules organiques d'origine pédogénétique (rAP, figure 3.2.j, a). Afin d'avoir une idée de ce que cette teneur représente en « équivalent sol », il nous faut déterminer la quantité de rAP actuellement présente dans les sols actuels du bassin versant du lac Blanc Huez. Les sols S1, S2 et S3 ont été collectés selon une toposéquence est/ouest dans le bassin versant du lac Blanc Huez (c.f. figure 1.3.e, 1ère partie) et sont recouverts de prairies rases et/ou d'arbustes. Dans ces sols, les rAP sont préférentiellement concentrées dans les horizons de surface (figure 3.2.j, b, c) où elles représentent en moyenne 0.03% du sol (où 0.195 µg de rAP dans 600 mg de sol, pour le sol S2 par exemple, figure 3.2.j, b).

Les teneurs en rAP quantifiées dans les sédiments (figure 3.2.k, a) sont donc transformées en « équivalent sol »[107]. Ces équivalences sont ensuite multipliées au volume

[107] =%rAP sédiment/%rAP sol.

de sédiment[108] pour obtenir le volume équivalent de sol érodé du bassin versant[109] (figure 3.2.k, b)

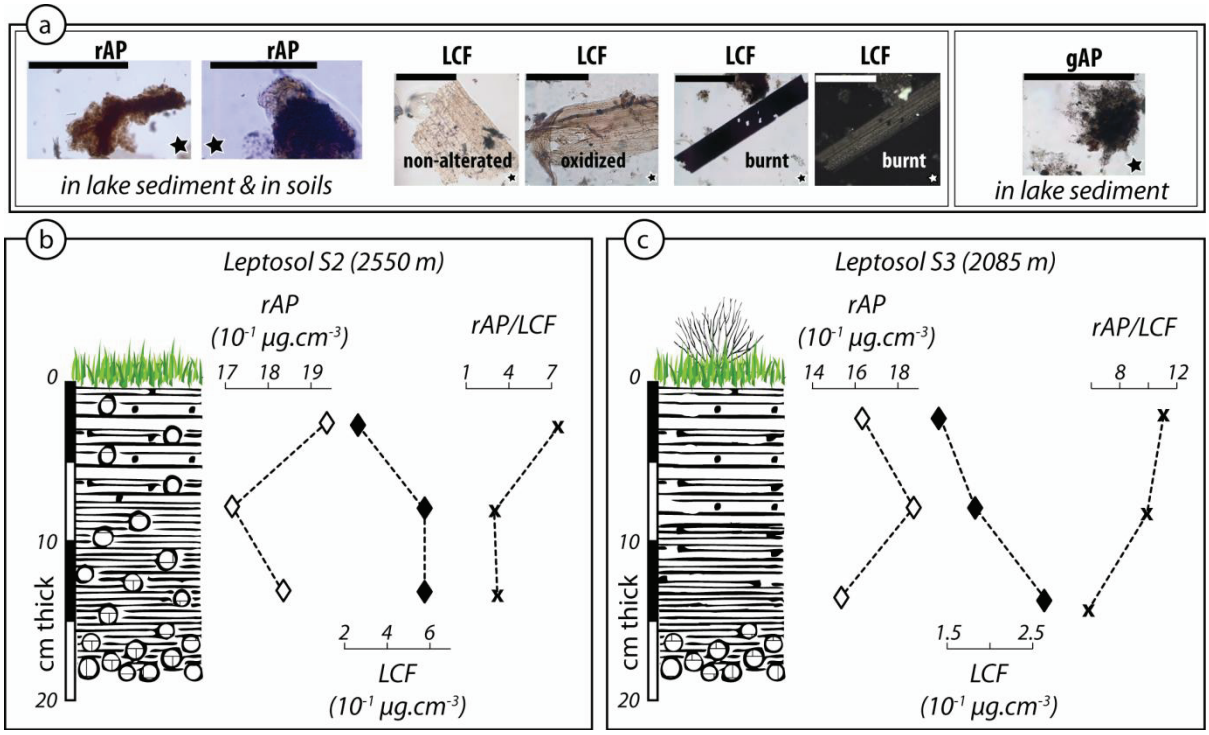


Figure 3.2.j, Résultats des particules identifiées par pétrographique organique quantitative effectuées sur les sédiments lacustres du lac Blanc Huez (a) et les sols (b et c).

2.2.1.2. Finalisation des calculs (tableau en Annexe 3.1).

Avec les paramètres déterminés précédemment, il est possible d'appliquer la relation de De Ploey pour finalement quantifier une hauteur de précipitations : Ptotale. Suivant les taux d'accumulation déduit du modèle d'âge de la carotte LBH06 (figure 3.2.i, g et h), nous déterminons ensuite les précipitations annuelles : PANN[110] (figure 3.2.k, c) en fonction de l'âge des échantillons analysés, avec une barre d'erreur correspondant aux écarts pouvant être lié aux comptages microscopiques.

[108] =284,61 m^3.
[109] =%sol sédiment* 284,61 m^3.
[110] =Ptotale/ (5/taux d'accumulation).

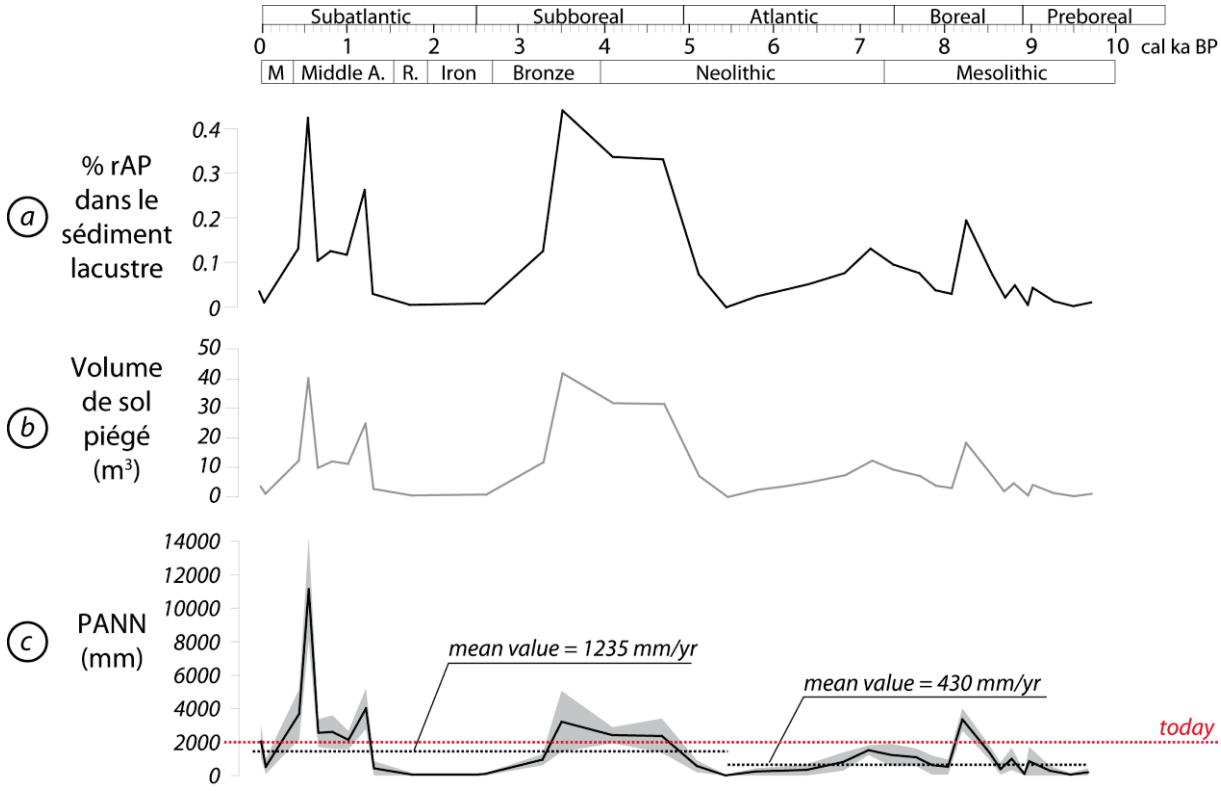


Figure 3.2.k, Représentation graphique des résultats présentés en annexe 4.1, avec l'évolution du pourcentage de particule amorphes rougeâtres (rAP) d'origine pédogénétique quantifiée au sein des sédiments le lac Blanc Huez en fonction du temps (a), l'évolution du volume de sol estimé piégé au sein du lac Blanc Huez en fonction du temps (b) et l'évolution de l'estimation calculée des précipitations annuelles : PANN au lac Blanc Huez en fonction du temps. Les pointillés noirs représentent les moyennes entre 10000 et 5400 cal BP (430 mm/an) et entre 5400 et l'actuelle (1235 mm/an). Les pointillés rouges représentent les précipitations annuelles actuellement mesurées à Blanc Huez (environ 2000 mm/an, Blanchet 1974, 1994).

2.2.1.3. Validations et discussions.

L'échantillon le plus récent analysé au sein de la carotte LBH06 est daté en AD1974±3 (chapitre 2.1). Les résultats issus du modèle de De Ploey proposent à cette date des précipitations annuelles d'une valeur de 2050±680 mm. Si aucun autre échantillon n'a été prélevé dans la période récente pour valider cette reconstitution, les comparaisons possibles avec les données météorologiques disponibles tentent à démontrer que cette valeur n'est pas aberrante puisque les précipitations annuelles mesurées dans le massif des Grandes Rousses sur les 30 dernières années (Blanchet, 1974, 1994) sont dans la gamme 1500-2000 mm (figure 3.2.h).

Mise à part la période moderne, la figure 3.2.k souligne deux pics de précipitation datés pendant le PAG (545±50 cal BP, AD1405±50) et le Dark Age (1215±140 cal. BP, soit AD735±140). Si ces résultats confirment les conclusions précédentes en terme de périodes plus humides, ils vont plus loin en proposant une quantité de précipitation associée à ces périodes : 7970±2150 mm pendant le PAG et 2851 mm pendant le « Dark Age ». Ces estimations peuvent cependant sembler extrêmes puisqu'elles représentent respectivement près de quatre et deux fois plus de précipitations qu'actuellement. Cette surestimation peut être liée aux phases d'avancées glaciaires documentées pendant ces deux périodes (chapitre 2.1[111]), impliquant un ruissellement très érosif. Pendant ces deux intervalles de temps, les précipitations neigeuses ont dû être très importantes. Or, d'après Ollesch et al. (2006) et Tanasienko (2009 et 2011), la neige a un pouvoir érosif très important, notamment lorsqu'il affecte les prairies d'altitude. Ces mêmes auteurs suggèrent que la neige exporterait jusqu'à cinq fois plus de matériel que les précipitations pluvieuses. Ce contexte particulier pourrait donc, de fait, expliquer notre estimation très importante des précipitations pendant le PAG et le Dark Age.

L'Âge du Fer et la période Romaine apparaissent anormalement sèches (seulement 50 mm de précipitation par an en moyenne). Ceci est lié à la quasi absence de particules d'origine pédogénétique dans les échantillons analysés (rAP, figure 3.1.k, a). Dans ces cas précis, le modèle De Ploey atteint ces limites. En effet, la faible teneur en particules pédogénétiques dans les échantillons ne peut être interprétée comme l'absence totale de précipitations pendant ces époques. Cependant, ces valeurs extrêmement faibles suggèrent que l'Âge du Fer, comme la période Romaine, aient été des périodes plus sèches, au cours desquelles la pluie efficace (seuil au-delà duquel la pluie devient agent érosif) fut quasiment réduite à néant. Il se peut également qu'en cas de précipitations moindres, le sol érodé dans le bassin versant soit stocké en amont du lac.

Entre 3300 et 4700 cal BP, les précipitations annuelles augmentent de 665±250 mm en 3300 cal BP à 2300±1290 mm en 3520 cal BP puis redescendent à 1720±350 mm en 4100 cal BP puis à 390±245 mm en 5100 cal BP. En résumé, nos estimations datent donc un pic de précipitation pendant l'âge du Bronze, ce qui est cohérent avec nos résultats précédents qui

[111] Simonneau et al. (en préparation).

ont désigné cette période particulièrement humide, notamment entre 3600 et 3300 cal BP. Il semble donc que l'augmentation de l'ordre de 900 mm d'eau par an, entre 3300 et 3520 cal BP, dans le massif des Rousses, puisse expliquer l'avancée de la diffluence du glacier de St-Sorlin observée à Bramant entre 3300 et 3600 cal BP. D'autre part, entre 3500 et 3100 cal. BP, Magny et al. (2008) ont estimé les précipitations de l'époque entre 950 et 1200 mm au lac du Bourget (70 km au NNW du lac Blanc Huez, 230 m d'altitude). Basé sur les cartes de Blanchet (figure 3.2.h, a, Blanchet, 1974, 1994) et sur l'évolution des précipitations en fonction du gradient altitudinal alpin (Douguédroit et de Saintignon, 1984), il s'avère qu'il pleut environ deux fois moins d'eau en piedmont (zone du lac du Bourget, 40 km de Paladru, figure 3.2.h) qu'en altitude (zone du lac Blanc Huez, figure 3.2.h). En appliquant cette relation, les précipitations équivalentes au niveau du lac du Bourget sont estimées de l'ordre de 1150±645 mm, ce qui est du même ordre de grandeur que les résultats publiés par Magny et al. (2008).

Avant 5400 cal BP, nous estimons à 430 mm d'eau les précipitations moyennes annuelles pendant l'Optimum climatique, alors qu'elles sont en moyenne de 1235 mm[112] pendant le Néoglaciaire (figure 3.2.k, c). Il semble donc que l'entrée dans le Néoglaciaire dans cette partie des Alpes se traduise par une multiplication par trois des précipitations de la première moitié de l'Holocène.

Enfin, nos estimations confirment qu'entre 8540 et 8230 cal BP, les précipitations annuelles sont supérieures à la moyenne calculée sur le début de l'Holocène (430 mm/an). Elles sont, en effet, respectivement estimées à 2390±470 mm, ce qui représentent cinq fois plus.

[112] La moyenne est calculée sans tenir compte de la surestimation très importante de nos estimations pendant le Petit Age Glaciaire (PAG).

2.2.1.4. Conclusions.

La reconstitution des précipitations au cours du temps est une affaire délicate qui nécessite d'être calibrée et comparée de façon indépendante à des données préexistantes. A l'échelle de l'Holocène, ce genre de reconstitution est quasiment inexistant. Pour la première fois, nous proposons donc une application d'un modèle d'érosion simple établissant une relation de proportionnalité entre des quantités de précipitations et des volumes de sol érodé quantifié au sein des pièges lacustres. Nous mettons cependant en évidence quelques difficultés puisque le site de Blanc Huez est un site soumis aux précipitations neigeuses. Nous constatons que les abaques de De Ploey ne tiennent compte que des précipitations pluvieuses.

A longue échelle de temps, ces premiers résultats indiquent qu'après 5400 cal BP, la mise en place de la période Néoglaciaire se traduit par une augmentation des précipitations annuelles de l'ordre de 800 mm, dans les Alpes françaises de haute altitude. En effet, les précipitations annuelles sont, en moyenne, égales à 430 mm entre 9800 et 5400 cal BP, et égales à 1235 mm après 5400 cal BP.

A plus courte échelle temporelle, ces résultats permettent d'estimer des précipitations pour chaque période « plus humide » précédemment discutées. Ainsi, entre 8700 et 7000 cal BP, les conditions d'humidité étaient quasi similaire à l'actuel, tandis qu'entre 4700 et 2500 cal BP et entre 1300 et 200 cal BP, le climat semble plus humide qu'aujourd'hui.

3. La place de l'Homme dans les fluctuations climatiques holocènes en Europe occidentale.

Pour tout le secteur alpin étudié, le contexte climatique est maintenant fixé, et permet par conséquent de mettre en évidence les potentielles rétroactions que le climat peut avoir sur les activités humaines. La comparaison inter-sites a alors pour objectifs de voir (i) si les phases de détérioration climatique précédemment identifiées ont un rôle sur l'établissement où l'abandon des environnements par les sociétés humaines et sur leur rythmicité, et (ii) si ces phases d'anthropisation sont synchrones à l'échelle du massif alpin. De plus, les lacs Blanc Huez et Paladru étant proches géographiquement, nous verrons s'il est possible d'utiliser leurs différentes sensibilités pour déconvoluer les forçages climatique et anthropique dans cette partie des Alpes.

3.1. Synchronisme régional et rétroactions Homme-climat.

Dans le cadre de ce travail, nous avons eu l'opportunité d'étudier différents sites qui se sont finalement tous avérés être des systèmes où la présence de l'Homme a été avérée. Ces installations humaines à proximité des systèmes lacustres ont-t-elles été synchrones à l'échelle des différents massifs montagnards d'Europe occidentale, et correspondent-elles à un schéma de diffusion des pratiques particulier ?

L'évolution du nombre d'habitats lacustres documentés dans l'ensemble du circum alpin est croissante depuis le Néolithique (figure 3.2.l). La mise en évidence d'indices d'anthropisation dans les systèmes précédemment étudiés s'inscrit parfaitement dans les autres périodes d'activités humaines documentées par la littérature autour d'autres bassins lacustres (figure 3.2.l). Nous mettons particulièrement en évidence le fait que les piedmonts alpins, tout comme les piedmonts pyrénéens (dès 3000±50 cal BP à Bassiès d'après Galop et Jalut, 1994 ; dès 5000±50 cal BP piedmont nord pyrénéen d'après Guiter et al., 2005 ; Rius et

al., 2011), sont occupés par l'Homme depuis le Néolithique, à la fois versant italien et versant français (dès 4100 cal BP à Ledro, dès 4500 cal BP à Paladru). Les sites d'altitude, eux, ne seront conquis qu'à partir de l'Age du Bronze (3870 cal BP à Bramant, puis 2115 cal BP à Blanc Huez).

A l'inverse du versant alpin italien, où l'anthropisation est continue depuis le Néolithique final, l'anthropisation du versant alpin français semble, elle, directement dépendante des conditions climatiques. Ainsi, chaque phase d'anthropisation mise en évidence autour du lac de Bramant (Guyard et al., 2007 ; Carozza et al., 2009[113]) et autour du lac de Paladru (chapitre 2.2[114]) est contemporaine de périodes d'amélioration climatique. Cette réciprocité entre arrêt de l'anthropisation et péjoration climatique du versant alpin français s'exprime au moins jusqu'à la transition Bronze/Fer. Après cette date (2700 cal BP), l'anthropisation du piedmont alpin français devient permanente quelles que soient les fluctuations climatiques.

Il apparaît également intéressant de noter que si la péjoration climatique du Bronze moyen (3600-3300 cal BP) semble être responsable de l'arrêt des activités humaines autour du lac Bramant, elle n'a aucun effet ni sur les sociétés du piedmont alpin français, ni sur celles du piedmont alpin italien, sans doute car cette période ne se traduit que par une légère avancée glaciaire restreinte aux zones d'altitude des Alpes occidentales françaises.

Généraliser les périodes d'anthropisation reste délicat. Cependant, la spatialisation de l'information obtenue par nos résultats met en évidence un décalage temporel entre les phases d'anthropisation des espaces de piedmont et d'altitude, au moins dans les Alpes. Ainsi, nous soulignons que les piedmonts alpins sont occupés de façon quasi synchrones sur les versants français et italien dès le Néolithique final, soit près de 400 ans avant les sites d'altitude.

[113] Article en co-auteur, présenté en Annexe 1.2.
[114] Simonneau et al. (JAS).

3.2. Activités humaines holocènes identifiées, dans les sites étudiés.

En haute altitude, à l'échelle du massif des Grandes Rousses, les activités humaines se limitent à l'extraction de minerais (cuivre, argent, plomb). Ces phases d'exploitation ne sont cependant pas synchrones à l'échelle du massif puisqu'elles commencent à partir du Bronze ancien sur le versant nord (lac Bramant, Guyard et al., 2007 ; Carozza et al., 2009[115]) et à partir de l'Age du Fer sur le versant sud (lac Blanc Huez, chapitre 2.1[116] et Garçon et al., 2012). Cela dit, force est de constater que les Hommes de l'époque « reviennent » dans ce massif de façon récurrente et toujours pour le même type d'activités puisqu'au moins deux phases d'extraction sont documentées sur chacun des versants nord et sud.

Dans l'état actuel de nos connaissances, ce non synchronisme entre les phases d'exploitation des versants nord et sud du massif des Grandes Rousses reste difficile à expliquer. Dans un premier temps, on peut penser que l'accès aux sites est la principale contrainte que les individus doivent maîtriser. Le versant nord, serait-il par conséquent plus accessible que le versant sud ? Par ailleurs, les deux systèmes n'ont pas la même sensibilité aux phases d'avancées et de retraits glaciaires. Le bassin versant du lac de Bramant, seulement alimenté par une diffluence du glacier de St-Sorlin, sera lors peut-être plus rapidement ou plus facilement libéré de la glace que le bassin versant de Blanc Huez occupé par les glaciers des Rousses et de l'Herpie.

De plus, il semble que, quel que soit le versant considéré, les activités minières ne génèrent pas d'érosion de sol suffisante pour que celle-ci soit clairement détectée dans les archives lacustres puisqu'aucun lien n'a pu être fait entre les périodes d'exploitation des mines et celle d'augmentation des particules pédogénétiques dans les sédiments des lacs. Si aucune augmentation de l'érosion de sol n'est détectée, chaque phase d'activité humaine dans les sites de haute altitude s'accompagne par contre d'une augmentation des débris issus de la végétation supérieure (LCF), qui peuvent être conservés, oxydés ou brûlés, dans

[115] Article en co-auteur, présenté Annexe 1.2.
[116] Simonneau et al. (en préparation).

les remplissages lacustres de Bramant et Blanc Huez (chapitre 2.1). Ces deux systèmes étant situés au-dessus de la limite supérieure de forêts, ces augmentation en débris ligneux, et notamment en débris ligneux brûlés, pourraient témoigner de la nécessité des activités minières à trouver du combustibles (chapitre 2.1). En effet, Bailly-Maître et Gonon (2006) ont démontré que ces méthodes consistaient en un éclatage de la roche par le feu.

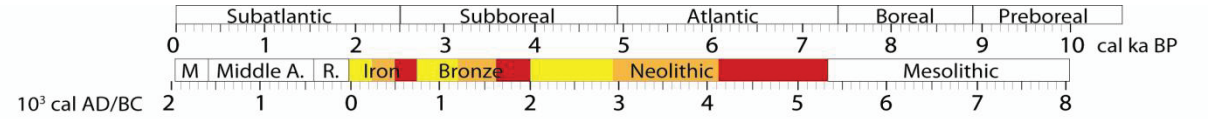
En piedmont alpin français, nos analyses ont révélé l'existence de pratiques culturales similaires et synchrones entre les lacs Paladru et Le Bourget (chapitre 2.2[117]). Ainsi, la culture du millet semble s'imposer dans cette partie des Préalpes françaises à partir du Bronze moyen puisque son biomarqueur spécifique, la miliacine (Jacob et al., 2008), est détecté en concentration suffisante[118] (21 $ng.g^{-1}$, figure 2.2.e, chapitre 2.2, 2ème partie), dès 3500 cal BP dans les sédiments du lac de Paladru (chapitre 2.2[60]), et après 3700 cal BP dans ceux du lac du Bourget (Jacob et al., 2008). Ces résultats sont en accord avec les cartes de diffusion du millet cultivé (*Panicum miliceum*) à travers l'Europe proposées par Netolitzky (1914)[119], repris par Marinval (1992)[120] et Hunt et al. (2008), et basées sur la présence de graines de millet retrouvées dans les sites archéologiques. Ainsi, la culture du millet en Europe, et plus particulièrement de part et d'autre de la chaîne alpine, aurait eu une progression d'Est en Ouest au cours de l'Holocène (figure 3.2.m).

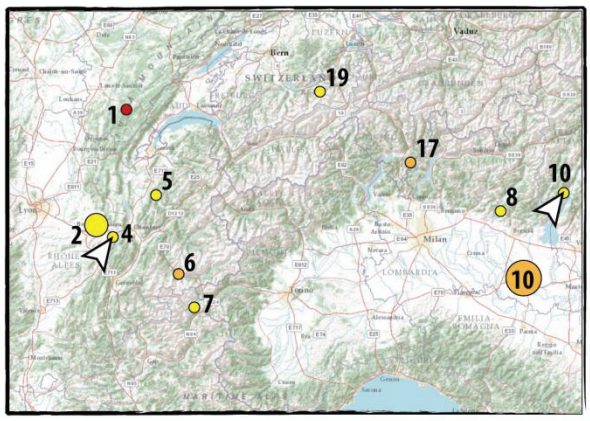
[117] Simonneau et al. (sous presse JAS).

[118] Il est important de préciser que les horizons superficiels (les horizons A, c.f. chapitre 1.2, 1ère partie) des sols actuels collectés dans le bassin versant du lac de Paladru (figure 1.3.g, chapitre 1.3, 1ère partie) contiennent toujours des traces de miliacine (entre 0.7 et 2.7 $ng.g^{-1}$, Annexe 3.3), même si la céréale qui la produit n'est aujourd'hui plus cultivée dans les versants. De plus, les échantillons de sédiments fluviatiles actuels contiennent également des traces de miliacine (2.4 $ng.g^{-1}$, Annexe 3.3). Ces quelques résultats issus des échantillons de versant suggèrent que le bruit de fond géochimique des sols actuels ait conservé l'empreinte des cultures du millet passées.

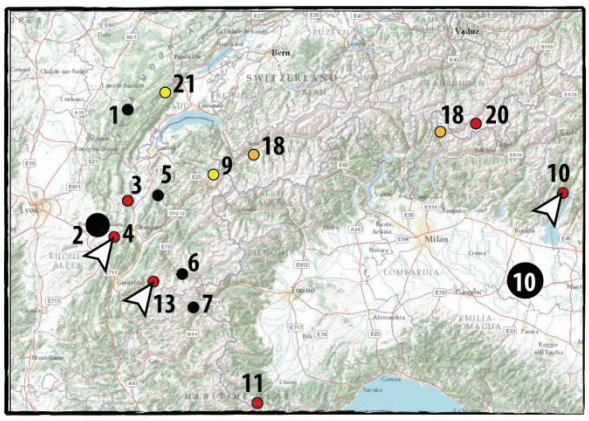
[119] D'après Netolitzky (1914), les premières traces de *Panicum miliacum* au Bourget datent de 1000BC (3950 cal BP).

[120] D'après Marinval (1992), *Panicum miliacum* arrive au Bourget entre 1500 et 1000BC (3450-2950 cal BP).

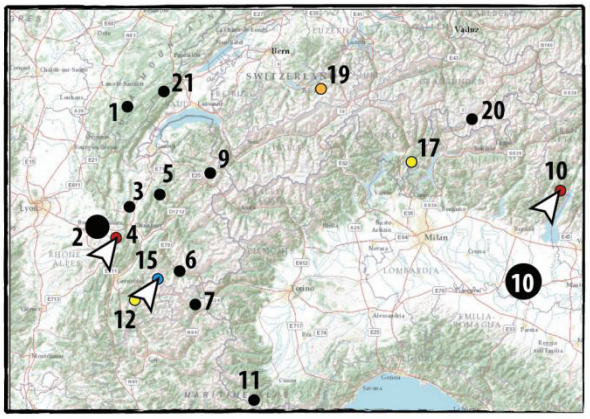




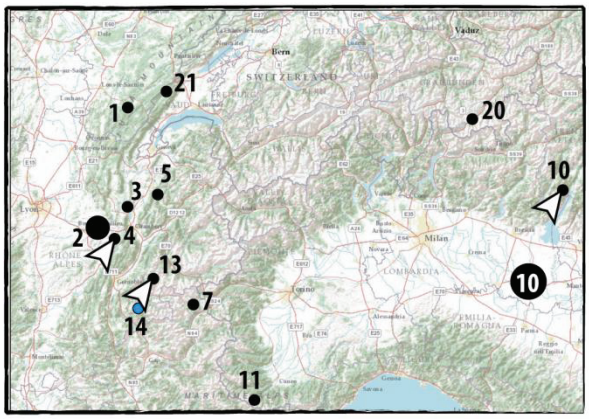
Néolithique



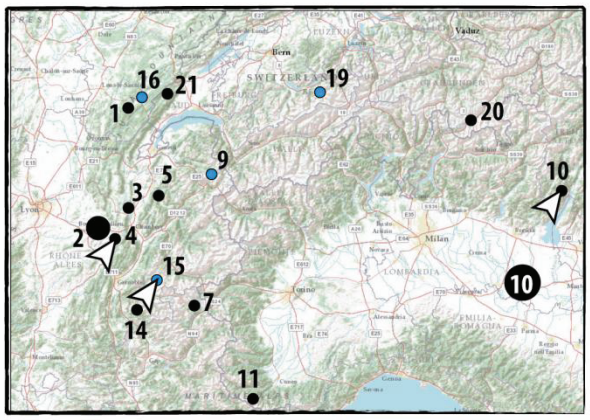
Bronze



Fer



Romain



Moyen Age

1: Lac d'Antre (Doyen et al., 2012)
2: Bourgouin, vallée du Rhône (Bernigaux, 2012, Berger et al., 2007a et b)
3: Lac Le Bourget (Marguet et Billaud, 1997, Gauthier et al., 2007, Jacob et al., 2008 et 2009,)
4: Lac Paladru (Colardelle et Verdel, 1998, Brochier et al., 2007)
5: Lac d'Annecy (Marguet et al., 1995, Noël et al., 2001)
6: vallée de la Maurienne (Carcaillet, 1998)
7: vallée de la Guisane (Mulle et al., 2000)
8: Lac Iseo (Lauterbach et al., 2012)
9: Lac d'Anterne (Guiguet-Covex et al., 2010)
10: Lac Ledro et Plaine du Pô (Cremashi et al., 2006, Marchetti, 2002)
11: Lac Petit (Brisset et al., 2012)
12: massif de Taillefer (Tessier et al., 1993)
13: Lac Bramant (Guyard et al., 2007)
14: vallée de la Romanche (Nakagawa et al., 2000)
15: Lac Blanc Huez (Bailly-Maitre et al., 1994, Chapron et al., 2008, Garçon et al., 2012)
16: Lac de l'Abbaye (Magny et al., 1992)
17: Lago dell'Origlio (Tinner et al., 1999)
18: Lacs Basso et Gouille Rion (Wick et Tinner, 1997)
19: Lac Sagistalsee (Heiri et Lotter, 2003)
20: Lac Silvaplana (Gobet et al., 2003)
21: Lac Saint-Point (Leroux et al., 2008)

Sites mis en évidence ou discutés dans la thèse.

Figure 3.2.l, Evolution spatio-temporelle de l'anthropisation du massif alpin. Les flèches blanches indiquent les lacs étudiés dans ce manuscrit et correspondent aux données bibliographiques et/ou aux données mises en évidence par nos analyses.

Afin de préciser la dynamique de diffusion de *Panicum miliaceum* dans l'arc alpin, nous avons donc analysé, à base résolution, onze échantillons issus de la carotte LL082, prélevée dans le bassin central du lac de Ledro (piedmont alpin italien). Datés entre 4405 et 2730 cal BP, ces échantillons ont révélé la présence de miliacine dans les sédiments du lac Ledro depuis au moins le Néolithique final (4405 cal BP). Ces résultats suggèrent que l'apparition du millet cultivé dans cette partie des Alpes est antérieure aux données publiées dans la synthèse de Marinval (1992), issues du site de Valeggio (60 km au sud de Ledro) qui date la première apparition de *Panicum miliceum* dans cette région entre 2000 et 1500 BC (3950-3450 cal BP). Ces résultats restent toutefois en accord avec une diffusion de la culture du millet d'Est en Ouest et montrent l'intérêt des archives continentales lacustres dans la reconstitution de la spatialisation des pratiques culturales (figure 3.2.m).

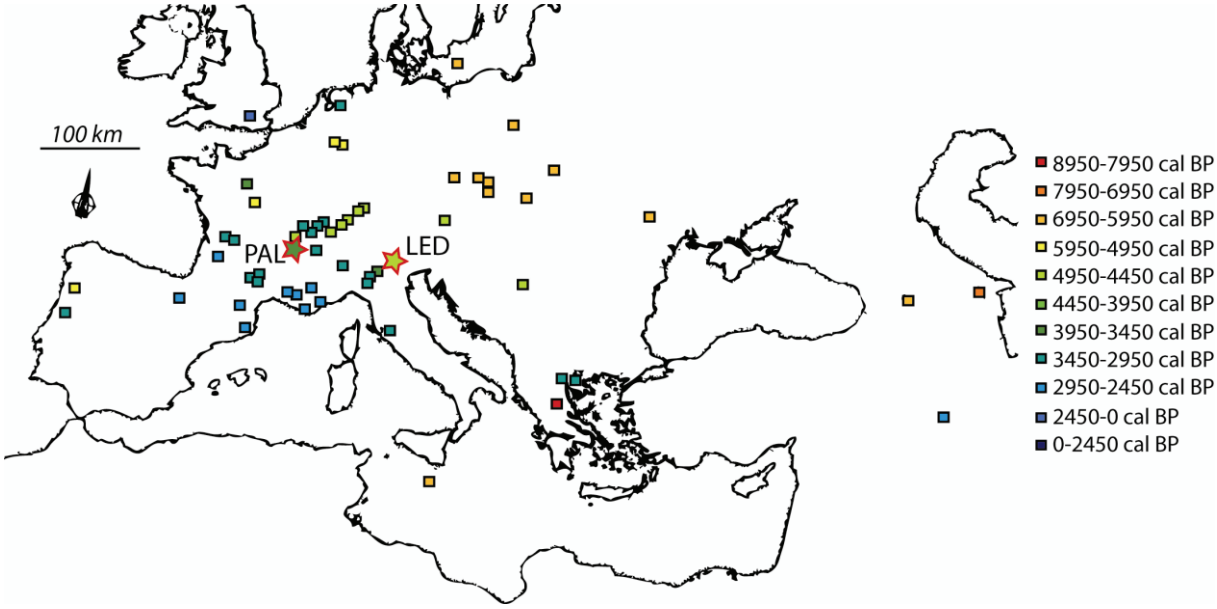


Figure 3.2.m, Dynamique de diffusion du millet cultivé en Europe, modifié d'après Marinval (1992). Nous avons également ajouté sur cette carte les deux sites étudiés dans ce manuscrit : Ledro (LED) et Paladru (PAL) et où nous avons respectivement daté la première occurrence de miliacine en 4400 et 3400 cal BP.

A l'échelle du massif alpin, les activités humaines, ainsi que leurs conséquences sur les environnements, ne sont pas identiques entre les sites d'altitude et de piedmont. Ainsi, si les activités minières n'ont aucune conséquence sur les processus érosifs de sol en haute altitude, il semble qu'à l'inverse il y ait des liens étroits entre l'augmentation de l'érosion des sols et les activités humaines agricoles dans les zones de piedmont alpin. Par ailleurs, nous mettons en évidence la cohérence des types d'activités humaines, soit en altitude

(exploitation minière), soit en piedmont (agriculture), où nous datons et documentons la diffusion de l'agriculture du millet en europe occidentale. Dès cette mise en place des pratiques agricoles en piedmont, l'érosion des sols est sans précédent et s'accompagne d'innovations techniques telles que les labours (chapitre 2.2[121]).

3.3. Quantification de l'impact anthropique sur les taux d'érosion holocènes sur le site de Paladru.

Le lac de Paladru est un site de choix où l'impact des sociétés humaines sur l'érosion des sols a été identifié et suggéré depuis le Néolithique (chapitre 2.2[122]). Nous proposons d'utiliser la reconstitution des précipitations obtenue à partir des sédiments du lac proglaciaire de Blanc Huez (situé à 60 km de Paladru), pour tenter de quantifier l'impact de l'anthropisation sur l'érosion des sols ayant opérée sur le site de Paladru pendant l'Holocène.

3.3.1. Détermination des paramètres du modèle d'érosion de De Ploey, pour le système Paladru.

Surface du bassin versant affectée par l'érosion : Sbv.

L'analyse topographique du bassin versant du lac Paladru a été réalisée par SIG. Dans son ensemble, les pentes dessinent un aspect collinéen (figure 3.2.n). Les analyses de courbure (figure 3.2.m) mettent cependant en évidence la présence de quelques thalwegs dans les zones de pentes plus raides. Ces derniers peuvent créer des ravines qui engendrent des processus érosifs en flux concentrés (figure 3.2.n) mais comme ils ne représentent que 3% de la surface du bassin versant, on considère que l'érosion diffuse va dominer sur les versants du lac de Paladru. La surface affectée par érosion sera donc identique à la surface du bassin versant : Sbv est donc fixé à 55.7 km².

[121] Simonneau et al. (JAS) et Simonneau et al. (soumis CP).
[122] Simonneau et al. (JAS).

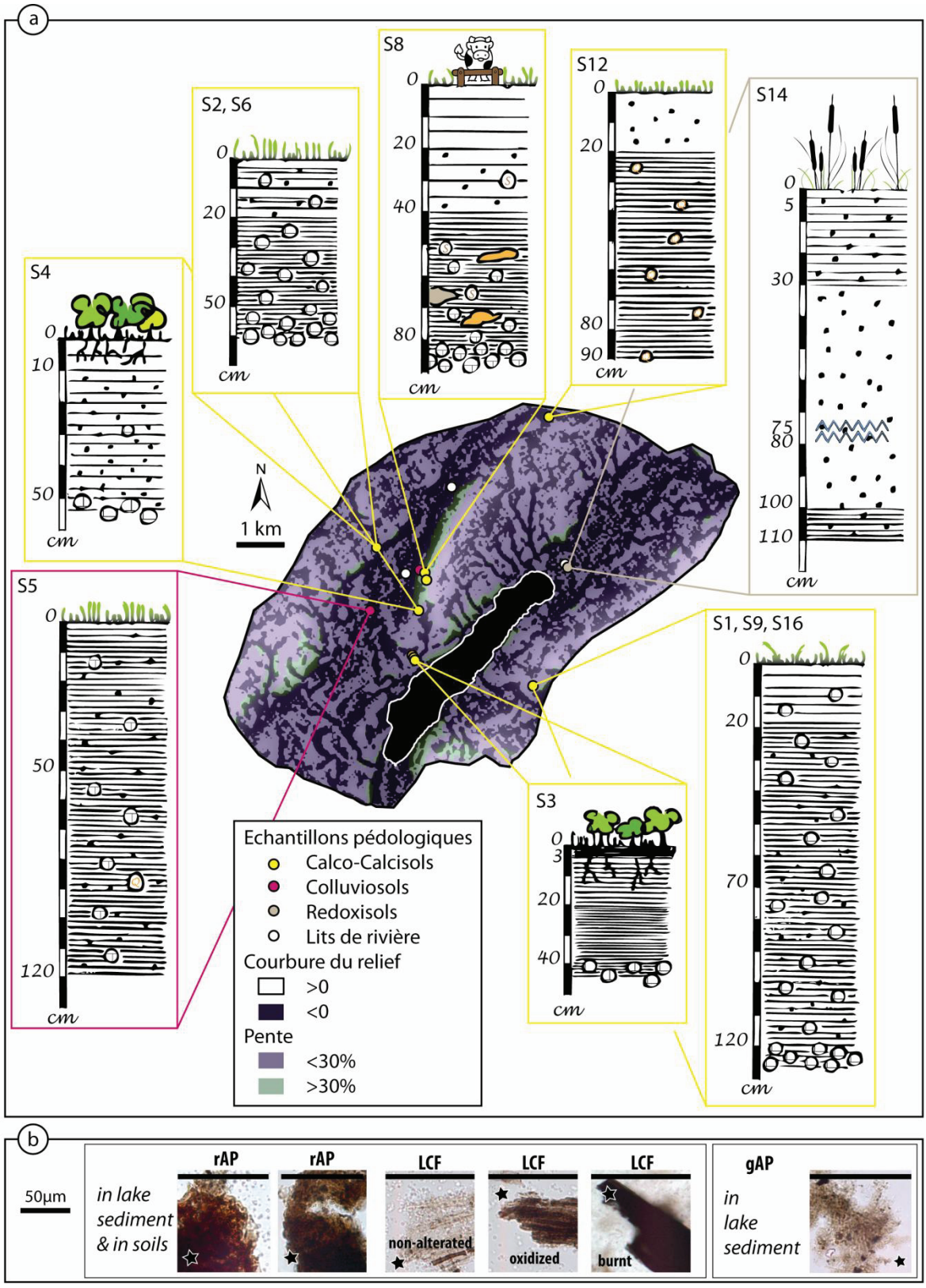


Figure 3.2.n, Caractérisation morphologique et pédologique du bassin versant du lac de Paladru (a) et identification de marqueurs organiques pédologiques spécifiques des sols et des sédiments (b).

Coefficient d'érodabilité Es.

La chronologie holocène et la caractérisation organique des sédiments présents dans la carotte PAL09 ont déjà été présentées chapitre 2.2[123]. Au long de l'Holocène, le sédiment lacustre du lac de Paladru est essentiellement carbonaté et dominé par la production algaire. Le rapport rAP/LCF[124] a permis d'identifier que le bassin versant du lac de Paladru fut sous couvert de végétation supérieure dès le début de l'Holocène (chapitre 2.2[66]). A partir de 6000 cal. BP, sept phases successives de perturbation du couvert végétal associée à des phases d'occupation humaine et d'agriculture ont également été mises en évidence (chapitre 2.2[66]). Il semble donc qu'au cours de l'Holocène, le couvert forestier ait diminué pour être remplacé par un couvert agricole plus ou moins dense. Dans ces deux cas, le modèle de De Ploey considère un espace dit « fermé » (c.f. table 1.3.u, chapitre 1.3, 1ère partie). Le coefficient Es est donc fixé à 1.10^{-4} $s^2.m^{-2}$ (De Ploey et al., 1995).

Volume de sol érodé Ve.

Les données sismiques acquises dans le lac Paladru (chapitre 2.2) soulignent la présence de sédiment dans tout le bassin. Malgré la présence de nombreux évènements gravitaires subaquatiques (chapitre 2.2). Le profil longitudinal (chapitre 2.2, figure 2.2.f) permet également de mettre en évidence que (i) le delta du Courbon est relativement réduit ce qui limite l'erreur d'estimation de volume piégé dans le lac et les différences de taux de sédimentation entre la zone deltaïque et le reste du bassin ; et (ii) la présence d'un drapé lacustre dans l'ensemble du bassin. A la lecture de ces résultats, nous estimons que le dépôt sédimentaire lacustre peut donc s'effectuer dans l'ensemble du bassin du lac de Paladru. Le volume de sédiment représenté par chaque échantillon analysé, d'épaisseur constante 2 cm, est de ce fait égal à 74600 m^3.

[123] Simonneau et al. (JAS).
[124] Contribution respective des horizons pédologiques sous prairie *versus* des horizons sous forêts, lors du processus de ruissellement, voir chapitre 1.3, 1ère partie.

Dans les sédiments lacustres, nous avons quantifié la teneur en particules d'origine pédogénétique (rAP, figure 2.2., c). Afin d'avoir une idée de ce que cette teneur représente en « équivalent sol », il nous faut, comme dans le cas des sédiments du lac Blanc Huez, déterminer la quantité de rAP actuellement présente dans les sols actuels du bassin versant du lac Blanc Huez. Les 23 profils collectés dans le bassin versant du lac de Paladru ont permis d'identifier quatre principaux types de sols : des Calcosols, des Calcisols, des Colluviosols et des Redoxisols (figure 3.2.n, a et Annexe 4.3). Cette classification grossière semble se subdiviser selon quatre unités cartographiques (UC1 à UC4), elles-mêmes subdivisées en unités typologiques (UT) (Annexe 4.3). 73% de ces sols sont actuellement sous couvert agricole (Corine Land Cover, 2006). Au sein de ces différents sols, les analyses en pétrographie organique ont montré que la teneur moyenne en particules d'origine pédogénétique (rAP) dans les horizons superficiels de sols sous culture, tel que le sol S8, actuellement en pâture (figure 3.2.n, a), est de 0.03%.

Les teneurs en rAP quantifiées dans les sédiments (figure 2.2.e, c, chapitre 2.2[125], 2ème partie) sont donc transformées en « équivalent sol »[126]. Ces équivalences sont ensuite multipliées au volume de sédiment (74600 m^3) pour obtenir le volume équivalent de sol érodé du bassin versant.

3.3.2. Finalisation des calculs (tableau, Annexe 3.3).

Avec les paramètres déterminés précédemment, il est possible d'appliquer la relation de De Ploey pour finalement quantifier une hauteur de précipitations : Ptotale. Suivant les taux d'accumulation déduit du modèle d'âge de la carotte PAL (figure 2.2.c, b, chapitre 2.2[68], 2ème partie), nous déterminons par suite les précipitations annuelles : PANN[127] (figure 3.2.o) en fonction de l'âge des échantillons analysés, avec une barre d'erreur correspondant aux écarts pouvant être liés aux comptages microscopiques.

[125] Simonneau et al. (JAS).
[126] =%rAP sédiment/%rAP sol.
[127] =Ptotale/ (20/taux d'accumulation).

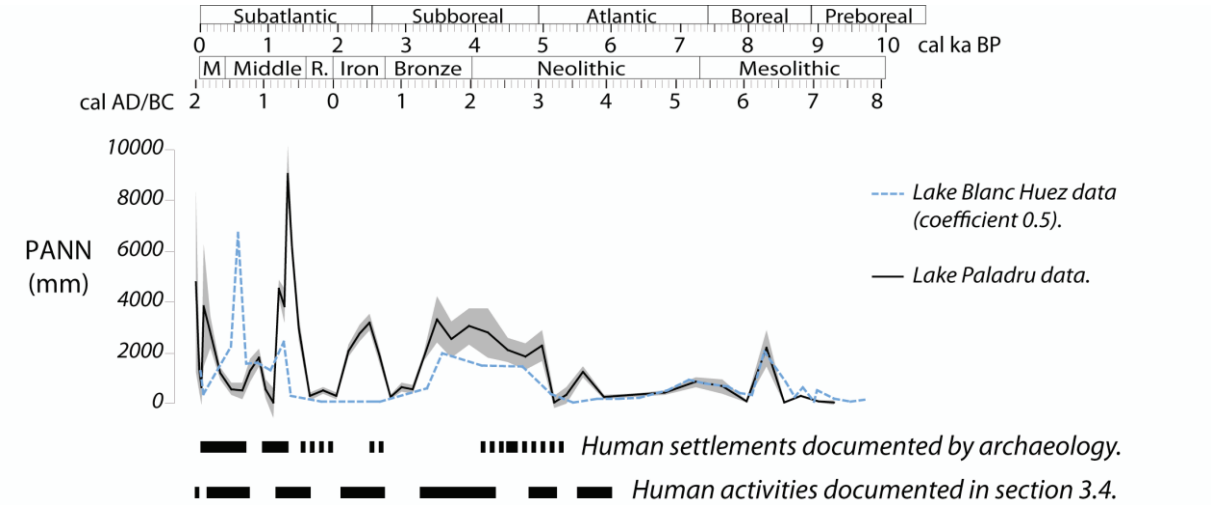


Figure 3.2.o, Représentation graphique des précipitations reconstituées à partir des sédiments lacustres du lac de Paladru (courbe noire) et estimation des erreurs associées (encadré grisé). Cette courbe est comparée, aux précipitations estimées à partir des sédiments du lac Blanc Huez (courbe bleue), et aux artéfacts d'origine anthropique documentés par les données archéologiques préexistantes ou d'après les travaux présentés chapitre 2.2.

3.3.3. Validations et discussions.

Afin de mettre en évidence la validité de la reconstitution proposée sur le lac de Paladru, nous avons comparé les résultats obtenus à la courbe réalisée à partir des sédiments du lac Blanc Huez (figure 3.2.p, a, courbe bleue). Cette courbe correspond aux résultats bruts mais est corrigée d'un facteur 0,5 pour tenir compte du gradient altitudinal qui a pour effet de diminuer de moitié les précipitations entre le massif des Grandes Rousses (2550 m) et le piedmont alpin où se situe le lac de Paladru (492 m) (figure 3.2.h, Blanchet, 1974, 1994 ; Douguédroit et de Saintignon, 1984). En appliquant cette correction, la courbe issue de Blanc Huez (courbe bleue, figure 3.2.p, a) estime à environ 1025 mm les précipitations annuelles reçues à Paladru. Cette valeur est du même ordre de grandeur que les données météorologiques récentes. Celles-ci varient entre 800 et 1000 mm, à la station de Charavines localisée à l'extrémité sud du lac de Paladru (Blanchet, 1974, 1994 ; Marciau et al., 1997).

Jusqu'à 6000 cal BP, les courbes de précipitations des lacs Blanc Huez et Paladru sont quasiment superposées. Cela signifie (i) qu'avec deux reconstitutions indépendantes, nous

estimons avec le même ordre de grandeur les précipitations en Isère. En moyenne, les précipitations en piedmont alpin, en Isère, pendant l'Optimum climatique, sont estimées à 270 mm à partir des sédiments du lac de Paladru. Pendant le même intervalle de temps, ces mêmes précipitations, cette fois reconstituées à partir des sédiments du lac Blanc Huez, sont estimées à 230 mm (soit 465 mm dans le massif des Rousses corrigés du facteur 0,5, lié au gradient altitudinal). Cette estimation des précipitations à partir des flux de particules pédologiques quantifiés de façon indépendante par l'intermédiaire de deux remplissages lacustres distincts suggère que l'érosion des sols dans le bassin versant du lac de Paladru anté 6000 cal BP résulte uniquement du forçage climatique.

Aux alentours de 8200 cal BP, les précipitations annuelles atteindraient 1570 mm, ce qui est supérieur au reste de la période de l'Optimum climatique. Cette augmentation d'humidité est, de fait, plus importante en piedmont qu'en altitude, puisque à Paladru elle se traduit par un facteur 20 par rapport à avant et après, alors qu'à Blanc Huez, elle se traduit par un facteur trois à six. Le stockage de matériel pédologique dans les bassins versants est peut-être plus marqué dans le système de Blanc Huez, où il y a des falaises et des surcreusements, que dans le système de Paladru, lui, collinéen. D'autre part, s'il s'avère que la période autour de 8200 cal BP est également neigeuse dans le bassin versant de Paladru, une fois encore, la neige aurait pu augmenter l'érosion des sols dans ce système d'où une surestimation par rapport à Blanc Huez.

Après 6000 cal BP, les courbes bleue (Blanc Huez) et noire (Paladru) suivent globalement des tendances différentes : les estimations de précipitations en piedmont (courbe noire, Paladru, figure 3.1.p, a) étant toujours supérieures à celles d'altitude (courbe bleue, Blanc Huez, figure 3.1.p, a), excepté entre AD900 et AD1700. Une telle tendance est complètement en opposition avec les observations pluviométriques modernes et les effets des gradients altitudinaux et suggère donc que le forçage climatique n'est pas le seul facteur responsable de l'érosion des sols à Paladru après cette date.

Nous avons précédemment mis en évidence le fait qu'en piedmont alpin les activités humaines sont en place depuis le Néolithique final et ont pour principales conséquences d'augmenter l'érosion des sols. Ces résultats suggèrent donc qu'après 6000 cal BP, l'érosion

des sols liée aux activités humaines puissent être la cause de la surestimation des précipitations reconstituées à partir des flux d'origine pédologiques dans les sédiments du lac Paladru.

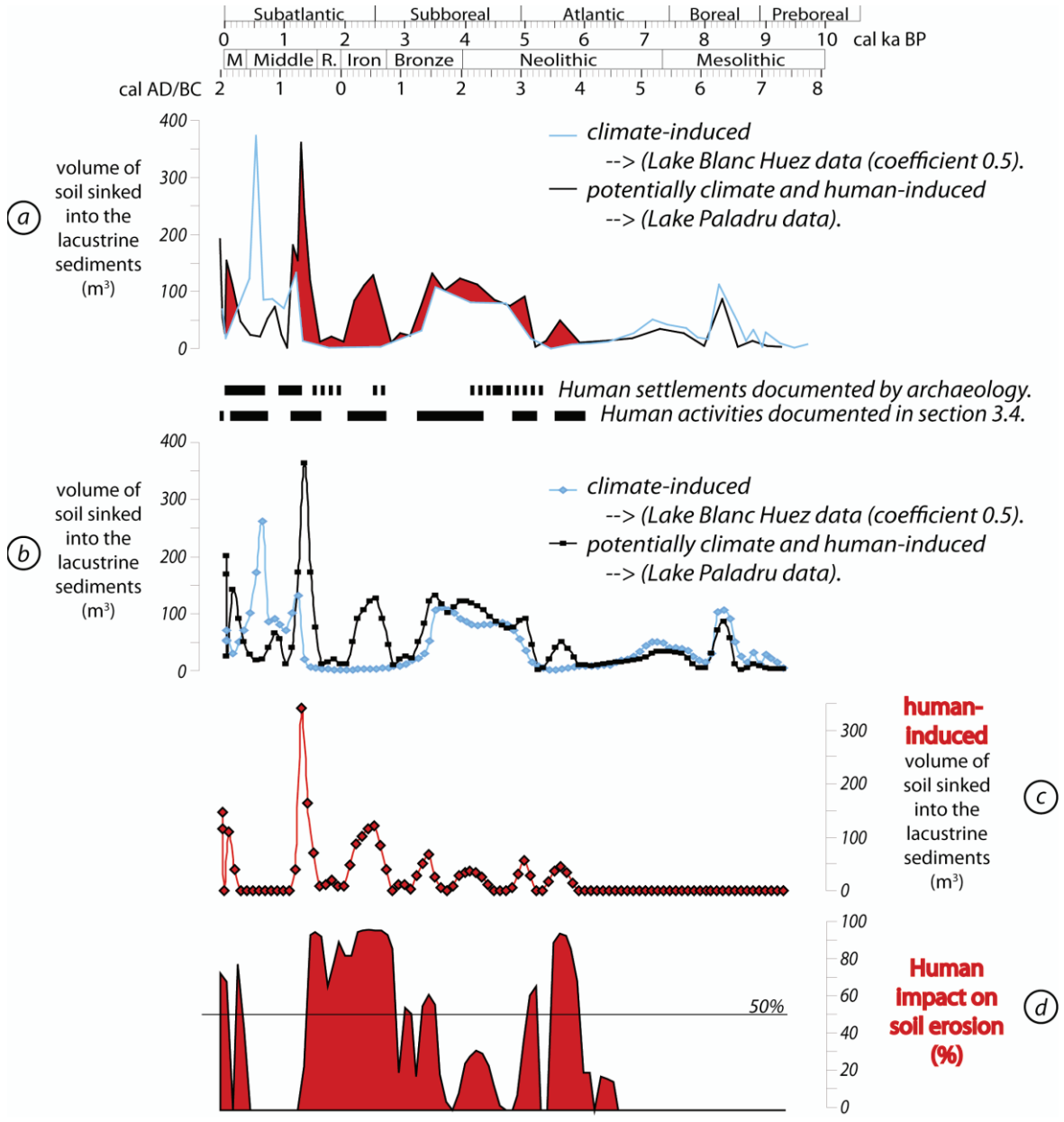


Figure 3.2.p, Quantification de l'impact anthropique sur l'érosion des sols enregistrée dans les sédiments lacustres du lac de Paladru. Comparaison des volumes de sols exportés par l'action seule du climat (a, courbe bleue calculée à partir des données Blanc Huez corrigée du facteur 0.5) ou par l'action potentiellement combinée du climat et de l'Homme (courbe noire, résultant des données brutes de Paladru). Ces deux courbes ont été ré échantillonnées (b), afin de calculer les volumes de sols exportés en line avec les activités humaines (c), ces volume ont d'ailleurs été convertir en pourcentages (d).

Malgré les incertitudes précédemment discutées, nous partons donc du principe que la courbe de précipitations reconstituées à partir des sédiments du lac Blanc Huez est correcte et appliquons le modèle de De Ploey en raisonnement inverse. Ainsi, à partir des précipitations estimées à Blanc Huez, corrigées du facteur 0.5 (gradient altitudinale), et en utilisant les paramètres de De Ploey déterminés pour le système de Paladru[128], nous déterminons le volume de sol normalement exporté sous forçage uniquement climatique (courbe bleue, figure 3.2.p, a). Ce volume de sol est ensuite comparé au volume de sol effectivement piégé dans les sédiments du lac de Paladru (courbe noire, figure 3.2.p, a). Afin de quantifier mathématiquement l'intensité de ces activités anthropiques sur les flux terrigènes pédologiques, les courbes présentées figures 3.2.p (a) ont été ré échantillonnées à intervalle de temps régulier, arbitrairement fixé à 100 ans (figure 3.2.p, b). Cela permet alors de soustraire la courbe « érosion = climat » (bleue) à la courbe « érosion = climat + Homme » (noire) (figure 3.2.p, c). Cette courbe est ensuite convertie en pourcentage d'érosion imputable aux activités humaines (figure 3.2.p, d).

Il s'avère que depuis le Néolithique moyen, l'érosion des sols serait donc, pour partie, liée aux activités anthropiques et aux bouleversements associés à ces activités, sur les versants du lac de Paladru.

L'Age du Fer et la période Romaine apparaissent alors comme des périodes particulièrement impactées par les activités anthropiques puisque plus de 50%, voire 90%, de l'érosion serait liée aux activités humaines. Nous ne discuterons pas davantage les valeurs extrêmes obtenues pendant ces deux intervalles de temps. En effet, le calcul du pourcentage d'érosion imputable aux activités humaines (figure 3.2.p, d) est directement lié à la courbe « érosion = climat » issue des sédiments du lac Blanc Huez (courbe bleue, figure 3.2.p, d), pour laquelle nous avons précédemment identifié des incertitudes pendant l'Âge du Fer et la période Romaine. De fait, les pourcentages déterminés dans la figure 3.2.p (d) sont certainement surestimés. Toutefois, nous avions précédemment suggéré chapitre 2.2[129], que l'apparition de titane au sein des sédiments lacustres de Paladru, dès la fin de l'Age du Fer, était associée avec des changements et une intensification des pratiques culturales avec

[128] Soit, Sbv = 55.7 km², Es = 1.10^{-4} s².m^{-2}.
[129] Simonneau et al. (JAS).

notamment le début des labours. De la même façon, il semble que les activités anthropiques aient des conséquences très importantes sur l'érosion des sols pendant la période moderne.

3.3.4. Conclusions.

Pour la première fois, l'application du modèle d'érosion simple de De Ploey, dans deux systèmes différents permet de reconstituer de façon indépendante des régimes de précipitation à l'échelle de la période Holocène et montrent des résultats cohérents, au moins pendant la première moitié de cet intervalle de temps.

Pour la première fois, et même si ces résultats demandent à être approfondis, une telle application de modélisation est proposée et permet de déconvoluer « mathématiquement » les conséquences respectives des forçages climatiques et anthropiques sur le détritisme holocène et de quantifier les parts respectives du climat et des Hommes sur l'évolution de leur environnement. Dès lors il semble que dans les Préalpes françaises les activités humaines perturbent fortement leurs environnements dès le Néolithique. Cet impact semble tel que cela suggère que l'Anthropocène débute bien avant la révolution industrielle.

A l'issue de ce chapitre, il apparaît évident que la déconvolution des forçages climatiques et anthropiques sur les géosystèmes continentaux nécessite l'utilisation habile de marqueurs spécifiques et non spécifiques. Si les marqueurs spécifiques sont indispensables pour attester de la présence de l'Homme à proximité (dans les bassins versants) des systèmes lacustres, c'est la quantification du détritisme et le couplage de différents sites qui permet de montrer si cette présence a un impact sur le milieu (anthropisation).

Utilisé pour la première fois dans les sédiments lacustres, le palynofaciès quantitatif permet bien évidemment de documenter l'évolution du couvert végétal au cours du temps, mais surtout de quantifier la proportion de matériel pédogénétique érodé du bassin versant et retenu dans le réceptacle lacustre. Couplé à la sismique réflexion, à l'analyse des sols actuels et aux modèles d'âge des séquences lacustres, nous sommes alors capables d'estimer des volumes de matériel pédologiques érodés du bassin versant en fonction du temps. L'ensemble de ces analyses permet finalement d'appliquer un modèle d'érosion très simple (De ploey) considérant que les volumes de sol érodés sont proportionnels aux précipitations reçues. Pour la première fois, nous proposons, par conséquent, des valeurs de précipitations annuelles, dépassant le cadre du « plus humide » ou du « moins humide », mais uniquement valables à une échelle locale. Sur la période actuelle, nos estimations sont en accord avec les données pluviométriques mesurées en station, ce qui renforce l'aptitude de notre approche dans la reconstitution des précipitations passées. Appliquée à des systèmes soumis à des forçages différents (climatique ou climatique et anthropique) mais sensibles aux mêmes influences climatiques, il apparaît possible de déconvoluer l'érosion des sols observée dans un site donné, pour finalement y distinguer et y quantifier les forçages d'origine climatique ou anthropique.

<u>Du point de vue du forçage climatique</u>, les résultats ont montré que (i) la bipartition climatique holocène n'était pas une évidence, notamment dans certaines zones de piedmont où l'anthropisation du milieu est telle qu'elle masque le signal climatique ; (ii) la transition Optimum climatique/Néoglaciaire est datée en Europe occidentale entre 5200 et 4700 cal BP,

et résulterait d'un relais progressif entre les forçages solaire et le couplage océan-atmosphère. Concrètement, ce relais peut s'exprimer par différents phénomènes en fonction du gradient altitudinal (avancée glaciaire ou non) mais s'illustre toujours par un retour à des conditions climatiques plus humides, que ce soit dans les Alpes ou les Pyrénées. A Blanc Huez, cette transition s'exprime par exemple par une augmentation de près de 800 mm des précipitations annuelles qui évoluent respectivement, en moyenne, de 430 mm par an entre 9800 et 5400 cal BP à 1235 mm par an après 5400 cal BP.

A plus courte échelle de temps, nous soulignons la présence de trois périodes plus humides, mise en évidence à l'échelle de l'Europe occidentale. Entre 8700 et 7000 cal BP, la première péjoration climatique d'Europe occidentale est enregistrée. C'est une période humide (figure 3.2.q), qui apparaît ponctuellement plus humide et fraîche aux alentours de 8200 cal BP. Nous estimons, en effet, que les précipitations annuelles peuvent être entre 5 et 20 fois plus importantes aux alentours de 8200 cal BP, par rapport aux moyennes pendant l'Optimum climatique). Une seconde phase humide est documentée entre 4700 et 2500 cal BP. Une intensification de l'humidité est enregistrée pendant la période de l'Âge du Bronze et plus particulièrement pendant le Bronze moyen. A Blanc Huez, le Bronze moyen se caractérise, en effet, par une augmentation des précipitations annuelles de l'ordre de 900 mm (de 665 à 2300 mm par an entre 2615 et 3520 cal BP). A l'échelle du massif des Rousses, il semble que cette augmentation des précipitations annuelles ait favorisé l'avancée du glacier de St-Sorlin et la reconnexion de sa diffluence avec la vallée du lac Bramant. Par ailleurs, nous confirmons que l'Âge du Fer et la période Romaine sont des périodes d'amélioration climatique (apparemment plus sèches) favorables à l'implantation d'activités humaines, y compris dans les zones de haute altitude. Nous documentons, pour la première fois, que l'intervalle de temps dénommé le « Dark Age », traditionnellement connu comme étant une période plus fraîche, s'avère être également, à l'échelle de l'Europe occidentale, une période plus humide (voire même plus humide qu'aujourd'hui (800 mm de précipitation annuelle en plus), si l'on en croit l'estimation des précipitations à Blanc Huez). Cette période n'est cependant pas synchrone entre les massifs pyrénéen et alpin. Cela fait d'elle la seule période de péjoration climatique non synchrone à l'échelle de l'Europe occidentale, suggérant finalement que les bornes chronologiques de cette péjoration ne sont, pour le moment, ni fixes, ni fixées. Enfin, la comparaison inter-sites confirme que la période du Petit Age

Glaciaire reste la plus intense péjoration climatique (ici particulièrement humide, 7970 mm par an à Blanc Huez, ce qui accentue le détritisme) de l'interglaciaire holocène, et ce à l'échelle du l'Europe occidentale, sans distinction de massif ou d'altitude.

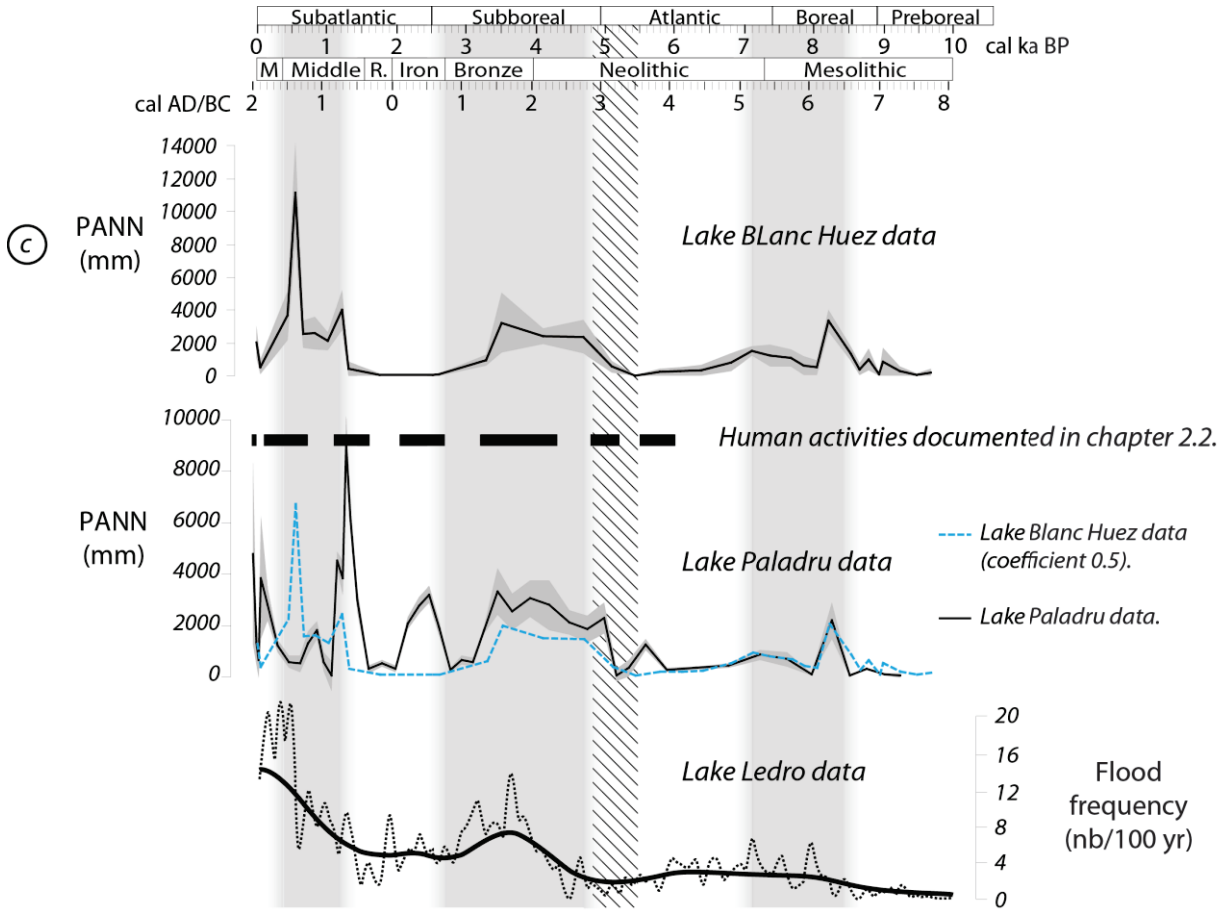


Figure 3.2.q, Synthèse régionale des trois phases climatiques identifiées pendant l'Holocène. Sont représentées les courbes de précipitations reconstituées à partir des données du lac Blanc Huez, celles reconstituées à partir du lac Paladru et les fréquences de crues calculées pour le lac Ledro par Vannière et al. (soumis CP).

<u>D'un point de vue du forçage anthropique</u>, nous mettons en évidence que toutes les activités humaines ne génèrent pas d'érosion de sol. Ainsi, les activités minières ne semblent pas favoriser l'exportation de matériel pédologique, à l'inverse des activités agricoles. C'est ce que nous appelons la distinction « présence humaine » et « anthropisation ». Quel que soit le type d'activités pratiquées, il semble qu'il y ait une cohérence géographique puisque les activités minières sont mises en évidence uniquement dans les sites d'altitude, tandis que les activités agricoles sont propres aux sites de piedmont. Enfin, les résultats de modélisation

obtenus sur le lac de Paladru suggèrent que l'anthropisation du milieu soit en place, dans cette partie des Alpes, depuis le Néolithique et qu'elle explique jusqu'à plus de 50% des flux de sols érodés, en particulier pendant l'Âge du Bronze et l'Âge du Fer. Sans cette comparaison inter-sites et cette application indépendante de cette approche multiparamètres, la déconvolution des deux forçages climatiques et anthropiques serait impossible.

Chapitre 3.3

Aspects méthodologiques.

Dans le cadre de ce travail, nous avons analysés différents objets (roches, sols, sédiments lacustres) de compositions relativement variées. A l'issue des nombreuses analyses effectuées sur ces échantillons, nous proposons, dans ce chapitre, quelques réflexions d'ordre méthodologique.

1. Marqueurs organiques terrigènes et faciès sédimentaires lacustres.

1.1. Enseignements sur les faciès organiques lacustres.

Le palynofaciès nous a permis de décrire la composition et la nature des faciès organiques lacustres, faciès fréquemment décris dans la littérature (Clark and Gillespie, 1997 ; Anselmetti et al., 2007). Nous avons notamment fait la différence entre les gyttjas : « des boues sédimentaires riches en éléments nutritifs, constituées surtout de débris de plancton, de plantes, d'animaux et de vases » (Hansen, 1959 ; repris par Mourrier, 2008), et les dy : eux essentiellement constitués de matériaux allochtones (Naumann, 1922 ; repris par Hansen, 1959 ; Olsson, 1991). Hansen (1959) a proposé de distinguer ces deux types de faciès par mesure du rapport C/N[130]. Nous démontrons ici que cette distinction est également possible par l'intermédiaire du palynofaciès quantitatif.

Les faciès organiques lacustres sont largement décrits dans la littérature. Nous soulignons ici que leur interprétation en terme de paléoenvironnement ou de dynamique de dépôt nécessite de mettre en évidence quantitativement leurs constituants d'origine terrestre et aquatique.

1.2. Enseignements sur les dates radiocarbones et la présence de carbone fossile dans les sédiments lacustres.

Après calibration de la typologie des particules constituant les roches stéfaniennes présentes dans le bassin versant du lac Blanc Huez, leur quantification au sein des sédiments lacustres a permis de proposer, pour la première fois, la correction des âges radiocarbones réalisés sur sédiment total et initialement vieillis par la présence de matière organique fossile.

[130] D'après Meyers (2003), un rapport C/N ≈ {3 ;8} correspond à du matériel phytoplanctonique, un rapport C/N ≈ {8 ;12} correspond à un mélange de matériel algaire et terrestre et un rapport C/N > 16 correspond à du matériel terrestre. Un état d'oxydation avancé peut également expliquer de faibles valeurs du rapport C/N.

1.3. Enseignements sur l'évolution du couvert végétal dans le bassin versant.

Le rapport rAP/LCF est classiquement utilisé pour décrire l'évolution du couvert végétal impacté par le ruissellement au cours du temps et notamment l'évolution du paysage depuis des couverts prairials (aux rapports rAP/LCF forts) vers des couverts forestiers (aux rapports rAP/LCF faibles) (Meyer et Lallier-Vergès, 1999 ; Di Giovani et al., 1998, 2000). Sa mise en œuvre dans chaque système que nous avons étudié souligne sa polyvalence puisqu'il est applicable dans des sites contrastés tant du point de vue de leur altitude, de la morphologie, de la géologie et des types de sols présents sur les bassins versants. Cela en fait un outil pertinent notamment dans l'étude des sites d'altitude où l'utilisation de données polliniques est restreinte (peu de production si la limite de forêt est proche) et délicate (la présence de vents ascendants peut perturber la lecture du diagramme palynologique). Malgré ces avantages, nous avons toutefois mis en évidence quelques limites quant à l'utilisation de ce rapport (chapitre 2.2[131]). En effet, si le rapport permet bien de différencier des horizons de surface respectivement sous prairie ou sous forêt il est relativement similaire dans les horizons plus profonds, quel que soit le type de couverture végétale. Dans le cas de pratiques culturales telles que les labours, dont le principe est de ramener à la surface du matériel pédologique issu d'horizons plus profonds, l'utilisation de ce rapport pour décrire le type de couverture végétale présent sur les surfaces ruisselées est donc inappropriée.

La mise en place du rapport rAP/LCF ne nécessite pas de faire du palynofaciès quantitatif. Son interprétation peut être faite quel que soit le système étudié et n'est pas limitée par le gradient altitudinal, la géologie ou les types d'échantillon. Lors de période d'anthropisation, ce rapport nécessite toutefois d'être couplé avec d'autres paramètres, tels que les analyses minérales, afin d'être interprété correctement.

[131] Simonneau et al (JAS) et Simonneau et al. (soumis CP).

1.4. Enseignements sur la nature des évènements sédimentaires lacustres.

Les différents types de sols identifiés dans les différents systèmes étudiés (Calcosol, Calcisol, Colluviosol, Fluviosol, Redoxisols, Rendosols, Lithosols) ont tous été caractérisés par des IH de leur matière organique inférieurs à 300 mgHC.g^{-1}TOC (2ème partie) quels que soient les horizons analysés. Seuls les échantillons pédologiques issus des bassins versants de Blanc Huez et de Bassiès, correspondant soit à de fines pellicules organiques, soit à des échantillons de tourbe (Histosol), riches en matières organiques fraîches, possédent un fort degré d'hydrogénation. Ce pôle terrestre se distingue donc très bien de pôle algaire, dont la matière organique a des IH supérieurs (Talbot et Livingstone, 1989).

Cette analyse rapide des sols et des sédiments s'est avérée particulièrement pertinente pour distinguer, de façon rapide, les évènements de crue du reste de la sédimentation de fond et des remaniements gravitaires dans la carotte prélevée dans le lac Ledro (chapitre 2.2[132], figure 3.3.a, A). Toutefois, nous avons également rappelé chapitre 2.2[75] que les paramètres issus de la pyrolyse Rock-Eval nécessitent d'être couplés à des analyses plus spécifiques de la fraction organique pour pouvoir être interprétés convenablement.

Ces interprétations sont confortées par l'analyse des palynofaciès qui a permis de déterminer des cortèges organiques typiques spécifiques des remaniements gravitaires subaquatiques (essentiellement constitués de matériel algaire) et des crues (essentiellement constituées de matériel pédologique) (figure 3.2.a, B).

La caractérisation organique des évènements sédimentaires lacustres s'avère particulièrement performante pour distinguer les crues hyperpycnales, essentiellement constituées de matériel terrestre pédologique, dès évènements gravitaires subaquatiques, eux composés de matériel algaire. En effet, ces types d'évènements granoclassés sont fréquents dans les sédiments lacustres.

[132] Simonneau et al. (soumis CP).

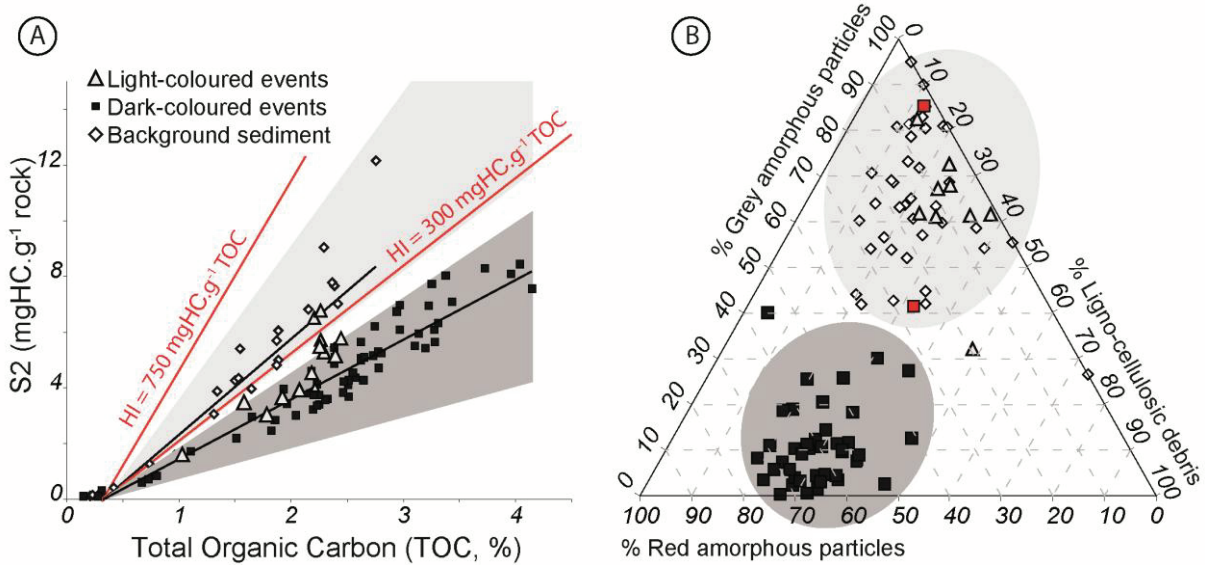


Figure 3.3.a, Rappel de la figure présentée en chapitre 2.2[75] et numérotée 2.2.n : Organic geochemistry of core LL082. Rock Eval results (A) are represented by the diagram S2 versus Total Organic Carbon (TOC, %). Solid lines indicate the regressions line for background sediment samples and dark events samples, respectively. Specific organic signature is given by quantitative organic petrography (B) represented on a triangular diagram showing the mass percentage of grey amorphous particles, red ones and ligno-cellulosic debris making up each sample.

2. Palynofaciès quantitatif et modélisation de l'érosion des sols.

Le palynofaciès quantitatif s'avère être un outil essentiel dans l'étude des phénomènes érosifs et notamment dans l'application du modèle de De Ploey. La polyvalence de l'outil permet, en effet, de quantifier les masses de sols érodées des bassins versants et potentiellement piégées dans le réceptacle lacustre. Si le choix du modèle de De Ploey pour la modélisation de l'érosion des sols peut être discuté, nous soulignons ici le caractère innovant de la démarche qui permet de coupler la caractérisation des sédiments lacustres, tant au niveau de leurs composants organiques (quantification du matériel pédogénétique et caractérisation de l'occupation des sols impactée par le ruissellement en fonction du temps) que de leur géométrie de dépôt, avec un modèle pédologique simpliste.

Par ailleurs, nous rappelons que ce couplage entre quantification des masses de sols érodées et modélisation de l'érosion est à la fois applicable à l'échelle de l'évènement de crue (chapitre 2.2), qu'à l'échelle pluriséculaire (chapitre 3.2).

S'il est clair que des améliorations sont à apporter à la mise en œuvre du modèle de De ploey sur les sédiments lacustres, nous avons montré que son domaine d'application était vaste (de l'évènement sédimentaire à la reconstitution à plus long terme des précipitations) et valait la peine d'être approfondi.

3. Paramètres continus versus discrets.

Au cours des précédents chapitres, nous avons vu que les paramètres indirects, tels que la susceptibilité magnétique ou le teneur en certains éléments, pouvaient être interprétés comme des marqueurs de l'anthropisation, si et seulement, s'il existait des co-variations entre ces paramètres et les indices « vrais » des activités humaines (biomarqueurs moléculaires, données archéologiques). Outre la mise en évidence de ces forçages, il semble pertinent de chercher à savoir si ces analyses hautes résolutions non destructives et en continu des archives sédimentaires lacustres peuvent être utilisées pour mettre en évidence des propriétés chimiques du sédiment.

3.1. Spectrocolorimétrie et signal minéral.

Comme cela a été présenté chapitre 1.3, de nombreux auteurs utilisent la spectrocolorimétrie pour mettre en évidence des constituants minéraux dans les sédiments, et notamment les oxydes de fer. La même approche a été proposée chapitre 2.1 dans les sédiments du lac Blanc Huez. Les analyses ont montré une bonne correspondance entre le calcul des dérivées premières pour les bandes à 445 et 525 nm et les teneurs en oxydes de fer acquises par LA ICP-MS (figure 3.3.b). Cela étant, nos analyses soulignent également que pour des teneurs nulles en oxydes, les dérivées de spectrocolorimétrie peuvent tout de même détecter quelque chose (valeurs non nulles, figure 3.3.b).

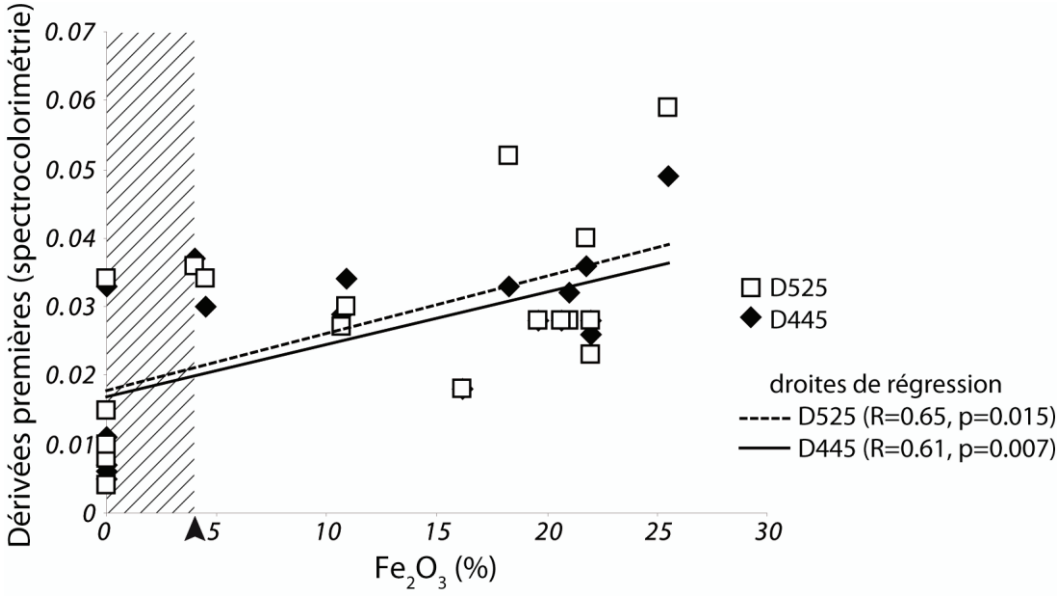


Figure 3.3.b, Corrélation entre les mesures de teneur en oxydes de fer, mesurées par LA ICP-MS, et les dérivées premières de spectrocolorimétrie, calculées pour les longueurs d'ondes 445 et 525 nm. Les analyses ont été faites sur les sédiments lacustres de la carotte LBH06, prélevées dans le lac Blanc Huez.

L'outil colorimétrique, et ses dérivées, peuvent être utilisés pour la détection de certains composants, tels que les oxydes de fer. Toutefois, il semble que des effets de matrice propres aux sédiments analysés génèrent des incohérences entre la mesure spectrocolorimétrique et la teneur réelle en oxydes de fer, en particulier lorsque celle-ci est inférieure à 4%. Ces résultats pourraient de fait être améliorés par l'utilisation de géostandards aux teneurs en oxydes connus et aux effets de matrice similaires à nos échantillons, comme le propose Ji et al. (2002). Typiquement, les mêmes géostandards que ceux utilisés en LA ICP-MS[133] seraient adéquats.

3.2. Spectrocolorimétrie et signal organique.

Différents auteurs tentent de mettre en évidence la teneur en matière organique par l'intermédiaire des analyses de réflectance. Ainsi, Rein and Sirocko (2002) ont montré que la

[133] Voir chapitre 1.3, 1ère partie.

valeur $RADB_{660\text{-}670}$[134] (figure 3.3.c), correspondant à la réflectance totale de la chlorine[135], était significativement corrélé avec la teneur en carbone organique total (COT), tandis que Debret et al. (2006) ont suggéré que c'était la dérivée première D_{675} qui marquait cette même teneur en carbone organique.

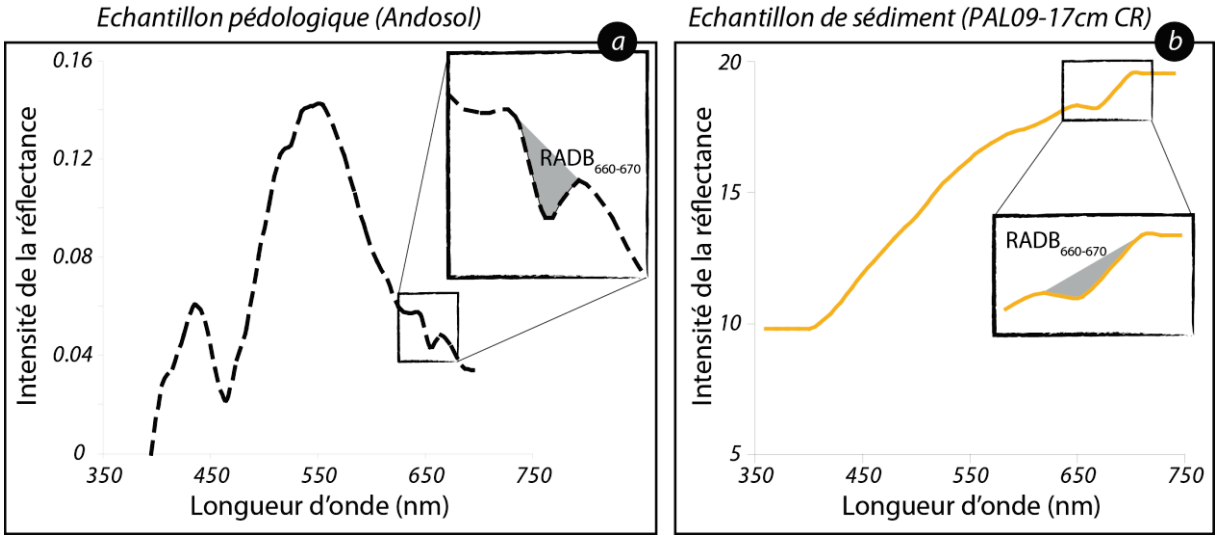


Figure 3.3.c, Représentation graphique de l'intégration faite lors du calcul RADB660-670, développé par Rein et Sirocko (2002).l'exemple est basé sur des mesures réalisées sur un échantillon pédologique et un échantillon de sédiment lacustre.

Afin de rester objectif, nous avons donc comparé les différentes variables dans l'ensemble des séquences étudiées par analyse en composante principale (ACP, figure 3.3.d). Les résultats obtenus semblent confirmer la corrélation positive entre le COT et $RADB_{660\text{-}670}$, par contre cela apparaît nettement moins évident pour le lien entre le COT et la D_{675}, même lorsque celle-ci est normalisée par la moyenne des valeurs calculées pour l'ensemble du spectre[136] (D_{675}/D_{moyen}, figure 3.3.d). Les résultats semblent même indiquer que la D_{675} serait davantage corrélée à l'hydrogénation de la matière organique (IH) plutôt qu'à la teneur en carbone organique. Il est également à noter qu'aucune corrélation n'a pu être mise en évidence entre certaines populations de particules organiques et les paramètres de spectrocolorimétrie (figure 3.3.d).

[134] D'après Rein et Sirocko (2002) : $RADB_{660\text{-}670} = \{[(6*R_{590}+7*R_{730})/13]/R_{min(660\text{-}670)}\}/R_{moyen}$.
[135] La chlorine est appelée chlorophylle lorsque cet anneau aromatique contient du magnésium.
[136] La valeur des dérivées calculées sur les spectres colorimétriques peut être divisée par la moyenne des valeurs calculée sur l'ensemble du spectre afin de diminuer les effets de matrice (communication personnelle d'A. Lotter).

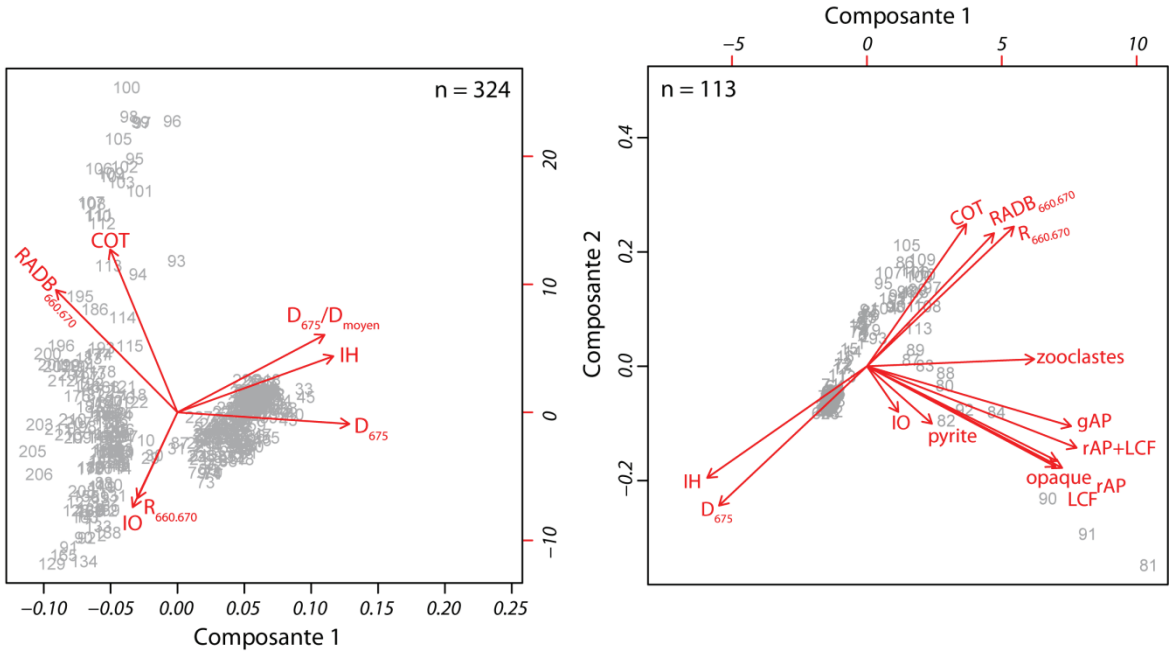


Figure 3.3.d, Analyse en composante principale des analyses spectrocolorimétriques et en pyrolyse Rock-Eval, faites sur l'ensemble des carottages sédimentaires étudiés dans le présent manuscrit.

Afin de préciser les liens entre $RADB_{660\text{-}670}$ et COT, nous avons tracé les droites de corrélation pour chaque séquence lacustre étudiée (figure 3.3.e). Si cela permet de vérifier la corrélation positive précédemment suggérée par ACP (figure 3.3.e), cela souligne également que cette corrélation semble discutable pour les teneurs en carbone organique total inférieures à 2 %, telles que celles mesurées dans les sédiments du lac de Paladru (PAL09, figure 3.3.e, a). Dans ce cas précis, il s'avère que le rapport $RADB_{660\text{-}670}$ est significativement corrélé avec le degré d'hydrogénation de la matière organique (IH, figure 3.3.e, b), sauf dans le faciès argileux (croix grises, figure 3.3.e, b).

Ces résultats soulignent la nécessité (i) d'utiliser ces dérivées avec beaucoup de prudence en termes d'interprétation et (ii) de continuer à rechercher leur signification, notamment pour la gamme 660-680 nm. Plus récemment, Von Gunten et al. (2009) ont précisé que le simple ratio entre les réflectances mesurées à 660 et 670 nm ($R_{660\text{-}670}$) témoignait du degré de diagenèse subit par la chlorine, mais aucun lien particulier ne semble s'exprimer dans notre jeu d'analyses.

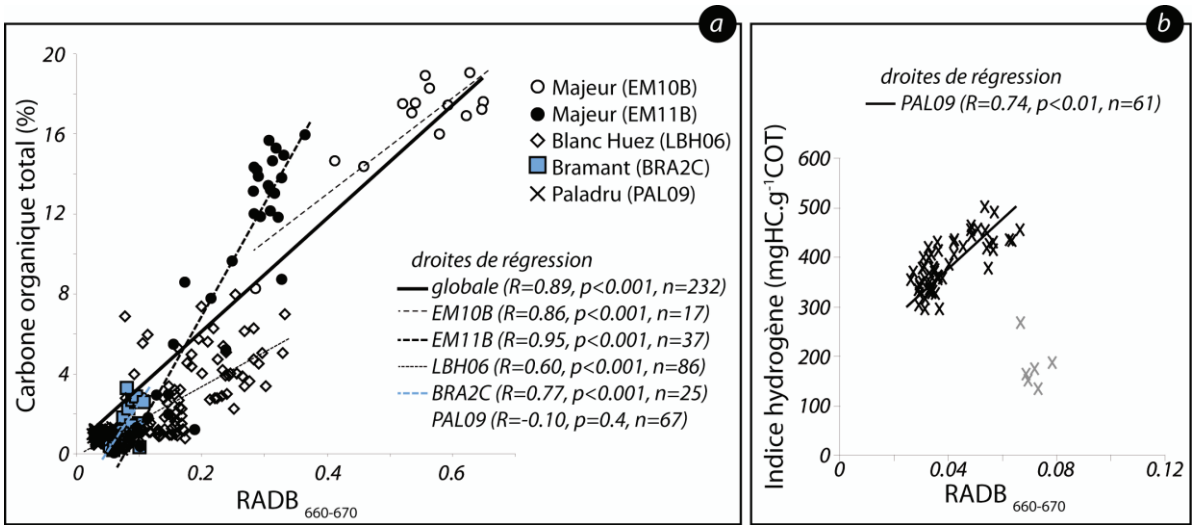


Figure 3.3.e, Comparaison du rapport $RADB_{660-670}$ avec le carbone organique total (a) et l'indice d'hydrogène (b) donnés par Rock-Eval.

3.3. Microfluorescence X et signal organique.

Les analyses de microfluoresence X (XRF[137]) sont de plus en plus courantes dans l'étude des sédiments lacustres. Parmi les éléments acquis par cette méthode, les paramètres d'incohérence (inc) et de cohérence (coh) peuvent être dégagés[138]. Le rapport entre ces deux indices (inc/coh) a pour la première fois été utilisé par Guyard et al. (2007) qui l'ont corrélé à la teneur en matière organique. Repris par Carozza et al. (2009)[139] et plus récemment par Moreno et al. (2012), il s'agit de bien comprendre le signal correspondant à ce rapport.

En comparant l'ensemble des séquences analysées en XRF, il apparaît que quelle que soit la nature des sédiments, le rapport inc/coh est significativement et positivement corrélé avec le COT (figure 3.3.f).

Cette corrélation semble significative y compris dans le cas de séquences caractérisées par de fortes variations du COT (séquences BRA1B et BRA2C, figure 3.3.f), mais

[137] Voir chapitre 1.3, 1ère partie.
[138] Ces paramètres correspondent respectivement à la dispersion des éléments lourds (incohérence) et légers (cohérence) lors de l'acquisition.
[139] Article en co-auteur, présenté Annexe 1.2.

pas dans le cas de sédiments très peu riches en COT, comme ceux du lac de Paladru (PAL09, figure 3.3.f). Dans ce cas précis, il semble que l'effet de matrice puisse affecter l'utilisation de ce rapport. Le scanner ITRAX peut être utilisé avec deux types de tube d'excitation : le chrome (Cr) et le molybdène (Mo). L'utilisation des tubes de Cr et de Mo sur une même carotte (BRA1B, carrés verts, figure 3.3.f) montre que pour les valeurs faibles de COT, le tube de Mo permet une amplitude supérieure des valeurs issues du rapport inc/coh et donc une meilleure sensibilité du signal. En effet, ce tube améliorant le dosage des éléments lourds (Croudace et al., 2006), il augmentera de fait la valeur du rapport inc/coh, même en cas de faibles teneurs. On peut donc supposer que les sédiments du lac de Paladru, mesurés avec le tube de Mo, auraient eu un meilleur signal que celui présenté en figure 3.3.f.

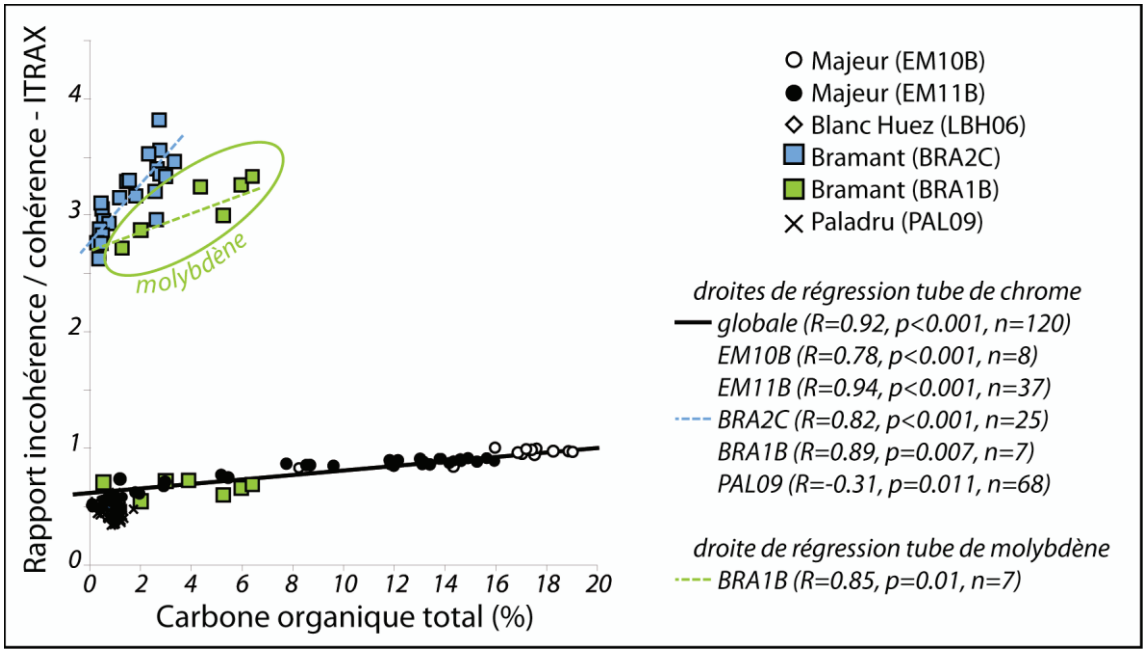


Figure 3.3.f, Comparaison du rapport incohérence/cohérence avec le carbone organique total, mesuré par pyrolyse Rock-Eval. Il est à noter que l'ensemble des séquences a été analysé avec l'appareil ITRAX équipé du tube de chrome. Seule la séquence BRA1B a également été analysée avec le tube de molybdène (cercle vert, précisé molybdène).

L'utilisation du rapport incohérence sur cohérence de l'ITRAX pour doser la teneur en matière organique totale semble donc possible mais nécessite d'être adapté à la matrice et la teneur en matière organique des sédiments analysés, notamment en adaptant le tube.

4. Biais analytiques identifiés.

Nous venons de voir que les analyses en continue pouvaient être utilisées pour déterminer des propriétés particulières des sédiments lacustres (teneurs en oxydes de fer, teneur en matière organique…) mais ces résultats peuvent-ils être influencés par des biais analytiques ?

4.1. Spectrocolorimétrie et teneur en eau.

La spectrocolorimétrie étant une mesure directe de la couleur des échantillons, nous nous sommes demandé si la teneur en eau de ces échantillons pouvait créer un (des) artéfact(s) lors de la mesure. L'objectif était alors (i) d'identifier de potentiel pics anormaux dans le spectre de réflectance, et (ii) de souligner les conséquences potentielles de mesures réalisées plusieurs mois après ouverture.

Dans le cadre du stage de master 1 de T. Thiebault (encadrement en 2010), nous avons procédé à l'analyse d'échantillons d'Andosols provenant d'Argentine. Les mesures de réflectance ont été réalisées sur tous les horizons pédologiques, après séchages successifs dans une étuve à 25°C censée représenter les conditions ambiantes. Répétés sur quatre réplicas pour chaque horizon, les résultats montrent que l'eau ne crée aucun artéfact sur les mesures de spectrocolorimétrie (pas de pic anormaux). Toutefois, ils mettent en évidence que la teneur en eau diminue l'intensité et augmente l'amplitude de la réflectance (figure 3.3.g, a) et ce, sur l'ensemble du spectre mesuré. Afin de souligner que ce biais était réellement lié à la teneur en eau et non à la matrice des échantillons d'Andosols, les mêmes tests ont été faits sur des échantillons de sédiments lacustres issus du lac de Paladru (figure 3.3.g, b). Les mêmes conclusions peuvent être tirées (figure 3.3.g, b).

La teneur en eau n'influence pas l'allure du spectre de réflectance des échantillons mais diminue son intensité et son amplitude. Ainsi, si on devait utiliser ces valeurs

d'intensité, dans le but d'une quantification en éléments par exemple, il faudrait obligatoirement tenir compte de cette teneur en eau.

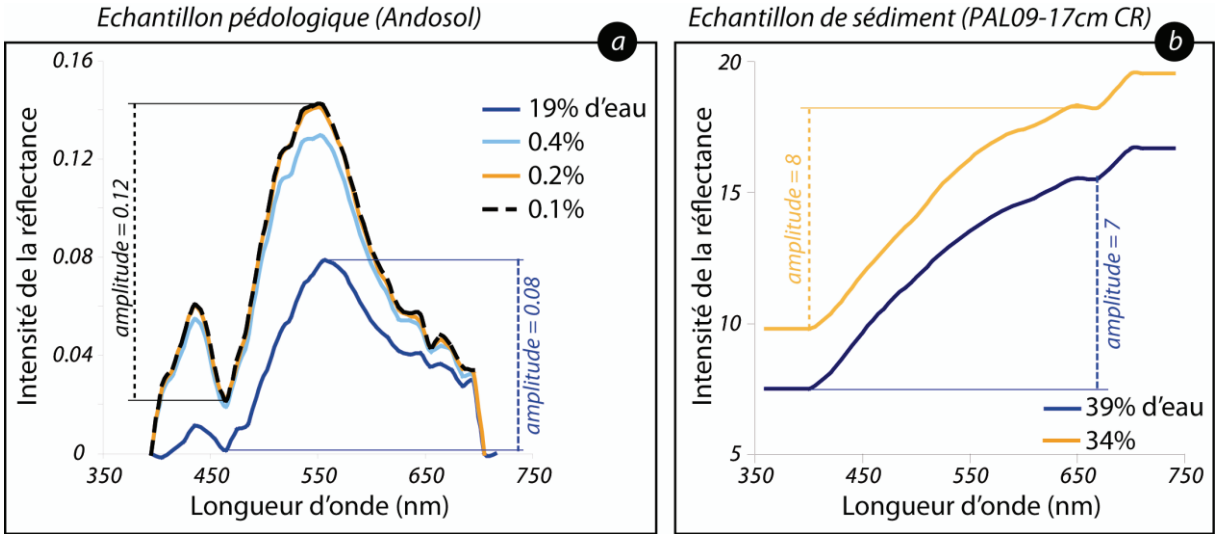


Figure 3.3.g, Effet de la teneur en eau sur les intensités de réflectance acquises par spectrocolorimétrie sur un horizon d'Andosol (a) et sur un échantillon issu des sédiments du lac de Paladru (b). Dans les deux cas on observe une augmentation (i) de l'intensité de la réflectance et (ii) de l'amplitude du spectre.

Comme nous l'avons vu, l'objectif, à terme, est d'utiliser les paramètres de spectrocolorimétrie pour détecter tel ou tel constituant, et notamment la matière organique. Afin de déterminer quelles longueurs d'ondes étaient particulièrement sensibles à la diminution de teneur en eau, nous avons réalisé deux cartographies des carottes pilotes prélevées dans le lac de Paladru : l'une mesurée immédiatement après ouverture : P3 (figure 3.3.h, a) ; et l'autre près de six mois après ouverture et conditionnée[140] : PAL09 (figure 3.3.h, b).

L'atténuation du signal de réflectance par la teneur en eau est d'autant plus importante dans les longueurs faibles, inférieures à 450 nm et dans la gamme comprise entre 590 et 730 nm (zones rouges, figure 3.3.h, c). Cette dernière correspond précisément

[140] Le conditionnement des carottes consiste, une fois après ouverture, en la mise en place d'un cellophane sur la surface de la carotte. Le tout est ensuite enfermé dans une housse plastique scotchée aux extrémités et placé en chambre froide à 4°C.

à l'espace colorimétrique utilisé pour calculer le rapport $RADB_{660-670}$ (Rein and Sirocko, 2002) et corrélé avec le carbone organique total (voir paragraphe précédent).

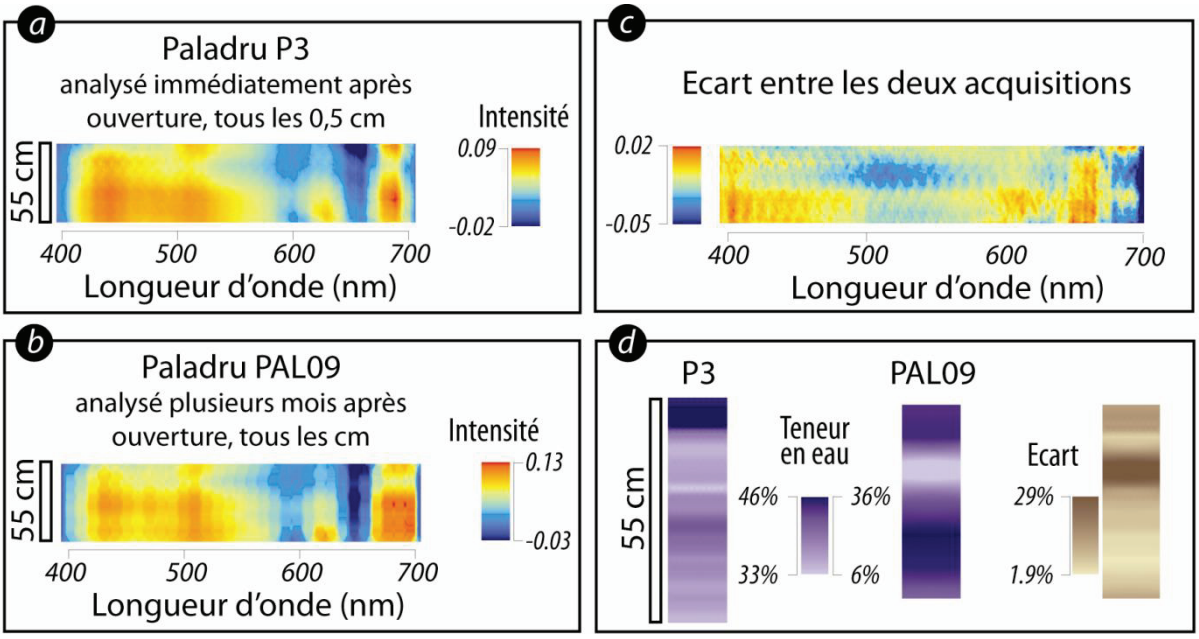


Figure 3.3.h, Comparaison des mesures spectrocolorimétriques réalisées sur les mêmes sédiments immédiatement après ouverture (a) et six mois après ouverture (b). L'écart entre les deux acquisitions et les valeurs de réflectance mesurées est présenté (c) ainsi que l'évolution des teneurs en eau entre les deux situations (d).

4.2. Microfluorescence X et granularité.

Tous les auteurs utilisant les analyses XRF précisent que la détection de certains éléments est liée à leur granularité ou à leur teneur en eau (Tjallingii et al., 2007 ; Weltje and Tjallingii, 2008 ; Wölfl, 2010 ; Löwemark et al., 2011). Les acquisitions XRF et les mesures de teneur en eau des échantillons n'ont pas été réalisées sur l'ensemble des séquences. Les résultats sont en effet disponibles pour la séquence PAL09 prélevées dans le lac de Paladru et la séquence EM11B prélevée dans l'Etang Majeur. Ces deux types de sédiments étant très contrastés (PAL09 est carbonaté et très peu riche en matière organique, tandis qu'EM11B est, soit riche en matière organique, soit riche en éléments tels que le rubidium) nous avons décidé de tester l'influence de la teneur en eau et de la granularité sur la corrélation précédemment exposée entre le COT et le rapport inc/coh.

Pour les faciès carbonaté peu riches en matière organique, ou les faciès très organiques riches en rubidium, les résultats montrent que le rapport inc/coh n'est pas significativement corrélé avec la teneur en eau (figure 3.3.i, a, b). Dans le cas des faciès argileux, riches en rubidium et très peu riches en matière organique, tels que ceux présents à la base de la séquence EM11B (chapitre 2.3), il existe par contre une corrélation entre la teneur en eau et le rapport inc/coh.

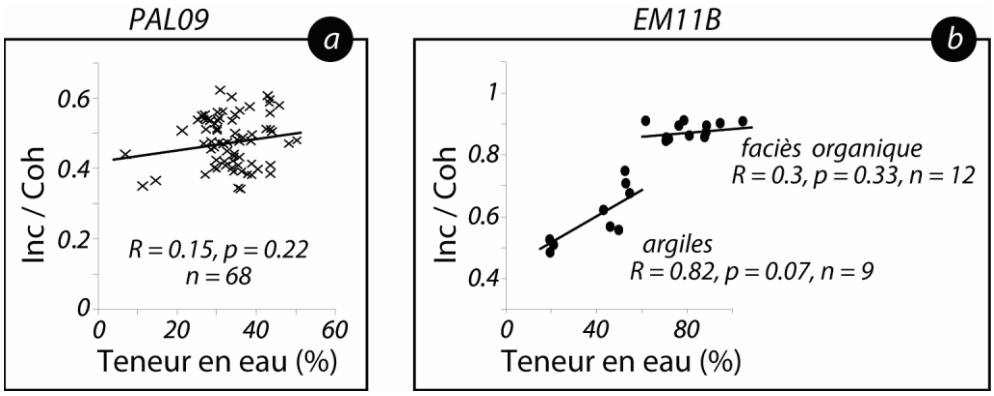


Figure 3.3.i, Influence de la teneur en eau sur les paramètres de cohérence (coh) et d'incohérence (inc) donné par l'ITRAX.

Pour les faciès lacustre argileux, le rapport inc/coh est dépendant de l'état d'humidité de la carotte et ne peut donc être interpréter comme un marqueur de la teneur en carbone organique total.

Par ailleurs, nous avons vu que si le rapport inc/coh était significativement corrélé au COT dans les sédiments organiques tels que ceux prélevés dans l'Etang Majeur, il ne l'était pas pour les sédiments carbonatés prélevés dans le lac de Paladru. Pour expliquer ce fait, nous avons précédemment suggéré un potentiel effet de matrice, qui peut être lié à la composition ou la granularité des sédiments, ces deux paramètres influençant directement les acquisitions XRF. De fait, nous avons donc recherché par une analyse en composante principale (ACP) quel était l'effet de matrice présent dans les sédiments du lac de Paladru (figure 3.3.j). Les résultats montrent que le rapport inc/coh est principalement dépendant des fractions granulométriques silteuse et sableuse.

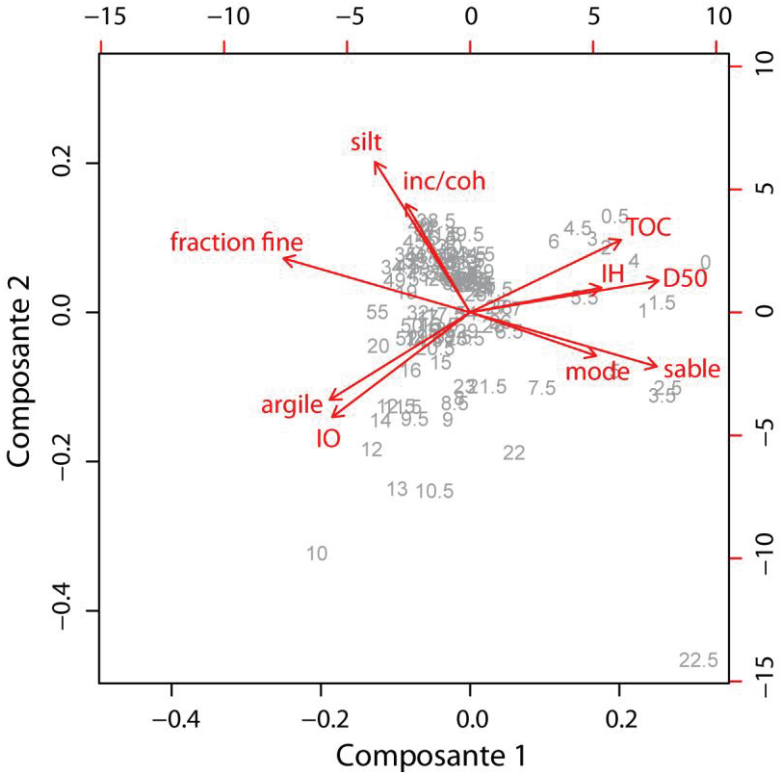


Figure 3.3.j, Analyse en composante principale des mesures granulométriques, des résultats obtenus par pyrolyse Rock-Eval et du rapport inc/coh (i.e. incohérence/cohérence) calculé à partir des acquisitions XRF, faites tous les 0.5 cm, sur les 55 premiers centimètres de la carotte PAL09 issue du lac de Paladru.

Dans les sédiments faiblement organiques, le rapport inc/coh peut être influencé par la granularité des sédiments qui créent un effet de matrice. Toute interprétation du rapport en tant que marqueur de la teneur en matière organique des sédiments doit donc être vigilante face à ce paramètre.

A l'issue de ce chapitre, nous sommes revenus sur quelques enseignements méthodologiques. Nous avons souligné la pertinence des analyses organiques (Rock-Eval et palynofaciès) dans la description des faciès organiques lacustres, dans la documentation du couvert végétal et enfin dans la distinction des remaniements gravitaires subaquatiques et des crues. Ces outils organiques ont également permis de corriger des âges radiocarbones sur sédiment total, initialement vieillis par la présence de matière organique fossile.

Pour la première fois, nous avons utilisé le palynofaciès quantitatif dans les sédiments lacustres, dans le but de quantifier les masses de sols érodées des bassins versants au cours du temps. Cette quantification possible du matériel d'origine pédogénétique dans les sédiments lacustres s'est avérée essentielle à la mis en œuvre du modèle d'érosion simple de De Ploey. Pour la première fois, nous proposons donc de coupler quantification de l'érosion des sols et modélisation de l'érosion des sols dans un but paléœnvironnemental. Cette nouvelle approche nécessite sans aucun doute d'être perfectionnée, mais autorise à la fois la reconstitution de paléoprécipitations en un lieu donné au cours de l'Holocène et la déconvolution des forçages climatiques et anthropiques, lorsqu'elle est utilisée dans deux systèmes aux influences climatiques similaires mais aux sensibilités contrastées.

Enfin, ce chapitre nous permet également d'avancer des éléments de réponse quant à la signification de certains paramètres indirects, continus et non destructifs, couramment acquis sur les séquences lacustres mais non exploités.

La spectrocolorimétrie apparaît comme un outil prometteur, dont les résultats doivent cependant être acquis et interprété avec prudence tant les biais analytiques, tels que la teneur en eau ou les effets de matrice, peuvent être importants. Une calibration, via des analyses précises discrètes, est donc, de fait, essentielle. Les oxydes de fer sont mis en évidence par les dérivées premières à 445 et 525 nm, le carbone organique total (COT) par la relation RADB660-670 (discutable pour des COT<2%).

La microfluorescence X (appareil de type ITRAX) semble être un outil polyvalent mesurant les éléments chimiques, mais également sensible, dans certaines conditions, au COT, par l'intermédiaire du rapport inc/coh. Les résultats montrent que l'interprétation de ce rapport doit cependant être faite avec prudence puisqu'il peut, dans le cas de faciès argileux, être dépendant de la teneur en eau des sédiments ; ou, dans le cas de faciès faiblement organiques, être dépendant de leur granularité. Une solution pour palier à ces biais est d'adapter les tubes d'émission de l'appareil ITRAX : ainsi, le tube de molybdène semble plus performant dans le cas des sédiments faiblement organiques.

Conclusion de la 3ème partie.

A l'issue de cette dernière partie, nous avons justifié la démarche adoptée dans le cadre de cette thèse, à savoir l'étude multiparamètres de différents systèmes lacustres contrastés issus d'Europe occidentale, pour répondre aux questions scientifiques précédemment exposées et portant aussi bien sur la cohérence spatio-temporelle (synchronisme et expression) des variabilités climatiques holocènes plus ou moins rapides et l'identification des forçages climatiques et anthropiques sur les écosystèmes holocènes.

La comparaison inter-sites nous a permis de caractériser les différentes capacités d'enregistrement du détritisme des géosystèmes continentaux lacustres. Nous avons en particulier souligné l'importance des facteurs de station dans l'étude du détritisme et sa signification. Ainsi, nous mettons en évidence que i) la pente du bassin versant, ii) la position du réceptacle lacustre par rapport à d'autres pièges amont, iii) le rapport entre la taille du bassin versant et celle du réceptacle lacustre et iv) l'identification de la sensibilité du lac vis-à-vis des facteurs forçants d'origine climatique et/ou anthropique sont les quatre points clés à prendre en compte. Ces derniers nous ont, par ailleurs, permis de démontrer que le détritisme peut, bel et bien, être utilisé comme marqueur du forçage climatique, si et seulement si, il est étudié (et quantifié) dans des systèmes où l'anthropisation ne l'influence pas. Dans toutes autres circonstances, le détritisme résulte de la conjugaison des forçages climatique et anthropique où seule la comparaison inter-sites de ce couplage permet la déconvolution des forçages climatiques et anthropiques sur le détritisme holocène.

<u>Du point de vue du forçage climatique</u>, les résultats ont montré des similitudes d'expressions et de synchronismes à l'échelle de l'Europe occidentale. Ainsi, la bipartition holocène n'est pas toujours exprimée au sein des sédiments, notamment lorsque la pression anthropique est trop importante. Lorsqu'elle s'exprime, cette bipartition s'avère progressive et datée entre 5400 et 4500 cal BP. Cette progression résulte d'un relais depuis le forçage

solaire vers le couplage océan-atmosphère. Ainsi nous avons montré que, sous l'effet du gradient altitudinal, les zones de haute altitude étaient plus sensibles aux changements d'insolation estivale amorcée dès 5400 cal BP, et générant des conditions plus climatiques plus fraîches, tandis que la mise en place du couplage océan-atmosphère, générant une augmentation de l'humidité, était régionale et détectée de façon quasi synchrone (entre 4700 et 4500 cal BP) entre les zones d'altitude et de piedmont. Cette augmentation d'humidité semble se traduire par une augmentation des précipitations annuelles de l'ordre de 800 mm dans les Alpes françaises de haute altitude. A plus courte échelle de temps, nos résultats ont également confirmé le synchronisme régional des périodes d'humidité. Trois phases humides ont, en particulier, été soulignées : entre 8700 et 7000 cal BP, entre 4700 et 2500 cal BP, et entre 1300 et 200 cal BP. Ces dernières sont enregistrées dans les Alpes et dans les Pyrénées. La période 8700-7000 cal BP est d'une humidité équivalente à l'actuel, tandis que les deux autres périodes : 4700-2500 et 1300-200 cal BP sont plus humides que l'actuel.

Du point de vue du forçage anthropique, il convient de distinguer la présence humaine de l'anthropisation. Dans les sites alpins d'altitude, aucun lien de cause à effet n'a été mis en évidence entre la présence humaine sur les sites et l'augmentation de l'érosion des sols. A l'inverse, dans les sites de piedmont alpin, chaque phase d'augmentation de l'érosion des sols est associée à la présence humaine : c'est ce que nous considérons sous le terme « d'anthropisation ». L'étude de Paladru suggère que le forçage anthropique, et plus particulièrement les pratiques agraires, s'exprime et déstabilise les géosystèmes continentaux depuis le Néolithique. Toujours sur Paladru, nos résultats suggèrent que l'anthropisation du milieu explique près de 50% des flux de sols érodés depuis près de 6000 ans. Il semble également que l'Âge du Bronze et l'Âge du Fer constituent les deux périodes les plus marquées par la déstabilisation des versants. Ce dernier point reflète sans aucun doute l'émergence de nouvelles pratiques culturales, et notamment celle du labour. Sur la période subactuelle, nous soulignons également les conséquences des activités humaines modernes, qui, non seulement augmentent les taux d'érosion mais modifient également l'équilibre naturel des écosystèmes lacustres et de leur niveau trophique.

Enfin, d'un point de vue purement méthodologique, nous mettons en évidence la polyvalence de la méthode du palynofaciès quantitatif dans l'étude et la caractérisation des sédiments lacustres. Pouvant être utilisée dans un but purement qualitatif pour identifier des marqueurs spécifiques des compartiments (sol, roche, lac), cette méthode permet surtout (i) de quantifier les masses de sols érodées depuis les versants, (ii) de corriger des âges radiocarbones sur sédiment total potentiellement vieillis par la présence de matière organique fossile, mais également (iii) de discriminer les types d'évènements sédimentaires (remaniements gravitaires ou crues). Nous soulignons également que des outils d'analyse continue, tels que la spectrocolorimétrie et la microfluorescence X (XRF), peuvent être utilisés pour mettre en évidence la présence d'oxydes de fer (dérivées colorimétriques à 445 et 525 nm), ou celle de carbone organique total (rapport colorimétrique RADB660-670, rapport incohérence/cohérence avec l'appareil XRF de type ITRAX). Toutefois, ces axes de recherche nécessitent d'être approfondis car il existe des biais analytiques (teneur en eau, granularité, seuil de détection des appareils) qui pourraient être réduits en utilisant des standards et des géostandards, tels que ceux utilisés pour les analyses quantitatives discrètes.

Conclusion générale et perspectives.

De nombreuses études pluridisciplinaires ont tenté, et tentent toujours aujourd'hui, de distinguer les forçages anthropiques et climatiques sur la dynamique des écosystèmes d'Europe occidentale au cours du temps. Quelle que soit l'archive choisie (sols ou sédiments lacustres), chacune de ces études a pour objectif d'identifier un ou des marqueur(s) spécifique(s) propre(s) au climat ou aux activités humaines. Dans ces démarches, c'est alors la coïncidence entre les paramètres acquis et les données historiques ou archéologiques qui suggèrent, sans ni en attester, ni le quantifier, un lien étroit entre activités humaines et perturbation(s) environnementale(s). Notre stratégie a été différente. Elle s'est intéressée au détritisme, résultante commune des forçages climatiques et anthropiques et aux relations très étroites les liants.

Il s'agissait plus précisément :

(iii) de mettre en évidence, de distinguer, voire de hiérarchiser les facteurs forçants agissant sur le détritisme d'Europe occidentale pendant l'Holocène.

(iv) de mettre au point une approche permettant de quantifier cette érosion des sols sur l'Holocène, pour avancer dans nos connaissances sur les fluctuations climatiques récentes, les phases d'anthropisation et les relations les liants.

Nous avons choisi d'étudier différents systèmes d'Europe occidentale (massifs alpin et pyrénéen), où l'empreinte anthropique était susceptible d'influencer, ou non, les flux terrigènes. Nous avons ainsi comparé des sites de haute altitude, où les activités humaines (essentiellement minières) se sont avérées n'avoir aucune conséquence sur l'érosion des sols ; et des sites de piedmont, où, à l'inverse, les activités humaines (agricoles) ont modifié la couverture végétale naturelle et favorisé l'exportation de matériel pédologique.

La comparaison des résultats obtenus site par site ainsi que les modélisations de l'érosion des sols via le modèle simple de De Ploey ont alors permis (i) d'apporter des réponses quant au synchronisme et à l'expression des fluctuations climatiques holocènes en Europe occidentale, notamment en proposant une reconstitution des précipitations annuelles holocènes dans les Alpes françaises de haute altitude (Blanc Huez), et (ii) de caractériser, voire quantifier, les conséquences de l'anthropisation sur l'érosion des sols, notamment en piedmont alpin.

Les résultats obtenus.

Les résultats obtenus ont été discutés selon trois volets : l'empreinte climatique, l'empreinte anthropique, et les enseignements méthodologiques.

i- L'empreinte climatique…

Les fluctuations climatiques holocènes se manifestent à longue et courte échelle de temps. A long terme, la bipartition holocène ne s'exprime pas forcément dans tous les systèmes car le signal climatique a pu être masqué par l'anthropisation du milieu (Paladru). Lorsqu'elle s'y exprime, il semble qu'elle ait d'abord des conséquences sur les sites de haute altitude, où nous quantifions après 5400 cal BP une augmentation des précipitations annuelles de l'ordre de 800 mm. Ce retour progressif à des conditions climatiques plus humides s'accompagne, toujours en haute altitude, d'avancées glaciaires, qui suggèrent également un retour à des conditions climatiques plus fraîches. En piedmont, cette transition est également marquée par un retour à des conditions plus humides, et est surtout synchrone entre les massifs alpin et pyrénéen, où nous la datons vers 4700 cal BP. Cette tendance progressive à l'augmentation régionale de l'humidité en Europe occidentale résulterait (étude sur le site de Blanc Huez) d'un relais entre le forçage solaire, dominant

pendant l'Optimum climatique, et le couplage océan/atmosphère, dominant pendant le Néoglaciaire.

A court terme, l'Holocène apparaît ponctué d'intervalles de temps plus humides ou plus secs, tous synchrones à l'échelle de l'Europe occidentale, et culminant avec le Petit Age Glaciaire. Nous avons en particulier identifié trois périodes d'humidité marquée : entre 8700 et 7000 cal BP, où l'humidité est similaire à aujourd'hui (d'après le site de Blanc Huez) ; entre 4700 et 2500 cal BP et entre 1300 et 200 cal BP, où les humidités sont relativement supérieures à aujourd'hui. Seule la période du « Dark Age » apparaît plus précoce dans le massif pyrénéen que dans les Alpes, suggérant finalement que les bornes chronologiques de cette péjoration climatique d'ampleur régionale ne sont ni fixes, ni fixées.

ii- L'empreinte anthropique…

La présence humaine est d'abord mise en évidence dans les systèmes de piedmont. L'anthropisation y est considérée depuis le Néolithique et apparaît synchrone au moins à l'échelle des Alpes. Elle paraît plus ponctuelle et plus tardive dans les sites de haute altitude (Âge du Bronze). Le gradient altitudinal apparaît dès lors comme un facteur clé déterminant l'accessibilité des Hommes aux sites montagnards. Notons que l'implantation des sociétés humaines semble être influencée par des rétroactions climatiques (péjorations - optimum) pendant le début de l'Holocène, mais qu'elle s'en affranchit, en site de piémont (Paladru), à partir de l'Âge du Fer, et ce, quelles que soient les conditions climatiques régnant sur le milieu.

La présence humaine dans les sites de haute altitude ne se traduit pas par un impact significatif sur l'érosion des sols qui est principalement alors contrôlée par le climat. Elle revêt par contre une importance majeure dans la compréhension du détritisme en contexte de piedmont, où l'on parle, dès lors, d'anthropisation. Cette anthropisation des milieux de piedmont semble, en effet, être responsable de près de 50% des flux de sols érodés aux époques où les pratiques agraires s'intensifient. Cette érosion accélérée atteint d'ailleurs son apogée pendant l'Âge du Bronze, l'Âge du Fer et le dernier siècle. Cette explosion du détritisme suite à l'anthropisation des milieux a également pour conséquences de modifier

les niveaux trophiques lacustres naturels par le rejet de nutriments, et ce depuis le Néolithique, dans les Préalpes.

iii- les enseignements méthodologiques…

Sans une analyse intégrée et multiparamètres le déchiffrage de l'ensemble de ces archives lacustres n'aurait pas pu être accompli. Cette démarche a montré la nécessité de différents couplages, tant du point de vue des archives (sédiments lacustres et sols), que des méthodes (des paramètres continus pour sélectionner des analyses ponctuelles ; analyses minérales ET organiques), ou des processus en eux-mêmes (quantification de la masse de sol érodée des versants dans le but de modéliser et estimer des paléoprécipitations). *In fine*, aucun paramètre n'est indispensable, aucun d'entre eux n'est plus adapté que les autres : c'est uniquement leur combinaison qui permet, en un site donné, de les utiliser à bon escient et de déchiffrer correctement le message sédimentaire.

Les manques et les perspectives.

Les travaux menés soulignent cependant des manques qui alimentent les perspectives envisagées. Celles-ci concernent les points suivants : (i) la comparaison inter-sites, (ii) la modélisation de l'érosion des sols pendant l'Holocène, (iii) la validation des paléoprécipitations holocènes proposées, et (iv) les indices d'anthropisation.

i- La comparaison inter-sites…

Nous l'avons vu, la comparaison inter-sites est une condition nécessaire pour répondre au questionnement posé et identifier les forçages responsables de l'érosion des sols observées et quantifiées. Cependant quelques points demeurent à préciser.

Vers de nouveaux sites.

La « soustraction » des forçages climatiques et anthropiques (modèle de De Ploey) a été appliquée pour les systèmes de Paladru (site anthropisé) et Blanc Huez (site non anthropisé), situés à quelques kilomètres d'intervalle et soumis à des régimes climatiques identiques. Les résultats obtenus sont prometteurs et suggèrent de renouveler cette démarche pour les autres systèmes étudiés.

Elle n'a pu par contre être appliquée dans la région du lac Ledro. En effet, nous manquions dans le secteur d'un site d'altitude non anthropisé. L'étude d'un tel site est importante, car elle pourrait, par comparaison aux résultats obtenus sur le lac Lédro, nous permettre de quantifier l'impact du détritisme d'origine anthropique sur le secteur piémont. Elle pourrait aussi, mais cette fois-ci par comparaison aux résultats obtenus sur le site de Blanc Huez, nous permettre de confronter les fluctuations climatiques holocènes enregistrées de part et d'autre du massif alpin.

La même démarche, nécessite également d'être réalisées dans les Pyrénées.

Vers de nouvelles datations.

La pertinence, voire la crédibilité de la comparaison inter-sites qui a été réalisée dans ce travail, est directement dépendante de la précision des modèles d'âge obtenus sur chacune des séquences. L'une des perspectives, qui est en cours, est notamment de mieux contraindre la chronologie du système pyrénéen, par l'identification de chronozones polliniques par exemple, afin de vérifier si le synchronisme entre les Alpes et les Pyrénées est également valable pour la première moitié de l'Holocène, ou non.

Une amélioration de ces chronologies serait également possible par la réalisation de stratigraphies évènementielles, notamment dans les Alpes, via l'identification de pics de pollution, de biomarqueurs spécifiques ou encore de paléo-séismes régionaux.

ii- La modélisation de l'érosion des sols pendant l'Holocène…

Le modèle de De Ploey qui a ici été utilisé pour la première fois pour les temps passés est un modèle simple dont les paramètres sont relativement faciles à obtenir dès lors que l'on applique la démarche que nous proposons. Cependant, quelques aspects demandent à être précisés.

Vers une calibration des paramètres étudiés.

En ce qui concerne le paramètre d'érodabilité (Es), fixé en fonction des abaques de De Ploey, nos résultats ont montré qu'il devait être approfondi dans l'étude des systèmes de type montagnard. En effet, dans les systèmes que nous étudions, nous avons mis en évidence qu'en plus de l'état du couvert végétal et de la surface ruisselée du bassin versant, nous devions également considérer le facteur « neige » pour comprendre les dynamiques d'érosion des sols. Or, De Ploey ne considérait que les précipitations pluvieuses. Reproduire notre approche sur des systèmes naturels instrumentés, de différentes tailles (depuis la placette jusqu'au versant), sous différents couverts végétaux, avec des pentes plus ou moins prononcées et des précipitations de type, d'intensité et de durée plus ou moins importantes devraient, par exemple, permettre de chiffrer ce paramètre Es directement à partir de nos outils d'analyse et non plus à partir d'abaques théoriques.

Vers une amélioration des valeurs obtenues.

Nous proposons des valeurs de flux érodés. Ces valeurs sont pour l'heure indicatives. Nous intégrons en effet des marges d'erreurs (notamment liées aux analyses menées sur la matière organique) mais l'amélioration des valeurs obtenues passera aussi forcément par l'estimation d'erreurs liées aux acquisitions acoustiques.

Par ailleurs, l'un des biais de la démarche adoptée dans la modélisation de l'érosion au cours du temps est la capacité de piégeage du lac. A-t-il retenu ou non toutes les particules érodées depuis le bassin versant ? Répondre à cette question nécessite de s'intéresser au temps de résidence des particules au sein du lac, mais également aux modes de transport des apports détritiques en milieu lacustre (courants homopycnaux, mésopycnaux, hyperpycnaux). Le temps de résidence des eaux est lié au rapport entre le(s) débit(s) du (des) tributaire(s) et le volume d'eau du lac. Il pourrait, pour une part, être approché par la quantification du sédiment déposé à une époque donnée dans le remplissage (acquisition sismique) impactant bien évidemment sur le volume résultant du lac. L'acquisition des données concernant le(s) débit(s) passé(s) est, par contre, plus complexe à envisager. Par contre, la mise en place d'un turbidimètre à l'exutoire du lac pourrait permettre de quantifier les pertes aval. L'étude de chaînons lacustres, comme le système Bramant par exemple, peut également permettre de quantifier les masses de sol filtrées ou piégées dans chaque système. Concernant l'étude des courants lacustres, l'installation de trappes à sédiments, selon des transects delta/exutoire, pourrait permettre de comprendre la répartition des particules dans le bassin.

iii- La validation des paléoprécipitations holocènes…

Nous proposons des valeurs de précipitations pour la période holocène sur le site de Blanc Huez (haute résolution). Bien que ceci constitue la première tentative dans ce domaine, ces valeurs demandent à être précisées et validées.

Vers une validation pour les temps récents.

Nous ne bénéficions que d'une validation pour les temps récents (année 1970 sur le site de Blanc Huez). Cette résolution n'est pas suffisante pour valider correctement la reconstitution des précipitations via le modèle d'érosion de De Ploey. Cela nécessite d'augmenter la résolution des échantillons sur la période récente, par ailleurs bien

contrainte chronologiquement par des mesures radionucléides. Ensuite, les données calculées seront confrontées aux données climatiques issues des stations météorologiques présentes dans le site étudié. Ces analyses sont actuellement en cours.

Vers une précision pour les temps anciens.

Sur l'ancien, nos estimations de paléoprécipitations pourraient être confrontées à d'autres analyses, telles que les mesures isotopiques de l'hydrogène sur molécules spécifiques, qui pourraient être réalisées sur les mêmes séquences.

iv- Les Indices d'anthropisation…

Les indices d'anthropisation du milieu que nous avons utilisés sont essentiellement organiques. Les métaux retrouvés dans les sédiments du lac Blanc Huez (cuivre, argent, plomb) ne témoignait, en effet, que de la présence de l'Homme. Ces indices méritent d'être explorés plus avant, et confrontés à d'autres.

Vers une exploration plus avant.

La miliacine, biomarqueur moléculaire du millet cultivé, a, pour l'heure, été détectée dans quatre remplissages lacustres d'Europe occidentale, dont deux d'entre eux sont pour la première fois présentés dans le cadre de ce travail. La détection de ce biomarqueur spécifique a démontré la complémentarité entre les approches archéologique et géologique et suggère que l'étude d'autres remplissages permettrait d'affiner la dynamique de diffusion de cette pratique culturale.

Vers une confrontation avec d'autres marqueurs.

L'anthropisation ne se détecte pas uniquement au moyen de marqueurs organiques. Les sols présentent une phase minérale, pouvant potentiellement refléter les pratiques culturales s'y développant. La recherche de marqueurs minéraux, tels que le titane, doit ainsi être accentuée et leur confrontation avec la phase organique paraît inévitable.

In fine.

« Toutes les vérités sont faciles à comprendre une fois découvertes :
A nous de les découvrir ». Galilée

Au terme de ce travail, nous remarquons que quelques éléments de réponse au questionnement posé ont été apportés, mais que beaucoup d'inconnues subsistent, et que de nombreux points de perfectionnement sont à envisager. Le problème des relations détritisme – climat – Homme est un problème sociétal majeur. Il est cependant très complexe. En effet, le climat agit sur le détritisme qui peut lui même ré-agir sur le climat. Le climat agit et a agi sur l'Homme, et l'Homme agit potentiellement aujourd'hui sur le climat. L'Homme accentue un détritisme qui est susceptible agir sur l'Homme et les sociétés humaines.

Toutes ces interactions suscitent, nous le voyons bien, de nombreuses questions intéressant, non seulement des communautés scientifiques diverses et variées, mais impactant au fond l'ensemble de notre société. Ces questions sont tellement nombreuses que nous ne pourrions pas les lister précisément. Peut être, pour terminer, pouvons nous simplement en rappeler une…

Quelle est réellement la définition de l' « Anthropocène » ?

N'y sommes-nous pas finalement depuis le Néolithique ?

Références bibliographiques

A

Agassiz, L. (1840). Etude sur les glaciers, Neuchatel, 237 pp.

Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C., Clark, P.U. (1997). Holocene climatic instability: Aprominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, **25**, 6: 483-486.

Alley, R.B., Agustsdottir, A.M. (2005). The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews*, **24**, 10-11: 1123-1149.

Anderson, C., Koc, N., Moros, M. (2004). A highly unstable Holocene climate in the subpolar North Atlantic: evidence from diatoms. *Quaternary Science Reviews*, **23**: 2155-2166.

Anselmetti, F.S., Bühler, R., Finger, D., Girardclos, S., Lancini, A., Rellstab, C., Sturm, M. (2007). Effects of Alpine hydropower dams on particle transport and lacustrine sedimentation. *Aquatic Science,* **69**: 179-198.

Anspaugh, L.R., Catlin, R.J., Goldman, M. (1988). The Global Impact of the Chernobyl Reactor Accident. *Science*, **242**: 1513-1519.

Appleby, P.G., Oldfield, F. (1978). The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported ^{210}Pb to the sediment. *Catena*, **5**: 1-8.

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**, 4: 453-461.

Ariztegui, D., Bianchi, M.M., Masaferro, J., Lafargue, E., Niessen, F. (1997). Interhemispheric synchrony of late-glacial climatic instability as recorded in proglacial Lake Mascardi, Argentina. *Journal of Quaternary Science*, **12**, 4: 333-338.

Ariztegui, D., Chondrogianni, C., Lami, A., Guilizzoni, P., Lafargue, E. (2001). Lacustrine organic matter and the Holocene paleoenvironmental record of Lake Albano (central Italy). *Journal of Paleolimnology*, **26**: 283-292.

Ariztegui, D., Anselmetti, F.S., Robbiani, J.M., Bernasconi, S.M., Brati, E., Gili, A., Lehmann, M.F. (2010). Natural and human-induced environmental change in southern Albania for the last 300 years - Constraints from the Lake Butrint sedimentary record. *Global and planetary Change*, **71**: 183-192.

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

Arnaud, F., Serralongue, J., Winiarski, T., Desmet, M., Paterne, M. (2006). Pollution au plomb dans la Savoie antique (II–III^{e} s. apr. J.-C.) en relation avec une installation métallurgique de la cité de Vienne. *Comptes Rendus Geoscience*, **338**, 4: 244-252.

Arnauf, F., Révillon, S., Debret, M., Revel, M., Chapron, E., Jacob, J., Giguet-Covex, C., Poulenard, J., Magny, M. (2012). Lake Bourget regional erosion patterns reconstruction reveals Holocene NW European Alps soil evolution and paleohydrology. *Quaternary Science Reviews*, JQSR-D-12-00223R1.

Arnold, J.G., Fohrer, N. (2005). SWAT2000: current capabilities and research opportunities in applied watershed modelling. *Hydrological Processes*, **19**, 3: 563-572.

B

Bailly-Maître, MC., Bruno-Dupraz, J. (1994). *Brandes en Oisans: La mine d'argent des Dauphins (XII-XIVe) Isère*. Documents d'Archéologie en Rhône-Alpes.

Bailly-Maître, MC., Gonon, T. (2006). L'exploitation de chalcopyrite à l'Âge du Bronze dans le massif des Rousses (Oisans, Isère). *Proceeding of the 131st Congress of the CTHS. "Tradition et innovation".* Grenoble.

Baize, D., Girard, M.C., Boulaine, J., Cheverry, C., Ruellan, A. (2008). *Référentiel pédologique 2008*. Eds Quae, 405 pp.

Bakke, J., Dahl, S.O., Paasche, Ø., Simonsen, J.R., Kvisvik, B., Bakke, K., Nesje, A. (2010). A complete record of Holocene glacier variability at Austre Okstindbreen, northern Norway: an integrated approach. *Quaternary Science Reviews*, **29**: 1246-1262.

Balsam, W.L., Beeson, J.P. (2003). Sea-floor sediment distribution in the Gulf of Mexico. *Deep-Sea Research*, **I**, 50: 1421-1444.

Baran, P., Delacoste, M., Dauba, F., Lascaux, J.M., Belaud, A., Lek, S. (1995). Effects of reduced flow on brown trout (**Salmo trutta** L.) populations downstream dams in french Pyrenees. *Regulated Rivers: Research & Management,* **10**, 2-4: 347-361.

Barbier, R., Barfety, JC., Bocquet, A., Bordet, P., Le Fort, P., Meloux, J. (1976). *Carte géologique de La Grave au 1/50 000* - n°798. BRGM Edition.

Barber, K.E., Chambers, F.M., Maddy, D. (2003). Holocene palaeoclimates from peat stratigraphy: macrofossil proxy climate records from three oceanic raised bogs in England and Ireland. *Quaternary Science Reviews*, **22**, 5-7: 521-539.

Bard, E., Raisbeck, G., Yiou, F., Jouzel, J. (1997). Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides, *Tellus*, **52**, 3: 985-992.

Bard, E., Raisbeck, G., Yiou, F., Jouel, J. (2000). Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides. *Tellus,* **52B**: 985-992.

Barfety, J.C., Bordet, P., Carme, F., Debelmas, J., Meloux, M., Mont-Juvent, G., 1972a. Carte géologique de Vizille au 1/50000. n° 797. BRGM Edition.

Barfety, J.C., Bordet, P., Carme, F., Debelmas, J., Meloux, M., Mont-Juvent, G., 1972b. Carte géologique de Vizille au 1/50 000 - n°797.

Barfety, JC., Barbier, R., Bordet, P., Meloux, J., Mouterde, R., Vatin-Perignon, N. (1977). *Carte géologique de Saint-Jean-de-Maurienne au 1/50 000* - n°774. BRGM Edition.

Barriendos, M., Rodrigo, F.S. (2006) Study of historical flood events on Spanish rivers using documentary data. *Hydrological Sciences Journal*, **51**, 5: 765-783.

Barredo, J.I. (2007). Major flood disaster in Europe: 1950-2005. *Natural Hazards*, **42**: 125-148.

Bassett, S.E., Milne, G.A., Mitrovica, J.X., Clark, P.U. (2005). Ice Sheet and Solid Earth Influences on Far-Field Sea-Level Histories. *Science*, **309**, 5736: 925-928.

Battarbee, RW., Bennion, H. (2011). Palaeolimnology and its developing role in assessing the history and extent of human impact on lake ecosystems. *Journal of Paleolimnology*, **45**: 399–404.

Beck, H.L., Helfer, I.K., Bouville, A., Dreicer, M. (1990). Estimated of fallout in the continental U.S. from Nevada weapons testing based on gummed-film monitoring data. *Health Physics*, **59**: 565-576.

Beer, J., Mende, W., Stellmacher, R. (2000). The role of the sun in climate forcing. *Quaternary Science Reviews,* **19**: 403-415.

Behar, F., Beaumont, V., De B. Penteado, H.L. (2001). Rock-Eval 6 Technology: performances and Developments. *Oil & Gas Science and Technology*, **56**, 2: 111-134.

Belshe, J.C. (1962). Magnetic properties of sediment cores from deep ocean. *Journal of Geophisical Research*, **67**, 9: 3542.

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

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

Benito, G., Thorndycraft, V.R., Rico, M., Sánchez-Moya, Y., Sopeña, A. (2008). Palaeoflood and floodplain records from Spain: Evidence for long-term climate variability and environmental changes. *Geomorphology*, **101**: 68-77.

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

Berger, J.F., Nuninger, L., van der Leeuw, S.E. (2007a). *Modeling the Role of Resilience in Socioenvironmental Co-evolution The Middle Rhône Valley between 1000BC and AD1000*. in: The Model-Based Archaeology of Scionatural Systems, Kohler TA, van der Leeuw SE (Eds.), School for Advanced Research Press, Santa Fe, pp. 41-59.

Berger, J.F., Brochier, J.L., Vital, J., Delhon, C., Thiébault, S. (2007b). *Nouveau regard sur la dynamique des paysages et l'occupation humaine à l'Âge du Bronze en moyenne vallée du Rhône*. in : Environnements et cultures à l'âge du Bronze en Europe occidentale Actes du 129e colloque du CTHS, Besançon, avril 2004, Mordant C, Richard H, Magny M (Eds), pp. 260-283.

Berner, W., Stauffer, B., Oeschger, H. (1978). Past atmospheric composition and climate, gas parameters measured on ice cores. *Nature*, **276**: 53-55.

Bernigaud, N. (2012). Evolution des anthroposystèmes des marais de Bourgoin-la-Verpillière (Isère) du Néolithique final à l'Antiquité tardive (3000BC-AD600) : archéologie du paysage et de l'environnement. Thèse de doctorat de l'Université de Nice.

Beug, H.J. (1964). Untersuchungen zur spätglazialen Vegetationsgeschichte im Gardaseegebiet unter besonderer Berücksichtigung der mediterranen Arten. *Flora*, **154**: 401-440.

Beug, H.J. (2004). Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebeite. Pfeil, München.

Bichet, V., Campy, M., Buoncristiani, JF. 1999. Variations in Sediment Yield from the Upper Doubs River Carbonate Watershed (Jura, France) since the Late-Glacial Period. *Quaternary Research*, **51**: 267-279.

Biernacki, C., Celeux, A., Govaert, G., Langrognet, F. (2006). Model-Based Cluster and Discriminant Analysis with the MIXMOD Software. *Computational Statistics and Data Analysis*, **51**, 2: 587-600.

Biraben, J.N. (1979). Essai sur l'évolution du nombre des hommes. *Population*, **34**, 1: 13-25.

Birks, C.J.A., Koc, N. (2002). A high-resolution diatom record of late-Quaternary sea-surface temperatures and oceanographic conditions from the eastern Norwegian Sea. *Boreas*, **31**: 4: 323-344.

Björck, S., Rittenour, T., Rosén, P., França, Z., Möller, P., Snowball, I., Wastegard, S., Bennike, O., Kromer, B. (2006). A Holocene lacustrine record in the central North Atlantic: proxies for volcanic activity, short-term NAO mode validity, and long-term precipitations changes. *Quaternary Science Reviews,* **25**: 9-32.

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

Blanchet, G. (1974). Le temps dans la région Rhône-Alpes en 1974. *Revue de géographie de Lyon*, **50**, 4: 387-398.

Blanchet, G. (1994). Chronique climatologique : Le temps dans la région Rhône-Alpes en 1990. *Revue de géographie de Lyon*, **69**, 1: 89-103.

Bocquet, A., Noël M. (1995). The Neolithic or Wood Age. *Endeavour New Series*, **9**: 34-41.

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

Bollettinari, G., Picotti, V., Cantelli, L., Castellarin, A., Trombetta, G., Claps, M. (2005). *Carta geologica d'Italia - Riva del Garda*, Foglio 080 della carta 1:50.000 dell'I.G.M.

Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., Bonami, G. (2001). Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science*, 294: **5549**: 2130-2136.

Borah, D.K., Bera, M. (2002). Modeling the Big Ditch watershed in Illinois and studying scaling effects on water and sediment discharges. *ASAE,* **n°022224**.

Borah, D.K., Bera, M. (2004). WATERSHED−SCALE HYDROLOGIC AND NONPOINT−SOURCE POLLUTION MODELS: REVIEW OF APPLICATIONS. *American Society of Agricultural Engineers*, **47**, 3: 789-803.

Borel, J.L., Brochier, J.L., Druart, J.C. (1994). Microlaminations lacustres : variations bathymétriques et climatiques avant l'An mil sur le site de Colletière, Lac de Paladru, France. *Quaternaire,* **5**: 105-111.

Borgatti, L., Soldati, M. (2005). Geomorphological hazard and human impact in mountain environments: an introduction. *Geomorphology*, **66**: 7-11.

Bornhold, B.D., Ren, P., Prior, D.B. (1994). High-frequency turbidity currents in British Columbia fjords. *Geo-Marine Letters*, **14**: 238-243.

Bosco, C., Rusco, E., Montanarella, L., Panagos, P. (2009). Soil erosion in the Alpine area: risk assessment and climate change. *Studi Trent. Sci. Nat*. **85** : 117-123.

Bouby, L., Billaud, Y. (2001). Economie agraire à la fin de l'âge du Bronze sur les bords du lac du Bourget (Savoie, France). *Compte Rendu de l'Académie des Sciences*, **II A 333** : 749-756.

Bowler, J.M., Teller, J.T. (1986). Quaternary evaporites and hydrological changes, Lake Tyrrell, North-West Victoria. *Australian Journal of Earth Sciences*, **33**, 1: 43-63.

Brauer, A., Haug, G.H., Dulski, P., Sigman, D.M., Negendank, J.F.W. (2008). An abrupt wind shift in western Europe at the onset of the Younger Dryas cold period, *Nature Geoscience*, **1**: 520-523.

Bravard, C., Gidon, M., Steinfatt, E., Gravelot, R. (1970). *Carte géologique détaillée de la France au 1/50000*, Voiron, n°748.

Brochier, J.L., Druart, J.C. (1993). Le milieu lacustre. in: Les habitats du lac Paladru (Isère) dans leur environnement. La formation d'un terroir au Xle siècle, Colardelle M, Verdel E. (Eds), *Doc. Archéol. française, MSH, Pans,* **40** : 39-61.

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

Broecker, W.S. (1997). Mountain glaciers: Recorders of atmospheric water vapor content? *Global Biogeochemical Cycles*, **11**, 4: 589-597.

Brown, T.A., Nelson, D.E., Mathewes, R.W., Vogel, J.S., Southon, J.R. (1989). Radiocarbon dating of pollen by accelerator mass spectrometry. *Quaternary Research*, **32**, 2: 205-212.

Brune, G.M. (1953). Trap efficiency of reservoirs. *Transactions, American Geophysical Union*, **34**, 3: 407-418.

Buillit, N., Lallier-Vergès, E., Disnar, J.R., Loizeau, J.L. (1997). Climatic changes and anthropogenic effects during the last millennium attested by the petrographical study of organic matter (Annecy, Le Petit Lac; France). *Bulletin de la Société Géologique de France,* **5**: 573-583.

Bullard, J.E., White, K. (2002). Quantifying iron oxide coatings on dune sands using spectrometric measurements: An example from the Simpson-Strzelecki Desert, Australia. *Journal of Geophysical Research*, **107**, B6: 1-6.

Buma, J., Dehn, M. (1998). A method for predicting the impact of climate change on slope stability. *Environmental Geology*, **35**: 190-196.

Büntgen U., Tegel W., Nicolussi K., McCormick M., Frank D., Trouet V., Kaplan J. O., Herzig F., Heussner K.U., Wanner H., Luterbacher J. and Esper J. (2011). 2500 years of European climate variability and human susceptibility. *Science*, **331**: 578–582.

Burga, C.A., Krusi, B., Egli, M., Wernli, M., Elsener, S., Ziefle, M., Fischer, T., Mavris, C. (2010). Plant succession and soil development on the foreland of the Morteratsch glacier (Pontresina, Switzerland): Straight forward or chaotic? *Flora*, **205**, 9: 561-576.

C

Calvert, S.E. (2004). Beware intercepts: interpreting compositional ratios in multi-component sediments and sedimentary rocks. *Organic Geochemistry*, **35**: 981-987.

Campy, M., Meybeck, M. (1995). *Les sediments lacustres*. In: Limnologie Générale. Eds: Masson, Paris, pp. 184-226.

Campy, M., Macaire, J.J. (2003). Géologie de la Surface – Erosion, trasnfert et stockage dans les environnements continentaux. 2ème édition. Eds : Dunod, Paris, 440 pp.

Capolongo, D., Diodato, N., Mannaerts, C.M., Piccarreta, M., Strobl, R.O. (2008). Analyzing temporal changes in climate erosivity using a simplified rainfall erosivity model in Basilicata (southern Italy). *Journal of Hydrology*, **356**: 119-130.

Carnelli, A.L., Theurillat, J.P., Thinon, M., Vadi, G., Talon, B. (2004). Past uppermost tree limit in the Central European Alps (Switzerland) based on soil and soil charcoal. *The Holocene*, **14**, 3: 393-405.

Carrie, J., Sanei, H., Stern, G. (2012). Standardisation of Rock–Eval pyrolysis for the analysis of recent sediments and soils. *Organic Geochemistry*, **46**: 38-53.

Carrión, J.S., Munuera, M., Dupré, M., Andrade, A. (2002). Abrupt vegetation changes in the Segura Mountains of southern Spain throughout the Holocene. *Journal of Ecology*, **89**, 5: 783-797.

Carozza, L., Chapron, E., Simonneau, A., Mille, B., Guyard, H., St-Onge, G., Rostan, P., Bourgarit, D., Burens A. (2010). Glacial fluctuations and exploitation of copper resources in high moutain during the Late Neolithic and Bronze Age in the French Alps (2500-1500 BC). Mining in European History and its impact on environment and human societies. *Proceedings for the 1st Mining in European History-Conference of the SFB-HIMAT, 12-15. November 2009, Innsburck*, *Austria*: 81-88.

Casteras, M.. (1970). *Carte géologique de Oloron-Sainte-Marie au 1/50 000* – feuille XV-46. BRGM Edition.

Casty, C., Wanner, H., Luterbacher, J., Esper, J., Böhm, R. (2005). Temperature and precipitation variability in the European Alps since 1500. *International Journal of Climatology*, **25**, 14: 1855-1880.

Catalàn, J., Ventura, M., Brancelj, A., Granados, I., Thies, H., Nickus, U., Korhola, A., Lotter, A.F., Barbieri, A., Stuchlík, E., Lien, L., Bitušík, P., Buchaca, T., Camarero, L., Goudsmit, G.H., Kopáćek, J., Lemcke, G., Livingstone, D.M., Müller, B., Rautio, M., Šiško, M., Sorvari, S., Šporka, F., Strunecký, O., Toro, M. (2002). Seasonal ecosystem variability in remote mountain lakes: implications for detecting climatic signals in sediment records. *Journal of Paleolimnology,* **28**: 25-46.

Cerdà, A. (1998). The influence of geomorphological position and vegetation cover on the erosional and hydrological processes on a Mediterranean hillslope. *Hydrological Processes*, **12**: 661-671.

Cerdà, A. (1999). Parent Material and Vegetation Affect Soil Erosion in Eastern Spain. *Soil Science Society of American Journal*, **63**: 362-368.

Chapron, E., van Resbergen, P., Beck, C., de Batist, M., Paillet, A. (1996). Lacustrine sedimentary records of brutal events in Lake Le Bourget (Northwestern Alps-Southern Jura). *Quaternaire*, **7**, 2-3: 155-168.

Chapron, E., Beck, C., Pourchet, M., Deconninck, 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**: 177-185.

Chapron, E., van Rensbergen, P., de Batist, M., Beck, C., Henriet, J.P. (2004). Fluid-escape features as a precursor of a large sublacustrine sediment slide in Lake Le Bourget, NW Alps, France. *Terra Nova*, **16**, 5: 305-311.

Chapron, E., Arnaud, F., Noël, H., Revel, M., Desmet, M., Perdereau, L. (2005). Rhone River flood deposits in Lake Le Bourget: a proxy for Holocene environmental changes in the NW Alps, France. *Boreas*, **34**: 404-416.

Chapron, E., Juvigné, E., Mulsow, S., Ariztegui, D., Magand, O., Bertrand, S., Pino, M., Chapron, O. (2007a). Recent clastic sedimentation processes in Lake Puyehue (Chilean Lake District, 40.5°S). *Sedimentary Geology*, **201**: 365-385.

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

Chapron, E., Bailly-Maître, M.C., Anselmetti, F.S., Guyard, H., St-Onge, G., Desmet, M., Chauvel, C., Winiarski, T., Magnad, O., Arnaud, F., Charlet, L., Deline, P., Magny, M., Mélières, M.A. (2008). Impact des fluctuations glaciaires et des anciennes activités minières d'altitude sur la sédimentation lacustre proglaciaire au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène dans le massif des Grandes Rousses – Alpes occidentales, France. *Cahier de Paléoenvironnement, Collection Edytem*, **6** : 39-50.

Chapron E., Dietrich M., Beck C., van Rensbergen P., FinckH P., Menard G., Nicoud G.,Lemeille F., Anselmetti F., De Batist M. (2009). High-amplitude reflections in proglacial lacustrine basin fills of the NW Alps : origin and implications. Proceedings of the Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, ESG Grenoble, Aout 2006, PY Bard, E. Chaljub, C. Cornou, F. Cotton, P. Gueguen (Eds). Vol. 2, 1587-1596, ISSN 1628-4704, 2009.

Chardon, M. (1991). L'évolution tardiglaciaire et holocène des glaciers et de la végétation autour de l'Alpe d'Huez (Oisans, Alpes Françaises). *Revue de géographie alpine*, **79**, 2: 39-53.

Chartin, C., Bourennane, H., Salvador-Blanes, S., Hinschberger, F., Macaire, J.J. (2011). Classification and mapping of anthropogenic landforms on cultivated hillslopes using DEMs and soil thickness data — Example from the SW Parisian Basin, France. *Geomorphology*, **135**: 8–20.

Cheviron, B., Le Bissonnais, Y., Desprats, J.F., Couturier, A., Gumiere, S.J., Cerdan, O., Darboux, F., Raclot, D. (2011). Comparative sensitivity analysis of four distributed erosion models. *Water Resources Research*, **47**, n°W01510, doi:10.1029/2010WR009158.

Christensen, J.H., Christensen, O.B. (2003). Climate modelling: Severe summertime flooding in Europe. *Nature*, **421**: 805-806.

Clague, J.J., Menounos, B., Osborn, G., Luckman, B.H., Koch, J. (2009). Nomenclature and resolution in Holocene glacial chronologies, *Quaternary Science Reviews*, **28**: 2231-2238.

Clark, D.H., Gillespie, A.R. (1997). Timing and significance of Late-glacial and Holocene cirque glaciation in the Sierra Nevada, California. *Quaternary International*, **38-39**: 21-38.

Colardelle, M., Verdel, E. (1993). Les habitats du lac de Paladru (Isère) dans leur environnement. La formation d'un terroir au Xle siècle. *Doc. Archéol. Française*, **40**.

Combaz, A. (1964). Les palynofaciès. *Revue de Micropaléontologie*, **7**: 205-218.

Coombes, P.M.V., Chiverrell, R.C., Barber, K.E. (2009). A high-resolution pollen and geochemical analysis of late Holocene human impact and vegetation history in southern Cumbria, England. *Journal of Quaternary Science*, **34**, 3: 224-236.

Copard, Y., Di Giovanni, C., Martaud, T., Albéric, P., Olivier, J.E. (2006). Using Rock-Eval 6 pyrolysis for tracking fossil organic carbon in modern environments: implications for the roles of erosion and weathering. *Earth Surface Processes and Landforms*, **31**: 135-153.

Corella, J.P., Moreno, A., Morellón, M., Rull, V., Giralt, S., Rico, M.T., Pérez-Sanz, A., Valero-Garcés, B.L. (2011). Climate and human impact on a meromictic lake during the last 6,000 years (Montcortès Lake, Central Pyrenees, Spain). *Journal of Paleolimnology,* **46**: 351-367.

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

Coulthard, J.C., Macklin, M.G. (2001). How sensitive are river systems to climate and land-use changes? A model based evaluation. *Journal of Quaternary Science,* **16**, 4: 347–351.

Cremaschi, M., Pizzi, C., Valsecchi,V. (2006). Water management and land use in the terramare and a possible climatic co-factor in their abandonment: The case study of the terramara of Poviglio Santa Rosa (northern Italy). *Quaternary International*, **151**: 87-98.

Croudace, I.W., Rindby, A., Rothwell, R.G. (2006). ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. in: New Techniques in Sediment Core Analysis. Geol. Soc. Spec. Publ., Rothwell, R.G. (Eds.), London, pp. 51-63.

Crutzen, P.J. (2002). Geology of mankind. *Nature*, **415**: 23.

Czernik, J., Goslar, T. (2001). Preparation of graphite targets in the Gliwice radiocarbon laboratory for AMS ^{14}C dating. *Radiocarbon*, **43**, 2A: 283-291.

D

Dahl, S.O., Bakke, J., Lie, Ø., Nesje, A. (2003). Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: an evaluation of approaches and selection of sites. *Quaternary Science Reviews*, **22**, 2-4: 275-287.

Daley, T.J., Street-Perrott, F.A., Loader, N.J., Barber, K.E., Hughes, P.D.M, Fisher, E.H., Marshall, J.D. (2009). Terrestrial climate signal of the "8200 yr B.P. cold event" in the Labrador Sea region. *Geology*, **37**, 9: 831-834.

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

Darboux, F., Huang, C. (2003). An instantaneous-profile laser scanner to measure soil surface microtopography. *Soil Science Society of America Journal***, 67**, 1: 92-99.

Darboux, F., Huang, C. (2005). Does soil surface roughness increase or decrease water and particle transfers?. *Soil Science Society of America Journal*, **69**, 3: 748-756.

Davis, B.A.S., Brewer, S., Stevenson, A.C., Guiot, J. (2003). The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews*, **22**, 15-17: 1701-1716.

De Alba, S. (2003). Simulating long-term soil redistribution generated by different patterns of mouldboard ploughing in lndscapes of complex topography. *Soil & Tillage Research*, **71**: 71-86.

Dearing, J.A., Elner, J.K., Happey-Wood, C.M. (1981). Recent Sediment Flux and Erosional Processes in a Welsh Upland Lake-Catchment Based on Magnetic Susceptibility Measurements. *Quaternary Research*, **16**: 356-372.

Dearing, J.A., (1999). *Magnetic susceptibility*. In: Walden, J., Oldfield, F., Smith, J.P. (Eds.)., Environmental Magnetism: a Practical Guide. Quaternary Research Association, London, pp. 35–62 [QRA Technical Guide No. 6].

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**, 1–2: 147–168.

Dearing, J.A., Battarbee, R.W., Dikau, R., Larocque, I., Oldfield, F. (2006a). Human-environment interactions: learning from the past. *Regional Environmental Change*, **6**: 1-16.

Dearing, J.A. (2006b). Climate-human-environment interactions: resolving our past. *Climate of the Past*, **2**: 187-2003.

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**, 4: 628-632.

Debret, M., Desmet, M., Balsam, W., Copard, Y., Francus, P., Laj, C. (2006). Spectrophotometer analysis of Holocene sediments from an anoxic fjord: Saanich Inlet, British Columbia, Canada. *Marine Geology*, **229**: 15-28.

Debret, M., Sebag, D., Crosta, X., Massei, N., Petit, J.R., Chapron, E., Bout-Roumazeilles, V. (2009). Evidence from wavelet analysis for a mid-Holocene transition in global climate forcing, *Quaternary Science Reviews*, **28**, 25-26: 2675-2688.

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

Delaygue, G., Bard, E. (2011). An Antarctic view of Beryllium-10 and solar activity for the past millennium. *Climate Dynamics*, **36**, 11 : 2201-2218.

Deline, P., Orombelli, G. (2005). Glacier fluctuations in the western Alps during the Neoglacial, as indicated by the Miage morainic amphitheatre (Mont Blanc massif, Italy). *Boreas,* **34**: 456-467.

Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Bourlès, D. (2011). Palaeogeography and ^{10}Be explosure-age chronology of the Middle and Late pleistocen glacier systems in the northern Pyrenees: Implications for reconstructing regional palaeoclimates. *Palaeogeography, Palaeclimatology, Palaeoecology,* **305**: 109-122.

Delsontro, T., McGinnis, D.F., Sobek, S., Ostrovsky, I., Wehrli, B. (2010). Extreme Methane Emissions from a Swiss Hydropower Reservoir: Contribution from Bubbling Sediments. *Environmental Science and Technology,* **44**: 2419-2425.

Denton, G.H., Karlén, W. (1973). Holocene climatic variations—Their pattern and possible cause. *Quaternary Research*, **3**, 2: 155-174.

De Ploey, J., Savat, J., Moeyersons, J. (1976). The differential impact of some soil loss factors on flow, runoff creep and rainwash. *Earth Surface Processes*, **1**, 2: 151-161.

De Ploey, J. (1991). Bassins versants ravinés: analyses et prévisions selon le modèle Es. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, **27 :** 69-76.

De Ploey, J., Moeyersons, J., Goosens, D. (1995). The De Ploey erosional susceptibility model for catchments, Es. *Catena*, **25:** 269-314.

DeRoo, A.P.J, Wesseling, C.G., Ritsema, C.J. (1996). LISEM: A single-event physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins .1. Theory, input and output. *Hydrological Processes*, **10**, 8: 1107-1117.

Desmet, M., Mélières, M.A., Arnaud, F., Chapron, E., Lotter, A.F. (2005). Holocene climates in the Alps: towards a common framework – an introduction. *Boréas*, **34**: 401–403

Desmet, M., Mourier, B., Mahler, BJ., van Metre, PC., Roux, G., Persat, H., Lefèvre, I., Peretti, A., Chapron, E., Simonneau, A., Miège, C., Babut, M. (2012). Spatial and temporal trends in PCBs in sediment along the lower Rhône River, France. *Science of Total Environment*, **433**: 189-197.

Devillers, B., Provensal, M. 2003. Morphogenesis in catchments cultivated since the late Neolithic: case studies from the middle Hérault valley (France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **9**, 2 : 83-98.

Di Giovanni, C., Disnar, J.R., Campy, M., Bichet, V., Guillet, B. (1998). Geochemical characterization of soil organic matter and variability of a post glacial detrital organic supply (Chaillexon lake, France). *Earth Surface Processes and Landforms*, **23**: 1057-1069.

Di Giovanni, C., Disnar, J.R., Turpin, S., Breheret, J.G. (1999). Contribution of reworked organic matter in soils and present lacustrine sediments (Peyssiers basin, Hautes-Alpes, France): preliminary results. *Bulletin de la Société géologique de France,* **170**, 2: 121-129.

Di Giovanni, C., Disnar, J.R., Bichet, V., Campy, M. (2000). Seasonal variability and threshold effects of the organic detrital sedimentation in lakes: imbalances between organic records and climatic fluctuations (Chaillexon basin, Doubs, France). *Bulletin de la Société géologique de France*, **171 :** 533-544.

Disnar, J.R., Guillet, B., Keravis, D., Di Giovanni, C., Sebag, D. (2003). Soil organic matter (SOM) characterization by Rock-Eval pyrolysis: scope and limitations. *Organic Geochemistry*, **34 :** 327-343.

Disnar, J.R., Jacob, J., Morched-Issa, M., Lottier, N., Arnaud, F. (2008). Assessment of peat quality by molecular and bulk geochemical analysis: Application to the Holocene record of the Chautagne marsh (Haute Savoie, France). *Chemical Geology,* **254**: 101-112.

Dolor, M.K., Helz, G.R., McDonough, W.F. (2009). Sediment profiles of less commonly determined elements measured by Laser Ablation ICP-MS. *Marine Pollution Bulletin*, **59**: 182-192.

Douglas, I. (1967). Man vegetation and sediment yields of rivers. *Nature*, **215**, 5104: 925-928.

Duchaufour, P. (1983). *Pédogenèse et classification 2^{e} édition*, Eds Masson, Paris, 491 pp.

Duchaufour, P. (2001). *Introduction à la Science du sol – Sol, végétation, environnement, 6ème édition*. Eds Dunod, Paris, 331 pp.

Duvigneaud, P. (1974). *La synthèse écologique populations, communautés écosystèmes, biosphère, noosphère*, Paris, 296 pp.

E

Edouard J.L. (1994). *Les lacs d'altitude dans les Alpes françaises. Contribution à la connaissance des lacs d'altitude et à l'histoire des milieux montagnards depuis la fin du Tardiglaciaire*. HDR, Université de Grenoble, 790 pp.

Edward, KJ., Whittington, G. (2001). Lake sediments, erosion and landscape change during the Holocene in Britain and Ireland. *Catena*, **42**: 143-173.

Egli, M., Mirabella, A., Sartori, G. (2008). The role of climate and vegetation in weathering and clay mineral formation in late Quaternary soils of the Swiss and Italian Alps. *Geomorphology*, **102**, 3-4: 307-324.

Egli, M., Mavris, C., Mirabella, A., Giaccai, D. (2010). Soil organic matter formation along a chronosequence in the Morteratsch proglacial area (Upper Engadine, Switzerland). *Catena*, **82**, 2: 61-69.

Ellison, W.D. (1944). Studies of raindrop erosion. *Agricultural Engineering*, **25**: 131-136.

Ellwood, B.B., Harrold, F.B., Benoist, S.L., Thacker, P., Otte, M., Bonjean, D., Long, G.J., Shahin, A.M., Hermann, R.P., Grandjean, F. (2004). Magnetic susceptibility applied as an age–depth–climate relative dating technique using sediments from Scladina Cave, a Late Pleistocene cave site in Belgium. *Journal of Archaeological Science*, **31**, 3: 283-293.

Enters, D., Kirilova, E., Lotter, A.F., Lücke, A., Parplies, J., Jahns, S., Kuhn, G., Zolischka, B. (2010). Climate change and human impact at Sacrower See (NE Germany) during the past 13,000 years: a geochemical record. Jounrla of Palaeolimnology, 43: 719-737.

Espitalié, J., Laporte, J.L., Madec, M., Marquis, F., Leplat, P., Paulet, J., Boutefeu, A. (1997). Méthode rapide de caractériation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, **XXXII**, 1 : 23-42.

Espitalié, J., Deroo, G., Marquis, F. (1985). La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Première partie. *Oil and Gas Science and Technology*, **40**: 563-579.

F

Fanetti, D; Anselmetti, F.S., Chapron, E., Sturm, M., Vezzoli, L. (2008). Megaturbidite deposits in the Holocene basin fill of Lake Como (Southern Alps, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **259**: 323-340.

Feakins, S.J., Sessions, A.L. (2010). Controls on the D/H ratios of plant leaf waxes in an arid ecosystem. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, **74**, 7: 2128-2141.

Feng Sheng Hu, F.S., Kaufman, D., Yoneji, S., Nelson, D., Shemesh, A., Huang, Y., Tian, J., Bond, G., Clegg, B., Brown, T. (2003). Cyclic Variation and Solar Forcing of Holocene Climate in the Alaskan Subarctic. *Science*, **301**: 1890-1893.

Finger, D., Bossard, P., Schmid, M., Jaun, M., Müller, B., Steiner, D., Schäffer, E., Zeh, M., Wüest, A. (2007). Effects of Alpine hydropower operations on primary production in a downstream lake. *Aquatic Science,* **69**: 240-256.

Finsinger, W., Tinner, W., van der Knaap, W.O., Ammann, B. (2006). The expansion of hazel (Corylus avellana L.) in the Southern Alps: a key for understanding its early Holocene history in Europe? *Quaternary Science Reviews*, **25**: 612-631.

Flavis-Mortlock, D., Boardman, J. (1995). Nonlinear responses of soil erosion to climate change: a modelling study on the UK South Downs. *Catena*, **25**, 1-4: 365-387.

Flusin, G., Jacob, C., Offner, J. (1909). *Etudes glaciaires, géographiques et botaniques dans le massif des Grandes Rousses*. 112 pp.

Fox, D.M., Darboux, F., Carrega, P. (2007). Effects of fire-induced water repellency on soil aggregate stability, splash erosion, and saturated hydraulic conductivity for different size fractions. *Hydrological Processes*, **21**, 17: 2377-2384.

G

Galop, D. (1998). *La forêt, l'Homme et le troupeau dans les Pyrénées. 6000 ans d'histoire de l'environnement entre Garonne et Méditerranée*. Thèse de doctorat - GEODE Laboratoire d'Ecologie Terrestre et FRAMESPA, Toulouse, 303 pp.

Galop, D., Jalut, G. (1994). Differential human impact and vegetation history in two adjacent Pyrenean valleys in the Ariège basin, southern France, from 3000 B.P. to the present. *Vegetation History and Archaeobotany,* **3**: 225-244.

Galop, D., Houet, T., Mazier, F., Leroux, G., Rius, D. (2011). Grazing activities and biodiversity history in the Pyrenees: New insights on high altitude ecosystems in the framework of a Human-Environment Observatory. *PAGES News,* **19**: 53-55.

García-Ruiz, J.M., Puigdefábregas, J., Creus, J. (1986). La acumulación de la nieve en el Pirineo Central y su influencia Hidrológica (Snow accumulation and its hydrological influence in the Central Spanish Pyrenees). *Pirineos,* **127**: 27-72.

Garçon, M., Chauvel, C., Chapron, E., Fain, X., Lin, M.F., Campillo, ; S., Bureau, S., Desmet, M., Bailly-Maître, M.C., Charlet, L. (2012). Silver and lead in high-altitude lake sediments: Proxies for climate changes and human activities. *Applied Geochemistry*, **27**, 3: 760-773.

Gaume, E., Bain, V., Bernardara, P., Newinger, O., Barbuc, M., Bateman, A., Blaškovicˇová, L., Blöschl, G., Borga, M., Dumitrescu, A., Daliakopoulos, I., Garcia, J., Irimescu, A., Kohnova, S., Koutroulis, A., Marchi, L., Matreata, S., Medina, V., Preciso, E., Sempere-Torres, D., Stancalie, G., Szolgay, J., Tsanis, I., Velasco, D., Viglione, A. (2009). A compilation of data on European flash floods. *Journal of Hydrology*, **367**: 70–78

Gauthier, E., Richard, H. (2009). Bronze Age at Lake Bourget (NW Alps, France): Vegetation, human impact and climatic change. *Quaternary International,* **200**: 111-119.

Gidon, M. (1977), *Carte géologique simplifiée des Alpes occidentales, du Léman à Digne, au* 527 *1/250.000°*, edited by Didier & Richard and B.R.G.M.

GIEC. (2007). *Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat*. Équipe de rédaction principale, Pachauri, R.K. et Reisinger, A. GIEC, Genève, Suisse, 103 pp.

Gilli, A., Anselmetti, F.S., Glur, L., Wirth, S.B. (2012). Lake sediments as archives of reccurrence rates and intensities of past flood events, In: Michelle Schneuwly-Bollschweiler, M.S., Stoffel, M., Rudolf-Miklau, F. (Eds.), Dating torrential processes on fans and cones - methods and their application for hazard and risk assessment. *Advances in Global Change Research*, **47**, Springer.

Girard, M.C., Walter, C., Rémy, J.C., Berthelin, J., Morel, J.L. (2011). *Sols et environnements 2e edition*, Dunod, Paris, 881 pp.

Giraudeau, J., Cremer, M., Manthe, S., Labeyrie, L., and Bond, G. (2000). Coccolith evidence for instabilities in surface circulation south of Iceland during Holocene times. *Earth and Planetary Science Letter*, **179**: 257–268.

Gobat, J.M., Aragno, M., Matthey, W. (2003). *Le Sol vivant, Deuxième édition revue et argumentée*. Presses polytechniques et universitaires Romandes, 568 pp.

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

Goebel, T., Waters, M.R., O'Rourke, D.H. (2008). The Late Pleistocene Dispersal of Modern Humans in the Americas. *Science*, **319**, 5869: 1497-1502.

Govers, G., Vandaele, K., Desmet, P., Poesen, J., Bunte, K. (1994). The role of tillage in soil redistribution on hillslopes. *European Journal of Soil Science,* **45**: 469-478.

Gratuze, B., Blet-Lemarquand, M., Barrandon, J.N. (2001). Mass spectrometry with laser sampling: A new tool to characterize archaeological materials. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry,* **247**, 3: 645-656.

Gray, L.J., Beer, J., Geller, M., Haigh, J.D., Lockwood, M., Matthes, K., Cubasch, U., Fleitmann, D., Harrison, G., Hood, L., Luterbacher, J., Meehl, G.A., Shindell, D., van Geel, B., White, W. (2010). Solar influences on climate. *Reviews of Geophysics*, **48**, RG4001: 1-43.

Graz, Y. (2009). *Production et devenir du carbone organique fossile libéré par les altérations mécaniques et chimiques des formations marneuses : exemple des « terres noires » des bassins versants expérimentaux de Draix (Alpes de Haute Provence, France)*. Thèse de doctorat de l'Université d'Orléans.

Graz, Y., Di Giovanni, C., Copard, Y., Laggoun-Défarge, F., Boussafir, M., Lallier-Vergès, E., Baillif, P., Perdereau, L., Simonneau, A. (2010). Quantitative palynofacies analysis as a new tool to study transfers of fossil organic matter in recent terrestrial environments. *International Journal of Coal Geology*, **84**: 49-62.

Graz, Y., Di Giovanni, C., Copard, Y., Elie, M., Faure, P., Laggoun-Defarge, F., Lévèque, J., Michels, R., Olivier, J.E. (2011). Occurrence of fossil organic matter in modern environments: Optical, geochemical and isotopic evidence. *Applied Geochemistry*, **26**: 1302-1314.

Grimm, E.C., Maher, L.J., Nelson, D.M. (2009). The magnitude of error in conventional bulk-sediment radiocarbon dates from central North America. *Quaternary Research,* **72**, 2: 301-308.

Grosjean, M., Suter, P.J., Traschel, M., Wanner, H. (2007). Ice-borne prehistoric finds in the Swiss Alps reflect Holocene glacier fluctuations. *Journal of Quaternary Science*, **22**: 203-207.

Guidoboni , E., Comastri, A. (2005). The ''exceptional'' earthquake of 3 January 1117 in the Verona area (northern Italy): A critical time review and detection of two lost earthquakes (lower Germany and Tuscany). *Journal of Geophysical Research*, **110**: 1-20.

Guidoboni, E., Ferrari, G., Mariotti, D., Comastri, A., Tarabusi, G., Valensise, G. (2007). Catalogue of strong earthquakes in Italy 461B.C.-1997 and Mediterranean area 760 B.C.-1500, http://storing.ingv.it/cfti4med/, 15/01/2011.

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

Guiot, J. (1990). Methodology of the last climatic cycle reconstruction in France from pollen data. *Palaeogeography, Palaeochmatology, Palaeoecology,* **80**: 49-69.

Guiot, J., Pons, A., de Beaulieu, J.L., Reille, M. (1994). A 140,000-year continental climate reconstruction from the two European pollen records. *Nature*, **338**: 309-313.

Guiter, F., Andrieu-Ponel, V., Digerfeldt, G., Reille, M., de Beaulieu, J.L., Ponel, P. (2005). Vegetation history and lake-level changes from the Younger Dryas to the present in the Eastern Pyrenees (France): pollen, plant macrofossils and lithostratigraphy from Lake Racou (2000 m a.s.l.). *Vegetation History and Archaeobotany,* **14**: 99-118.

Gunn, D.E., Best, A.I. (1998). A new automated non-destructive system for high resolution multi-sensor core logging of open sediment cores. *Geo-Marine Letters,* **18**: 70-77.

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

Guyard, H., Chapron, E., St-Onge, G., Francus, P., Labrie, J. (accepted). Late Holocene NAO and oceanic forcing on high-altitude alpine proglacial sedimentation (Lake Bramant, Western French Alps). *The Holocene*.

H

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

Hansen, K. (1959). The terms Gyttja and Dy. *Hydrobiologia,* **13**: 309-315.

Hatfield, R.G., Maher, B.A. (2009). Fingerprinting upland sediment sources: particle size-specific magnetic linkages between soils, lake sediments and suspended sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, **34**, 10: 1359-1373.

Hede, M.U., Rasmussen, P., Noe-Nygaard, N., Clarke, A.L., Vinebrooke, R.D., Olsen, J. (2010). Multiproxy evidence for terrestrial and aquatic ecosystem responses during the 8.2 ka cold event as recorded at Højby Sø, Denmark. *Quaternary Research,* **73**: 485-496.

Hérail, G., Hubschman, J., Jalut, G. (1986). Quaternary glaciation in the French Pyrenees. *Quaternary Science Reviews,* **5**: 397-402.

Hernandez, M., Miller, S.N., Goodrich, D.C., Goff, B.F., Kepner, W.G., Edmonds, C.M., Jones, K.B. (2000). Modeling runoff response to land cover and rainfall spatial variability in semi-arid watersheds. *Environmental monitoring and assessment*, **64**, 1: 285-298.

Hoffmann, T., Lang, A., Dikau, R. (2008). Holocene river activity: analysing 14C-dated fluvial and colluvial sediments from Germany. *Quaternary Science Reviews,* **27**: 2031–2040.

Hoffmann, T., Erkens, G., Gerlach, R., Klostermann, J., Lang, A. (2010). Trends of controls of Holocene floodplain sedimentation in the Rhine catchment. *Catena*, **77**: 96–106.

Holzhauser, H., Zumbühl, H.J. (1999). Glacier fluctuations in the western Swiss and Franch Alps in the 16th century. *Climatic Change,* **43**: 223-237.

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

Hormes, A., Müller, B.U., Schlüchter, C. (2001). The Alps with little ice: evidence for eight Holocene phases of reduced glacier extent in the Central Swiss Alps. *The Holocene*, **11**, 3: 255-265.

Hoyt, D.V., Schatten, K.H. (1998). Group Sunspot Numbers: A New Solar Activity Reconstruction, *Solar Physics*, **181**, 2: 491-512.

Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Visbeck, M. (2001). The North Atlantic Oscillation. *Science*, **291**, 5504: 603-605.

Hurrell, J.W., Deser, C. (2010). North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems*, **78**, 1: 28-41.

Hurtt, G.C., Frolking, S., Fearon, M.G., Moore, B., Shevliakova, E., Malyshev, S., Pacala, S.W., Houghton, R.A. (2006). The underpinnings of land-use history: three centuries of global gridded land-use transitions, wood-harvest activity, and resulting secondary lands. *Global Change Biology,* **12**: 1208-1229.

I

Irmler, R., Daut, G., Mäusbacher, R. (2006). A debris flow calendar derived from sediments of lake Lago di Braies (N. Italy). *Geomorphology*, **77**, 1–2: 69–78.

Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Maisch, M., Christi, M., Kubik, P.W., Schluchter, C. (2009). Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. *Quaternary Science Reviews*, **28**, 21-22: 2137-2149.

J

Jacob, J., Disnar, J.R., Boussafir, M., Sifeddine, A., Turcq, B., Spadano Albuquerque, A.L. (2004). Major environmental changes recorded by lacustrine sedimentary organic matter since the last glacial maximum near the equator (Lagoa do Caço, NE Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **205**: 183-197.

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

Jacob, J., Disnar, J.R., Arnaud, F., Gauthier, E., Billaud, Y., Chapron, E., Bardoux, G. (2009). Impacts of new agricultural practices on soil erosion during the Bronze Age in the French Prealps. *The Holocene*, **19**, 2: 241-249.

Jalut, G., Michels, V.T., Dedoubat, J.J., Otto, T., Ezquerra, J., Fontugne, M., Belet, J.M., Bonnet, L., García de Celis, A., Redondo-Vega, J.M., Vidal-Romaní, J.R., Santos, L. (2010). Palaeoenvironmental studies in NW Iberia (Cantabrian range): Vegetation history and synthetic approach of the last deglaciation phases in the western Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeclimatology, Palaeoecology,* **297**: 330-350.

Jaun, M., Finger, D., Zeh, M., Schurter, M., Wüest, A. (2007). Effects of Alpine hydropower operation and oligotrophication in the light regime of a turbid peri-alpine lake. *Aquatic Science,* **69**: 212-226.

Jenny, H. (1941). *Factors of Soil formation. A system of quantitative pedology*. Eds McGraw-Hill, New York, 191 pp.

Jetten, V., de Roo, A., Favis-Mortlock, D. (1999). Evaluation of field-scale and catchment-scale soil erosion models. *Catena*, **37**: 521-541.

Ji, J., Balsam, W., Chen, J., Liu, L. (2002). Rapid and quantitative measurement of hematite and goethite in the Chinese loess-paleosol sequence by diffuse reflectance spectroscopy. *Clays and Clays Minerals*, **50**, 2: 208-216.

Ji, J., Shen, J., Balsam, W., Chen, J., Liu, L., Liu, X. (2005). Asian monsoon oscillations in the northeastern Qinghai–Tibet Plateau since the late glacial as interpreted from visible reflectance of Qinghai Lake sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, **233** : 61-70.

Jimenez, M.J., Giardini,D., Grunthal, G. (2003). The ESC-SESAME Unified Hazard Model for the European-Mediterranean region.

Jing-Shu Wang, D.A. (2008). Soil magnetic susceptibilitynext term reflects previous termsoilnext term moisture regimes and the adaptability of tree species to these regimes. *Forest Ecology and Management,* **255**, 5-6: 1664-1673.

Joannin, S., Vannière, B., Galop, D., Magny, M., Gilli, A., Chapron, E., Wirth, S., Anselmetti, F.S., Desmet, M. (in prep). Holocene vegetation and climate changes in the Central Mediterranean at Lake Ledro (Trentino, Italy). Climate of the Past, numéro spcial ANR LAMA.

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

Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Iversen, P., Steffensen, J.P., Jouzel, J., Stayffer, B. (1992). Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature,* **359**: 311–313.

Judson, S., Ritter, D.F. (1964). Rates of Regional Denudation in the United States. *Journal of Geophysical Research*, **69**, 16: 3395-3401.

Jungclaus, J.H., Lorenz, S.J., Timmreck, C., Reick, C.H., Brovkin, V., Six, K., Segschneider, J., Giorgetta, M.A., Crowley, T.J., Pongratz, J., Krivova, N.A., Vieira, L.E., Solanki, S.K., Klocke, D., Botzet, M., Esch, M., Gayler, V., Haak, H., Raddatz, T.J., Roeckner, E., Schnur, R., Widmann, H., Claussen, M., Stevens, B., Marotzke, J. (2010). Climate and carbon-cycle variability over the last millennium. *Climate of the Past*, **6**: 723-737.

K

Karlén, W., Matthews, J.A. (1992). Reconstructing Holocene Glacier Variations from Glacial Lake Sediments: Studies from Nordvestlandet and Jostedalsbreen-Jotunheimen, Southern Norway. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, **74**, 4 : 327-348.

Karpinska, J. (2004). Derivative spectrophotometry—recent applications and directions of developments. *Talanta*, **64**: 801-822.

Kean, R.G. (1993). Contributions of wood ash magnetism to archaeomagnetic properties of fire pits and hearths. *Earth and Planetary Science Letters,* **119**, 3: 387-394.

King, D., Le Bissonnais, Y. (1992). Rôle des sols et des pratiques culturales dans l'infiltration et l'écoulement des eaux. Exemple du ruissellement et de l'érosion sur les plateaux limoneux du nord de l'Europe. *Compte Rendu de l'Académie d'Agriculture de France*, **78**, 6: 91-105.

Kinnel, P.I.A. (2010). Event soil loss, runoff and the Universal Soil Loss Equation family of models: A review. *Journal of Hydrology*, **385**, 1-4: 384-397.

Knox, J.C. (2000). Sensitivity of modern and Holocene floods to climate change. *Quaternary Science Reviews*, **19**: 439-457.

Knudsen, M.F., Seidenkrantz, M.S., Jacobsen, B.H., Kuijpers, A. (2011). Tracking the Atlantic Multidecadal Oscillation through the last 8,000 years. *Nature communications*, **2**: 178.

Kosler, J. (2007). Laser ablation ICP-MS – a new dating tool in Earth science. *Proceedings of the Geologists' Association*, **118**: 19-24.

Kosma, C., Danalatos, N., Cammeraat, L.H., Chabart, M., Diamantopoulos, J., Farand, R., Gutierrez, L., Jacob, A., Marques, H., Martinez-Fernandez, J., Mizara, A., Moustakas, N., Nicolau, J.M., Oliveros, C., Pinna, G., Puddu,

R., Puigdefabregas, J., Roxo, M., Simao, A., Stamou, G., Tomasi, N., Usai, D., Vacca, A. (1997). The effect of land use on runoff and soil erosion rates under Mediterranean conditions. *Catena*, **29**, 1: 45-59.

Krishnaswami, S., Lal, D., Martin, J.M., Meybeck, M. (1971) Geochronology of lake sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, **11**: 407-414.

Kunz, M.J., Wüest, A., Wehrli, B., Landert, J., Senn, D.B. (2011). Impact of a large tropical reservoir on riverine transport of sediment, carbon, and nutrients to downstream wetlands. *Water Resources Research,* **47**, W12531: 1-17.

Kylander, M.E., Ampel, L., Wohlfarth, B., Veres, D. (2011). High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies. *Journal of Quaternary Science*, **26**, 1: 109-117.

L

Lafargue, E., Marquis, F., Pillot, D. (1998). Rock-Eval 6 applications in hydrocarbon exploration, production, and soil contamination studies. *Revue de l'Institut Français du Pétrole,* **53**, 4.

Lagarrigue, T., Baran, P., Lascaux, J.M., Delacoste, M., Abad, N., Lim, P. (2001). Taille à 3 ans de la truite commune (salto truttal l.) dans les rivières des Pyrénées françaises: Relations avec les caractéristiques mésologiques et influence des aménagements hydroélectriques. *Bulletin Français de la Pêche et de la Pisciculture,* **357-360**: 549-571.

Lajeunesse, P., St-Onge, G. (2008). The subglacial origin of the lake Agassiz-Ojibway final outburst flood. *Nature Geoscience*, **1**, 3: 184-188.

Lallier-Vergès, E., Sifeddine, A., de Beaulieu, J.L., Reille, M., Tribovillard, N., Bertrand, P. (1993). Sensibilité de la sédimentation organique aux variations climatiques du Tardi-Würm et de l'Holocène ; le lac du Bouchet (Haute-Loire, France). *Bulletin de la Société Géologique de France,* **164**, 5: 661-673.

Lambert, A., Giovanoli, F. (1988). Records of riverborne turbidity currents and indications of slope failures in the Rhone delta of Lake Geneva. *Limnology and Oceanography*, **33**: 458-168.

Langohr, R. (2000). L'anthropisation du paysage pédologique agricole de la Belgique depuis le Néolithique ancient – Apports de l'archéopédologie. *Etude et Gestion des Sols*, **8**, 2: 103-118.

Larocque-Tobler, I., Heiri, O., Wehrli, M. (2010). Late Galcial and Holocene temperature changes at Egelsee, Switzerland, reconstructed using subfossil chironomids. *Journal of Paleolimnology,* **43**: 649-666.

Laskar, J. (1990). The chaotic motion of the solar system: A numerical estimate of the size of the chaotic zones, *Icarus*, **88**, 2: 266-291.

Lauterbach, S., Chapron, E., Brauer, A., Hüls, M., Gilli, A., Arnaud, F., Piccin, A., Nomade, J., Desmet, M., von Grafenstein, U. (2012). A sedimentary record of Holocene surface runoff events and earthquake activity from Lake Iseo (Southern Alps, Italy). *The Holocene*, **22**: 749-760.

Lauters, F. (1992). Impact sur l'écosystème rivière de la gestion par éclusées des ouvrages hydroélectriques: étude bibliographique. *EDF/DER, HE31/92-09*.

Lavrieux, M. (2011). *Biomarqueurs moléculaires d'occupation des sols, du sol au sédiment : exemple du bassin-versant et du lac d'Aydat (Puy-de-Dôme)*. Thèse de doctorat de l'Université d'Orléans.

Le Bissonnais, Y., Arrouays, D. (1997). Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: II. Application to humic loamy soils with various organic carbon contents. *European Journal of Soil Science*, **48**: 39-48.

Le Bissonnais, Y., Montier, C., Jamagne, M., Daroussin, J., King, D. (2001). Mapping erosion risk for cultivated soil in France. *Catena*, **46**: 207-220.

Leeman, 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**: 259–268.

Leguédois, S., Planchon, O., Legout, C., Le Bissonnais, Y. (2005). Splash Projection Distance for Aggregated Soils. *Soil Science Society of America Journal*, **69**, 1: 30-37.

Lenton, T.M. et al., (2008) Tipping Elements in the Earth's Climate System. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **105**: 1786-1793.

Le Roux, G., Marshall, W.A. (2011) Constructing recent peat accumulation chronologies using atmospheric fall-out radionuclides. *Mires and Peat,* **7**: 1-14.

Leroux, A., Bichet, V., Walter-Simonnet, A.V., Magny, M., Adatte, T., Gauthier, E., Richard, H., Baltzer, A. (2008). Late-Glacial Holocene sequence of Lake Saint-Point (Jura Mountains, France): detrital inputs as records of climate change and anthropic impact. *Compte-Rendus Geosciences*, **340**: 883-892.

Leonard, E.M. (1986). Use of Lacustrine Sedimentary Sequences as Indicators of Holocene Glacial History, Banff National Park, Alberta, Canada. *Quaternary Research,* **26** : 218-231.

Leonard, E.M. (1997). The relationship between glacial activity and sediment production: Evidence from a 4450-year varve record of neoglacial sedimentation in Hector Lake, Alberta, Canada. *Journal of Paleolimnology*, **17**, 3: 319-330.

Leonard, E.M., Reasonner, M.A. (1999). A Continuous Holocene Glacial Record Inferred from Proglacial Lake Sediments in Banff National Park, Alberta, Canada. *Quaternary Research,* **51**, 1: 1-13.

Libby, W.F. (1967). *History of radiocarbon dating*. University of Chicago Press, 22 pp.

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

Loutre, M.F., Paillard, D., Vimeux, F., Cortijo, E. (2004). Does mean annual insolation have the potential to change the climate? *Earth and Planetary Science Letters*, **221**: 1-14.

Lotter, A.F., Sturm, M., Teranes, J.L., Wehrli, B. (1997). Varve formation since 1885 and high-resolution varve analyses in hypertrophic Baldeggersee (Switzerland). *Aquatic Science*, **59**: 304-325.

Lotter, A.F., Birks, H.J.B. (2003). Holocene sediments of Sägistalsee, a small lake at the present-day tree-line in the Swiss Alps. *Journal of Palaeolimnology*, **30**, 3: 253-260.

Lowell, T.V. (2000). As climate change, so do glaciers, *PNAS*, **97**, 4: 1351-1354.

Luoto, T.P., Helama, S. (2010). Palaeoclimatological and palaeolimnological records from fossil midges and tree-rings: the role of the North Atlantic Oscillation in eastern Finland through the Medieval Climate Anomaly and Little Ice Age. *Quaternary Science Reviews,* **29**: 2411-2423.

Luterbacher, J., Rickli, R., Xoplaki, E., Tinguely, C., Beck, C., Pfister, C., Wanner, H. (2001). The Late Maunder Minimum (1675-1715) – A key period for studying decadal scale climatic change in Europe. *Climatic Change,* **49**: 441-462.

M

Macaire, J.J., Bellemlih, S., Di Giovanni, C., De Luca, P., Visset, L., Bernard, J. (2002). Sediment yield and storage variations in the Négron River catchment (south western Parisian basin, France) during the Holocene period. *Earth Surface Processes and Landforms*, **27**: 991-1009.

Macaire, J.J., Fourmont, A., Argant, J., Bréhéret, J.G., Hinschberger, F., Trément, F. (2010). Quantitative analysis of climate versus human impact on sediment yield since the Lateglacial: The Sarlième palaeolake catchment (France). *The Holocene*, **20**, 4: 497-516.

Macklin, M.G., Benito, G., Gregory, K.J., Johnstone, E., Lewin, J., Michczynska, D.J., Soja, R., Starkel, L., Thorndycraft, V.R. (2006). Past hydrological events reflected in the Holocene fluvial record of Europe. *Catena,* **66,** 1-2: 145–154.

Macklin, M.G., Lewin, J. (2003). River sediments, great floods and centennial-scale Holocene climate change. *Journal of Quaternary Science,* **18**, 2: 101–105.

Magny, M. (1993). Holocene fluctuations of lake levels in the French Jura and sub-Alpine ranges, and their implications for past general circulation patterns. *The Holocene*, **3**, 4: 306-313.

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. *Journal of Palaeolimnology,* **25**, 2: 15-227.

Magny, M., Bégeot, C., Guiot, J., Peyron, O. (2003). Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases. *Quaternary Science Reviews*, **22**, 15-17: 1589-1596.

Magny, M. (2004). Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International*, **113**: 65-79.

Magny, M., Leuzinger, U., Bortenschlager, S., Haas J.N. (2006). Tripartite climate reversal in Central Europe 5600-5300 years ago. *Quaternary Research,* **65**: 3-19.

Magny, M., Galop, D., Bellintani, P., Desmet, M., Didier, J., Haas, J.N., Martinelli, N., Pedrotti, A., Scandolari, R., Stock, A., Vannière, B. (2009a). Late-Holocene climatic variability south of the Alps as recorded by lake-level fluctuations at Lake Ledro, Trentino, Italy. *The Holocene*, **19**: 575-589.

Magny, M., Vannière, B., Zanchetta, G., Fouache, E., Touchais, G., Petrika, L., Coussot, C., Walter-Simonnet, A. and Arnaud, F. (2009b). Possible complexity of the climatic event around 4300-3800 cal. BP in the central and western Mediterranean. *The Holocene*, **19**: 1-11.

Magny, M., Arnaud, F., Holzhauser, H., Chapron, E., Debret, M., Desmet, M., Leroux, A., Millet, L., Revel, M., Vannière, B. (2010). Solar and proxy-sensitivity imprints on paleohydrological records for the last millennium in west-central Europe. *Quaternary Research*, **73**: 173-179.

Magny, M., Peyron, O., Gauthier, E., Vannière, B., Millet, L., Vermot-Desroches, B. (2011a). Quantitative estimates of temperature and precipitation changes over the last millenium from pollen and lake-level data at Lake Joux, Swiss Jura Mountains. *Quaternary Research,* **75**: 45-54.

Magny, M., Vannière, B., Calo, C., Millet, L., Leroux, A., Peyron, O., Zanchetta, G., La Mantia, T., Tinner, W. (2011b). Holocene hydrological changes in south-western Mediterranean as recorded by lake-level fluctuations at Lago Preola, a coastal lake in southern Sicily, Italy. *Quaternary Science Reviews*, **30**, 19-20: 2459-2475.

Magny, M., Joannin, S., Galop, D., Vannière, B., Haas, J.N., Basseti, M., Bellintani, P., Scandolari, R., Desmet, M. (2012). Holocene paleohydrological changes in the northern Mediterranean borderlands as reflected by the lake-level record of Lake Ledro, north-eastern Italy. *Quaternary Research*, **77**: 382-396.

Maher, B.A. (1986). Characterisation of soils by mineral magnetic measurements. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **42**: 1-2: 76-92.

Mangili, C., Brauer, A., Moscariello, A., Naumann, R. (2005). Microfacies of detrital event layers deposited in Quaternary varved lake sediments of the Piànico-Sèllere Basin (northern Italy). *Sedimentology*, **52**: 927-943.

Marchi, L., Borga, M., Preciso, E., Gaume, E. (2010). Characterization of selected extreme flash floods in Europe and implications for flood risk management. *Journal of Hydrology*, **394**: 118-133.

Marguet, A., Bintz, P., Nicod, P.Y., Picavet, R., Rey, P.J., Thirault, E. (2008). Element for a settlement history of North French Alps between 10000 and 2700 years BP. *Cahier de Paléoenvironnement, Collection Edytem*, **6**: 225-252.

Martin, J. (1865). *Zone à Avicula Contorta ou Etage Rhétien – Etat de la question*. Eds F. Savy, Paris, 300 pp.

Massa, C., Bichet, V., Gauthier, E., Perren, B.B., Mathieu, O., Petit, C., Monna, F., Giraudeau, J., Losno, R., Richard, H. (2012). A 2500 year record of natural and anthropogenic soil erosion in South Greenland. *Quaternary Science Reviews,* **32**: 1193-130.

Matthews, J.A., Karlén, W. (1992). Asynchronous neoglaciation and Holocene climatic change reconstructed from Norvegian glaciolacustrine sedimentary sequences. *Geology*, **20**, 11: 991-994.

Matthews, J.A., Dresser, P.Q. (2008). Holocene glavcier varaition chronology of the Smørstabbtindan massif, Jotunheimen, southern Norway, and the recognition of Century- to millenial-scale European Neoglacial Events. *The Holocene,* **18**, 1: 181-201.

Mayewski, P.A., Rohling, E., Stager, C., Karlén, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M. and Schneider, R. (2004). Holocene climate variability. *Quaternary Research*, **62**: 243–255.

Mercier, D. (2007). *Le paraglaciaire, évolution d'un concept. Du continent au bassin versant, Théorie et pratiques en géographie physique*. pp. 341-353.

Mercuri, A.M., Accorsi, C.A., Mazzanti, M.B., Bosi, G., Cardarelli, A., Labate, D., Marchesini, M., Grandi, G.T. (2006). Economy and environment of Bronze Age settlements - Terramaras - on the Po Plain (Northern Italy): first results from the archaeobotanical research at the Terramara di Montale. *Vegetation History and Archaeobotany,* **16**: 43-60.

Meyer, H., Hetzel, R., Strauss, H. (2010). Erosion rates on different timescales derived from cosmogenic 10Be and river loads: implications for landscape evolution in the Rhenish Massif, Germany. *International of Earth Science*, **99**: 395-412.

Meyers, P.A., Ishiwatari, R. (1993). Lacustrine organic geochemistry – An overview of indicators of organic-matter sources and diagenesis in lake sediments. *Organic Geochemistry*, **20**, 7: 867-900.

Meyers, P.A., Lallier-Vergès, E. (1999). Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quaternary paleoclimates. *Journal of Paleolimnology,* **21**: 345–372.

Meyers, P.A. (2003). Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry*, **34**: 261-289.

Michaud, J., Sorooshian, S. (1994). Comparison of simple versus complex distributed runoff models on a midsized semiarid watershed. *Water Resources Research*, **30**, 3: 593-605.

Millet, L., Vannière, B., Verneaux, V., Magny, M., Disnar, J.R., Laggoun-Défarge, F., Walter-Simonnet, A.V., Bossuet, G., Ortu, E., de Beaulieu, J.L. (2007). Response of littoral chironomid communities and organic matter to late glacial lake-level, vegetation and climate changes at Lago dell'Accesa (Tuscany, Italy). *Journal of Paleolimnology*, **38**: 525-539.

Miras, Y., Laggoun-Défarge, F., Guenet, P., Richard, H. (2004). Multi-disciplinary approach to changes in agro-pastoral activities since the Sub-Boreal in the surroundings of the "narse d'Espinasse" (Puy de Dôme, French Massif Central). *Vegetetion History and Archaeobotany*. **13**: 91-103.

Montjuvent, G., Chardon, M. (1989). *Les extensions glaciaires des versants ouest et sud des Grandes Rousses.* CNRS/Université de Grenoble.

Moore, P.D., Webb, J.A., Collinson, M.E. (1991). Pollen Analysis. Blackwell Scientific Publications. London.

Morellón, M., Valero-Garcés, B., González-Sampériz, P., Vegas-Vilarrúbia, T., Rubio, E., Rieradevall, M., Delgado-Huertas, A., Mata, P., Romero, O., Engstrom, D.R., López-Vicente, M., Navas, A. (2011). Climate changes and human activities recorded in the sediments of Lake Estanya (NE Spain) during the Medieval Warm Period and Little Ice Age. *Journal of Paleolimnology,* **46**: 423–452.

Morellón, M., Pérez-Sanz, A., Corella, J.P., Büntgen, U., Catalán, J., González-Sampériz, P., González-Trueba, J.J., López-Sáez, J.A., Moreno, A., Pla-Rabes, S., Saz Sánchez, M.A., Scussolini, P., Serrano, E., Steinhilber, F., Stefanova, V., Vegas-Vilarrúbia, T., Valero-Garcés, B. (2012). A multi-proxy perspective on millennium-long climate variability in the Southern Pyrenees. *Climate of the Past,* **8**: 683-700.

Moreno, A., Pérez, A., Frigola, J., Nieto-Moreno, V., Rodrigo-Gámiz, M., Martrat, B., González-Sampériz, P., Morellón, M., Martín-Puertas, C., Corella, J.P., Belmonte, A., Sancho, C., Cacho, I., Herrera, G., Canals, M., Grimalt, J.O., Jiménez-Espejo, F., Martínez-Ruiz, F., Vegas-Vilarrúbia, T., Valero-Garcés, B.L. (2012). The Medieval Climate Anomaly in the Iberian Peninsula reconstructed from marine and lake records. *Quaternary Science Reviews,* **43**: 16-32.

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

Moros, M., Emeis, K., Risebrobakken, B., Snowball, I., Kuijpers, A., McManus, J., Jansen, E. (2004). Sea surface temperatures and ice rafting in the Holocene North Atlantic: climate influences on northern Europe and Greenland. *Quaternary Science Reviews*, **23**, 20-22: 2113-2126.

Moscariello, A., Pugin, A., Wildi, W., Beck, C., Chapron, E., de Batist, M., Girarclos, S., Ivy Ocks, S., Rachoud-Schneider, A.M., Signer, C., van Clauwenberghe, T. (1998). Déglaciation würmienne dans des conditions lacustres à la terminaison occidentale du basin lémanique (Suisse occidentale et France). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **91**: 185-201.

Moss, A.J., Green, P. (1983). Movement of solids in air and water by raindrop impact. effects of drop-size and water-depth variations. *Australian Journal of Soil Research*, **21**, 3: 257-269.

Motelica-Heino, M., Rauch, S., Morrison, G.M., Donard, O.F.X. (2001) Determination of palladium, platinium and rhodium concentrations in urban road sediments by laser ablation-ICP-MS. *Analytica Chimica Acta,* **436**: 233-244.

Mourrier, B., Poulenard, J., Chauvel, C., Faivre, P., Carcaillet, C. (2008). Distinguishing subalpine soil types using extractible Al and Fe fractions and REE geochemistry. *Geoderma*, **145**: 1-2: 107-120.

Mudelsee, M., Börngen, M., Tetzlaff, G., Grünewald, U. (2003). No upward trends in the occurrence of extreme floods in central Europe. *Nature*, **425**: 166-169.

Mulder, T., Cochonat, P. (1996). Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research*, **66**: 43-57.

Mulder, T., Alexander, J. (2001). The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, **48**: 269-299.

Mulder, T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S. Faugères, J.C., Savoye, B. (2003). Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology*, **20**: 861-882.

Muldersee, M., Börngen, M., Tetzlaff, G., Grünewald, U. (2003). No upward trends in the occurrence of extreme floods in central Europe. *Nature*, **425**: 166-169.

Mulder, T., Chapron, E. (2011). Flood deposits in continental and marine environments: character and significance, in: Sediment transfer from shelf to deep water — Revisiting the delivery system, AAPG Studies in Geology, 61, R. M. Slatt and C. Zavala, eds., 1-30.

N

Nauman, E. (1922). *Die Bodenablagerungen des Süsswassers*. Stuttgart: Arch. Hydrobiol.

Nearing, M.A., Jetten, V., Baffaut, C., Cerdan, O., Couturier, A., Hernandez, M., Le Bissonnais, Y., Nichols, M.H., Nunes, J.P., Renschler, C.S., Souchère, V., van Oost, K. (2005). Modeling response of soil erosion and runoff to changes in precipitation and cover. *Catena*, **61**, 2-3: 131-154.

Négrel, P., Kloppmann, W., Garcin, M., Giot, D.(2004). Lead isotope signatures of Holocene fluvial sediments from the Loire River valley. *Applied Geochemistry*, **19**: 957-972.

Nesje, A., Matthews, J.A., Dahl, S.O., Berrisford, M.S., Andersson, C. (2001). Holocene glacier fluctuations of Flatebreen and winter-precipitation changes in the Jostedalsbreen region, western Norvay, based on glaciolacustrine sediment records. *The Holocene*, **11**, 3: 267-280.

Nesje, A., Bakke, J., Dahl, S.O., Lie, Ø., Matthews, J.A. (2004). Norwegian mountain glaciers in the past, present and future. *Global and Planetary Change*, **60**, 1-2: 10-27.

Nicollussi, K., Kaufmann, M., Patzelt, G., van der Plicht, J., Thurner, A. (2005). Holocene tree-line variability in the Kauner Valley, Central Eastern Alps, indicated by dendrochronological analysis of living trees and subfossil logs. *Vegetation History and Archeobotany*, **14**, 3: 221-234.

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 Université d'Orléans.

Noël, H., Garbolino, E., Brauer, A., Lallier-Vergès, E., de Beaulieu, J.L., Disnar, J.R. (2001). Human impact and soil erosion during the last 5000 yrs as recored in lacustrine sedimentary organic matte rat Lac d'Annecy, the French Alps. *Journal of Paleolimnology*, **25**: 229-244.

Nomade, J., Chapron, E., Desmet, M., Reyss, J.L., Arnaud, F., Lignier, V. (2005). Reconstructing historical seismicity from lake sediments (Lake Laffrey, Western Alps, France). *Terra Nova*, **117**: 4: 350-357.

O

Ojima, D.S., Galvin, K.A., Turner, B.L. (1994). The Global Impact of Land-Use Change. *BioScience*, **44**, 5: 300-304.

Ollesch, G., Kistner, I., Meissner, R., Lindenschmidt, K.E. (2006). Modelling of snowmelt erosion and sediment yield in a small low-mountain catchment in Germany. *Catena*, **68**: 131-176.

Olsson, I.U. (1991). Accuracy and precision in sediment chronology. *Hydrobiología*, **214**, 1: 25-34.

Ortega, B., Caballero, M., Lozano, S., Vilaclara, G., Rodríguez, A. (2006). Rock magnetic and geochemical proxies for iron mineral diagenesis in a tropical lake: Lago Verde, Los Tuxtlas, East–Central Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, **250**, 3-4: 444-458.

P

Parajka, J., Kohnova, S., Balint, G., Barbuc, M., Borga, M., Claps, P., Cheval, S., Gaume, E., Hlavcova, K., Merz, R., Pfaundler, M., Stancalie, G., Szolgay, J., Bloschl, G. (2010). Seasonal characteristics of flood regimes across the Alpine-Carpathian range. *Journal of Hydrology*, **394**: 78-89.

Patience, A.J., Lallier-Vergès, E., Sifeddine, A., Albéric, P., Guillet, B. (1995). *Organic fluxes and early diagenesis in the lacustrine environment*. in: Organic matter accumulation. Lallier-Vergès, E., Tribovillard, N., Bertrand, P. (Eds), Lecture Notes in Earth Sciences, Springer, Heidelberg, 57: pp. 145–156.

Pauling, A., Luterbacher, J., Casty, C., Wanner, H. (2006). Five hundred years of gridded high-resolution precipitation reconstructions over Europe and the connection to large-scale circulation. *Climate Dynamics.* **26**, 4: 387-405.

Pearce, N.J.G, Westgate, J.A., Perkins, W.T., Eastwood, W.J., Shane, P. (1999). The application of laser ablation ICP-MS to the analysis of volcanic glass shards from tephra deposits: bulk glass and single shard analysis. *Global and Planetary Change,* **21**, 1-3: 151-171.

Peterson, J.R., Hamlett, J.M. (1998). Hydrologic calibration of the SWAT model in a watershed containing fragipan soils. *Journal of American water resources association*, **34**, 3: 531-544.

Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E., Stievenard, M. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, **399**: 409-413.

Piccarreta M., Caldara M., Capolongo D., Boenzi F. (2011). Holocene geomorphic activity related to climatic change and human impact in Basilicata, Southern Italy. *Geomorphology*, **128**, 3-4: 137-147.

Pinglot, J.F., Pourchet, M. (1995). Radioactivity measurements applied to glaciers and lake sediments. *The Science of the Total Environment,* **173/174**: 211-223.

Pinton, V., Carrara, N. (2007). *La collezione della palafitta di Ledro del Museo di Antropologia dell'Università di Padova: ricostruzione del paleoambiente. Annali dell'Università degli Studi di Ferrara* – Museologia Scientifica e Naturalistica. Special Volume : pp. 11-14.

Pfister, C. (2009). Die "Katastrophenlücke" des 20. Jahrhunderts und der Verlust traditionalen Risikobewusstseins. *GAIA*, **18**: 239-246.

Pla-Rabes, S., Catalán, J. (2011). Deciphering chrysophyte responses to climate seasonality. *Journal of Paleolimnology,* **46**: 139-150.

Poesen, J., Nachtergaele, J., Verstraeten, G., Valentin, C. (2003). Gully erosion and environmental change: importance and research needs. *Catena*, **50**, 2-4: 91-133.

Pons, A., Guiot, J., de Beaulieu, J.L., Reille, M. (1992). Recent contributions to the climatology of the last glacial-interglacial cycle based on French pollen sequences. *Quaternary Science Reviews,* **11**, 4: 439-448.

Poulenard, J., Podwojewski, P. (2003). *Alpine Soils*. Eds M. Dekker, Encyclopedia of Soil Science.

Q

Quansah, C. (1981). The effect of soil type, slope, rain intensity and their interactions on slpash detachment and transport. *Journal of Soil Science*, **32**, 2: 215-224.

R

Raclot, D., Albergel, J. (2006). Runoff and water erosion modelling using WEPP on a Mediterranean cultivated catchment. *Physics and Chemistry of the Earth*, **31**: 1038-1047.

Ramanampisoa, L., Disnar, J.R. (1994). Primary control of paleoproduction on organic matter preservation and accumulation in the Kimmeridge rocks of Yorkshire (UK). *Organic Geochemistry*, **21**: 1153-1167.

Reille, M. (1992-1998). *Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord*. Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, Université d'Aix-Marseille, France.

Reille, M., de Beaulieu, J.L. (1990). Pollen analysis of a long upper Pleistocene continental sequence in a Velay maar (Massif Central, France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **80**: 1: 35-48.

Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E. (2009). IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **51**: 1111-1150.

Rein, B., Lückge, A., Sirocko, F. (2004). A major Holocene ENSO anomaly during the Medieval period. *Geophysical Research Letter*, **31**: L17211.

Rein, B. (2007). How do the 1982/83 and 1997/98 El Ninos rank in a geological record from Peru? *Quaternary International*, **161**: 56-66.

Renssen H., Seppä H., Heiri O., Roche D.M., Goosse, H., Fichefet T. (2009). The spatial and temporal complexity of the Holocene thermal maximum. *Nature Geoscience,* **2**: 411-414.

Reynolds, C., Dokulil, M., Padisák, J. (2000). Understanding the assembly of phytoplankton in relation to the trophic spectrum: where are we now? *Hydrobiologia*, **424**: 147-152.

Rimbu, N., Lohmann, G., Lorenz, S.J., Kim, J.H., Schneider, R.R. (2003). Holocene climate variability as derived from alkenone sea surface temperature and coupled ocean-atmosphere model experiments. *Climate Dynamics*, **23**, 2: 215-227.

Rius D., Vannière B., Galop D. (2009). Fire frequency and landscape management in the northwestern Pyrenean piedmont, France, since the early Neolithic (8000 cal. BP). *The Holocene,* **19**, 6, 847-859.

Romero, R., Sumner, G., Ramis, C., Genovés, A. (1999). A classification of the atmospheric circulation patterns producing significant daily rainfall in the Spanish Mediterranean area. *International Journal of Climatology,* **19**: 765-785.

Roose, E. (1994). *Introduction à la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols (GCES)*. Bulletin pédologique de la FAO, 70, 442 pp.

Rosenberg, D.M., Berkes, F., Badaly, R.A., Hecky, R.E., Kelly, C.A., Rudd, J.W.M. (1997). Large-scale impacts of hydroelectric development. *Environmental Reviews,* **5**: 27-54.

Roussel-Debet, S., Renaud, P., Métivier, J.M. (2007). ^{137}Cs in French soils: Deposition patterns and 15-year evolution. *The Science of Total Environment,* **374**, pp. 388-398.

Ruddiman, W.F. (2003). The anthropogenic greenhouse era began thousands of years ago. *Climatic Change,* **61**, 261–293.

Ruddiman, W.F. (2007). The early anthropogenic hypothesis: challenges and responses. *Reviews of Geophysics*, **45**: 1-37.

S

Sachse, D., Radke, J., Gleixner, G. (2006). δD values of individual n-alkanes from terrestrial plants along a climatic gradient - Implications for the sedimentary biomarker record. *Organic Geochemistry*, **37**, 4: 469-483.

St-Onge, G., Stoner, J.S., Hillaire-Marcel, C. (2003). Holocene paleomagnetic records from the St. Lawrence Estuary, eastern Canada: centennial- to millennial-scale geomagnetic modulation of cosmogenic isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, **209**: 1-2: 113-130.

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

St-Onge, G., Chapron, E., Mulsow, S., Salas, M., Viel, M., Debret, M., Foucher, A., Mulder, T., Winiarski, T., Desmet, M., Costa, P.J.M., Ghaleb, B., Jaouen, A., Locat, J. (2012). Comparison of earthquake-triggered turbidites from the Saguenay (Eastern Canada) and Reloncavi (Chilean margin) Fjords: Implications for paleoseismicity and sedimentology. *Sedimentary Geology*, **243-244**: 89-107.

Sala, O.E., Stuart Chapin, F., Armesto, J.J., Berlow, E., Bloomfield, J., Dirzo, R., Huber-Sanwald, E., Huenneke, L.F., Jackson, R.B., Kinzig, A., Leemans, R., Lodge, D.M., Mooney, H.A., Oesterheld1, M., LeRoy Poff, N., Sykes, M.T., Walker, B.H., Walker, M., Wal, D.H., Global Biodiversity Scenarios for the Year 2100. *Science*, **287**, 5459: 1770-1774.

Saz Sánchez, M.A. (2003). *Temperaturas y precipitaciones en la mitad norte de España desde el siglo XV*. In: Estudio Dendroclimático, Serie Investigación, Publicaciones del Consejo de la Naturaleza de Aragón, Zaragoza, Spain.

Schaller, M., von Blanckenburg, F., Hovius, N., Kubik, P.W. (2001). Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, **188**, 3-4: 441-458.

Schiefer, E., Gilbert, R., Hassan, M. (2011). A lake sediment-based proxy of floods in the Rocky Mountain Front Ranges, Canada. *Journal of Paleolimnology*, **45**, 2: 137-149.

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

Schmidt, R., Kamenik, C., Roth, M. (2007). Siliceous algae-based seasonal temperature inference and indicator pollen tracking ca. 4,000 years of climate/land use dependency in the southern Austrian Alps. *Journal of Paleolimnology*, **38**: 541-554.

Schmocker-Fackel, P., Naef, F. (2010). Changes in flood frequencies in Switzerland since 1500. *Hydrology and Earth System Sciences*, **14**: 1581-1594.

Schnellmann, 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.

Schnellmann, M., Anselmetti, F.S., Giardini, D., McKenzie, J.A. (2006). 15,000 Years of mass-movement history in Lake Lucerne: Implications for seismic and tsunami hazards. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **99**, 3: 409-428.

Scussolini, P., Vegas-Vilarrúbia, T., Rull, V., Corella, J.P., Valero-Garcés, B., Gomà, J. (2011). Middle and late Holocene climate change and human impact inferred from diatoms, algae and aquatic macrophyte pollen in sediments from Lake Montcortès (NE Iberian Peninsula). *Journal of Paleolimnology,* **46**: 369-385.

SDAGE 2010-2015, *Bassin Rhône Méditerranée – Objectifs des masses d'eau du basin Rhône Méditerranée*, pp. 9.

Sebag, D., Disnar, J.R., Guillet, B., Di Giovanni, C., Verrecchia, E.P., Durand, A. (2005). Monitoring organic matter dynamics in soil profiles by 'Rock-Eval pyrolysis': bulk characterization and quatification of degradation. *European Journal of Soil Science*, **57**: 344-355.

Sebag, D., Copard, Y., Di Giovanni, C., Durand, A., Laignel, B., Ogier, S., Lallier-Verges, E. (2006). Palynofacies as useful tool to study origins and transfers of particulate organic matter in recent terrestrial environments: Synopsis and prospects. *Earth-Science Reviews,* **79**: 241-259.

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

Seppä, H., Hammarlun, D., Antonsson, K. (2005). Low-frequency and high-frequency changes in temperature and effective humidity during the Holocene in south-central Sweden: implications for atmospheric and oceanic forcings of climate. *Climate Dynamics*, **25**: 285-297.

Shennan, I., Bradley, S., Milne, G., Brooks, A., Bassett, S., Hamilton, S. (2006). Relative sea-level changes, glacial isostatic modelling and ice-sheet reconstructions from the British Isles since the Last Glacial Maximum. *Journal of Quaternary Science*, **21**, 6: 585-599.

Siani, G., Paterne, M., Colin, C. (2010). Late Glacial to Holocene planktic foraminifera bioevents and climatic record in the South Adriatic Sea. *Journal of Quaternary Science*, **25**, 5: 808-821.

Sifeddine, A., Bertrand, P., Lallier-Vergès, E., Patience, A.J. (1996). Lacustrine organic fluxes and palaeoclimatic variations during the last 15 ka: Lac du Bouchet (Massif Central, France). *Quaternary Science Reviews*, **15**: 203-211.

Six, D., Reynaud, L., Letréguilly, A. (2007). Bilans de masse des glaciers alpins et scandinaves, leurs relations avec l'oscillation du climat de l'Atlantique nord. *Earth and Planetary Sciences*, **333**: 693-698.

Souchère, V., Cerdan, O., Ludwig, B., Le Bissonnais, Y., Couturier, A., Papy, F. (2003). Modelling ephemeral gully erosion in small cultivated catchments. *Catena*, **50**: 489-505.

Steinhilber, F., Beer, J., Fröhlich, C. (2009). Total solar irradiance during the Holocene. *Geophysical Research Letters,* **36**, n°L19704.

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

Stockmaar, J. (1971). Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen Spores*, **13**: 615-621.

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

Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., van der Plicht, J., Spurk, M. (1998). Intcal98 radiocarbon age calibration, 24 000-0 cal BP. *Radiocarbon*, **40**: 1041-1083.

Sturm, M., Matter, A., 1978. *Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents.* In: Matter, A., Tucker, M. (Eds.), Modern and ancient lake sediments. Blackwell Scientific Publications, Bern, pp. 147–168.

T

Talbot, M.R., Livingstone, D.A. (1989). Hydrogen index and carbon isotopes of lacustrine organic matter as lake level indicators. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **70**: 121-137.

Talon, B. (2010). Reconstruction of Holocene high-altitude vegetation cover in the French Southern Alps: evidence from soil charcoal. *The Holocene*, **20**, 1: 35-44.

Tanasienko, A.A., Yakutina, O.P., Chumbaev, A.S. (2009). Snowmelt runoff parameters and geochemical migration of elements in the dissected forest-steppe of West Siberia. *Catena*, **78**: 122-128.

Tanasienko, A.A., Yakutina, O.P., Chumbaev, A.S. (2011). Effect of snow amount on runoff, soil loss and suspended sediment during periods of snowmelt in southern West Siberia. *Catena*, **87**: 45-51.

Thouvenot, F., Fréchet, J., Jenatton, L., Gamond, J.F. (2003). The Belledonne Border fault: identification of an active seismic strike-slip fault in the western Alps. *Geophysical Journal International*, **155**: 174–192

Tinner, W., Lotter, A.F., Ammann, B., Conedera, M., Hubschmid, P., van Leeuwen, J.F.N., Wehrli, M. (2003). Climatic change and contemporaneous land-use phases north and south of the Alps 2300 BC to 800 AD. *Quaternary Science Reviews,* **22**: 1447-1460.

Torinesi, O., Letréguilly, A., Valla, F. (2002). A century reconstruction of the mass balance of Glacier de Sarennes, French Alps. *Journal of Glaciology*, **48**, 160: 142-148.

Touchart, L. (1993). La machine lacustre: l'exemple du Léman. *Annales de Géographie,* **573**: 449-471.

Trachsel, M., Kamenik, C., Grosjean, M., McCarroll, D., Moberg, A., Brázdil, R., Büntgen, U., Dobrovolný, P., Esper, J., Frank, D.C., Friedrich, M., Glaser, R., Larocque-Tobler, I., Nicolussi, K., Riemann, D. (2012). Multi-archive summer temperature reconstruction for the European Alps, AD 1053-1996. *Quaternary Science Reviews,* **46**: 66-79.

Tropeano, D., Turconi, L. (2004). Using Historical Documents for Landslide, Debris Flow and Stream Flood Prevention. Applications in Northern Italy. *Natural Hazards*, **31**: 663-679.

Trouet, V., Esper, J., Graham, N.E., Baker, A., Scourse, J.D., Frank, D.C. (2009). Persistent positive North Atlantic Oscillation mode dominated the Medieval Climate Anomaly. *Science*, **324**: 78-80.

Tyson, R.V. (1995). *Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies*. Eds. Chapman and Hall, London, 615 pp.

U

V

Valentin, C., Poesen, J., Li, Y. (2005). Gully erosion: Impacts, factors and control. *Catena*, **63**, 2-3: 132-153.

Valsecchi, V., Tinner, W., Finsinger, W., Ammann, B. (2006). Human impact during the Bronze Age on the vegetation at Lago Lucone (northern Italy). *Vegetation History and Archaeobotany,* **15**, 2: 99-113.

van Geel, B., Renssen, H. (1996). Archaeological and palaeocological indications of an abrupt climatic change in the Netherland and evidence for climatological teleconnections around 2650 BP. *Journal of Quaternary Science,* **11**: 451-460.

Vannière, B., Bossuet, G., Gauthier, E. (2000). Susceptibilité magnétique et indice polliniques, marqueurs de l'impact anthropique et de la dynamique fluviale dans la basse vallée du Doubs (Jura, France) entre le Ier et le VIIIe siècles après J.-C. *Compte Rendu de l'Accadémie des Sciences, Série IIA*, **331**, 3: 203-210.

Vannière, B., Bossuet, G., Walter-Simonnet, A.V., Gauthier, E., Barral, P., Petit, C., Buatier, M., Daubigney, A. (2003). Land use change, soil erosion and alluvial dynamic in the lower Doubs Valley over the 1st millenium AD (Neublans, Jura, France). *Journal of Archaeological Science*, **30**, 10: 1283-1299.

Vannière B., Bossuet G., Walter-Simonnet A.V., Ruffaldi P., Adatte T., Rossy M., Magny M. (2004). High-resolution record of environnemental changes and tephrochronological markers of the Last Glacial-Holocene Transition at Lake Lautrey (Jura, France). *Journal of Quaternary Science*, **18**, 8: 797-808.

Vannière, B., Colombaroli, D., Chapron, E., Leroux, A., Tinner, W., Magny, M. (2008). Climate versus human-driven fire regimes in Mediterranean landscapes: the Holocene record of Lago dell'Accesa (Tuscany, Italy). *Quaternary Science Reviews,* **27**: 1181-1196.

Vannière, B., Colombaroli, D., Roberts, N. (2010). A fire paradox in ecosystems around the Mediterranean. *PAGES News*, **18**, 2: 63-65.

Vannière, B., Power, M.J., Roberts, N., Tinner, W., Carrión, J., Magny, M., Bartlein, P. (2011). Circum-Mediterranean fire activity and climate changes during the mid Holocene environmental transition (8500-2500 cal yr BP). *The Holocene,* **21**, 1: 53-73.

Vannière, B., Magny, M., Joannin, S., Simonneau, A., Wirth, SB., Hamann, Y., Chapron, E., Gilli, A., Desmet, M., Anselmetti, FS. (soumis CP). Orbital changes, variation in solar activity and increased anthropogenic activities: controls on the Holocene flood frequency in the Lake Ledro area, Northern Italy. Climate of the Past.

van Oost, K., van Muysen, W., Govers, G., Heckrath, G., Quine, T.A., Poesen, J. (2003). Simulation of the redistribution of soil by tillage on complex topographies. *European Journal of Soil Science,* **54**: 63-76.

van Rensbergen, P., de Batist, M., Beck, C., Chapron, E. (1999). High-resolution seismic stratigraphy of glacial to interglacial fill of a deep glacigenic lake: Lake Le Bourget, Northwestern Alps, France. *Sedimentary Geology,* **128**: 99-129.

Vasskog, K., Nesje, A., Støren, E.N., Waldmann, N., Chapron, E., Ariztegui, D. (2011). A Holocene record of snow-avalanche and flood activity reconstructed from a lacustrine sedimentary sequence in Oldevatnet, western Norway. *The Holocene,* 21, 4: 597-614.

Versteegh, G.J.M. (2005). Solar Forcing of Climate. 2: Evidence from the Past. *Space Science Reviews*, **120**, 3-4: 243-286.

Vincent, C. (2002). Influence of climate change over the 20th century on four French glacier mass balances, *Journal of Geophysical Research*, **107**, D19, 4375, doi:10.1029/2001JD000832.

Vincent, C., Le Meur, E., Six, D. (2005). Solving the paradox of the end of the Little Ice Age in the Alps. Geophysical Research Letters, 32, L09706, doi:10.1029/2005GL022552.

Voigt, W., Perner, J., Davis, A.J., Eggers, T., Schumacher, J., Bährmann, R., Fabian, B., Heinrich, W., Köhler, G., Lichter, D., Marstaller, R., Sander, F.W. (2003). Trophic levels are differentially sensitive to climate. *Ecology*, **84**: 2444-2453.

Vollweiler, N., Scholz, D., Mühlinghaus, C., Mangini, A., Spötl, C. (2006). A precisely dated climate record fort he last 9 kyr from three high alpine stalagmites, Spannagel Cave, Austria. *Geophysical Research Letters*, **33**: L20703.

von Grafenstein, U., Erlenkeuser, H., Brauer, A., Jouzel, J., Johnsen, S.J. (1999). A Mid-European Decadal Isotope-CLimate Record from 15,500 to 5000 Years B.P. *Science*, **284**: 1654-1657.

von Gunten, L., Grosjean, M., Rein, B., Urrutia, R., Appleby, P. (2009). A quantitative high-resolution summer temperature reconstruction based on sedimentary pigments from Laguna Aculeo, central Chile, back to AD850. *The Holocene*, **19**, 6: 873-881.

W

Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goose, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J.O., Küttel, M., Müller, S.A., Prentice, I.C., Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M., Widmann, M. (2008). Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, **27**: 1791-1828.

Wanner, H., Solomina, O., Grosjean, M., Ritz, S. P., Jetel, M. (2011). Struture and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews*, **30**: 3109-3123.

Wei, W., Chen, L., Fu, B. (2009). Effects of rainfall change on water erosion processes in terrestrial ecosystems: a review. *The Holocene*, **33**, 3: 307-318.

Weliky, K., Suess, E., Ungerer, C.A. (1983). Problems with accurate carbon measurements in marine sediments and particulate matter in seawater: A new approach. *Limnology and Oceanography*, **28**: 1252-1259.

Wick, L., Tinner, W. (1997). Vegetation changes and timberline fluctuations in the Central Alps as indicators of Holocene climatic oscillations. *Arctic and Alpine Research,* **29**: 445–58.

Wick, L., van Leeuwen, J.F.N., van der Knaap, W.O., Lotter, A.F. (2003). Holocene vegetation development in the catchment of Sägistalsee (1935 m asl), a small lake in the Swiss Alps, *Journal of Paleolimnology,* **30**: 261-272.

Wiles, G.C., D'Arrigo, R.D., Villalba, R., Calkin, P.E., Barclay, D.J. (2004). Century-scale solar variability and Alaskan temperature change over the past millennium. *Geophysical Research Letters*, **31**, L15203, doi:10.1029/2004GL020050.

Wilhem, B., Arnaud, F., Enters, D., Allignol, F., Legaz, A., Magand, O., Revillon, S., Giguet-Covex, C., Malet, E. (2012). Does global warming favour the occurrence of extreme floods in European Alps? First evidences from a NWAlps. *Climatic Change*, **113**: 563-581.

Wilkinson, T.J. (2005). Soil erosion and valley fills in the Yemen highlands and southern Turkey: Integrating settlement, geoarchaeology, and climate change. *Geoarchaeology*, **20**, 2: 169-192.

Wirth, S.B., Girardclos, S., Rellstab, C., Anselmetti, F.S. (2011). The sedimentary response to a pioneer geo-engineering project: Tracking the Kander River deviation in the sediments of Lake Thun (Switzerland). *Sedimentology*, **58**: 1737-1761.

Wirth, S.B., Gilli, A., Glur, L., Anselmetti, F.S., Ariztegui, D., Simonneau, A., Chapron, E., Vannière, B., Magny, M. (2012). Reconstructing the seasonality of late Holocene flodd events using varved lake sediments of Lake Ledro (Southern Alps, Italy). 3rd PAGES Varves Working Group Workshop, Manderscheid, Germany.

Wischmeier, W.H., Smith, D.D. (1965). *Predicting rainfall-erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains: guide for selection of practices for soil and water conservation*. Agricultural Handbook, Land degradation & Land concervation, Washington, pp. 47.

Wohl, E.E. (2000). Inland Flood Hazards: Human, Riparian, and Aquatic Communities, Cambridge University Press.

X

Y

Yanaï, J., Okada, T., Yamada, H. (2012). Elemental composition of agricultural soils in Japan in relation to soil type, land use and region. *Soil Science and Plant Nutrition*, **58**: 1-10.

Z

Zanchetta, G., Giraudi, C., Sulpizio, R., Magny, M., Drysdale R.N., Sadori, L. (2012). Constraining the onset of the Holocene "Neoglacial" over the central Italy using tephra layers. *Quaternary Research*, **78**, 2: 236-247.

Zhao, C., Yu, Z., Zhao, Y. (2010). Holocene climate trend, variability, and shift documented by lacustrine stable-isotope record in the northeastern United States. *Quaternary Science Reviews*, **29**: 1831-1843.

Zolitschka, B., Behre, K.E., Schneider, J. (2003). Human and climatic impact on the environment as derived from colluvial, fluvial and lacustrine archives – examples from the Bronze Age to the Migration period, Germany. *Quaternary Science Reviews,* **22**: 81–100.

Annexe 1

Articles publiés en co-auteurs.

Annexe 1.1, ***Article 1****, Graz et al. (2010).*

International Journal of Coal Geology 84 (2010) 49–62

Contents lists available at ScienceDirect

International Journal of Coal Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/ijcoalgeo

Quantitative palynofacies analysis as a new tool to study transfers of fossil organic matter in recent terrestrial environments

Y. Graz [a,*], C. Di-Giovanni [a], Y. Copard [b], F. Laggoun-Défarge [a], M. Boussafir [a], E. Lallier-Vergès [a], P. Baillif [a], L. Perdereau [a], A. Simonneau [a]

[a] Université d'Orléans, Université François Rabelais - Tours, CNRS/INSU, Institut des Sciences de la Terre d'Orléans - UMR 6113 Campus Géosciences, 1A, rue de la Férollerie, 45071 Orléans cedex 2, France
[b] M2C, UMR 6143 CNRS/Université de Rouen, place E. Blondel, Bat. Irese A, Université de Rouen, 76821 Mont Saint Aignan Cedex, France

ARTICLE INFO

Article history:
Received 31 January 2010
Received in revised form 6 August 2010
Accepted 7 August 2010
Available online 24 August 2010

Keywords:
Quantitative palynofacies
Fossil organic matter
Experimental watersheds
Marls
Carbon cycle
Weathering processes

ABSTRACT

Classical palynofacies method, which consists of an organic concentrate microscopic qualitative observation after mineral phase dissolution, is commonly used in order to study sedimentary organic matter. In the present study we develop a new quantitative palynofacies method that allows organic particles mass concentrations to be determined in studied samples. This method was developed to help quantify the input of fossil organic matter (FOM) into modern environments as a result of sedimentary rocks weathering. Studied samples were collected from different pools, like bedrocks, weathering profiles, soils and riverine particles in an experimental watershed "Le Laval". This watershed overlying Callovo–Oxfordian marls (1 km^2 in area) is located near Digne, Alpes-de-Haute-Provence, in France. In addition to palynofacies techniques, Rock-Eval 6 pyrolysis and Al_2O_3 content measurements (inductively coupled plasma emission spectrometry) were carried out on the samples. Obtained results show that this quantitative palynofacies method is suitable for FOM studies in modern environments, and FOM particles are quantified in the different pools. Results also give evidence that FOM alteration depends on the type of weathering, but also on the kind of organic particles. Soil formation under vegetation, resulting from the (bio)chemical weathering, lead to fossil organic particles concentration losses that do not exceed 30%. Elsewhere, mechanical weathering appears extremely fast and has no qualitative or quantitative influence on the observed FOM particles, which feeds directly into riverine stocks. FOM appears to be very resistant to weathering processes, this highlights its occurrence into supergene pools and then into carbon cycle. Quantitative palynofacies analysis is a new method adapted to such study, but can also be applied to other palynological, paleoenvironmental or archeological studies.

© 2010 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The study of the behavior of greenhouse gasses, such as CO_2, requires an estimation of carbon fluxes which occur between different carbon pools such as the atmosphere, soil, biosphere and hydrosphere (Houghton, 1998, 2005; IPCC, 2007). Numerous estimates of river and soil carbon amounts have been calculated (Holland, 1978; Degens et al., 1991; Probst, 1992; Eswaran et al., 1993; Amiotte-Suchet, 1995; Adams and Faure, 1996; Balesdent, 1996; Batjes, 1996; Ludwig et al., 1996; Carter et al., 1997; Aitkenhead and McDowell, 2000), but all these estimates generally neglect Fossil Organic Carbon (FOC), originating from weathering and erosion of ancient and recent sediments. However at the global scale, shales and carbonates chemical weathering release between 0.04 and 0.09 Gt/yr of FOC (Di-Giovanni et al., 2002; Copard et al., 2007) and 0.04 to 0.08 Gt of FOC has been argued to be delivered to the world's oceans by rivers (Meybeck, 1993; Blair et al., 2003, 2004; Meybeck, 2005). These fluxes are the same order of magnitude as rivers global particular organic carbon load, estimated between 0.09 and 0.3 Gt C/yr (Berner, 1992; Ludwig et al., 1996; Stallard, 1998), thus suggesting that FOC should be taken into account.

Numerous studies have already tracked FOC occurrence in different compartments, such as rivers (Kao and Liu, 1996; Di-Giovanni et al., 2000; Masiello and Druffel, 2001; Raymond and Bauer, 2001; Blair et al., 2003, 2004; Raymond and Bauer, 2004), soils (Lichtfouse et al., 1997a,b; Di-Giovanni et al., 1998a, 1999a,b, 2000; Copard et al., 2006) and recent sediments (Combaz et al., 1977; Tyson, 1995; Eglinton et al., 1997; Di-Giovanni et al., 1997, 1998b, 1999b, 2000; Leithold and Blair, 2001; Blair et al., 2003; Dickens et al., 2004a,b; Wakeham et al., 2004) using a large analytical panel, such as microscopic (palynofacies method), isotopical (^{13}C, radiocarbon ages), geochemical (organic carbon, C, N), molecular and physical (IR spectra analysis) investigations. All these works reveal either –i) the discrimination of FOC from Recent Organic Carbon (ROC), or –ii)

* Corresponding author. Institut des Sciences de la terre d'Orléans, Université d'Orléans/Université François Rabelais de Tours, CNRS/INSU UMR 6113, 1A rue de la Férollerie, 45072 Orléans, France. Fax: +33 02 38 41 72 12.
E-mail addresses: yann.graz@univ-orleans.fr (Y. Graz), Christian.Di-Giovanni@univ-orleans.fr (C. Di-Giovanni).

0166-5162/$ – see front matter © 2010 Elsevier B.V. All rights reserved.
doi:10.1016/j.coal.2010.08.006

the quantification of FOC losses during rocks weathering and erosion, but neither can perform both operation simultaneously.

In this work, we propose a new quantitative optical method (quantitative palynofacies analysis) using a pollen standard and organic particles densities. This method allows the mass concentration of each type of organic particle in the studied samples to be obtained. Investigations were carried on marl weathering profiles because FOC content of such a sedimentary rock is higher than carbonate and sandstones, and these rocks represent about 30% of the global continental surface (Amiotte-Suchet et al., 2003).

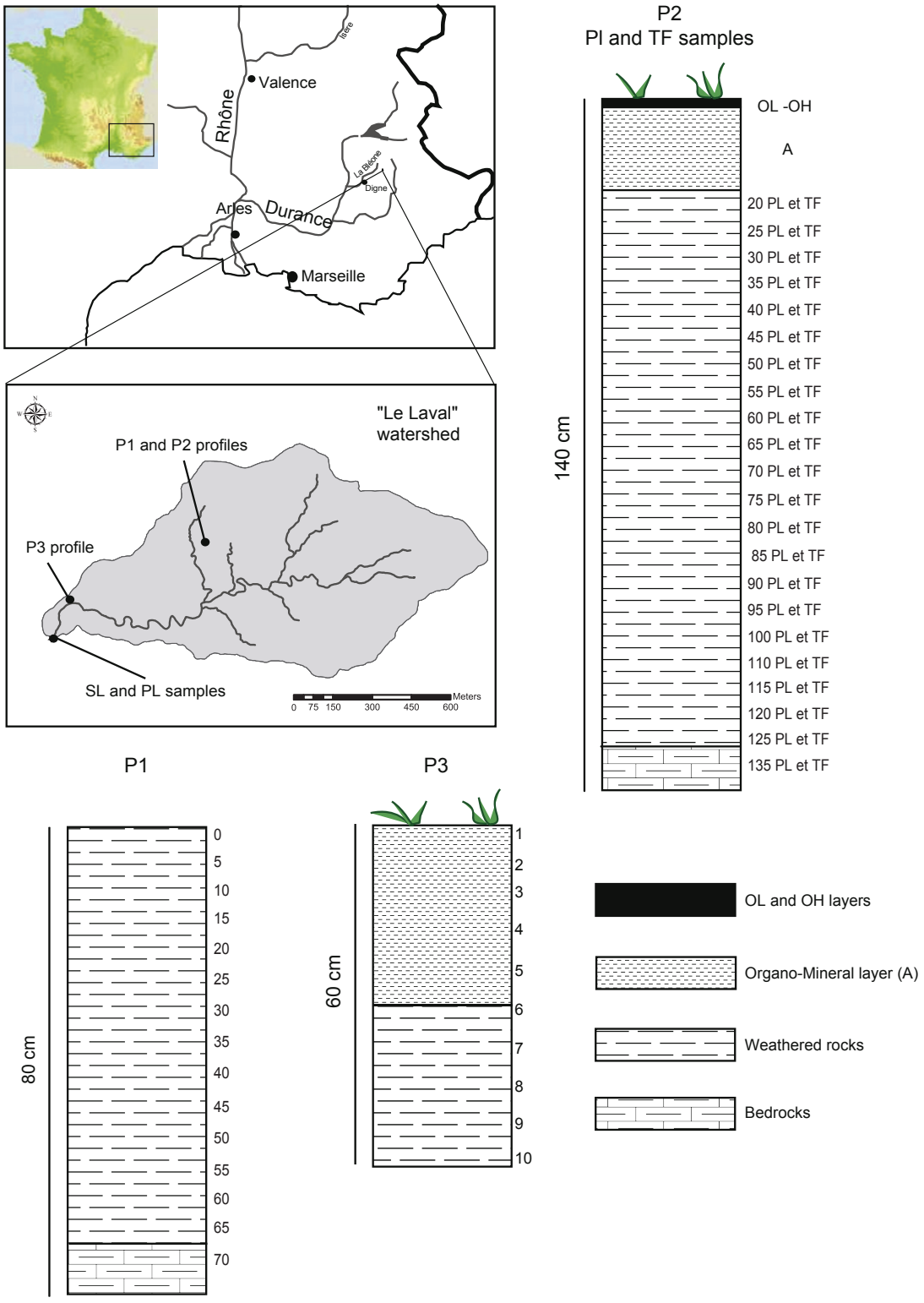


Fig. 1. Geographical location of "Le Laval" watershed and schematic weathering profiles studied. Compact fragments of rock samples (PL); fine and friable elements samples (TF); suspended load samples (SL); bed load samples (BL); litter layers samples (OL); humic layers samples (OH) and organo-mineral layers samples (A).

2. Study area and sampling

The studied area is the "Le Laval" watershed located near Digne (Alpes-de-Haute-Provence, France, Fig. 1). The watershed is poorly vegetated (21% vegetation density) and the vegetation is mainly composed of grass, graminaceous plants, brooms, scots pines and oaks overlying Callovo–Oxfordian marly limestones (Mathys, 2006). Three weathering profiles were collected: P1 (80 cm thick) is a bedrock/weathered rocks (alterites) profile (Fig. 1) from a slope without vegetation context. 15 samples were collected every 5 cm, from the bedrock (>70 cm depth) to the surface.

P2 (140 cm thick) is a bedrock/alterites/soil profile (Fig. 1) from a wooded slope area. This profile consists of soil horizons (litter layers – OL, humic layers – OH, and organo-mineral layers –A) in the first 20 cm, followed by 105 cm of alterites and then by bedrock. Two types of material were distinguished: –i) compact fragments of rock (PL) and –ii) fine and friable elements (TF). 47 samples were collected every 5 cm (3 soils layers, 22 PL samples and 22 TF samples).

P3 (60 cm thick) is an alterites/soil profile (Fig. 1) from a flat pasture area. The profile is composed mainly of clay in the first 30 cm, and then of a mixture of clay and rock fragments. 10 samples were collected every 6 cm.

Riverine particle samples were also examined. Height Laval suspended load (SL) samples were collected using automatic sampling between July 2006 and January 2008 and two bed load (BL) samples were collected in 2002 and 2006.

3. Methods

3.1. Microscopic investigations

Optical investigations (palynofacies method) were performed with a DMR XP Leica microscope by using the transmitted light mode. Initially developed by Combaz (1964), the palynofacies method consists of a study of thin slides of a total assemblage of particulate organic matter isolated from sedimentary rocks using HCl–HF. The approach involves the distinction of different categories of petrographic components based on their size, form and colour, and an estimate of their relative proportions in the particular organic assemblage (Combaz, 1980; Tyson, 1995). Relative quantification was performed with a 50× objective and it is effective when 500 particles are counted, because variations of relative abundances were also lower than 5% (Sebag et al., 2006a,b).

Quantitative methods have already been developed by different authors (Battarbee and Kneen 1982; Vernal et al., 1987) in order to evaluate diatoms, pollens, or microfossil abundance in sediments. In these studies, a known number of standard particles (*Lycopodium* or *Eucalyptus* pollens, polystyrene microspheres) is incorporated in the studied samples. After counting, the surface relationship between standards and studied particles allows to estimate particles occurrences (i.e. number of particles).

Here, quantitative palynofacies analysis is based on the incorporation of a known mass of standard (*Cupressus* pollen) in organic concentrate after acid attacks. *Cupressus* pollen was chosen as a standard because of its strong reaction under UV excitation that helps greatly in its identification (Fig. 2d). For each sample, the mass concentration of each kind of particle in organic concentrate is obtained after observations and counting (500 particles) as follow (Eq. (1)):

$$\text{Particles (mg) in organic concentrate} = \frac{\text{Mass standard added (mg)} \times \text{Particles area (\%)}}{\text{Standard area (\%)}} \times \frac{\text{Particles density}}{\text{Standard density}} \quad (1)$$

This corresponds to a comparison between the mass of standard added to the area ratio between the studied organic particle and standard which are then corrected by the organic particles densities.

Particles mass concentrations in initial sample (prior acid attacks) are calculated as follow (Eq. (2)):

$$\text{Particles mass concentration (mg/g sample)} = \frac{\text{Particles (mg)}}{\text{Initial sample mass (mg)}} \quad (2)$$

3.2. Rock-Eval pyrolysis

The geochemical characteristics of the samples were acquired using Rock-Eval 6 pyrolysis (RE6, Vinci Technologies®). Previously developed for petroleum purposes and the analysis of sedimentary rocks, the method has been now been successfully tested for recent material (Di-Giovanni et al., 1998a,b; Disnar et al., 2003; Copard et al., 2006; Sebag et al., 2006c).

The protocol consists of two successive stages performed under a temperature program of 30 °C min^{-1}. The first consists of pyrolysis of 100 mg of crushed sample in an oven. Hydrocarbon and oxygenated products released during a temperature increase from 200 to 650 °C are removed via a N_2 flow and quantified with flame ionization and infrared detectors. The second stage consists of oxidation in an oven of the carbonaceous residue subjected to a temperature increase from 400 to 750 °C (Espitalié et al., 1985; Lafargue et al., 1998; Behar et al., 2001).

Analysis of the pyrolysis signal provides a number of parameters, such as –i) Tmax, the temperature in °C at which the maximal hydrocarbon (HC) release occurs, and –ii) the hydrogen index (HI, in mg HC g^{-1} TOC), which can be defined as an indicator of the hydrogen richness of a sample. The organic carbon content (OC) is given by the total organic carbon (TOC, expressed in wt.%), that is equal to the sum of pyrolysed OC and residual OC provided by the oxidation stage.

3.3. Al_2O_3 contents

Quantitative palynofacies aims to quantify FOM mass concentrations in studied samples, but it also aims to estimate FOM loss during bedrock weathering. Indeed, mineral fractions can undergo significant changes in chemical composition during weathering processes (i.e. carbonate dissolution, silicates hydrolysis). Thus, an equivalent FOM mass concentration into two compartments (i.e. soil and bedrock) can be interpreted in two ways: –i) a FOM loss during bedrocks weathering or –ii) an evolution of FOM concentration caused by a loss of mineral phase. To overcome this problem, all mass concentrations were normalized to the Al_2O_3 contents of studied samples as this oxide is resistant toward chemical dissolution (Campy and Macaire, 1989, 2003).

Al_2O_3 contents were obtained by ICP analysis (inductively coupled plasma emission spectrometry) with a Jobin-Yvon ULTIMA® spectrometer. 100 mg of finely crushed raw sample (prior to acid attacks) is mixed with 250 mg $LiBO_2$ and melted at 1000 °C for 5 min under argon. The pearl produced is then dissolved in nitric acid and the solution is then pulverized in an argon plasma (10,000 K). This leads to –i) the dissociation of matter into atoms and ions and –ii) the emission of characteristic wavelengths when atoms return to a lower energy states.

4. Results

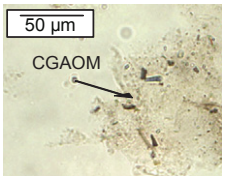
4.1. Quantitative palynofacies investigations

4.1.1. Particles description

Twelve categories of organic particles were identified in the samples following different morphological and textural criteria (palynofacies observations in transmitted and reflected light, Fig. 2). Because the present study deals with the measurement of the density of each of categories of organics particles, we firstly present all

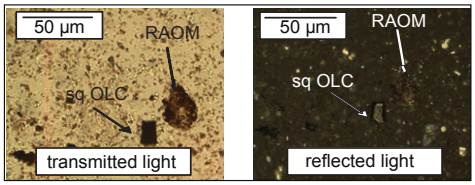
a) Amorphous particles

clear and granular amorphous organic matter (CGAOM)



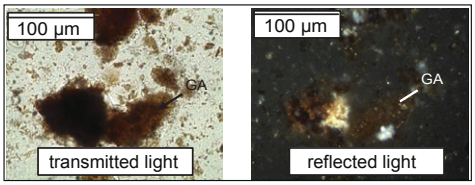
- groups of gray or yellow colloidal particles

reddish amorphous organic matter (RAOM)



- groups of dark red colloidal particles under transmitted light
- black matrix associated with mineral matter and sometimes pyrite under reflected light

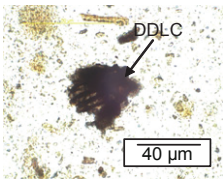
gelified amorphous organic matter (GA)



- gelified particles that appear orange-red under transmitted and reflected light

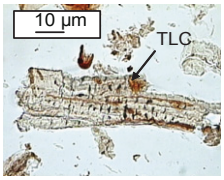
b) Ligno-cellulosic fragments

dark degraded ligno-cellulosic fragments (DDLC)



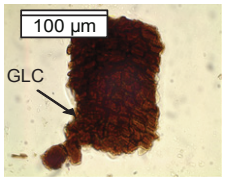
- dark brown particles with visible internal structure

translucent ligno-cellulosic fragments (TLC)



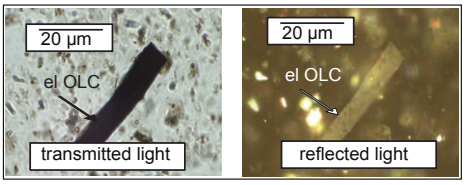
- transparent particles twith visible internal structure

gelified ligno-cellulosic fragments (GLC)



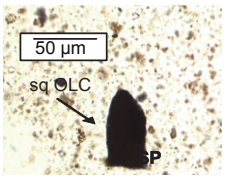
- gelified particles twiths visible internal structure i

elongated opaque igno-cellulosic fragments (el OLC)

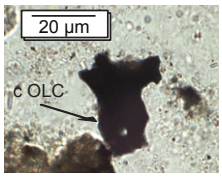


- opaque particles showing high reflectance under reflected light

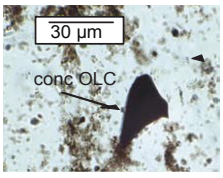
squat opaque ligno-cellulosic fragments (sq OLC)



complex opaque ligno-cellulosic fragments (c OLC)

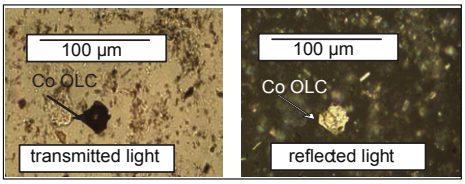


concave opaque ligno-cellulosic fragments (conc OLC)



- opaque particles showing high reflectance under reflected light

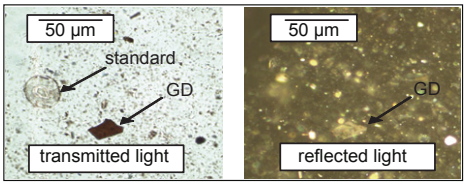
corroded ouline opaque ligno-cellulosic fragments (conc OLC)



- opaque particles showing very high and "metallic" reflectance undert reflected light

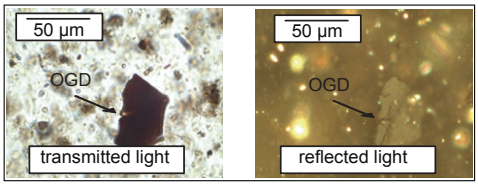
c) Gelified Debris

gelified debris (GD)



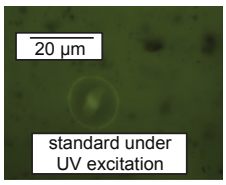
- particles that are fully transparent under transmitted light and exhibit high reflectance under reflected light

opaque gelified debris (GD)



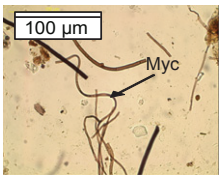
- particles that are no fully transparent under transmitted light and exhibit high reflectance under reflected light

pollen cupressus

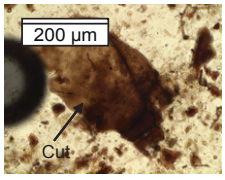


d) Divers particles

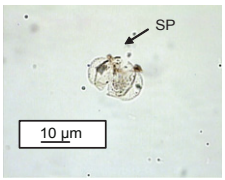
mycelium fragments (Myc)



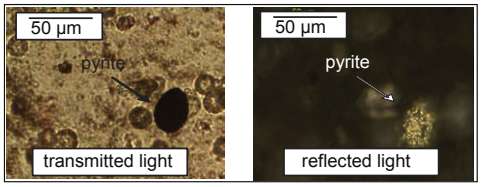
cuticular fragments (Cut)



spore and pollens (SP)



pyrite particles



particles in detail. For the sake of brevity, only major classes were described in the following sections.

- Amorphous particles (Fig. 2a): 1) Clear and granular amorphous organic matter (CGAOM) consists of groups of colloidal particles that appear gray or yellow when under transmitted light, and opaque or with a slight orange tint under reflected light. Their dimensions are highly variable between 10 µm to 100 µm, 2) reddish amorphous organic matter (RAOM) consists of groups of colloidal particles that appear dark red under transmitted light and with a black matrix appearance under reflected light. This class is associated with mineral matter and frequently with pyrite. These particles are generally small in sizes and ranged between 10 and 100 µm, 3) gelified amorphous organic matter (GA) have no internal structure and have an orange-red colour under transmitted and reflected light. These particles can reach a very large size over than several hundred µm.
- Ligno-cellulosic fragments (Fig. 2b): 4) Dark degraded ligno-cellulosic fragments (DDLC) show visible internal structures inherited from the original organic material. These particles have a dark brown colour under transmitted light due to an advanced pedological evolution (degradation and/or oxidation) and they appear dark under reflected light, 5) translucent ligno-cellulosic fragments (TLC) show visible internal structures. These particles are generally translucent under transmitted light and black under reflected light, 6) gelified ligno-cellulosic fragments (GLC) show traces of internal structures but suffer of a higher state of gelification. They correspond to a more advanced degradation stage giving them a reddish-orange colour under transmitted and reflected light, 7) opaque ligno-cellulosic fragments (OLC) do not display any identifiable structure and show high reflectance under reflected light observation. These particles are subdivided according to their shapes (elongated – el OLC, squat – sq OLC, complex – c OLC, concave – conc OLC); we have also distinguished the corroded outline opaque ligno-cellulosic fragments (CoOLC) showing a very high and "metallic" reflectance.
  Ligno-cellulosic fragments dimensions are highly variable between 10 and 100 µm.
- Gelified debris (Fig. 2c): These particles have homogeneous contours and textures and exhibit high reflectance. We distinguish 8) gelified debris (GD) that are fully transparent under transmitted light and 9) opaque gelified debris (OGD) which internal surfaces appear dark under transmitted light. These particles are generally small and rarely exceed 10 µm.
- Other organic particles (Fig. 2d) easily recognisable due to their specific morphology were also observed as: 10) mycelium fragments (Myc) which are elongated and have a colour tint ranging from light brown to brown under transmitted light. Size of these particles exceed several hundred µm, 11) cuticular fragments (Cut) corresponding to some residues of the outer membranes of higher plants. Their size are very variable and can exceed several hundred µm, 12), spores and pollen grains (SP) which are the reproductive cells of macroflora. These particles are generally small and reach only 10 µm.

We also report a relative proportion of framboidal pyrite (resistant to acid treatment).

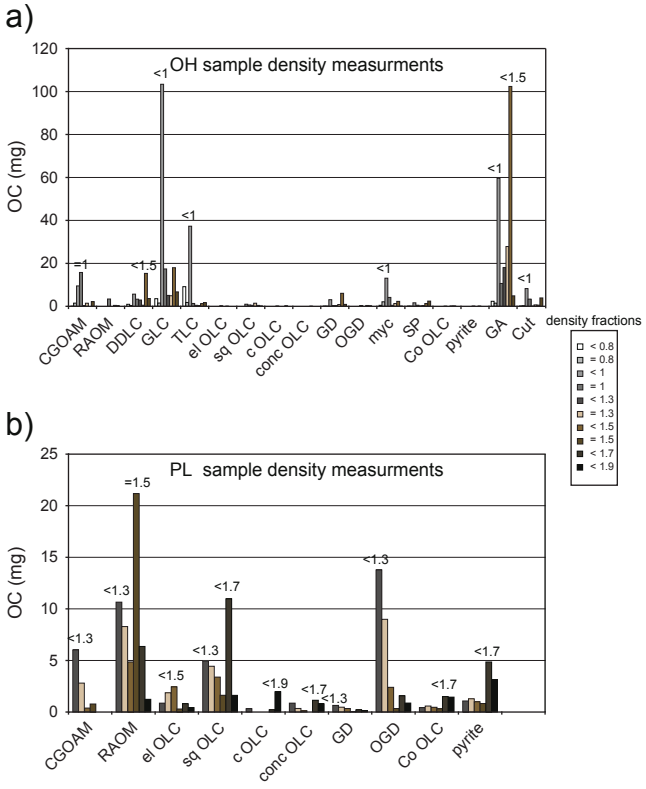


Fig. 3. Particles organic carbon amounts in different density fractions, a) humic layers sample (OH); b) compact fragment of rock sample (PL).

4.1.2. Particle density

The particle densities were measured using various density liquids (ethanol — 0.8 g/cm^3, water — 1 g/cm^3 and bromoforme — 2.9 g/cm^3) which mixing provided various densities solutions (0.8, 1, 1.3, 1.5, 1.7 and 1.9 g/cm^3). Two samples were examined: a bedrock organic concentrate located at the bottom of the P2 profile and an OH layer located at the top of the same profile. Both samples were selected because their organic content covers all particles observed in this work, as indicated by microscopy observations. For each density fraction, we estimate the carbon recovered using Rock-Eval pyrolysis TOC (%) as follow (Eq. (3)):

$$\text{Carbon mass recovered in the fraction (mg)} = \text{fraction weight (mg)} \times \text{fraction TOC (\%)} \quad (3)$$

After palynofacies counting, we estimate the carbon mass for each organic particle in a fraction using the following equation (Eq. (4)):

$$\text{Particles organic carbon in a fraction(mg)} = \text{carbon mass recovered in the fraction (mg)} \times \text{particle area in the fraction (surfaces counting} - \%) \quad (4)$$

Obtained results for OH and PL samples organic particles are expressed in Fig. 3.

Fig. 2. Categories of particulate organic matter distinguished from morphological criteria, a) Amorphous particles: – clear and granular amorphous organic matter (CGAOM), – reddish amorphous organic matter (RAOM), – gelified amorphous organic matter (GA); b) Ligno-cellulosic fragments: – dark degraded ligno-cellulosic fragments (DDLC); – translucent ligno-cellulosic fragments (TLC), – gelified ligno-cellulosic fragments (GLC), – opaque ligno-cellulosic fragments (OLC) fragments that do not display any identifiable structure as well as any fluorescence under UV excitation. These particles are separated by their shapes (elongated – el OLC, squat – sq OLC, complex – c OLC, concave conc OLC), – corroded outline opaque ligno-cellulosic fragments (CoOLC); c) gelified debris: – gelified debris (GD), – opaque gelified debris (OGD); d) Divers particles: – mycelium fragments (Myc), – cuticular fragments (Cut), – spore and pollens (SP), pyrite and standard (pollen *cupressus*).

OH sample (Fig. 3a) mainly contains ligno-cellulosic fragments, GA, Cut and Myc particles. RAOM, OLC, GD and pyrite particles are very rare or absent. The characteristics of the individual organic particle groups are given below:

- OH sample amorphous particles: CGAOM mostly occurs in the less dense fractions and maximum Corg is recovered at a density of 1 g/cm^3 (15.75 mg); GA particles have a more complex distribution with two maximum, between 0.8 and 1 g/cm^3 (59.6 mg) and between 1.3 and 1.5 g/cm^3 (102.4 mg).
- OH sample ligno-cellulosic fragments: DDLC particles are mostly collected between 1.3 and 1.5 g/cm^3 (15.3 mg), whereas TLC and GLC are between 0.8 and 1 g/cm^3 (respectively 37.3, 103.4 mg).

Myc and Cut particles are mostly represented between densities of 0.8 and 1 g/cm^3. SP particles can be found in a wide range of densities, from 0.8 to 1.5 g/cm^3.

PL samples (Fig. 3b) mainly consist of OLC, GD and ROAM particles. These particles appear to be denser than those of the OH sample and none remains in suspension at the density of 1.

- PL sample amorphous particles: ROAM are mostly collected in the two fractions equal or below 1.3 g/cm^3 (8.3 and 10.7 mg) and in suspension at a density of 1.5 g/cm^3 (21.2 mg).
- PL sample opaque ligno-cellulosic fragments: el OLC occur between 1.3 and 1.5 g/cm^3 (2.4 mg); c OLC are found between 1.7 and 1.9 g/cm^3 (1.96 mg) and conc OLC are observed in all fractions, with a slight predominance between 1.5 and 1.7 g/cm^3 (1.1 mg) and between 1.7 and 1.9 g/cm^3 (0.8 mg); CoOLC particles are present in the densest fractions above 1.7 g/cm^3 (1.5 mg) and above 1.9 g/cm^3 (1.4 mg); sq OLC seem to be found preferentially in more than one density fraction, below 1.3 g/cm^3 (4.9 mg) and between 1.5 and 1.7 g/cm^3 (11 mg).
- PL sample gelified debris: GD particles are poorly present and are collected in all fractions between 1 and 1.5 g/cm^3 with a slightly predominance in fraction equal or below 1.3 g/cm^3 (0.47 and 0.6 mg); OGD mostly present in fraction equal or below 1.3 (9 and 13.8 mg).
- PL sample pyrite is too dense to be found in these fractions and is poorly collected in studied samples.

All these results allow us to assign an approximate density for each kind of particle (Table 1).

4.1.3. Quantification of samples organic particles

Particles were grouped according to their optical properties: all OLC, all other ligno-cellulosic fragments (as LC), GD with OGD (as GDgr), and Myc, Cut and SP as divers (Div).

In the P1 weathering profile, organic content (Fig. 4) is homogeneous and the samples reveal a strong predominance of OLC (between 0.176 and 0.296 mg/g), RAOM (between 0.109 and 0.192 mg/g) and GDgr (0.061 and 0.113 mg/g). In contrast, pyrite particle concentrations show significant changes along the profile and their proportions decrease from bottom to surface (from 0.268 to 0.034 mg/g).

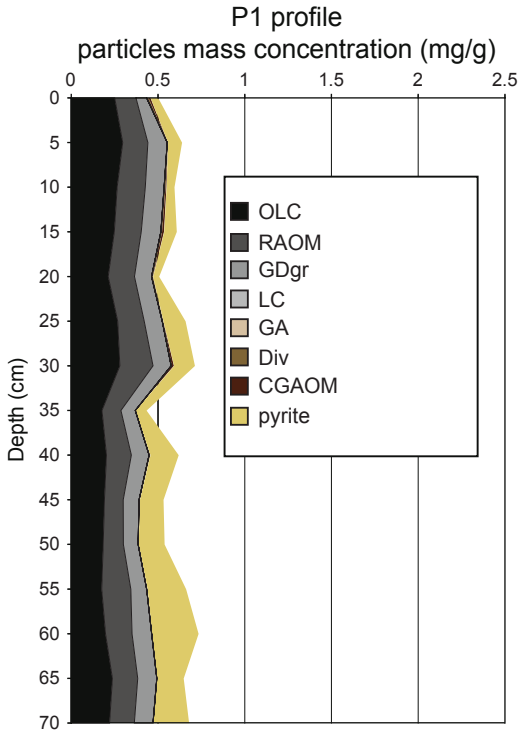


Fig. 4. P1 profile samples quantitative palynofacies counting. All opaque ligno-cellulosic are grouped as OLC; reddish amorphous organic matter (RAOM); all gelified debris are grouped as GDgr; all non-opaque ligno-cellulosic fragments are grouped as LC; gelified amorphous organic matter (GA); mycelium, cuticular fragments and spore and pollens are grouped as divers (Div); clear and granular amorphous organic matter (CGAOM) and pyrite.

4.1.3.1. P2 weathering profile. For soil samples, quantitative palynofacies analysis has not been applied to samples OL and OH because standard particles are very small (20 μm) comparatively to large and slightly altered recent organic particles observed in these samples (up to 1 mm). This difference makes the observation of standard particles difficult and classical (qualitative) palynofacies is here used (Fig. 5a). OL and OH samples mainly contain LC particles (>47%) and in less proportion CGAOM, GA and Div particles. Other organic particles and pyrite are absent or occur in very small quantities. A layer sample exhibits more variable organic content (Fig. 5b) and contains OLC (0.163 mg/g), RAOM (0.132 mg/g), GDgr (0.070 mg/g), LC (0.543 mg/g) and GA (0.664 mg/g) particles. Pyrite is absent from this sample.

PL samples organic content (Fig. 5b) is similar to that observed in profile P1. Maximum concentrations are obtained between 110 and 125 cm depth (OLC, RAOM and GDgr concentrations can reach 0.512, 0.317 and 0.248 mg/g). Pyrite is observed in overall samples, and instead a great variability, a decrease of obtained values from bottom to surface is observed, with concentration dropping by about 0.219 to about 0.015 mg/g.

TF samples exhibit an intermediate organic content between PL and A layer samples (Fig. 5c). OLC, GDgr and RAOM concentrations are

Table 1
Observed organic particles densities.

	CGAOM	RAOM	DDLC	GLC	TLC	el OLC	sq OLC	c OLC	conc OLC
Particles density	1	1.5	1.4	0.9	1.4	1.4	1.6	1.8	1.7
	GD	OGD	Myc	SP	CoOLC	Pyrite	GA	Cut	Standard pollen
Particles density	1.2	1.2	0.9	0.9	1.7	5	1.4	0.9	1.3

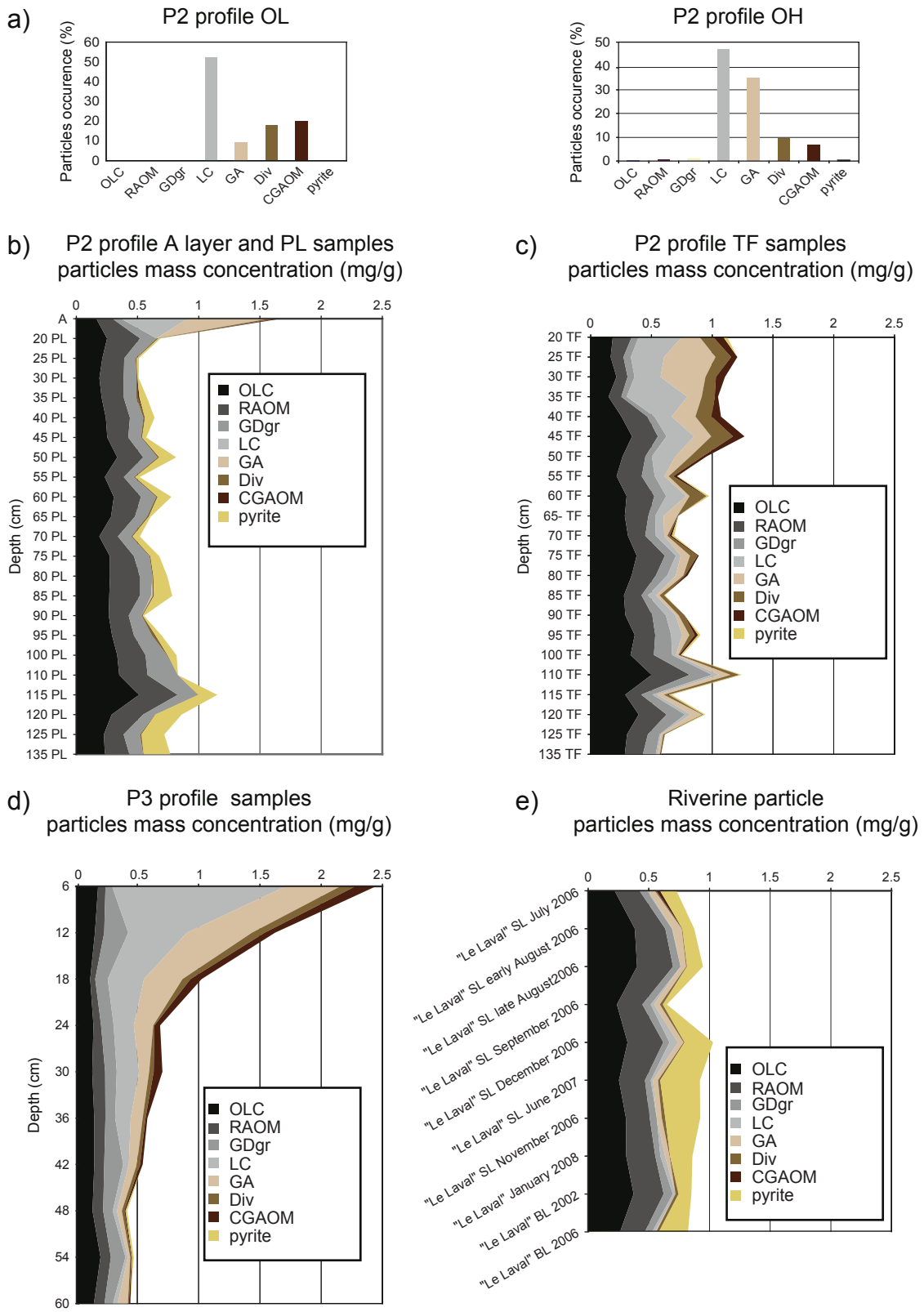


Fig. 5. Quantitative palynofacies counting; a) P2 profile litter layer (OL) and humic layer (OH) samples; b) P2 profile organo-mineral layer (A) and compact fragments of rock samples (PL); c) P2 profile fine and friable elements samples (TF); d) P3 profile samples and e) riverine particle samples (suspended load samples – SL; bed load samples – BL). All opaque ligno-cellulosic are grouped as OLC; reddish amorphous organic matter (RAOM); all gelified debris are grouped as GDgr; all non-opaque ligno-cellulosic fragments are grouped as LC; gelified amorphous organic matter (GA); mycelium, cuticular fragments and spore and pollens are grouped as divers (Div); clear and granular amorphous organic matter (CGAOM) and pyrite.

the same order as in PL samples, with a maximum between 110 and 125 cm depth (OLC, RAOM and GDgr concentrations can reach 0.500, 0.314 and 0.184 mg/g). Samples collected between 20 and 40 cm depth are generally poor in these particles with average concentrations of 0.192 mg/g for OLC, 0.134 mg/g for ROAM and 0.55 mg/g for GDgr. Pyrite is either completely absent or present in very small

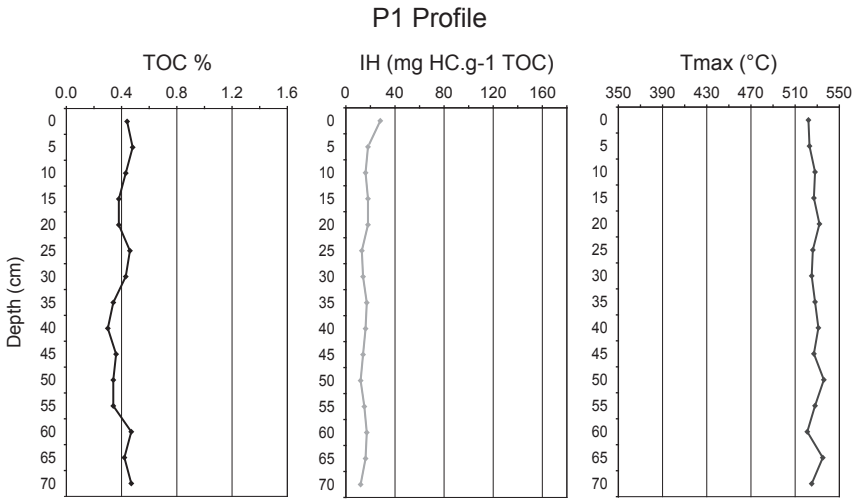


Fig. 6. Rock-Eval 6 measurements along P1 profile. Total organic carbon (TOC – %); hydrogen index (HI – mg HC/g^{-1} TOC) and Tmax (°C).

quantities in TF samples. Other particles concentrations decrease according with depth from 0.5 to 0.01 mg/g for LC and from 0.422 to about 0.18 mg/g for GA. CGAOM and Div are poorly present and their concentrations decrease with the depth as well.

4.1.3.2. P3 weathering profile. Organic contents are similar to that observed in P2 profile A layer and TF samples (Fig. 5d). OLC, RAOM and GDgr amounts are quite constant, while others particles concentrations decrease with depth (i.e. from 1.415 to 0.018 mg/g for LC, from 0.531 to 0.021 mg/g for GA, from 0.122 to 0.007 mg/g for Div and from 0.167 to 0.005 mg/g for CGAOM). Pyrite is absent or is slightly present (<0.013 mg/g).

4.1.3.3. Riverine particles. "Le Laval" SL and BL samples organic content (Fig. 5e) mainly consists of OLC (between 0.221 and 0.403 mg/g), RAOM (between 0.195 and 0.297 mg/g), GDgr (between 0.042 and 0.070 mg/g) and pyrite (between 0.033 and 0.328 mg/g). LC, GA, Div and CGAOM are slightly present and the sum of these particles does not exceed 0.125 mg/g.

4.2. Chemical investigations

4.2.1. Rock-Eval analysis

4.2.1.1. P1 weathering profile. Samples (Fig. 6) are homogeneous and exhibit low TOC values (between 0.3 and 0.52%), low HI values (between 11 and 22 mg HC g^{-1} TOC) and Tmax values close to 520 °C.

4.2.1.2. P2 weathering profile. – Soils samples: OL and OH litters samples (Fig. 7a) are characterized by high TOC values (40.67 and 25.55%), high HI values (446 and 309 mg HC g^{-1} TOC) and low Tmax values (336 and 330 °C). A layer sample exhibits different TOC, HI and Tmax values (respectively 1.46%; 164 mg HC g^{-1} TOC and 410 °C). PL samples (Fig. 7a) show very similar TOC, HI and Tmax values to those observed in profile P1, except for the samples collected between 110 and 125 cm depth, which have more important TOC (between 0.62 and 0.69%). TF samples (Fig. 7b) exhibit more contrasted values. TOC and HI values decrease with depth (1.13 to 0.49% and 128 to 14 mg HC g^{-1} TOC) whereas Tmax increases in the deepest samples (from 400 to 520 °C).

4.2.1.3. P3 weathering profile. P3 profile (Fig. 7c) samples TOC values decrease with depth before stabilizing at 36 cm (from 1.73 to approximately 0.3%), HI values also decrease with depth (from 180 to 63 mg HC g^{-1} TOC) and Tmax values are close to 400 °C.

4.2.1.4. Riverine particles. Riverine particles (Fig. 8) present similar values to those obtained in PL samples. Independently of the sampling period, SL and BL samples exhibit low TOC values (between 0.48 and 0.62%), low HI values (between 11 and 29 mg HC g^{-1} TOC) and some Tmax values close to 520 °C (except 2006 BL samples, which exhibit a higher Tmax of 575 °C).

4.2.2. Al_2O_3 contents (Fig. 9)

For P1 profile, Al_2O_3 contents decrease with depth from 15.5 to 12.5%. PL samples of P2 profile exhibit some Al_2O_3 contents ranging between 14 and 17.52%, while TF samples contain few Al_2O_3 (13.06–16.2%). This low content is also observed in P3 samples, where values are ranged between 13.00 and 14.95% (Fig. 9).

Al_2O_3 contents in riverine particles are similar to those measured in weathering profiles with an average of 14.9%.

5. Discussion

5.1. Identification of fossil organic matter and recent organic matter

Bedrocks samples show a palynofacies mainly dominated by OLC, ROAM and GDgr that can altogether represent 95% of the organic matter. These particles are not found in the OL sample, which is mainly dominated by LC, GA, Div and CGAOM. With these results, we are able to discriminate and follow recent and fossil organic matter all along the studied profiles.

5.2. Method validity

Quantitative palynofacies method would give the opportunity to assess organic matter mass percentage (OM wt.%). To test its validity, results were compared with TOC% obtained by Rock-Eval analysis (TOC% = OC wt.%).

5.2.1. Case of fossil organic matter (FOM)

For P1 and P2 profiles, bedrocks and PL samples mainly contain FOM. For these samples, we obtain an organic matter/organic carbon ratio (OM wt.%/TOC%, i.e. quantitative palynofacies/RE6 pyrolysis) of 1.31 ± 0.25; which is consistent with some values found in literature for mature organic matter (Trichet, 2006).

5.2.2. Case of recent organic matter (ROM)

The estimation of palynofacies accuracy to quantify ROM is more difficult, since the OM/OC ratio can evolve during soil processes (Disnar et al., 2003). OC content (OC wt.%) was therefore assessed by

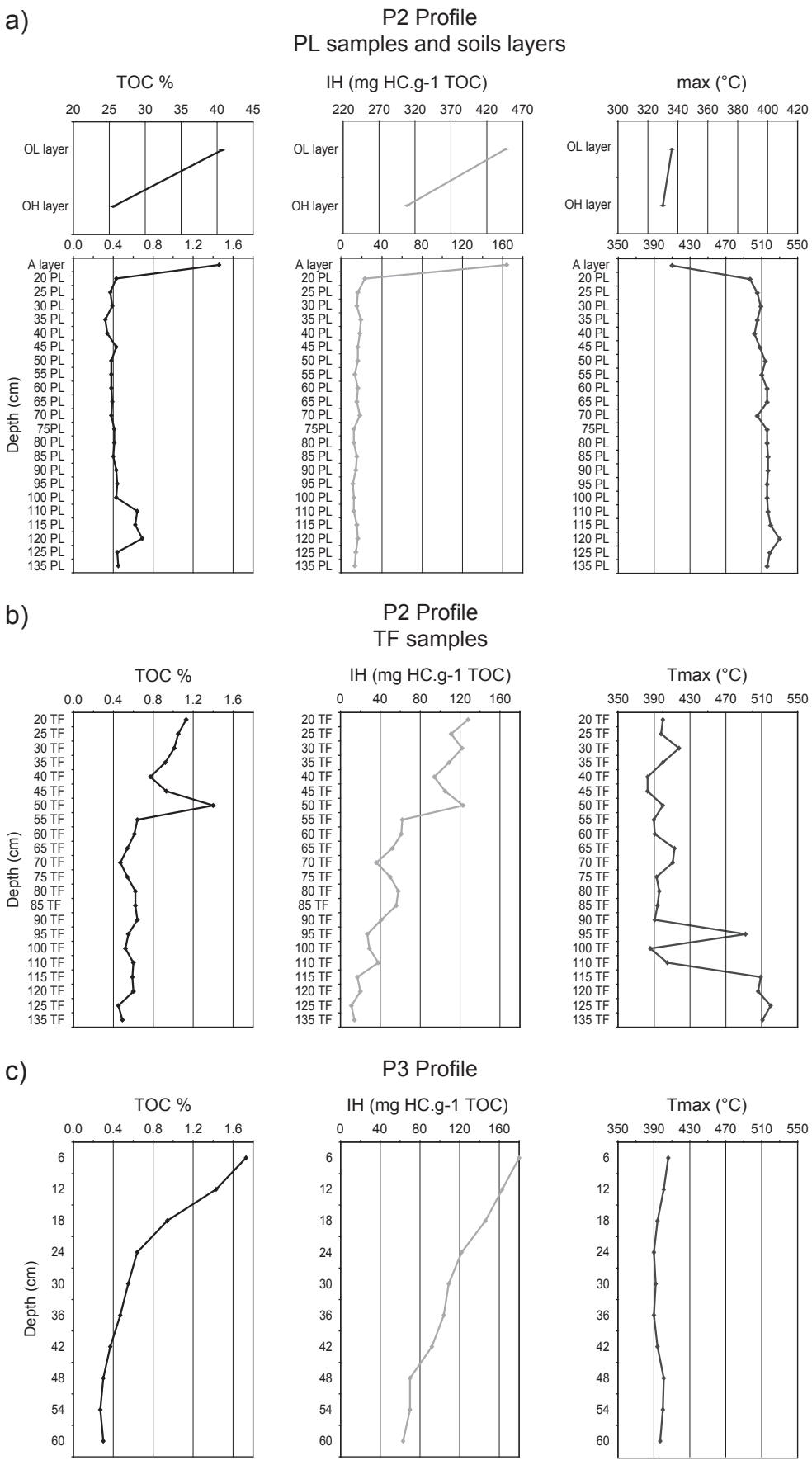


Fig. 7. Rock-Eval 6 measurements along (a) P2 profile compact fragments of rock samples (PL); (b) P2 profile fine and friable elements sample (TF); and (c) P3 profile samples. Total organic carbon (TOC – %); hydrogen index (HI – mg HC/g^{-1} TOC) and Tmax (°C).

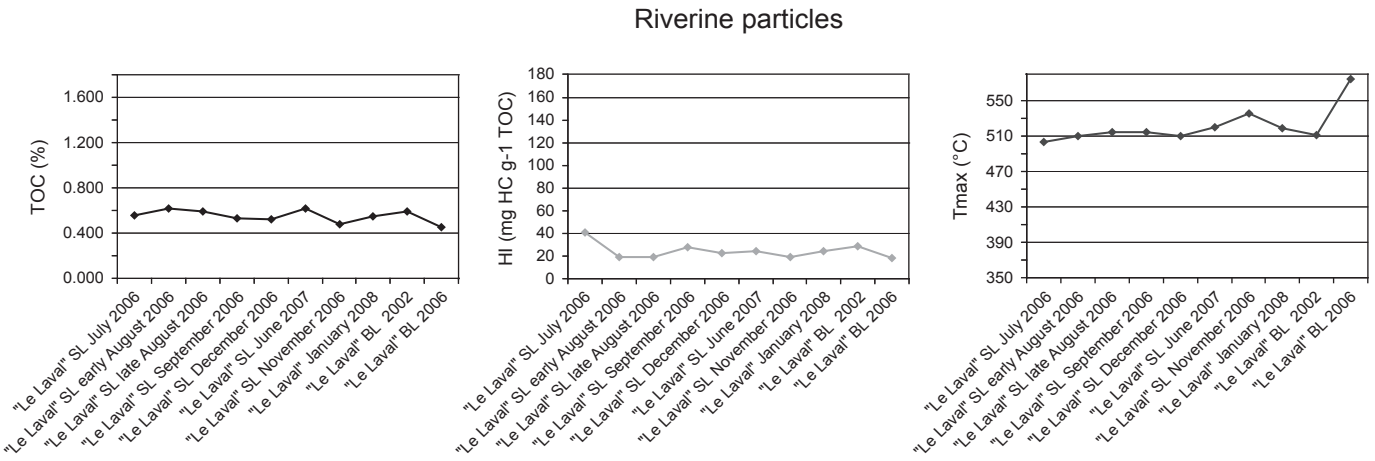


Fig. 8. Rock-Eval 6 measurements of riverine particles (suspended load – SL; and bed load samples – BL). Total organic carbon (TOC – %); hydrogen index (HI – mg HC/g^{-1} TOC) and Tmax (°C).

using: –i) the FOM and ROM wt.% obtained by quantitative palynofacies, –ii) the OM/OC ratio of 1.31 previously get for FOM (i.e. OLC, ROAM and GDgr particles) and –iii) the OM/OC ratio of 1.7 for ROM (LC, GA, Div and CGAOM particles) given by literature (Duchauffour, 2001). Calculation of OC (wt.%) is given as follow (Eq. (5)):

$$\text{Sample OC (wt.\%)} = \frac{[\text{FOM OC (wt.\%)}]}{1.31} + \frac{[\text{ROM OC (wt.\%)}]}{1.70} \quad (5)$$

A difference of ±15.5% (Fig. 10) is observed between TOC (%) given by RE6 pyrolysis and this calculated OC content. In detail, for samples showing high TOC values (>0.9%) this new method systematically provides lower OC (wt.%). Several reasons can explain this trend. First, optical observations on samples having a high TOC values (i.e. ROM in organic horizons) reveal a significant proportion of large ROM organic particles as gelified amorphous organic matter (AG). Consequently, the standard surface (pollens) used seems to be insufficient to quantify these particles. Second, ROM contains more acido-soluble compounds, notably in litter where there is highest TOC values, which are lost during preparation (20 to 30% of ROM).

Quantitative palynofacies allows to quantify observed fossil organic particles in different samples, with an error of ±15%. ROM quantification is more delicate as this method systematically underestimates its contribution. However, this is it not a real problem for our study, which focuses on FOM, but this highlights that the quantitative palynofacies method must be improved for other studies, focusing on ROM. Indeed, another larger standard should be used to quantify larger organic particles.

5.3. FOM evolution during rocks weathering

Quantitative palynofacies results were normalized with Al_2O_3 contents. These reports are noted AR (aluminium ratio).

5.3.1. Bedrocks/weathering profiles transition

Alterites formations are mostly dominated by bedrocks chemical weathering (Campy and Macaire, 1989, 2003). This transition would have a low influence on FOM quantity and quality. FOM AR values vary between 0.28 and 0.38 in P1 profile; and between 0.27 and 0.59 in P2 PL profile (Fig. 11a,b). There are also any trends in AR values whatever the diverse observed FOM previously seen (cf. Section 4.1.3.). Conversely, along these two profiles a significant decrease in pyrite content is observed as illustrated by AR values that drop from 0.017 to 0.003 in P1 profile and from 0.016 to 0.001 in P2 PL profile (Fig. 12). This strong

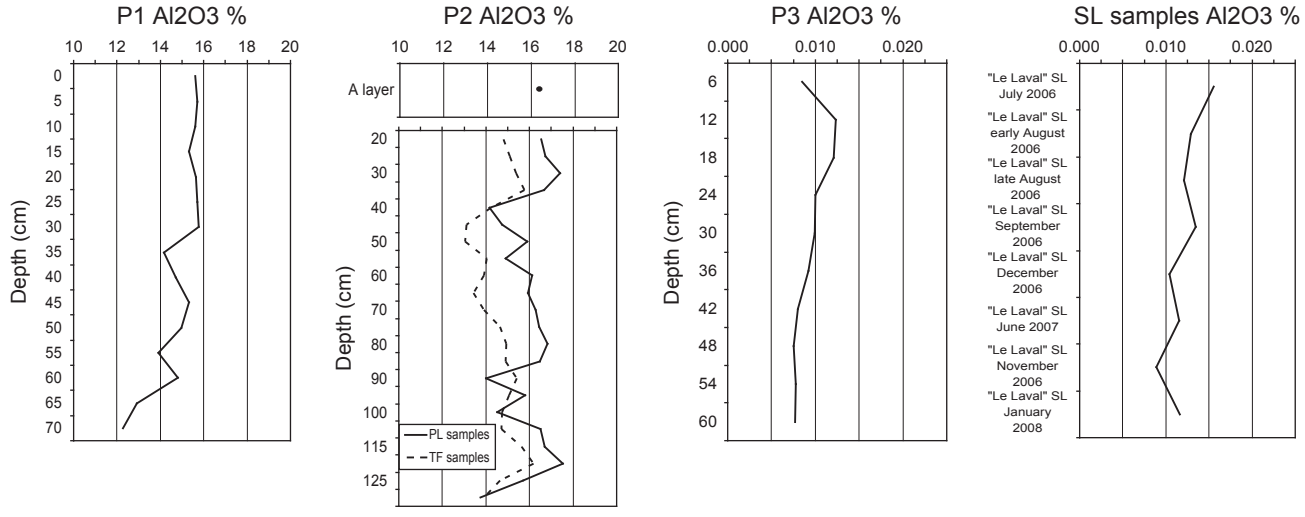


Fig. 9. Samples Al_2O_3 contents. Compact fragments of rock samples (PL); organo-mineral layers sample (A); fine and friable elements samples (TF); suspended load samples (SL) and bed load samples (BL).

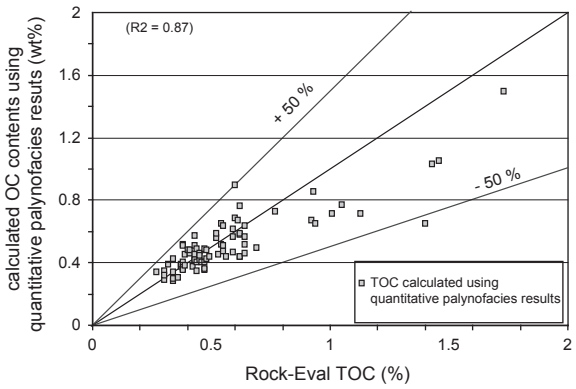


Fig. 10. Correlation between TOC(%) obtain by Rock-Eval analysis and OC (wt.%) calculated with quantitative palynofacies results.

sensitivity of pyrite to weathering processes was already evidenced in previous study (Petsch et al., 2000).

5.3.2. Weathering profiles/soils transition

Soil formation is mainly controlled by (bio) chemical weathering (hydrolysis, oxidation due to water infiltration and biological activity). In A soil layer from P2 profile, organic matter is a mixing of FOM and ROM (principally GA) (Fig. 11b). The transfer between weathering profiles is accompanied by a decrease in FOM concentration as testified by a drop in the FOM AR value from 0.038 in PL samples (average) to 0.022. There is no change in FOM evolution along P3 profile (Fig. 11c). Indeed, OLC, RAOM and GDgr AR values remain relatively constant from the bottom to the top of the profile (respectively around 0.011, 0.006 and 0.008). Conversely, a rapid ROM decrease is however observed with depth (ROM AR falls from 0.161 to 0.004).

5.3.3. Weathering profiles/TF transition

In P2 profile, organic matter from TF samples is composed of FOM and ROM (mainly GA and GLC) (Fig. 10b). ROM occurrence quickly declines with depth. FOM appears to be more resistant and shows, from 40 cm depth to the bottom of the profile, a concentration close to that estimated in PL samples (FOM AR value average 0.04). OLC particles are slightly more concentrated in TF samples as well as RAOM particles while GDgr particles are slightly less concentrated (Fig. 11b). This shows that chemical weathering does not affect FOM, except for GDgr particles. 20 to 40 cm depth range differs because FOM concentration in the TF samples is close to those measured in the P2 A layer sample. FOM losses are close to 28% between PL and TF samples (Fig. 11b), but such losses vary according to the nature of the observed particles. Indeed, OLC particles resist to weathering, while ROAM and GDgr particles are more sensitive. In fact their losses reach 39 and 43% (Fig. 11b). We also note that pyrite disappears in TF samples (Fig. 12).

5.3.4. Bedrocks/riverine particles transition

Riverine particles are directly produced by a direct mechanical erosion of the marls by water streaming (Di-Giovanni et al., 2000). This would have no impact on FOM concentrations. Indeed obtained results indicate that bedrock to riverine particles transfer (Fig. 11d) does not have significant quantitative and qualitative impacts on liberated FOM. In addition, pyrite is found in all riverine particles samples (Fig. 12) suggesting an absence of weathering during this transfer.

5.4. FOM occurrence in modern pools

Our results show that FOM can occur in significant quantities in modern C pools. For the studied watershed, FOM can contribute for about 98% of total organic matter in PL samples, 85% in riverine particles and between 20 and 90% in TF and A layer samples. Obtained results pointed out that FOM and pyrite are found at the watershed outlet without qualitative or quantitative changes. Considering that the time transport of fluvial particles between "le Laval" watershed and Rhône delta does not exceed five days (IRS, 2001), our results suggest that FOM could significantly contribute to Rhône organic content. To extend our results, this means that FOM contribution has to be definitively taken into account in riverine loads and in soils carbon contents at local, regional and global scales.

5.5. Factors controlling FOM alteration

It appears that FOM alteration depends on the weathering type, but also on the kind of particles.

Bacterial activity mainly occurs in wooded areas (weathering profiles/soils and PL/TF transitions) and associated FOM looses reach only 30%. OLC particles are more resistant whereas RAOM and GDgr losses reach an average of 40%. Conversely, pyrite is very sensitive and its loss attains 90% (Fig. 12). These results are in agreement with some previous studies; indeed Petsch et al. (2000) showed a FOM partial mineralization along weathering profiles, whereas Copard et al. (2006) showed that weathering process does not affect all FOM compounds in the same way.

Chemical weathering is mainly observed at the profiles bases (bedrocks/alterites) and seems to have no impact on marls organic content, only pyrite particles are affected.

Mechanical weathering (bedrocks/riverine particles transition) has no impact on marls organic contents. Pyrite particles occurrence in riverine particles despite its sensitivity to weathering can be explain by the geomorphological context. Indeed, Callovo–Oxfordian marly limestones are characterized by a very strong erosion rate and by typical badlands morphology with V-shapes gullies (Mathys, 2006). Because of its intensity, mechanical weathering seems to be the main factor limiting (bio)chemical weathering, but as consequences, promotes FOM and pyrite export.

5.6. Callovo–Oxfordian marly limestones FOM representativeness

According to RE6 values as Tmax>500 °C, very low HI (generally<30 mg HC g^{-1} TOC), FOM in Callovo–Oxfordian marly limestones is thermally mature. This may explain the low sensitivity of this OM to weathering. However, our results can only be extrapolated to FOM which present some similar features as: –i) the same physical and chemical properties (i.e. the same OM precursor), –ii) the same environmental deposit (i.e. the same early diagenetic conditions and mineral protection), –iii) the same geological history (i.e. the same maximum temperature of burial recorded by FOM leading to a specific maturity degree) and –iv) the same geomorphological context (i.e. the same weathering context depending on climate and geology).

Indeed, all these previous points have impacts on the sensitivity of FOM toward weathering processes and erosion. For examples, Petsch et al. (2000) showed that FOM contained in organic carbon rich bedrocks (black shales) is very sensitive and losses recorded can reach 60 to 100% along weathering profiles. Conversely, Fredericks et al. (1983) showed that some mature bituminous coals are more resistant and C-losses reach only 20% in the same context.

6. Conclusions

Quantitative palynofacies is a new and promising method that enables both taking into account organic matter diversity and

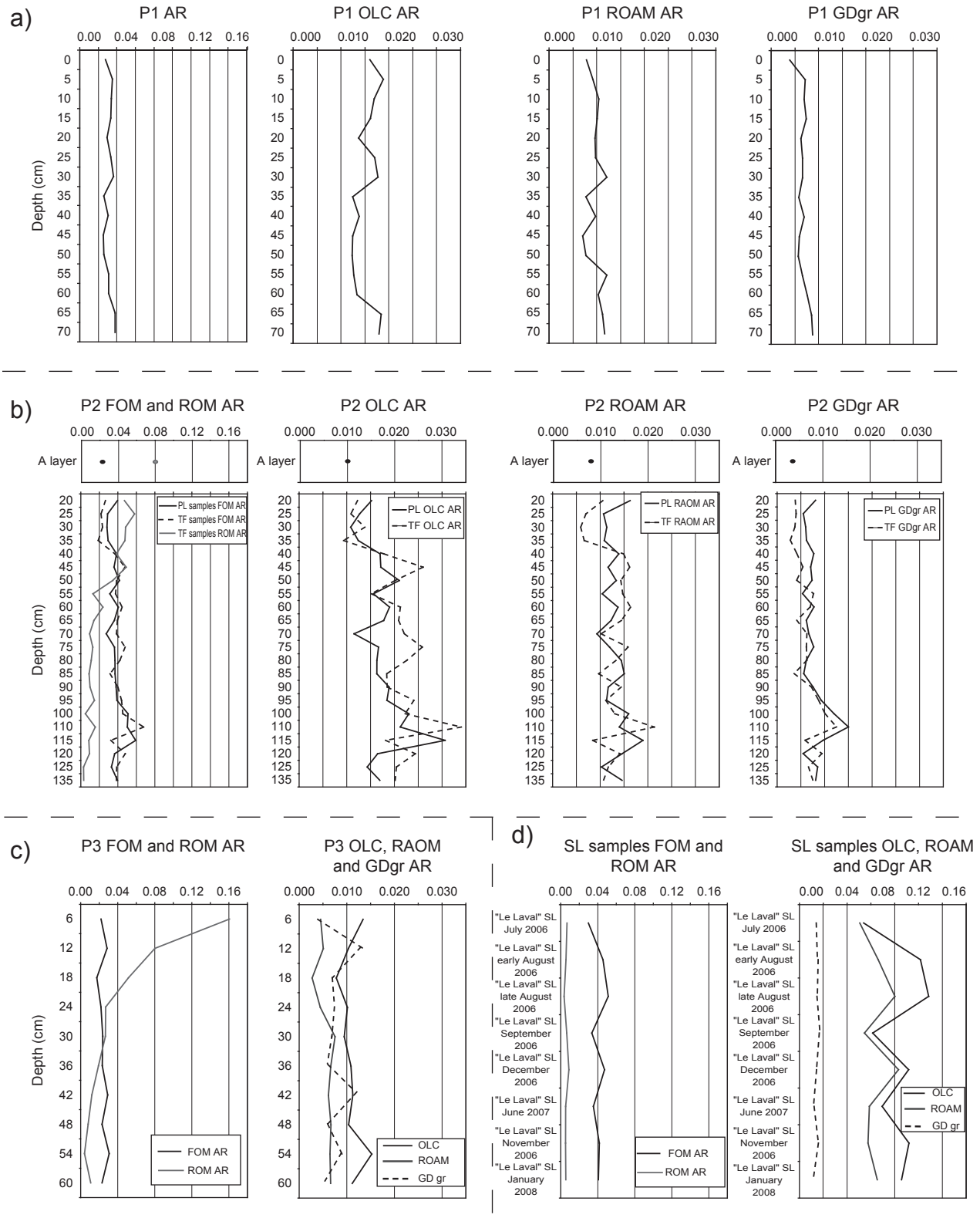


Fig. 11. Quantitative palynofacies results normalized against Al_2O_3 contents (noted AR) along profiles P1 (a); P2 (b); P3 (c) and riverine particles (d). FOM is the sum of OLC, ROAM and GDgr particles; ROM is the sum of LC, GA, CGAOM and Div. Compact fragments of rock samples (PL); fine and friable elements samples (TF); suspended load samples (SL); bed load samples (BL); litter layers samples (OL); humic layers samples (OH) and organo-mineral layers samples (A).

quantifying its contribution in studied samples with a sensitivity close to (±15%). This method allowed us: –i) to discriminate ROM from FOM particles, –ii) to quantitatively follow FOM during and after its releasing; and –iii) to highlight FOM resistance to weathering process (observed losses do not exceed 30%).

In detail, transfers between compartments are accompanied by some losses in FOM particles. Theses ones depend on the organic constituent's nature, but also on the kind of transfer. A gradient of lability can be built from OLC (most resistant) to GDgr (most labile) particles. We also observe different trends in the FOM behavior during

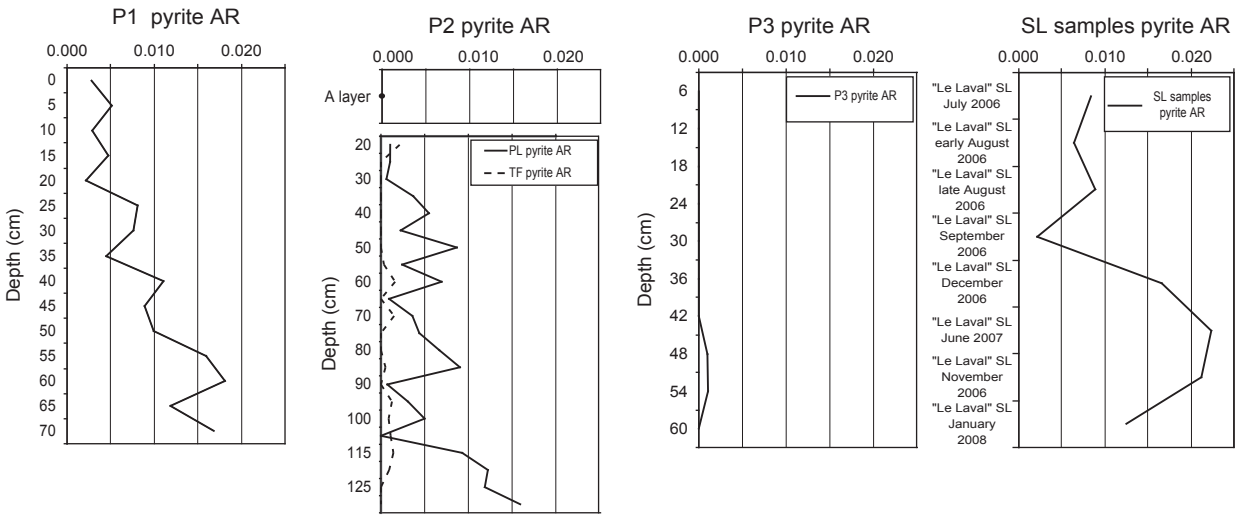


Fig. 12. Pyrite concentrations normalized against Al_2O_3 contents (noted AR) along studied profiles and riverine particles. Compact fragments of rock samples (PL); fine and friable elements samples (TF); suspended load samples (SL); bed load samples (BL); litter layers samples (OL); humic layers samples (OH) and organo-mineral layers samples (A).

the different transfers occuring in continental surfaces. Thus, bedrocks/riverine particles and bedrocks/alterites transfers have not impacts on FOM; while weathering profiles/TF and weathering profiles/soils transfers imply the maximum FOM losses (30%).

Such results underline that FOM delivery in continental surfaces by weathering cannot simply act as a source of carbon to the atmosphere or a direct input in supergene C reservoirs. Indeed FOM fate appears to be mainly controlled by the nature of weathering processes (i.e. hydrolysis, bacterial activities) and further studies should be performed to clarify the FOC role in the carbon cycle in terms of delivery and fate. Fossil contribution should then be taken into account in organic stocks and fluxes estimates both at local than at global scales.

Finally, this method has a wide range of applications. For example, quantitative palynofacies could be used for paleoenvironmental reconstructions as it enables to track and quantify different organic markers in various compartments (soils, marine or lacustrine sediments).

Acknowledgements

This work is a contribution of the GIS “Bassins de Draix, étude de l'érosion en montagne” driven by the Cemagref and was financially supported by the CNRS programme INSU PNSE-ACI: Influence de l'érosion sur les flux de matière organique fossile dans les géosystèmes continentaux actuels (sols, cours d'eau): bassins expérimentaux de Draix, Alpes-de-Haute-Provence, France. The authors warmly thank Marielle Hatton, Rachel Boscardin for their assistances. We are grateful to reviewers for constructive comments.

References

Adams, J., Faure, H., 1996. Changes in moisture balance between glacial and interglacial conditions, influence on carbon cycle processes. In: Brandson, J., Brown, A.G., Gregory, K.J. (Eds.), Global Continental Change: The Context of Paleohydrology: Geological Society of London Special Publication, 115, pp. 27–42.

Aitkenhead, J.A., McDowell, W.H., 2000. Soil C:N ratio as a predictor of annual riverine DOC fluxes at local and global scales. Global Biogeochemical Cycles 14, 127–138.

Amiotte-Suchet, P., 1995. Cycle du carbone, érosion chimique des continents et transferts vers les océans. In : ULP-CNRS (Ed.), Mémoire Sciences Géologiques 97, 156 pp.

Amiotte-Suchet, P., Probst, J.L., Ludwig, W., 2003. Worldwide distribution of continental rock lithology: implications for the atmospheric/soil CO_2 uptake by continental weathering and alkalinity rivers transport to the oceans. Global Biogeochemichal Cycles 17. doi:10.1029/2002GB001891.

Balesdent, J., 1996. The significance of organic separates to carbon dynamics and its modelling in some cultivated soils. European Journal of Soil Science 47, 485–493.

Batjes, N.H., 1996. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. European Journal of Soil Science 47, 141–163.

Battarbee, R.W., Kneen, M.J., 1982. The use of electronically counted microspheres in absolue diatom analysis. Limnology and Oceanography 27, 184–188.

Behar, F., Beaumont, V., Penteado, H.L., De, B., 2001. Rock-Eval 6 technology: performances and developments. Revue de l'Institut Français du Pétrole 56, 111–134.

Berner, R.A., 1992. Comments on the role of marine of marine sediment burial as a repository for anthropogenic CO_2. Global Biogeochemichal Cycles 6, 1–2.

Blair, N.E., Leithold, E.L., Ford, S.T., Peeler, K.A., Holmes, J.C., Perkey, D.W., 2003. The persistence of memory: the fate of ancient sedimentary organic carbon in a modern sedimentary system. Geochimica et Cosmochimica Acta 67, 63–73.

Blair, N.E., Leithold, R.L., Aller, R.C., 2004. From bedrock to burial: the evolution of particulate organic carbon across coupled watershed–continental margin systems. Marine Chemistry 92, 141–156.

Campy, M., Macaire, J.-J., 1989. Géologie des formations superficielles. Masson, Paris (433 pp.).

Campy, M., Macaire, J.J., 2003. Géologie de la Surface, Erosion, Transfert et Stockage dans les Environnements Continentaux, 2nd Edition. Dunod, Paris (440 pp.).

Carter, M.R., Angers, D.A., Gregorich, E.G., Bolinder, M.A., 1997. Organic carbon storage and nitrogen stocks and storage profiles in cool, humid soils of eastern Canada. Canadian Journal of Soils Science 77, 205–210.

Combaz, A., 1964. Les palynofaciès. Revue de Micropaléontologie 7, 205–218.

Combaz, A., 1980. Les kérogènes vus au microscope. In: Durand, B. (Ed.), Kerogen. Technips, Paris, pp. 55–111.

Combaz, A., Bellet, J., Poulain, C.I., Tissot, C., 1977. Géochimie organique des sédiments marins profonds, mer de Norvège — Mission ORGON 1. CNRS (Ed.), Paris, 290 pp.

Copard, Y., Di-Giovanni, C., Martaud, T., Albéric, P., Olivier, J.E., 2006. Using Rock-Eval 6 pyrolysis for tracking fossil organic carbon in modern environments: implications for the roles of erosion and weathering. Earth Surface Processes and Landforms 31, 135–153.

Copard, Y., Amiotte-Suchet, P., Di-Giovanni, C., 2007. Storage and release of fossil organic carbon related to weathering of sedimentary rocks. Earth and Planetary Science Letters 258, 345–357.

Degens, E.T., Kempe, S., Richey, J.E., 1991. Biogeochemistry of major world rivers. SCOPE 42, 323–344.

Dickens, A.F., Gélinas, Y., Hedges, J.I., 2004a. Physical separation of combustion and rock sources of graphitic black carbon in sediments. Marine Chemistry 92, 215–223.

Dickens, A.F., Gélinas, Y., Hedges, J.I., 2004b. Reburial of fossil organic carbon in marine sediments. Nature 427, 336–339.

Di-Giovanni, C., Bertrand, Ph., Campy, M., Disnar, J.R., 1997. Contribution de matière organique méso-cénozoïque dans un flux organique terrigène tardi et post-glaciaire (bassin de Chaillexon, Doubs, France). Bulletin de la Société géologique de France 168, 553–559.

Di-Giovanni, C., Disnar, J.R., Bichet, V., Campy, M., 1998a. Sur la présence de matière organique méso-cénozoïque dans les humus actuels (bassin de Chaillexon, Doubs, France). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris 326, 553–559.

Di-Giovanni, C., Disnar, J.R., Bichet, V., Campy, M., Guillet, B., 1998b. Geochemichal characterization of soil organic matter and variability of a past glacial detrital organic supply (Chaillexon lake, France). Earth Surface Processes and Landforms 23, 1057–1069.

Di-Giovanni, C., Disnar, J.R., Campy, M., Macaire, J.J., 1999a. Variability of the ancient organic supply in modern humus. Analusis 27, 398–402.

Di-Giovanni, C., Disnar, J.R., Turpin, S., Bréheret, J.G., 1999b. Estimation de la contribution des matières organiques remaniées au stock organique des sols et sédiments lacustres (bassin des Peyssiers, hautes Alpes, France). Bulletin de la Societe Geologique de France 170, 121–129.

Di-Giovanni, C., Disnar, J.R., Bakyono, J.P., Keravis, D., Millet, F., Olivier, J.E., 2000. Application de l'étude de la matière organique à l'analyse de l'érosion: exemple du bassin versant du Moulin, dans les terres Noires des Alpes de Haute Provence, France. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris 331, 7–14.

Di-Giovanni, C., Disnar, J.R., Macaire, J.J., 2002. Estimation of the annual yield of organic carbon released from carbonates and shales by chemical weathering. Global and Planetary Change 32, 327–343.

Disnar, J.R., Guillet, B., Keravis, D., Di-Giovanni, C., Sebag, D., 2003. Soil organic matter (SOM) characterization by Rock-Eval pyrolysis: scope and limitations. Organic Geochemistry 34, 327–343.

Duchauffour, P., 2001. Introduction à la science du sol; végétation, environnement. Dunod, Paris (331 pp.).

Eglinton, T.I., Benitez-Nelson, B.C., Pearson, A., McNichol, A.P., Bauer, J.E., Druffel, E.R.M., 1997. Variability in radiocarbon ages of individual organic compounds from marine sediments. Science 277. doi:10.1126/science.277.5327.796.

Espitalié, J., Deroo, G., Marquis, F., 1985. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications, Partie 1–2. Revue de l'Institut Français du Pétrole 40, 563–579.

Eswaran, H., Van Den Berg, E., Reich, P., 1993. Organic carbon in soils of the world. Soil Science Society of America Journal 57, 192–194.

Fredericks, P.M., Warbrooke, P., Wilson, M.A., 1983. Chemical changes during natural oxidation of a high volatile bituminous coal. Organic Geochemistry 5, 89–97.

Holland, H.D., 1978. The Chemistry of Atmosphere and Oceans. Wiley Interscience Publishers. (351 pp.).

Houghton, R.A., 1998. Missing sinks, feedbacks, and understanding the role of terrestrial ecosystems in the global carbon balance. Global Biogeochemical Cycles 12, 25–34.

Houghton, R.A., 2005. Aboveground forest biomass and the global carbon balance. Global Change Biology 11, 945–958.

IPCC, 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. In: Salomon, S., Qin, D., Manning, M., Marquis, L., Averyt, K., Tignor, M., Leroy-Miller, H., Zhenlin, C. (Eds.), Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment. Cambridge University Press, Cambridge (996 pp.).

IRS 2001. Etude globale pour une stratégie de réduction des risques dus aux crues du Rhône. Institution interdépartementale des bassins Rhône-Saône (Ed.), Valence, 40 pp.

Kao, S.J., Liu, K.K., 1996. Particulate organic carbon export from a subtropical mountainous river (Lanyang Hsi), in Taiwan. Limnology and Oceanography 41, 1749–1757.

Lafargue, E., Marquis, F., Pillot, D., 1998. Rock-Eval 6 applications in hydrocarbon exploration, production and soil contamination studies. Revue de l'Institut Français du Pétrole 53 (4), 421–437.

Leithold, R.L., Blair, N.E., 2001. Watershed control on the carbon loading of marine sedimentary particles. Geochimica et Cosmochimica Acta 65, 2231–2240.

Lichtfouse, E., Bardoux, G., Mariotti, A., Balesdent, J., Ballentine, D.C., Mack, S.A., 1997a. Molecular ^{13}C and ^{14}C evidence for the allochtonous and ancient origin of C_{16}–C_{18} n-halkanes in modern soils. Geochimica et Cosmochimica Acta 61, 1891–1898.

Lichtfouse, E., Budzinski, E., Garrigues, P., Eglinton, T.I., 1997b. Ancient polycyclic aromatic hydrocarbons in modern soils: ^{13}C, ^{14}C and biomarkers evidence. Organic Geochemistry 26, 353–359.

Ludwig, W., Probst, J.L., Kempe, S., 1996. Predicting the oceanic input of organic carbon by continental erosion. Global Biogeochemical Cycles 10, 23–41.

Masiello, C.A., Druffel, E.R.M., 2001. Carbon isotope geochemistry of the Santa Clara River. Global Biogeochemical Cycles 15, 407–416.

Mathys, N., 2006. Analyse et modélisation à différentes échelles des mécanismes d'érosion et de transport de matériaux solides. Cas des petits bassins versants de montagne sur marnes (Draix, Alpes de Haute Provence). PhD Thesis, Institut nationale polytechnique de Grenoble (France), 346 pp.

Meybeck, M., 1993. C,N,P, and S in rivers: from sources to global inputs. In: Wollast, Machenzie, Chou (Eds.), Interaction of C,N,P, and S Biogeochemical Cycles on Global Change, pp. 163–193.

Meybeck, M., 2005. Origins and behaviors of carbon species in world rivers. In: Roose, Lal (Eds.), Erosion and Carbon Dynamics, Advances in Soil Sciences Series. CRC, Boca Raton, pp. 209–238.

Petsch, S.T., Berner, R.A., Eglinton, T.I., 2000. A field study of the chemical weathering of ancient sedimentary organic matter. Organic Geochemistry 31, 475–487.

Probst, J.L., 1992. Géochimie et hydrologie de l'érosion continentale, Mécanismes, bilan global actuel et fluctuation au cours des 500 derniers millions d'années. In: ULP-CNRS (Ed.), Mémoire Sciences Géologiques 94, 161 pp.

Raymond, P.A., Bauer, J.E., 2001. Riverine export of aged terrestrial organic matter to the North Atlantic Ocean. Nature 409, 497–500.

Raymond, P.A., Bauer, J.E., 2004. Controls on the variability of organic matter and dissolved inorganic carbon ages in northeast US rivers. Marine Chemistry 92, 353–366.

Sebag, D., Di Giovanni, C., Ogier, S., Mesnage, V., Laggoun-Défarge, F., Durand, A., 2006a. Inventory of sedimentary organic matter in modern wetland (Marais Vernier, Normandy, France) as source-indicative tools to study Holocene alluvial deposits (Lower Seine Valley, France). International Journal of Coal Geology 67, 1–16.

Sebag, D., Copard, Y., Di-Giovanni, C., Durand, A., Laignel, B., Ogier, S., Lallier-Verges, E., 2006b. Palynofacies as useful tool to study origins and transfers of particulate organic matter in recent terrestrial environments: synopsis and prospect. Earth Science Reviews 79, 241–259.

Sebag, D., Disnar, J.R., Guillet, B., Di Giovanni, C., Verrecchia, E.P., Durand, A., 2006c. Monitoring organic matter dynamics in soil profiles by 'Rock-Eval pyrolysis': bulk characterization and quantification of degradation. European Journal of Soil Science 57, 344–355.

Stallard, R.F., 1998. Terrestrial sedimentation and the carbon cycle: coupling weathering and erosion to carbon burial. Global Biochemical Cycles 12 (2), 231–257.

Trichet, J., 2006. Climat et matière organique. In: Rotaru, M., Gaillardet, J., Steinberg, M., Trichet (Eds.), Paris, Vuibert/ Société géologique de France, pp. 143–179.

Tyson, R.V., 1995. Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies. Chapman and Hall, London. (615 pp.).

Vernal, A., Larouche, A., Richard, J.H., 1987. Evaluation of palynomorph concentrations: do the aliquot and the marker-grain methods yield comparable results? Pollen and Spores XXIX, 291–304.

Wakeham, S.G., Forrest, J., Masiello, C., Gaelinas, Y., Alexander, C., Leavitt, P., 2004. Hydrocarbons in Lake Washington sediments. A 25-year retrospective in an urban lake. Environmental Science & Technology 38, 431–439.

Annexe 1.2, ***Article 2, Carozza et al. (2009).***

Mining in European History and its Impact on Environment and Human Societies –

Proceedings for the 1st Mining in European History-Conference of the SFB-HIMAT, 12.–15. November 2009, Innsbruck

Editors:
Peter Anreiter
Gert Goldenberg
Klaus Hanke
Rüdiger Krause
Walter Leitner
Franz Mathis
Kurt Nicolussi
Klaus Oeggl
Ernst Pernicka
Mario Prast
Jörg Schibler
Ingo Schneider
Harald Stadler
Thomas Stöllner
Gerhard Tomedi
Peter Tropper

Spezialforschungsbereich (SFB) HIMAT
Die Geschichte des Bergbaus in Tirol und seinen angrenzenden Gebieten –
Auswirkungen auf Umwelt und Gesellschaft
Universität Innsbruck

The Special Research Program HiMAT is supported by the Austrian Science Fund (FWF),
the Autonomous Province of Bozen – South Tyrol, the Countries Tyrol, Salzburg and Vorarlberg,
the Stand Montafon, the Municipalities of Bartholomäberg and Silbertal, the City of Schwaz,
the University of Innsbruck, transidee transfer center of the Innsbruck University, the Federation of
Austrian Industries and the Wilhelm-Momnmertz Foundation.

© *innsbruck* university press, 2010
Universität Innsbruck, Vice-Rectorate for Research
1st edition.
All rights reserved.

Coverphotos: Dr. Nadja Riedmann
Processing: Mag. Barbara Viehweider
Printed by: Fred Steiner, Rinn

www.uibk.ac.at/iup

ISBN 978-3-902719-69-0

Glacial Fluctuations and Exploitation of Copper Resources in High Mountain During the Late Neolithic and Bronze Age in the French Alps (2500-1500 BC)

Laurent Carozza[1], Emmanuel Chapron[2], Anaëlle Simonneau[2], Benoit Mille[3], Hervé Guyard[4], Guillaume St-Onge[4], Pierre Rostan[5], David Bourgarit[3] & Albane Burens[1]

[1]University of Toulouse 2, Géographie de l'Environnement, Maison de la Recherche, UMR 5602, 5 allées Antonio Machado, F-31000 Toulouse, laurent.carozza@univ-tlse2.fr
[2]University of Orléans, Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), UMR 6113, 1A rue de la Férollerie, F-45071 Orléans
[3]Centre de Recherche des Musées de France, UMR 171, Ministère de la Culture Palais du Louvre - Porte des Lions, 14 quai François Mitterrand, F-75001 Paris
[4]University of Québec à Rimouski, Institut des Sciences de la Mer de Rimouski (ISMER), 310 Allée des Ursuline, Rimouski, CDN-3300 Québec
[5]Bureau d'Etudes Géologiques Tethys, Quartier Saint Claude, F-05380 Châteauroux-les-alpes

The Beginnings of Metallurgy in the South of France

During the late Neolithic – at the limit of the 4th and 3rd millennia BC – copper exploitation is growing in the southern of France (Fig. 1). On the southern edge of Massif Central southern edge of and the Pyrenees, the mining district and metallurgical processes develop extractive metallurgy of low-productivity metal. The diffusion of production is then transferred to local networks. The development of this metallurgy first contribution is mainly to areas of small and medium mountains. This model, which could be called "Neolithic system" is completed in the second half of the 3rd millennium, between the 25th and 24th century BC (Fig. 2), with the abandonment of mining operations, a modification of the terms of metal consumption and supply networks.

Mine and Metallurgy in Saint-Véran Area (Hautes-Alpes)

In the French Alps, we observe, from the 24th century BC onwards, the expansion of copper exploitation of resources located in high mountain context. Around 2350 BC began the exploitation of bornite in Saint-Véran (Hautes-Alpes).

The mining and metallurgical complex of Saint-Véran is situated in Haut-Queyras (Hautes-Alpes). Here, as at Cabrières, separate sites devoted to ore extraction and metallurgical activities were concentrated in the same small area (Fig. 1). The numerous research studies

conducted by Pierre Rostan and his team in the heart of the complex have provided a considerable amount of information concerning the mining activities of Saint-Véran, and the Pinilière rock-shelter (Rostan et al., 2002). Hélène Barge's study of the metallurgical workshop of La Cabane des Clausis (Barge, 1997) has greatly added to our knowledge of the context of protohistoric metal production in south eastern France (Barge et al., 1998).

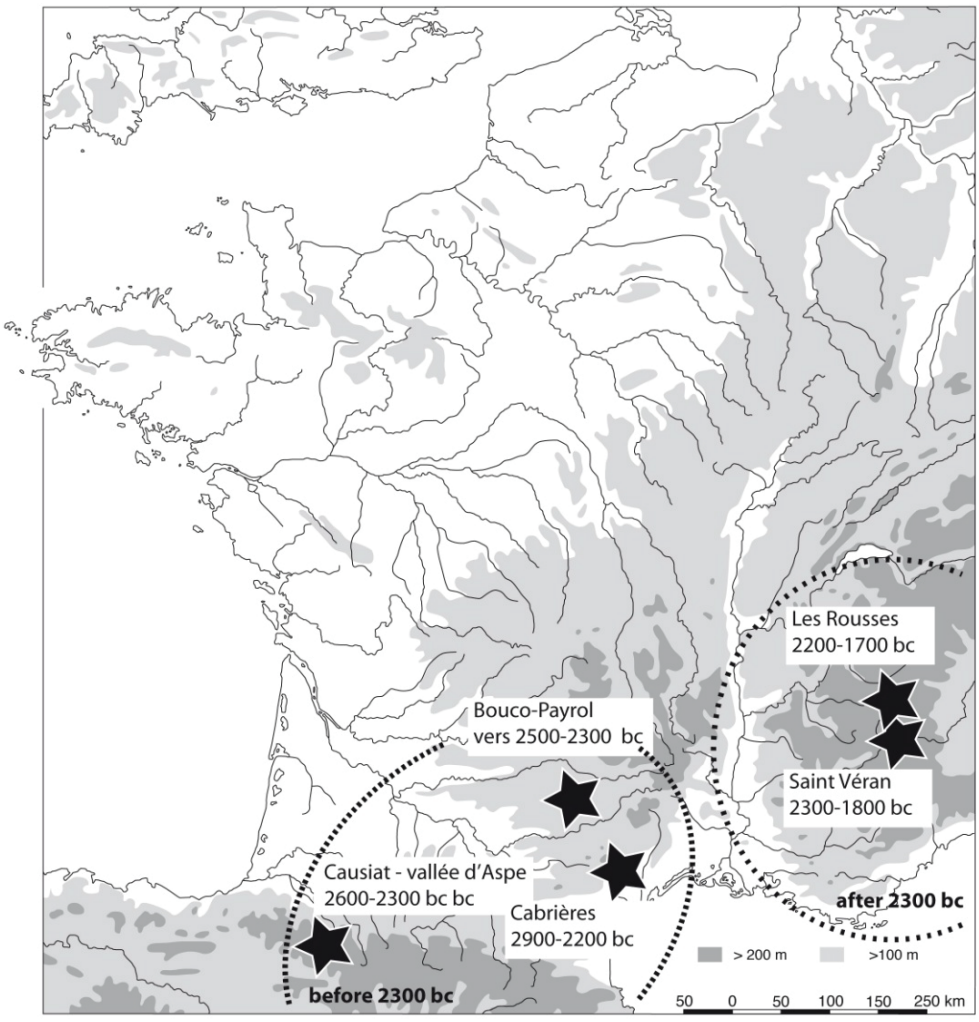


Fig. 1: Late neolithic and early Bronze Age mining complexes.

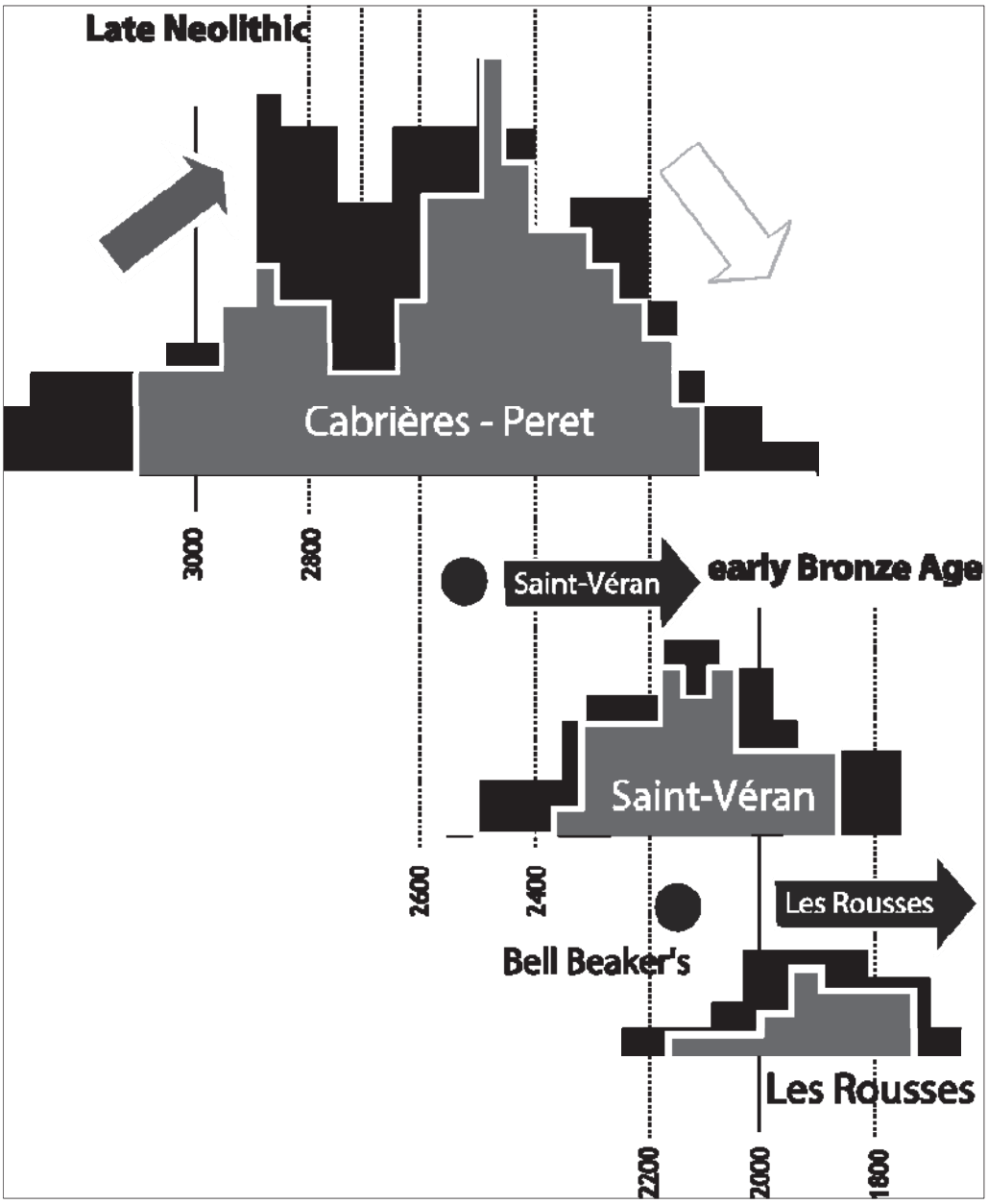


Fig. 2: Absolute chronology of mining complexes Chalcolithic and Early Bronze Age: Cabrières (Hérault), Saint-Veran (Hautes-Alpes) and Les Rousses (Isère).

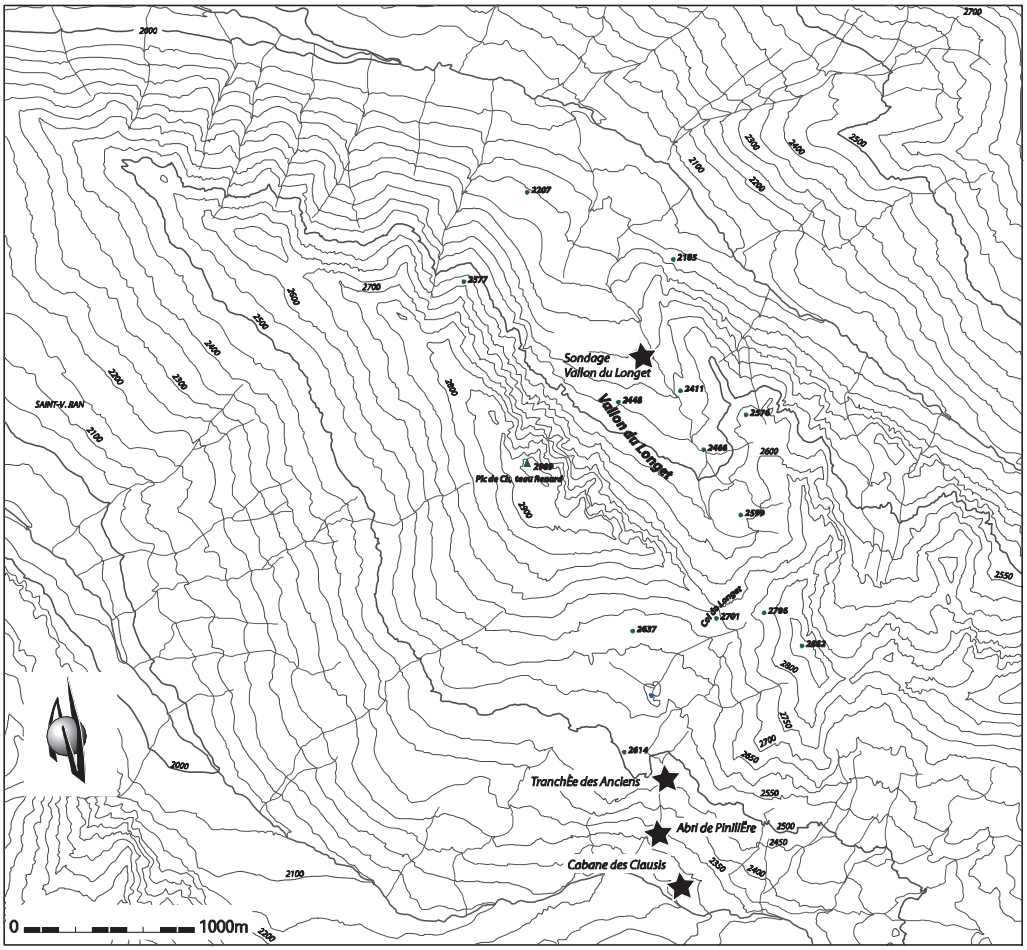


Fig. 3: Copper resources exploitation in the area of Saint-Veran and Molines en Queyras (Hautes-Alpes), DAO A. Burens UMR 5602 Geode.

The trench pillar - known as the "Tranchée des Anciens", delivered nearly 400 m^3 of ore processed in workshops situated at an altitude above 2300 m (Fig. 3). Numerous dates have been obtained for the Saint-Véran mining works and the metallurgical zone of La Cabane des Clausis; we shall here only discuss those relating to the period under consideration (Barge et al., 1998). Other factors suggest that attempts may have been made in the final phase of the Bronze Age and the beginning of the Iron Age to re-exploit the site. It seems that it was not possible to reach the submerged deposits with the mining techniques available. The dates

obtained in different horizons on the La Cabane des Clausis site cover the period extending from the second half of the twenty sixth century BC to the eighteenth century BC (Fig. 2), thus covering the whole of the Bell Beaker phase, i.e. the extreme end of the Neolithic, and the Early Bronze Age. If we add the dates and their range of probability per half century together, we find that the period between the twentieth and the twenty-fourth centuries BC is preponderant. From a cultural point of view, objects do not help clarify our perception of the situation.

Mining Exploitation of «The Trench Pillar»

The deposits at Saint-Véran are of a sedimentary exhalative type created by submarine hydrothermal sources. They are now tilted vertically, have a pseudo veined appearance resulting from Alpine tectonics, and are distributed over a steep slope between 2250 and 2600 metres high. Two roughly parallel veins can be seen on the surface about twenty metres from each other. The quartzites which accompany the mineralisations are spread along a distance of about 1 km up to the Longet valley. These two veins were exploited in ancient times. The west vein is about 490 m long for a drop of 40 metres; the east vein is 650 m long for a drop of over 70 metres. The production has been estimated at about 2,000 tons of ore (Rostan, et al. 2002).

The Metallurgical Site of La Cabane des Clausis

A number of archaeological remains linked with metallurgical activities have been discovered on the site of the old Cabane des Clausis, situated on a platform about 350 m down from the mining zone (Barge, 1998). The first finds – in the form of a multiphase heap consisting of charred remains (charcoal and cinders) mixed in with slag – appeared in the ruins of the Cabane (a kind of shepherds' shelter which has since been restored). These deposits contained sandy material alternating with layers rich in combustion products. The existence of a modern foundation ditch for the Cabane des Clausis in this area meant that it has not been possible to establish the stratigraphic link between the waste materials and the combustion structure.

The extension of excavations to the whole of the terrace revealed the existence of a complex metallurgical site. The terrace is formed of different layers containing various quantities of combustion products and debris left over from the metallurgical treatment of the ore. In the absence of any combustion structure directly linked to this zone, the artefacts and products found on the site probably resulted more from activities such as crushing ores. The tools – consisting essentially of hammers, cupula stones and mortars – were used for ore enrichment and the crushing of slag and smelting products. The numerous fragments of clay tuyeres which were also discovered have a very particular shape: they are small, conical, and gradually become thicker and flare out at the end. They have a very small opening no more than 0.3 cm in diameter, with no apparent slag residue. Similar fragments were unearthed in the Pinilière

shelter next to the protohistoric mine, and in various other places in the valley. Pottery objects, probably for domestic use and provided with a ribbon handle and fingered strips, or decorated with bands, can be linked with the Early Bronze Age. The numerous dates obtained within the archaeological horizons support this hypothesis.

The Early Bronze Age District Mining of the Grandes Rousses Massif

Dating of the Mining District's Operating

The end of the 3rd millennium BC (24th and 23th century BC) certainly constitutes a break in the modalities of metallic properties's production and distribution. Reasearch initiated by Marie-Christine Bailly-Maître (Bailly-Maître & Gonon, 2008), and nowadays managed by Joël Vital's team, confirms the exceptional nature of the mining district (Vital, 2009).

The mining district ranges on several stages of mountain's area, since surfaces located on an altitude of 2000 m, to the base of the wall localized at nearly 2700 m. Mineral veins are unfold over dozens hectares. Ores are usually formed of copper sulfide; they have been operated by the action of fire. The operating intensive nature is here clearly shown by the trench pillar, like at «Plan de Cavalle 4». This deep trench (several tens of meters) has exhausted the veins on a length of over 200 m. The systematic vein's exploitation is quite an outstanding phenomenon.

Four ^{14}C datations (Bailly-Maître & Gonon, 2008) could prop the begining of the exploitation at the end of the 3rd millenium BC (over 2200 BC) (Fig. 2). The exploitation could be interrupted at the begining of the Middle Bronze Age (over 17th century BC).

The discoveries made in the Grandes Rousses Massif (Oisans) by Christine Bailly-Maître are supporting the idea of a rise of copper resources's exploitation in the alpine area, at the begining of Bronze Age (Bailly-Maître & Gonon, 2008).

Environmental Changes and Mining Activity: The Lake Bramant Sedimentary Record

Lake Bramant is the third lake of a chain of high altitude (above 2448 m a.s.l.) proglacial lakes located in the Grandes Rousses Massif (western French Alps). It drains the Côte Blanc glacier and a diffluence of the St. Sorlin glacier in the Bramant valley and its sedimentation is thus strongly influenced by glacier fluctuations (Guyard et al., 2007).

Sub bottom acoustic profiling allowed optimizing the location of a long core retrieved in 2003 and covering the last 4000 years (Guyard et al., 2007). Combining varve counting and XRF measurements (on an ITRAX core scanner) and two radiocarbon ages (on terrestrial macro remains) this paper highlighted significant changes in sedimentation at the base of the core

(between 400 and 510 cm below lake floor, Fig. 4). In particular two organic rich units dated to the Early and Late Bronze age, respectively, where related to periods of reduced glacier activity resulting in a drop of the lake level. A clear peak of copper content in the sediments was also identified between 3770 and 3870 cal BP and related to atmospheric metallic contaminations induced by a mining activity recently documented by Bailly-Maitre & Conon (2008) near the catchment area of Lake Bramant in the Northern part of the Grandes Rousses Massif.

In order to further document environmental changes during the Bronze Age in this part of the massif, organic matter in the sediments has been characterized by Rock Eval pyrolysis and quantitative palynofacies investigations (Simonneau, 2009). These analyses allowed measuring Total Organic Carbon (TOC, %) together with spores and pollen content at several key periods. These new data highlight significant changes in TOC matching the Inc/Coh ratio variations given by ITRAX core scanner. These organic rich facies are also characterized by higher spores and pollens contents. These new findings, together with the exceptional occurrence of two terrestrial organic macro remains at the base of the core suggest that reduced glacier activity during the Early and Late Bronze Age were also associated with a change in the altitude of the timberline. To conclude, Lake Bramant proglacial sediments recorded significant environmental changes that probably favoured the development of mining activity at high altitude in this massif during the Early Bronze Age.

Glacial Fluctuations and Exploitation of Copper Resources in High Mountain: A Deterministic Model?

The end of the 3rd millennium BC (24th and 23th century BC) surely establishes a big change in modalities of metallic properties' production and distribution. This change is not related to the development of alloys based on tin; it is more probably related to the appearance of innovations in the field of polymetallic ore metallurgy. At France scale, absolute chronology data remain scarce. But exploitations traces and metallurgical sites from the late Neolithic are providing datations with thin ranges of probability, centred on the end of the third millennium BC.

Dating of Saint Véran's mining and metallurgical sites (Hautes-Alpes) suggest a local metal production, from the second half of the third millennium and at the early second millennium BC (Carozza et al., in press). The beginning of the exploitation of "Les Rousses" mining district dates from the end of the 3rd millennium BC; it continues after the 18th century BC, probably until the early Middle Bronze age.

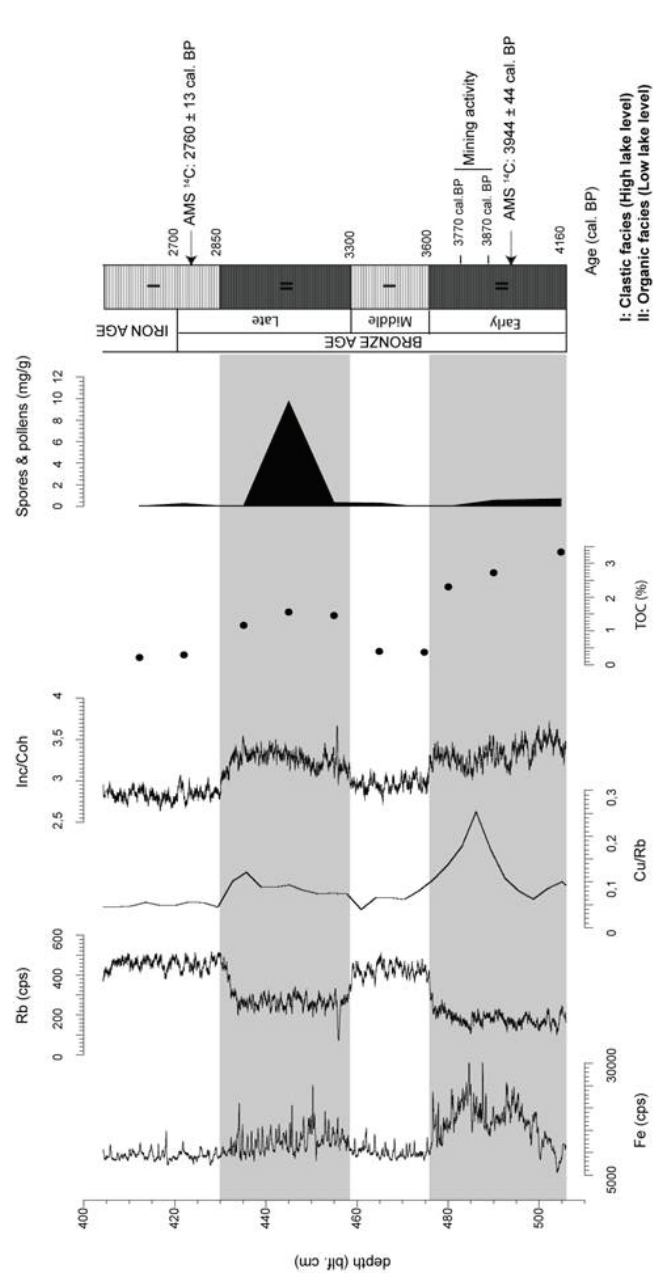


Fig. 4: Fig 4: Multiproxy signature of high altitude environmental changes during the Bronze Age in proglacial lake Bramant, combining varve counting, radiocarbon dating on terrestrial macro remains, XRF core scanning (counts related to Fe, Rb and Cu, Inc/Coh ratio) and organic geochemistry (Total Organic Carbon, TOC; quantitative optical characterisation of organic particles caracteristical for spores and pollens). This data set highlight a peak in Cu content during the Early Bronze Age in an organic facies suggesting that mining activities in the massif were favoured by reduced glaciers and the development of vegetation above 2500 m a.s.l..

While the slight increase of Cu/Rb in organic facies may be of diagenetic origin, the peak of Cu/Rb identified at the base of the core and dated between 3870-3770 cal. BP (Guyard et al., 2007) is interpreted as resulting from a coeval (3800 ± 100 cal. BP) and closed copper mining activity (e.g. Baily-Maître & Gonon, 2006). This regional high altitude and recently discovered mining activity, developed between 2300 and 2650 m a.s.l., has probably been possible because of smaller glaciers and a vegetation change in the massif due to warmer climate during the Early Bronze Age.

The environmental data synthesis displays, in the long term, interactions between human activities and environmental changes at high altitude. Major climate change's tendencies characterize the Bronze Age in the Alps with two warms episodes: the first one during the early Bronze Age (4160-3600 cal BP or 2200-1650 BC); the second one during the early final Bronze Age (3300-2850 cal BP or 1350-900 BC).

These two Bronze age's stages transpose a significant change in the vegetation around an altitude of 2500 m.

Conditions of transition from a Neolithic technical system (local network) to a Bronze Age model are nowadays based on well known criteria: increased use of metal, adoption of bronze (which is an alloy of copper and tin able to greatly improve the metal's properties). It is then necessary to handle the increasing pressure on copper resource.

Western Alps are obviously a major area to study across from the spectacular development of the Rhone valley. Data converge nowadays to show that the exploitation of copper resources in high altitude is closely related to the glacial abandonment. Western Alps are characterized by a global warming at the early Bronze Age. Thus, they are well placed to respond at the new and growing copper needs of the first Bronze Age societies.

This model could display a thin correlation between climatic changes and metallic's resource provision in High Mountain (2300-2600 m). This exploitation was made possible by the decline of small glaciers after several global warming episodes.

References

Barge, H. (1997): L'installation métallurgique préhistorique de la cabane des Clausis à Saint-Véran (Hautes-Alpes). In: Ambert, P. (ed.): Actes du Colloque "Mines et métallurgie de la Préhistoire au Moyen-Age en Languedoc-Roussillon et régions périphériques". Lattes, Fédération archéologique de l'Hérault, pp. 99-110.

Barge, H.; Bourhis, J.-R.; Rostan, P. (1998): Métallurgie préhistorique et gîtes cuprifères dans le sud-est de la France : premiers résultats. In: D'Anna, A.; Binder, D.: Production et identité culturelle, actes des 2èmes Rencontres Méridionales de Préhistoire Récente, Arles 1996, APDCA ed., pp. 65-79.

Bailly-Maitre, M.-C.; Gonon,T. (2008): L'exploitation de la chalcopyrite à l'âge du Bronze dans le massif des Rousses en Oisans (Isère): premiers éléments. In: Le peuplement de l'arc alpin. CTHS. Paris, pp. 207-223.

Carozza, L.; Mille, B.; Rostan, P.; Bourgarit, D.; Burens, A. (in press): Mine et métallurgie en haute montagne durant la fin du Néolithique et le début de l'âge du Bronze: l'exemple de Saint-Véran en Haut-Queyras (Hautes-Alpes, France). In: actes du colloque de Bologne, L'Eta del Rame in Italia, Instituto Italiano de Prehistoria et Protohisroria (IIPP).

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

Mille, B.; Carozza, L. (2009): Moving into the Metal Ages : The Social Importance of Metal at the End of the Neolithic Period in France. In: Kienlin, T. L.; Roberts, B. (eds.) Metals and Societies- Studies in honour of Barbara S. Ottaway. Universitätsforschungen zur paähistorichen Archäologie, Band 169, Verlag 2009, pp. 143-171. http://halshs.archives-ouvertes.fr/halshs-00345292/fr/

Rostan, P.; Rossi, M.; Gattiglia, A. (2009): Approche économique et industrielle du complexe minier de Saint-Véran (Hautes-Alpes) dans le contexte de l'âge du Bronze des Alpes du sud. In: Bulletin d'Études Préhistoriques et Archéologiques Alpines, actes du IXème colloque sur les Alpes dans l'Antiquité, Tende 2000, pp. 77-96.

Simonneau, A. (2009): Les fluctuations glaciaires dans le Massif des Grandes Rousses pendant l'Holocène. Etude intégrée des systèmes limniques proglaciaires Blanc Huez et Bramant (Alpes Occidentales Françaises), Université d'Orléans, Unpublished Master thesis.

Vital, J. (2009): Prospection thématique dans le massif des Rousses: le champs minier des âges des Métaux. In. Bilan Scientifique Régional, DRAC Rhône-Alpes, pp. 111-112.

Annexe 1.3, ***Article 3****, Desmet et al. (2012).*

Science of the Total Environment 433 (2012) 189–197

Contents lists available at SciVerse ScienceDirect

Science of the Total Environment

journal homepage: www.elsevier.com/locate/scitotenv

Spatial and temporal trends in PCBs in sediment along the lower Rhône River, France☆

Marc Desmet [a], Brice Mourier [b], Barbara J. Mahler [c,*], Peter C. Van Metre [c], Gwenaëlle Roux [b], Henri Persat [d], Irène Lefèvre [e], Annie Peretti [f], Emmanuel Chapron [g], Anaëlle Simonneau [g], Cécile Miège [f], Marc Babut [f]

[a] EA 6293 GéHCO Université François-Rabelais de Tours, Parc de Grandmont, 37200 Tours, France
[b] Université Lyon 1, UMR 5023 Ecologie des Hydrosystèmes Naturels et Anthropisés, ENTPE, CNRS, 3, Rue Maurice Audin, 69518 Vaulx-en-Velin, France
[c] U.S. Geological Survey, 1505 Ferguson Lane, Austin, TX 78754, USA
[d] Université de Lyon, UMR 5023 Ecologie des Hydrosystèmes Naturels et Anthropisés, Université Lyon 1, ENTPE, CNRS, 5 rue Raphaël Dubois, 69221 Villeurbanne, France
[e] UMR 8212, LSCE, Bât. 12, avenue de la Terrasse, F-91198 Gif-sur-Yvette Cedex, France
[f] Irstea, UR MALY, 3 bis Quai Chauveau, CP220, F-69336 Lyon, France
[g] UMR CNRS 6113 - ISTO, Université d'Orléans, Campus Géosciences, 1A rue de la Férollerie, F-45071 Orléans, France

ARTICLE INFO

Article history:
Received 19 December 2011
Received in revised form 4 June 2012
Accepted 11 June 2012
Available online xxxx

Keywords:
Polychlorinated biphenyl (PCB)
Sediment core
Rhône River
Spatial and temporal trends

ABSTRACT

Despite increasingly strict control of polychlorinated biphenyl (PCB) releases in France since the mid-1970s, PCB contamination of fish recently has emerged as a major concern in the lower Rhône River basin. We measured PCB concentrations in Rhône sediment to evaluate the effects of PCB releases from major urban and industrial areas, sediment redistribution by large floods, and regulatory controls on PCB trends from 1970 to present. Profiles of PCBs (the sum of seven indicator PCB congeners) were reconstructed from sediment cores collected from an off-river rural reference site and from three depositional areas along the Rhône upstream and downstream from the city of Lyon, France. Core chronology was determined from radionuclide profiles and flood deposits. PCB concentrations increased progressively in the downstream direction, and reached a maximum concentration in 1991 of 281 μg/kg at the most downstream site. At the rural reference site and at the upstream Rhône site, PCB concentrations peaked in the 1970s (maximum concentration of 13 and 78 μg/kg, respectively) and have decreased exponentially since then. PCB concentrations in the middle and downstream cores were elevated into the early 1990s, decreased very rapidly until 2000, and since then have remained relatively stable. Congener profiles for three time windows (1965–80, 1986–93, and 2000–08) were similar in the three sediment cores from the Rhône and different from those at the rural reference site. The results indicate that permitted discharges from a hazardous-waste treatment facility upstream from Lyon might have contributed to high concentrations into the 1980-90s, but that industrial discharges from the greater Lyon area and tributaries to the Rhône near Lyon have had a greater contribution since the 1990s. There is little indication that PCB concentration in sediments downstream from Lyon will decrease over at least the short term.

Published by Elsevier B.V.

1. Introduction

High levels of polychlorinated biphenyls (PCBs) have been measured repeatedly in sediment and fish in the Rhône River, particularly downstream from the city of Lyon (Babut et al., 2009; Santiago et al., 1994), the largest city in the basin (metropolitan area population of 1.7 million) and the third largest in France. PCBs are ubiquitous environmental contaminants because of their extensive use from the 1930s to the 1980s and their environmental persistence (U.S. Environmental Protection Agency, 2004, 2011). In France, PCB use was banned in 1975 for open systems (e.g., pesticides, coatings) and in 1986 for closed systems (e.g., transformers, capacitors) (Chevreuil et al., 1988). Contamination of sediment and fish by PCBs in the Rhône River system was reported as early as the 1980s (Andre and Lascombe, 1988; Brodhag, 1989). Since 2005, however, concern for human exposure to PCBs through fish consumption has risen greatly as sampling continues to identify streams in the Rhône basin with PCB-contaminated fish. Currently, commercial fishing and consumption of selected species of fish are banned as a result of PCB contamination in the main channels of the Rhône and Saône Rivers (the largest tributary

☆ Any use of trade, product, or firm names is for descriptive purposes only and does not imply endorsement by the French or U.S. Governments.

* Corresponding author at: U.S. Geological Survey, 1505 Ferguson Lane, Austin, TX 78754, USA. Tel.: +1 512 927 3566; fax: +1 512 927 3590.
E-mail addresses: marc.desmet@univ-tours.fr (M. Desmet), brice.mourier@entpe.fr (B. Mourier), bjmahler@usgs.gov (B.J. Mahler), pcvanmet@usgs.gov (P.C. Van Metre), gwenaelle.roux@entpe.fr (G. Roux), persat@biomserv.univ-lyon1.fr (H. Persat), Irene.Lefevre@lsce.ipsl.fr (I. Lefèvre), royannie@gmail.com (A. Peretti), emmanuel.chapron@univ-orleans.fr (E. Chapron), anaelle.simonneau@univ-orleans.fr (A. Simonneau), cecile.miege@irstea.fr (C. Miège), marc.babut@irstea.fr (M. Babut).

0048-9697/$ – see front matter. Published by Elsevier B.V.
doi:10.1016/j.scitotenv.2012.06.044

to the Rhône) from upstream from Lyon to the Mediterranean Sea, and there are full bans of all fish species along reaches of numerous tributaries (Eaufrance, 2011). All of these bans have been imposed since 2005 and most were imposed since 2009, including one in 2011, on the basis of new or continued identification of fish with elevated concentrations of PCBs (Saônor.fr., 2011; Agence nationale de sécurité sanitaire, 2011).

PCBs are strongly hydrophobic and sediments therefore are the primary reservoir of PCBs in aquatic systems (Wong et al., 2001). Most mechanistic studies of food webs consider sediment ingestion as a major exposure route for PCBs for aquatic biota (e.g., Gewurtz et al., 2009; Morrison et al., 1997). Lopes et al. (2011) demonstrated that PCB concentrations in fish in the Rhône near Lyon were significantly related to PCB concentrations in Rhône bed sediment. Using a statistical model, Babut et al. (2011) determined that the maximum PCB_I (sum of concentrations of seven indicator PCBs (Royal Order, 2000); non-detections treated as zeros) in sediment that corresponds to an acceptable PCB level in 90% of Rhône River fish is 5.9 μg/kg, a concentration well below concentrations of PCBs reported historically (1989) for the Rhône (Santiago et al., 1994). Knowledge of long-term trends in PCBs might contribute greatly to an improved understanding of long-term risks and of management options in the basin. Long-term data sets (e.g., 20–30 y) for PCBs in water, sediment, and fish, however, are not available for most large rivers, including the Rhône. Sedimentary archives such as sediment cores have been used to reconstruct PCB trends in many systems (e.g., Alcock et al., 1993; Eisenreich et al., 1989; Grimalt et al., 2004; Van Metre and Mahler, 2005), but because sediment-core reconstructions require long-term depositional settings (e.g., lakes), with the exception of a few studies in large fluvial reservoirs (Rosen and Van Metre, 2010; Van Metre et al., 1997), river deltas (Mai et al., 2005), and oxbow lakes (Bábek et al., 2008), this approach is rarely attempted in rivers.

In terms of mean annual discharge, the Rhône River is the second largest river in France and the third largest river in Europe (Pekarova et al., 2006). The mean daily discharge in the Rhône just downstream from the confluence with the Saône is 1040 m^3/s (1966 to 2009) (Le Rhône à Ternay, streamflow-gaging station V3130020 (http://www.hydro.eaufrance.fr/)) (Fig. 1; SI Fig. S-1). The watershed of the Rhône is largely mountainous and covers 97,800 km^2 with marked climatic and geological heterogeneity (Desmet et al., 2005). The Rhône is a complex hydrologic system and several factors contribute to the distribution of sediment contamination, including: (i) multiple tributaries and complex watershed morphology, (ii) urban areas and industrial zones providing historical and current potential sources of

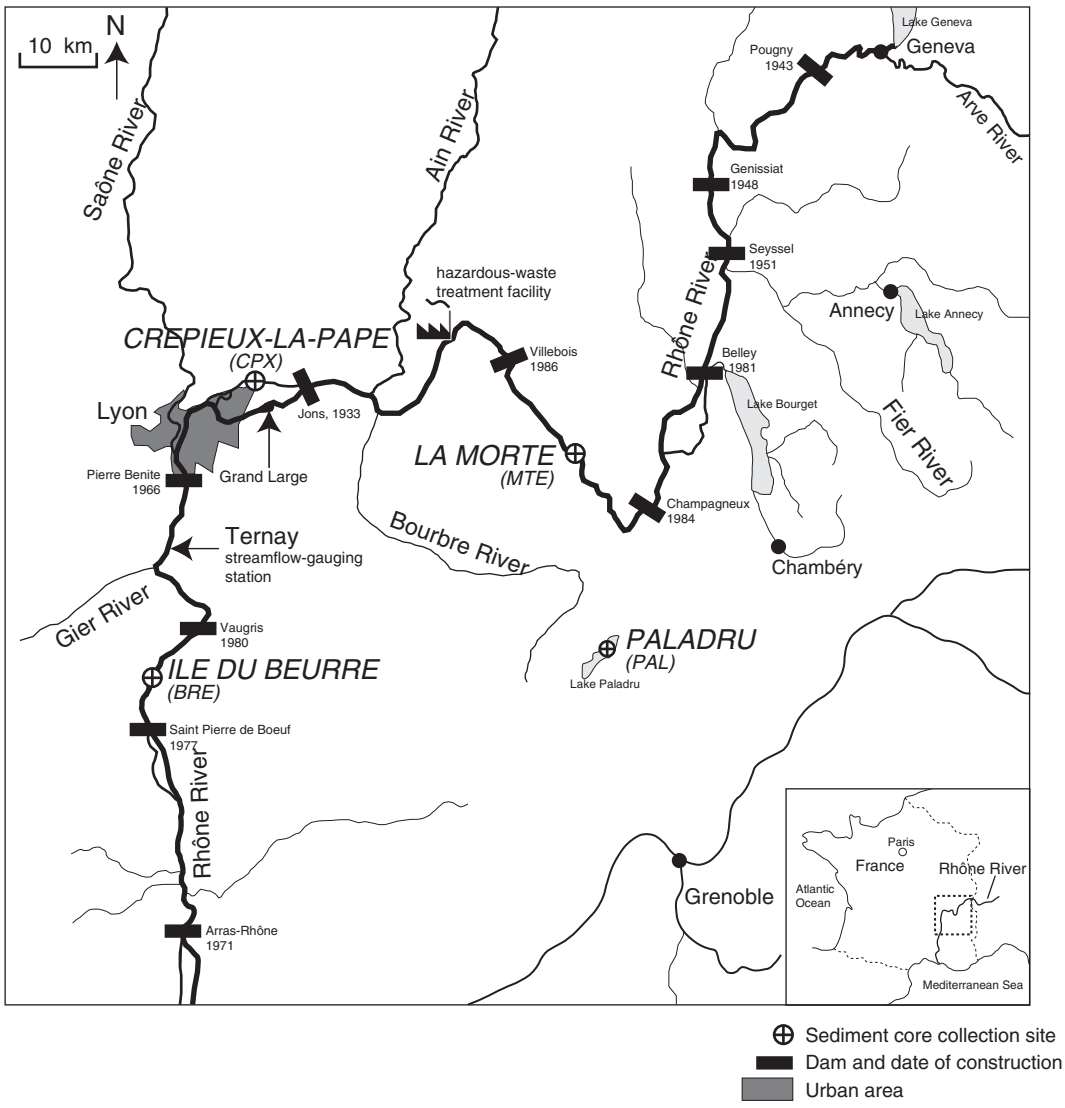


Fig. 1. Map of the study area, Rhône basin, France.

contamination, (iii) extensive anthropogenic modification of the hydrology, and (iv) frequent flooding and sediment-flushing events that redistribute sediment. Since the Second World War, flow and sediment transport in the Rhône have been affected by the construction of numerous dams (18 in France between Lake Geneva and the Mediterranean Sea) accompanied by structures for navigation, dike construction, and channel dredging (Andre and Lascombe, 1988; Pont et al., 2002). Accumulation of sediment behind the dams has led to periodic "flushing" (releases of impounded water) to clear sediment deposits, carried out approximately triennially from 1965 to 2003.

There are numerous potential sources of PCBs to the Rhône and its tributaries. These include industrial facilities with probable historical PCB discharges, PCB-contaminated sites and soils, and reported PCB spills (Robin des Bois, 2011). A synoptic survey of suspended sediments in the Rhône in 1989 found that PCB concentrations were much higher downstream from Lyon than upstream (Santiago et al., 1994), which the authors attributed to urban nonpoint sources and to inputs from the heavily industrialized zone downstream from Lyon. Major tributaries also might contribute to PCBs in the Rhône: the Bourbre, the Saône, and the Gier Rivers (Fig. 1) all have partial or full commercial fishing and fish consumption bans as a result of PCB contamination (Eaufrance, 2011). A hazardous-waste treatment facility about 40 km upstream from Lyon (Fig. 1) also has been identified as a potential PCB source (Babut et al., 2009; Santiago et al., 1994). This hazardous-waste treatment facility is one of two PCB incineration facilities in France and is authorized to release small amounts of PCBs into the Rhône (Eaufrance, 2011).

Concerns about PCB contamination in the Rhône basin are prompting major sampling efforts to characterize PCB occurrence, identify sources, and understand trends (Eaufrance, 2011). As one of these efforts, the study presented here evaluated trends in PCBs in Rhône River sediments in the area of Lyon relative to land use, river-management practices, and restrictions on PCB releases. Recent (20–50 y) trends in PCBs in sediment were evaluated on the basis of sediment cores collected from depositional zones adjacent to the channel of the Rhône upstream and downstream from the city of Lyon and the PCB treatment facility.

2. Methods

2.1. Sampling locations

Sediment-core collection sites were chosen to evaluate the upstream–downstream distribution and temporal trends of PCB contaminated sediment and to assess the potential effects of the PCB treatment facility, the city of Lyon, and major industrial areas in the watershed on the sediment quality of the Rhône (Fig. 1). Sediment cores were collected during May to July 2008 at three sites from 90 km upstream from Lyon to 40 km downstream (in upstream to downstream order, followed by their short names: La Morte, MTE; Crépieux-la-Pape, CPX; and Ile du Beurre, BRE), and in 2010 at a rural reference site in the interior of the Rhône basin (Lake Paladru, PAL). Additional site information, maps, and aerial photos are provided in supplementary information.

2.2. Core collection and sediment description

Sediment cores were collected with a UWITEC® gravity corer fitted with a 1.20-m long, 63-mm diameter plastic barrel with a core catcher at the bottom. Using an extended rod, the corer was pushed gently into the sediments from a boat. Multiple cores were collected at sites MTE, CPX, and BRE and one core was collected at site PAL. The cores ranged in length from 52 to 112 cm. At the laboratory, cores were subsampled at a 1-cm interval with the exception of the core from site PAL, which was sampled at a 0.5-cm interval. For PAL and MTE cores, sub-samples from one core were analyzed for PCBs, total organic carbon (TOC), grain-size distribution, and radionuclides. At sites CPX and BRE, sub-samples from one core (herein the primary core) were analyzed for PCBs, TOC, and grain-size distribution and samples from a second core (herein the radionuclide core) were analyzed for grain-size distribution and radionuclides. Grain-size distribution was used at sites CPX and BRE to help correlate the primary and radionuclide cores so that dates could be assigned to the primary core.

Dry bulk density (g/cm^3) was determined as the difference between wet and dry mass divided by the volume of the container. High-resolution grain-size distributions were determined by sonicating and then analyzing each sample with a Mastersizer 2000® laser mounted with a hydro SM small volume dispersion unit. Grain-size mean, mode, sorting, and skewness were computed. Cumulative volumetric percentages of sand (>63 μm), silt (4–63 μm), and clay (<4 μm) were determined for each depth interval.

2.3. Analytical methods

Sediment-core samples were analyzed for radionuclides at the Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement, Gif sur Yvette, France. Following drying, sub-samples from each core were analyzed for radionuclides by counting for at least 24 h using gamma spectrometry. Gamma emissions were detected with a germanium detector and used to quantify ^{226}Ra, ^{210}Pb, and ^{137}Cs (Pinglot and Pourchet, 1995).

Samples were prepared for measurement of total organic carbon by drying, sieving to 2 mm, and grinding to <200 μm, in accordance with standard NF ISO 11464 (Groupement d'Études Méthodologiques pour l'Analyse des Sols, 2011), and acidifying with aqua regia. Total organic carbon was analyzed by high-temperature combustion (1250 °C) in accordance with standard NF ISO 10694 (Groupement d'Études Méthodologiques pour l'Analyse des Sols, 2011).

PCBs were analyzed by the EUROFINS laboratory, Orleans, France (www.eurofins.fr). PCBs were extracted in accordance with the certified method QMA 504-192 (DIN ENISO/IEC 17025:2000) (http://www.graie.org/osr/IMG/pdf/RS2_web.pdf). In brief, 5 g of dried, homogenized sediment was extracted for a minimum of 8 h with toluene/acetone (90/10 v/v) in a Soxhlet apparatus. After addition of PCB-155 as an internal standard, the sample extract underwent a clean-up step using gel permeation chromatography. Clean-up consisted of sequential passes through silica, aluminum oxide, Florisil, and active carbon columns. The sample extract was analyzed by high-resolution gas chromatography/high-resolution mass spectrometry (HRGC/HRMS) in selected ion monitoring (SIM) mode. For the seven indicator PCBs, quantification limits ranged from 0.042 μg/kg (PCBs 118 and 180) to 0.146 μg/kg (PCB 153). Laboratory quality control consisted of periodic analysis of blanks and certified reference materials. Analytical results for environmental samples were not blank-corrected.

Eighteen PCB congeners were quantified (SI Table S-1). Interpretations herein are based on the sum of the seven so-called indicator PCBs (PCB_I): International Union of Pure and Applied Chemistry (IUPAC) numbers 28, 52, 101, 118, 138, 153, and 180, the sum of which is commonly used in European national legislation to ensure food safety (Royal Order, 2000). These congeners are generally considered persistent and are thought to be good markers for human exposure to PCBs through ingestion (Wingfors et al., 2006).

2.4. Age dating of sediment

The date of deposition of sediment intervals within each core (SI Figs. S-6 to S-9) was estimated on the basis of radionuclide profiles and, for Rhône sediment cores, on correlation of changes in grain-size distribution in the sediment cores to the timing of major floods and to major changes in river hydrology. The ^{137}Cs profile was used to determine one or two age-date markers in each core. ^{137}Cs was released into the atmosphere by nuclear weapons testing from 1952 to 1963 (Beck and Helfer, 1990). In 1986, the accident at the Chernobyl nuclear power

plant in Ukraine resulted in relatively large releases of ^{137}Cs, and about 79% of the total fallout occurred over Europe (Anspaugh et al., 1988). Two date-depth markers thus can be identified in European sediment cores: the weapons testing peak in 1963 and the Chernobyl peak in 1986. The radionuclide ^{210}Pb was not used as a primary age-dating tool because the riverine setting of the Rhône coring sites leads to violation of the principle assumptions of ^{210}Pb dating models (Appleby and Oldfield, 1992). However, the ^{210}Pb profiles provided some corroboration of the dating and the chronological integrity of the cores. The occurrence of floods and associated changes in grain-size distribution in the cores provided support for the ^{137}Cs dating, provided additional depth-date markers at site CPX, and were the basis for correlating the primary and radionuclide cores at sites CPX and BRE for the purposes of age-dating (SI Figs. S-8 and S-9). Dates were assigned to intervals in the cores between date markers assuming a constant sediment mass accumulation rate (MAR; g/cm^2-yr) between the date markers.

3. Results

3.1. Sediment age-dating

Primary date markers used to estimate sediment deposition dates in the cores were the date of site construction or of connection to the Rhône (sites CPX and BRE), peaks in ^{137}Cs, and changes in grain-size distribution corresponding to major flood events (SI Figs. S-6 to S-9). A large or sudden increase in grain size (i.e., a sudden decrease in the percentage of fine-grained fraction of material, i.e., less than 63 μm diameter, herein referred to as fines) followed by a gradual increase in the percentage of fines was assumed to be the result of a flood event, although only a few very pronounced changes in grain size were used as date markers in cores. At the two sites where radionuclides and PCBs were analyzed in separate cores (sites CPX and BRE), the cores were correlated for dating purposes on the basis of changes in grain size. Age dates for each sediment sub-sampling interval were based on assumption of a constant sediment MAR between date markers.

Age dates for core PAL were based on two distinct peaks in ^{137}Cs at depths of 8–8.5 and 3.5–4 cm (SI Fig. S-6), interpreted as corresponding to nuclear-weapons testing (1963) and the Chernobyl accident (1986). The MAR during 1964–86 was 0.30 g/cm^2-yr, and during 1986–2010 was 0.27 g/cm^2-yr. Use of the ^{137}Cs peaks for age dating resulted in slightly older dates (about 2 y for most intervals) than those estimated using the ^{210}Pb constant-flux, constant-supply model (Appleby and Oldfield, 1992), but because the ^{137}Cs peaks were so marked, this age-dating approach was preferred.

Age dates for core MTE were based on a ^{137}Cs peak at 25–26 cm interpreted as the Chernobyl accident and a rise in ^{137}Cs at the bottom of the core interpreted as being associated with the weapons-testing peak in 1963 (SI Fig. S-7). The Chernobyl peak is well defined, but the weapons-testing peak is indicated only by an increase to a maximum at the bottom of the core. The deepest sample in the core has a ^{137}Cs activity about 5 times greater than do samples in the middle of the core, but the ^{137}Cs peak may have been at a depth deeper than that sampled by the core. The MAR during 1964–1986 was computed as 1.1 g/cm^2-yr, and during 1986–2008 as 0.48 g/cm^2-yr. The decrease in sedimentation rate after 1986 might have resulted from the construction of the dam at Champagneux in 1984 upstream from site MTE (Fig. 1).

For site CPX, age dates for the radionuclide core (CPX 08-02) were estimated on the basis of the ^{137}Cs profile and on variations in grain size that were matched with floods (SI Fig. S-8). A single pronounced ^{137}Cs peak at 85–86 cm was interpreted as resulting from the Chernobyl accident. A ^{137}Cs peak corresponding to nuclear weapons testing was not expected because the site was not formed until the early 1980s. Episodic large decreases in percentage of fines between about 57 and 77 cm in the core, reaching minima of about 20% (80% sand), were interpreted as corresponding to three large floods in the early 1990s (SI Fig. S-1). More modest decreases in percentage of fines occurred in the upper part of the core, the largest of which was from 14 to 19 cm and was interpreted as corresponding to floods in 2001 and 2002. These date markers indicate an MAR of 2.3 g/cm^2-yr during the 1980s, 5.0 g/cm^2-yr during the early 1990s flooding, and 1.8 g/cm^2-yr after the 2001–2002 flooding. No major floods have occurred on the Rhône in the reach investigated since 2002 (SI Fig. S-1). The river has been building a natural levee at the mouth of the quarry since the quarry was abandoned (SI Fig. S-4), consistent with the observed decrease in MAR and increase in fines over time. The interval near the bottom of the radionuclide core with a dip in percentage of fines (to 22%) is dated as 1983.9, coinciding with a large flood in 1983. The primary core (CPX 08-01) was correlated to the radionuclide core (CPX 08-02) using grain-size distribution (measured in both cores), specifically by matching the thick sequence of sand deposits that occurred in both cores at about 70 cm depth and a series of maxima and minima in percent fines that occurred in the upper 40–45 cm of the cores (SI Fig. S-8).

For site BRE, age dates for the radionuclide core (BRE 08-03) were based on a ^{137}Cs peak at 53 cm depth and the pronounced change in grain-size distribution at 70 cm depth (SI Fig. S-9). The ^{137}Cs peak was interpreted as corresponding to the Chernobyl accident. The change in grain-size distribution at 70 cm was interpreted as corresponding to the removal of debris in 1984 that established a connection to the Rhône at the upper end of the side channel where the BRE core was collected. The MAR during 1986–2008 was computed as 3.1 g/cm^2-yr and the MAR from 1984 to 1986 was computed as 7.1 g/cm^2-yr. The higher MAR from 1984 to 1986 might be caused by the channel-clearing operations in 1984. Prior to 1984, the BRE site was not directly connected to the Rhône, the sediments were uniformly fine-grained, and no date markers were evident in either core. The primary core (BRE 08-01) was correlated to the radionuclide core (BRE 08-03) using grain-size distribution, specifically by matching the rapid transition from the thick sequence of silt and clay deposits deep in the cores to coarser and much more variable sequences above (SI Fig. S-9). PCBs were detected to the bottom of the primary core (deepest sample at 104–105 cm), but the samples from before 1984 to the bottom of the core are not presented here because they are assumed to represent sediment originating elsewhere than the Rhône.

3.2. Recent trends in PCBs

PCB_l concentration profiles at the four sites differ both in timing and magnitude of peak concentrations (Fig. 2; SI Table 1). In general, PCB_l concentrations at the rural (PAL) and upstream (MTE) reference sites peaked in the 1970s and decrease to present. Although PCB_l concentrations for the 1970s are not known at the downstream sites (CPX and BRE), at these sites there are large peaks in PCB concentrations in about 1990, followed by a rapid decrease in concentration in the early 1990s; PCB concentrations have remained relatively stable since the mid-1990s (Fig. 2). Peak and current PCB_l concentrations are lowest at the PAL rural reference lake site and increase in the Rhône in a downstream direction.

PCB_l concentrations in sediment deposited at site PAL peaked in 1976 at a concentration of 13 μg/kg (Fig. 2). Concentrations decreased rapidly from 1976 to 1985 before leveling off for about 10 years, then decreased steadily from 1998 to 2.2 μg/kg at the top of the core (2010). Organic carbon-normalized concentrations (PCB_l/TOC) were used to determine rates of change in concentrations (Fig. 3); the normalization was done to exclude variations associated with the textural properties of the particles and enable between-site comparison. An exponential curve fit to PCB_l/TOC from the peak to present ($r^2 = 0.90$) indicates a half-life ($t_{1/2}$) of 12.6 years. The half-life determined here is not a rate of chemical decay but rather is a measure of the rate of

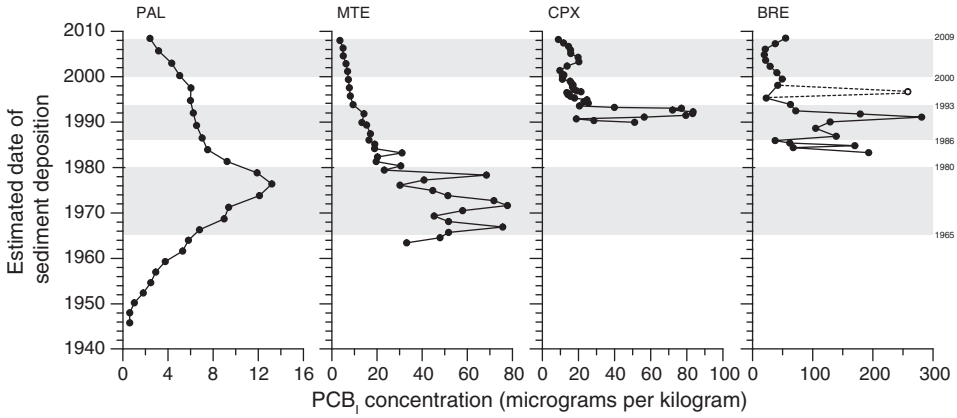


Fig. 2. Profiles of the sum of the seven indicator PCBs (PCB_I) in sediment cores collected from Lake Paladru (PAL), La Morte (MTE), Crépieux-la-Pape (CPE), and Ile du Beurre (BRE), Rhône basin, France. Time windows used in additional analyses and interpretation are indicated in gray. A questionable data point for core BRE (open symbol) was not included in the analysis.

change in PCB inputs to the coring site. The decrease in PCB_I from 1998 to 2008 is more rapid and linear than the long-term trend, with a $t_{1/2}$ of 6.2 y ($r^2 = 0.94$). The reason for a change in the rate of decrease in about 1998 is not known, but might be related to sediment dilution caused by anthropogenic activities in the watershed, such as construction, that mobilized deeper, uncontaminated sediment.

At site MTE, PCB_I concentrations are elevated and variable in sediment deposited during the 1960s and 1970s, and the maximum concentration of 78 μg/kg is 6 times higher than at the PAL reference site (Fig. 2). Carbon-normalized PCB_I concentration decreases exponentially from 1964 to the top of core MTE (2008), with a half-life of 8.5 years ($r^2 = 0.87$) (Fig. 3). The concentration in the most recently deposited sediment is 3.5 μg/kg. The decrease in PCB_I since 2001 is slightly more rapid than for the whole period of the core, with a $t_{1/2}$ for this 8-year period of 6.4 years ($r^2 = 0.99$).

In contrast to PCB_I profiles at sites PAL and MTE, concentrations at site CPX are elevated and variable in the early 1990s, followed by a very rapid decrease in the mid-1990s and relatively stable concentration since (Fig. 2). Maximum PCB_I concentrations (72 to 84 μg/kg) occur in sediment deposited during 1991–93. Since the decrease in the mid-1990s, PCB_I concentration varies around a central tendency of 15 μg/kg to the top of the core. Concentrations in Rhône sediment along this reach of the river prior to 1990 are not known. Although there is no significant trend in PCB_I concentrations from about 1993 to the top of the core in 2008 (Kendall's tau test of correlation, $p = 0.13$), there are two brief increases followed by longer (~6 y) decreases within this time period (Fig. 2). The rate of decrease from 2003 to 2008 following the small increase in 2003 is virtually identical to that of the longer-term rate of change during 1991–2000 ($t_{1/2}$ of 2.4 and 2.5 y, respectively; Fig. 3). The minimum PCB_I concentration (8.9 μg/kg) occurs in the most recently deposited sediment.

Similar to the profile from site CPX, PCB_I concentrations at site BRE are elevated into the early 1990s then decrease rapidly (Fig. 2). Concentrations reach a maximum of 282 μg/kg in 1991, about 3 times higher than that at site CPX, then decrease to concentrations that vary between 20 and 55 μg/kg. Also similar to site CPX, the sediment core does not record concentrations in Rhône sediments prior to the early 1980s. There was no significant change in concentrations of PCB_I from 2001 to 2008 (Fig. 3).

3.3. PCBI congener profiles

Profiles of the seven indicator PCBs at the three Rhône sites were constructed for three time windows chosen to reflect periods of peak concentrations at site MTE (1965–1980) and at sites CPX and BRE (1986–93) and recent concentrations (2000–08) (Fig. 4). The profiles represent the mean proportion of each congener contributing to PCB_I for the samples in the time window. Core profiles for the time windows were relatively similar at the three sites (Fig. 4). In all cases, PCB 153 made up the highest proportion (typically 25–30%) and PCB

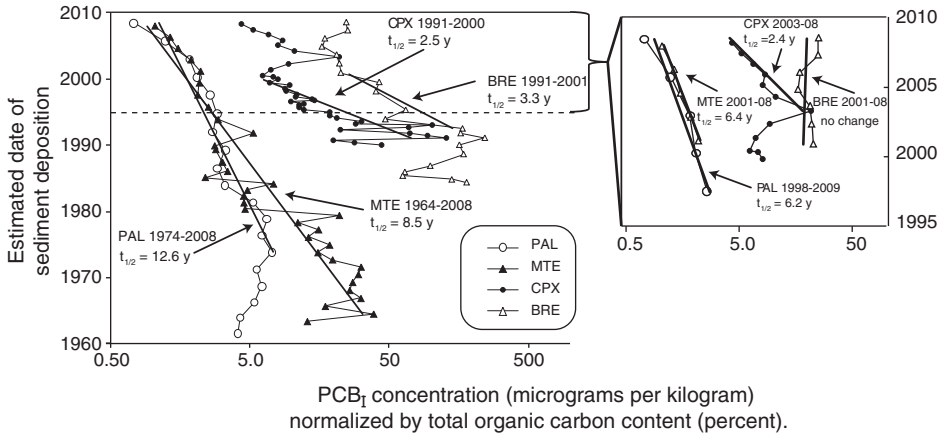


Fig. 3. Rates of decrease of PCB_I (the sum of concentrations of seven indicator PCBs) normalized by total organic carbon content for sediment cores from Lake Paladru (PAL), La Morte (MTE), Crépieux-la-Pape (CPX), and Ile du Beurre (BRE), Rhône basin, France. Half-lives ($t_{1/2}$) were computed from an exponential fit for the dates indicated. Inset, right, shows half-lives for recent dates.

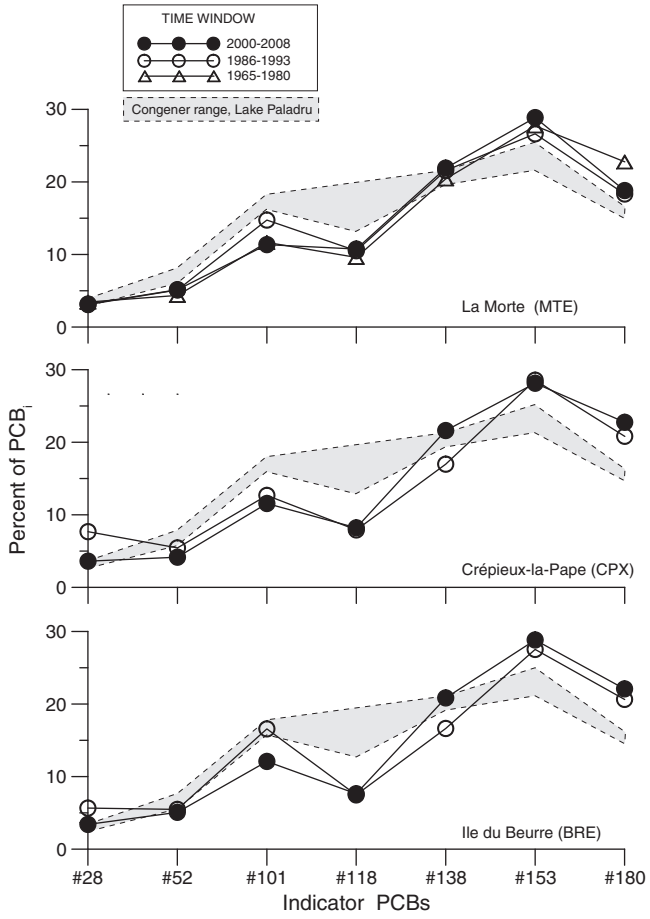


Fig. 4. Profiles of the seven indicator PCBs at the three sediment coring sites along the Rhône River, France, for three time windows. Each congener is expressed as its proportional contribution the sum (PCB_I). The gray area indicates the range of profiles for the rural reference site Lake Paladru.

28 made up the lowest proportion (typically <5%) of PCB_I. Profiles for site PAL, however, differ somewhat from those at the other three sites in that proportions of the less chlorinated congeners (PCBs 52, 101, 118) are more elevated and those of the more chlorinated congeners (PCBs 153 and 180) are less elevated (Fig. 4), consistent with preferential volatilization and atmospheric transport of the less chlorinated congeners (Wania and Mackay, 1993). In contrast, the profiles for sites MTE, CPX, and BRE fall within nearly identical ranges. Similar differences between the profiles for the 1986–93 and 2000–08 time windows at sites CPX and BRE (lower proportions of PCB 28 and higher proportions PCB 138 during the 2000–08 time window) and slightly higher proportions of PCB 180 relative to those at sites PAL and MTE suggest that sites CPX and BRE might have one or more PCB_I sources that changed over time and(or) are different from those at sites PAL and MTE. The differences, however, are relatively subtle, and a thorough forensic analysis of PCB profiles would entail use of a much larger suite of congeners.

4. Discussion

The use of sedimentary archives to reconstruct contaminant trends has a long history (Davis, 1980). With the exception of studies using cores from reservoirs (e.g., Callender and Robbins, 1993; Van Metre et al., 1997), however, the approach is rarely applied to riverine settings because of the requirement that sediments remain undisturbed at the timescale of interest, often decades. The reservoirs created by dams on the Rhône were flushed approximately triennially (1965–2003) to remove deposited sediment, and therefore are assumed to be unsuitable for coring. However, in a large river system such as the Rhône, sediment may accumulate over long periods in settings other than reservoirs. Here we have located three such sites that are demonstrated, on the basis of their radionuclide profiles, to have accumulated sediment over about 25-50 years. Two of the sites (MTE and BRE) are in abandoned channels (oxbows) of the Rhône that remain connected to the main channel and one site (CPX) is in an abandoned sand and gravel quarry that is open to an active channel of the Rhône. Compared with cores from undisturbed natural lakes, the age dating of the riverine cores is not ideal, as indicated by the comparison of radionuclide profiles at site PAL to those at the other three sites (SI Figs. S-6 to S-9). We contend, however, that because the dating is constrained by known date markers, it is adequate for the reconstruction of recent (25–50 y) PCB concentration trends, and that this reconstruction provides a valuable perspective where historical data do not exist.

4.1. Differences in trends among sites and implications for sources

PCB trends vary considerably among the sites sampled here (Fig. 2). The temporal trends at the rural (PAL) reference lake site and upstream (MTE) Rhône reference site are similar to those of global PCB emissions (Breivik et al., 2002) and widely reported patterns in PCB contamination, with the highest concentrations coinciding with maximum use and environmental release in the 1960s and 1970s and systematic decreases since (e.g., Eisenreich et al., 1989; Van Metre et al., 1997; Van Metre and Mahler, 2005; Jung et al., 2008; Iozza et al., 2008). The marked decreases in PCBs at these two sites beginning in the late 1970s are consistent with the interdiction of PCB use in open systems in France in 1975 (Journal Officiel, 1975).

The two sites near Lyon (CPX and BRE) had high and variable concentrations in the late 1980s and early 1990s followed by rapid decreases into the mid-1990s, after which concentrations remained relatively stable (Fig. 2). The shape of the PCB profiles at sites CPX and BRE differs from the monotonic downward trend recorded at sites PAL and MTE from the mid-1980s on and is inconsistent with widely reported downward trends in PCBs beginning in the 1970s (e.g., Van Metre et al., 1998; Iozza et al., 2008). The rapid decreases in PCBs at sites CPX and BRE following peak concentrations in about 1990 indicate point-source releases likely occurred contemporaneous with those peaks. PCB_I concentrations at sites CPX and BRE decreased by 75% or more in the early to mid-1990s, and remained low thereafter (with the exception of one questionable sample collected from a depth of 36.5 cm in ~1997 at site BRE [Fig. 2, SI Table S-1]). Such a sudden and substantial decrease in the 1990s, 15 or more years after peak use, would be expected only if a relatively large source had been recently discontinued. Although flooding in the early 1990s might have played a role in variations in PCB concentrations at these two sites, it had little apparent effect at site MTE upstream, and subsequent floods in 2001 and 2002 did not cause substantial changes in concentration at either of sites CPX or MTE. Although the trends are anomalous relative to those at many sites, industrial releases of PCBs might have resulted in a later initiation of downward trends following regulation of production and use. Elevated concentrations of PCBs into the 1990s were reported for a sediment core from Lake Maggiore in northern Italy, which has a heavily industrialized and densely populated watershed (Guzzella et al., 2008), and a lack of a downward trend was reported for PCBs in sediment cores from an oxbow in the Morava River (Czech Republic), the basin of which has historical industrial land use (Bábek et al., 2008). One limitation to this interpretation, which is a consequence of the difficulty in finding long-term depositional sites in a river system, is that the cores of Rhône sediment do not extend back in time to the 1960s and 1970s. It therefore is not known if the concentrations in the Rhône in and downstream from Lyon were even greater before the 1980s.

There at least two potential PCB sources in the reach of the Rhône between sites MTE and CPX. The first is the Bourbre River (Fig. 1), for which an elevated sediment PCB_I concentration (~200 μg/kg) in a

sediment sample collected in 1997 was reported (Babut and Miège, 2007), and which currently has a ban on fish consumption (Eaufrance, 2011). The watershed of the Bourbre includes several semi-industrial towns. A second potential PCB source is the hazardous-waste treatment facility upstream from Lyon (Fig. 1). Because PCBs are treated and disposed of at this facility, its regulation is different from that of PCB use in France. It is not known how actual discharges from the hazardous-waste treatment facility compare to permitted limits from 1987 to 97, but the magnitude and timing of the permitted limits from 1987 to present are consistent with temporal trends in PCBs at sites CPX and BRE. The hazardous-waste treatment facility began operating in 1985, but PCB releases were not regulated until 1987; the first limit established in 1987 was 1.5 kg/d, which was reduced to 500 g/d in 1992, 200 g/d in 1995, and to 10 g/d in 2007 (Préfecture de la Région Rhône-Alpes, 2007). Actual releases, not reported until 1997, are very low (2–8 g/d in 1997 reduced to 0.17 g/d in 2010) (Fruget et al., 2010). An additional consideration is the construction of the dam at Villebois in 1986, downstream from site MTE and upstream from the hazardous-waste treatment facility and the confluence of the Rhône and Bourbre Rivers (Fig. 1). The dam could have trapped relatively uncontaminated sediment from upstream, resulting in less dilution of sediment-associated PCB sources in the Rhône downstream after 1986.

Releases of PCBs to the Rhône upstream from site CPX, however, cannot fully explain the trends observed at site BRE, which indicates some unknown source in the city of Lyon or the adjacent industrial corridors. Mean PCB_l concentrations during 1990–1993 in the BRE core were 165 µg/kg, about 3 times greater than those for the same period in the CPX core (59 µg/kg). Also, recent trends between sites CPX and BRE differ: There is a systematic decrease at site CPX since 2003 but an increase at site BRE since 2006 (Fig. 2). The watershed of the Rhône at site BRE is much larger than at site CPX, as it is downstream from the confluence with the Saône and other tributaries (Fig. 1), thus, considerable dilution of a point source upstream from site CPX is expected at site BRE. Mean flow in the Rhône 2.5 km upstream from the confluence with the Saône is 593 $m^3.s^{-1}$ (Le Rhône à Lyon (Perrache), station V3000015) compared with 1040 $m^3.s^{-1}$ in the Rhône downstream from Lyon at Ternay (station V3130020) (http://www.hydro.eaufrance.fr/). The substantial increase in PCB_l concentrations during 1986–1993 in the downstream direction and the difference in recent trends can only be explained by additional PCB sources in the intervening reach. Potential sources include the city of Lyon, the industrial corridor downstream from Lyon, and the Saône and Gier River watersheds (Fig. 1), consistent with sources evoked by Santiago et al. (1994).

4.2. Hydrologic controls on PCB concentrations

Sediment flushing events and floods likely have some effect on PCB distribution and trends in the Rhône watershed. Possible effects of the triennial flushing events are evident at site MTE, where episodic increases in PCBs (Fig. 2) and organic carbon (not shown) from 1965 to the mid-1980s occur at intervals similar to those of the flushing events. Effects of major floods are evident at site CPX: A large decrease in percentage of fines in about 1990, assumed to be caused by the 1990 flood, corresponds to a sharp decrease in PCB_l concentration, followed by a large increase in the fine fraction, from 20 to 80% (SI Fig. S-8), and a correspondingly large increase in PCB_l concentration, from 18.8 to 83.5 µg/kg (Fig. 2, SI Table 1). This pattern appears to repeat to a lesser degree with the 1992 and 1993 floods (decrease in grain size and PCB_l concentrations, although grain-size data are not available for several intervals in this part of the core). The large increase in PCB_l concentrations following the return to finer sediment size, however, does not recur, possibly because a localized source was eliminated. Smaller shifts in grain size and PCB_l concentration after 1994 appear to be related, but the relation between the two is inconsistent.

4.3. Spatial and temporal PCB concentrations in sediment and implications for fish consumption

Sediment cores from multiple locations in a river system can indicate spatial and temporal variations in contamination (Callender and Rice, 2000). Concentrations of PCBs in sediments in the Rhône increase

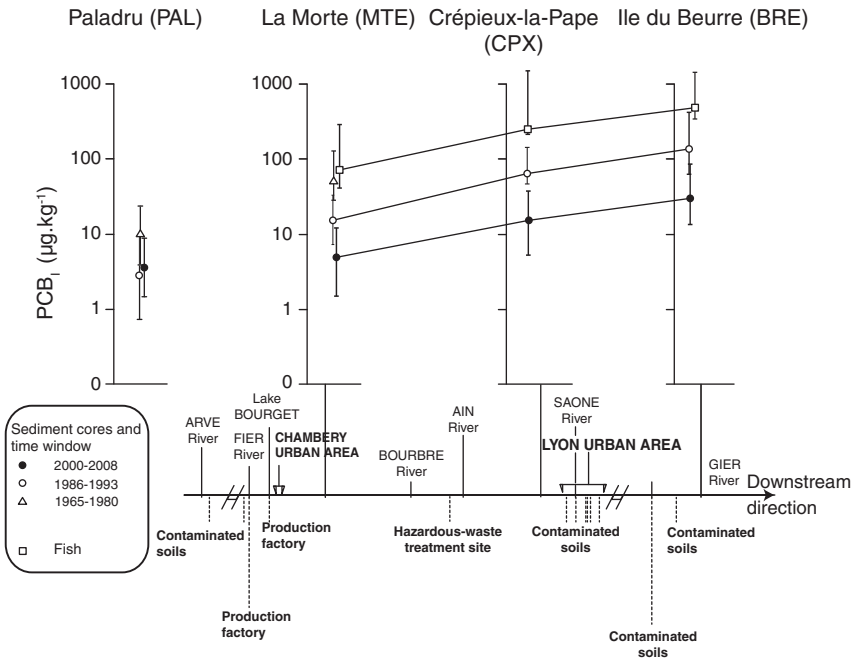


Fig. 5. Mean and range of PCB_l concentrations in sediment cores from the Rhône River for three time windows and concentrations measured in fish (bream) in 2008 (Babut et al., 2011). Also shown are locations of two urban areas relative to the main stem of the Rhône and confluences with major tributaries (Fig. 1), and locations of known or suspected PCB sources (Robin des Bois, 2011).

substantially in the downstream direction as the river passes through industrial and urban areas for all time windows analyzed (Fig. 5). The median PCB_I concentration during 1986–1993 was 9 times higher at site BRE than at site MTE, and from 2000 to 2008 was 6 times higher. Temporally, the decrease in PCB_I concentration from one time window to the next is approximately proportional between sites (Fig. 5). The relevance of these spatial and temporal patterns from the standpoint of fish contamination is reflected in PCB_I concentrations in bream (*Abramis brama*) (Babut et al., 2011), which follow a similar upstream–downstream pattern (Fig. 5). The fish were collected in 2008 at sites MTE and BRE, and at a third site, the Grand Large, which is in another channel of the Rhône a few kilometers from site CPX and a similar distance upstream from Lyon (Fig. 1). PCB_I concentrations are similar in surface sediments from Grand Large (median 18.5 μg/kg) (Babut et al., 2011) and recent sediments (past 10 y) in the CPX core (median 13.7 μg/kg). The consistent relation between recent sediment and fish concentrations and the temporal trends in sediment concentrations indicate that PCB concentrations in fish 20 to 40 years ago likely were much higher than they are now.

Long-term downward trends in PCB concentrations at reference sites PAL and MTE and rapid decreases after highs in the early 1990s at sites CPX and BRE indicate that regulatory changes likely have contributed to a reduction in PCB contamination in the Rhône. Decreases in PCB concentrations at the downstream sites, however, appear to have slowed or stopped in the past ~15 years, and current concentrations (2011) are above the concentration of 5.9 μg/kg identified by Babut et al. (2011) as the maximum sediment concentration corresponding to acceptable concentrations in 90% of fish. The results of this study indicate that PCB contamination in the lower Rhône basin is likely to remain of concern for years to come.

Supplementary data to this article can be found online at http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2012.06.044.

Acknowledgments

This project was funded by the European Regional and Development Fund (Pre-Sed PCB axelera program) and the Rhône-Mediterranean and Corsica Water Agency, the Rhône-Alpes Region, the Provence-Alpes-Côte d'Azur Region, and the Compagnie Nationale du Rhône (CNR) in the context of the Rhône River ecological restoration plan, and ONEMA (National Office of Water and Aquatic Environments). Beyond financial support, these agencies had no role in the study design or in the preparation, review, or approval of this article for publication.

References

Agence nationale de sécurité sanitaire. http://www.anses.fr/index.htm 2011. accessed July 12, 2011.
Alcock RE, Johnston AE, McGrath SP, Berrow ML, Jones KC. Long-term changes in the polychlorinated biphenyl (PCB) content of United Kingdom soils. Environ Sci Technol 1993;27:1918–23.
Andre B, Lascombe C. Qualité du fleuve Rhone, Synthese des connaissances. Lyon, France: Agence de l'Eau Rhone-Mediterranee-Corse; 1988.
Anspaugh LR, Catlin RJ, Goldman M. The global impact of the Chernobyl reactor accident. Science 1988;242:1513–9.
Appleby PG, Oldfield F. Application of lead-210 to sedimentation studies. In: Ivanovich M, Harmon S, editors. Uranium-series disequilibrium: applications to earth, marine, and environmental sciences. 2nd edition. Oxford: Clarendon Press; 1992. p. 731–78.
Bábek O, Hilscherová K, Nehyba S, Zeman J, Famera M, Francu J, et al. Contamination history of suspended river sediments accumulated in oxbow lakes over the last 25 years, Morava River (Danube catchment area), Czech Republic. J Soils Sediments 2008;8:165–76.
Babut M, Miège C. Contamination des poissons et des sédiments du Rhône par les polychlorobiphényles—Synthèse des données disponsibles. Cemagref, Lyon 1988;242:1513–9. 39 p.
Babut M, Miege C, Villeneuve B, Abarnou A, Duchemin J, Marchand P, et al. Correlations between dioxin-like and indicators PCBs: potential consequences for environmental studies involving fish or sediment. Environ Pollut 2009;157:3451–6.
Babut M, Miège C, Roy A, Lopes C, Roux G, Desmet M, et al. Transferts de contaminants hydrophobes du sediment au biote: construction de modèles dans un perspective de gestion (Transfer of hydrophobic contaminants from sediment to biota: construction of models for environmental management). Lyon, France: Cemagref; 2011.
Beck HL, Helfer IK. Estimates of fallout in the continental U.S. from Nevada weapons testing based on gummed-film monitoring data. Health Phys 1990;59:565–76.
Breivik K, Sweetman A, Pacyna JM, Jones KC. Towards a global historical emission inventory of selected PCB congeners — a mass balance approach 2. Emissions. Sci Total Environ 2002;290:199–224.
Brodhag C. PCB livre blanc, ou le Pyralène dans tous ses états. Commission environnement des Vers; 1989.
Callender E, Rice KC. The urban environmental gradient: anthropogenic influences on the spatial and temporal distributions of lead and zinc in sediments. Environ Sci Technol 2000;34:232–8.
Callender E, Robbins JA. Transport and accumulation of radionuclides and stable elements in a Missouri River reservoir. Water Resour Res 1993;29:1787–804.
Chevreuil M, Blanchard M, Teil MJ, Chesterikoff A. Polychlorobiphenyl behavior in the water/sediment system of the Seine River, France. Water Res 1988;32:1204–12.
Davis RB. The scope of Quaternary paleolimnology. Boston: Kluwer Academic; 1980.
Desmet M, Mélières MA, Arnaud F, Chapron E, Lotter AF. Holocene climate in the Alps: towards a common framework — an introduction. Boreas 2005;34:401–3.
Eaufrance. L'eau dans le bassin Rhône-Méditerranée. http://www.rhone-mediterranee.eaufrance.fr/usages-et-pressions/pollution_PCB 2011. accessed July 12, 2011.
Eisenreich SJ, Capel PD, Robbins JA, Boubonniere RA. Accumulation and diagenesis of chlorinated hydrocarbons in lacustrine sediments. Environ Sci Technol 1989;23:1116–26.
Fruget JF, Centofanti M, Dessaix P, Meunier T. Acceptabilité écologique du rejet dans le Rhône de l'usine TREDI Saint Vulbas en ce qui concerne les PCB, 12 October 2010, report prepared by ARALEP/TREDI; 2010.
Gewurtz SB, Gandhi N, Christensen GN, Evenset A, Gregor D, Diamond ML. Use of a food web model to evaluate the factors responsible for high PCB fish concentrations in Lake Ellasjøen, a high Arctic Lake. Environ Sci Pollut Res 2009;16:176–90.
Grimalt JO, Van Drooge BL, Ribes A, Vilanova RM, Fernandez P, Appleby P. Persistent organochlorine compounds in soils and sediments of European high altitude mountain lakes. Chemosphere 2004;54:1549–61.
Groupement d'Études Méthodologiques pour l'Analyse des Sols. http://www.gemas.asso.fr/?documentation=normalisation1 2011. accessed July 13, 2011.
Guzzella L, Roscioli C, Binelli A. Contamination by polybrominated diphenyl ethers of sediments from the Lake Maggiore basin (Italy and Switzerland). Chemosphere 2008;73:1684–91.
Iozza S, Müller CE, Schmid P, Bogdal C, Oehme M. Historical profiles of chlorinated paraffins and polychlorinated biphenyls in a dated sediment core from Lake Thun (Switzerland). Environ Sci Technol 2008;42:1045–50.
Journal Officiel 1975. July 16, 1975, vol. 107(172), p. 7600.
Jung S, Arnaud F, Bonté P, Chebbo G, Lorgeoux C, Winiarski T, et al. Temporal evolution of urban wet weather pollution: Analysis of PCB and PAH in sediment cores from Lake Bourget, France. Water Sci Technol 2008;57:1503–10.
Lopes C, Perga ME, Roy A, Roger MC, Persat H, Babut M. PCB contamination pathways of freshwater fish: when spatial contamination gradients drive fish consumption advisories. Chemosphere 2011;85(3):502–8.
Mai B, Zeng EY, Luo X, Yang Q, Zhang G, Li X, et al. Abundances, depositional fluxes, and homologue patterns of polychlorinated biphenyls in dated sediment cores from the Pearl River Delta, China. Environ Sci Technol 2005;39:49–56.
Morrison HA, Gobas F, Lazar R, Whittle DM, Haffner GD. Development and verification of a benthic/pelagic food web bioaccumulation model for PCB congeners in western Lake Erie. Environ Sci Technol 1997;31:3267–73.
Pekarova P, Miklanek K, Pekar J. Long-term trends and runoff fluctuations of European rivers. climate variability and change—hydrological impacts (Proceedings of the Fifth FRIEND World Conference, Havana, Cuba, November 2006). IAHS Publ 2006;308:520–5.
Pinglot JF, Pourchet M. Radioactivity measurements applied to glaciers and lake sediments. Sci Total Environ 1995;173/174:211–23.
Pont D, Simonnet JP, Walter AV. Medium-term changes in suspended sediment delivery to the ocean: consequences of catchment heterogeneity and river management (Rhône River, France). Estuar Coast Shelf 2002;54:1-18.
Préfecture de la Région Rhône-Alpes. Fiche 8 sur l'établissement TREDI à Saint Vulbas (01), Comité d'information et de suivi sur la pollution du Rhône par les PCB: Lyon, 10 October 2007. http://www.rhone-mediterranee.eaufrance.fr/docs/PCB/comite-suivi/2007-10-10/Fiche8_TREDI.pdf 2007. accessed July 13, 2011.
Robin des Bois. Atlas des sites terrestres pollués aux PCB. Bulletin PCB n° 8/ Hors-Série, Sixième edition; 2011. Juillet Bulletin PCB no 8/ Hors-Série. http://www.robindesbois.org/PCB/PCB_hors_serie/ATLAS_PCB.html, accessed July 12, 2011.
Rosen M, Van Metre PC. Assessment of multiple sources of anthropogenic and natural chemical inputs to a morphologically complex basin, Lake Mead, USA. Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol 2010;294:30–43.
Royal Order. Concerning the maximum dioxin and polychlorinated biphenyl content in certain foodstuffs. Belgisch Staatsblad 31.0.2000. Brussels: Ministry of Social Services, Public Health and Environment; 2000. p. 18791.
Santiago S, Thomas RL, Larbaigt G, Corvi C, Rossel D, Tarradellas J, et al. Nutrient, heavy metal and organic pollutant composition of suspended and bed sediments in the Rhone River. Aquat Sci 1994;56:220–42.
Saônor.fr. PCB, dans la Saône aussi. http://saonor.fr/mag/grand-lyon/pcb-dans-la-saone-aussi 2011. accessed July 12, 2011.
U.S. Environmental Protection Agency. The incidence and severity of sediment contamination in surface waters of the United States. National sediment quality survey (second ed.). U.S. Environmental Protection Agency; 2004.
U.S. Environmental Protection Agency. Polychlorinated biphenyls (PCBs). http://http://yosemite.epa.gov/R10/OWCM.NSF/webpage/Polychlorinated+Biphenyls+(PCBs)+Homepage/ 2011. accessed November 21, 2011.

Van Metre PC, Mahler BJ. Trends in hydrophobic organic contaminants in lake sediment across the United States, 1970–2001. Environ Sci Technol 2005;39:5567–74.
Van Metre PC, Callender E, Fuller CC. Historical trends in organochlorine compounds in river basins identified using sediment cores from reservoirs. Environ Sci Technol 1997;31:2339–44.
Van Metre PC, Wilson JT, Callender E, Fuller CC. Similar rates of decrease of persistent, hydrophobic contaminants in riverine systems. Environ Sci Technol 1998;32: 3312–7.
Wania F, Mackay D. Global fractionation and cold condensation of low volatility organochlorine compounds in polar regions. Ambio 1993;22:10–8.
Wingfors H, Seldén AL, Nilsson C, Haglund P. Identification of markers for PCB exposure in plasma from Swedish construction workers removing old elastic sealants. Ann Occup Hyg 2006;50:65–73.
Wong CS, Capel PD, Nowell LH. National-scale, field-based evaluation of the biota-sediment accumulation factor model. Environ Sci Technol 2001;35:1709–15.

Annexe 1.4, ***Article 4*****, Chapron et al. (2012).**

Proceeding of the 5th International Symposium on Submarine Mass Movements and Their Consequences, Kyoto, Japan, 24-26 October 2011.

New Evidence of Holocene Mass Wasting Events in Recent Volcanic Lakes from the French Massif Central (Lakes Pavin, Montcineyre and Chauvet) and Implications for Natural Hazards.

Emmanuel Chapron[1], Grégoire Ledoux[2], Anaëlle Simonneau[1], Patrick Albéric[1], Guillaume St-Onge [3], Patrick Lajeunesse[2], Pierre Boivin[4] and Marc Desmet [1]

1. Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, UMR 6113 CNRS, Université d'Orléans, Université François Rabelais de Tours, Observatoire des Sciences de l'Univers en région Centre, 1A rue de la Férollerie, 45071 Orléans cedex 2, France. emmanuel.chapron@univ-orleans.fr

2. Centre d'études nordiques & Département de géographie, Université Laval, Québec, QC, G1V0A6, Canada.

3. Canada Research Chair in Marine Geology, Institut des sciences de la mer de Rimouski (ISMER), Université du Québec à Rimouski, Rimouski, QC, G5L 3A1, Canada

4. Laboratoire Magma et Volcans, UMR 6524 CNRS, M163 IRD, PRES Clermont, Université Blaise Pascale, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand Cedex, France.

Abstract.

Very high-resolution seismic profiling (12 kHz) surveys combined with sediment cores, radiocarbon dating, tephrochronology and multibeam bathymetry (when available) allow documenting a range of Holocene mass wasting events in nearby contrasted lakes of volcanic origin in the French Massif Central (45°N, 2°E): two deep maar lakes (Pavin and Chauvet) and a shallow lake (Montcineyre) dammed by the edification of a volcano. In these lacustrine environments dominated by authigenic sedimentation, recent slide scars, acoustically transparent to chaotic lense-shaped bodies, slump deposits or reworked regional tephra layers suggest that subaqueous mass wasting processes may have been favoured by gas content in the sediments and resulted either from prehistoric earthquakes or abrupt lake level changes. While these events may have had a limited impact in both lakes Chauvet (formed during the last glacial period) and Montcineyre, they apparently favoured the development of lacustrine meromicticity in maar Lake Pavin (formed ca. 7000 years ago) along with subaerial debris flows resulting from crater outburst events. In such recent and touristic volcanic environments, this paper also highlights the use of the physical properties of the sediments together with ^{14}C dating to reconstruct environmental changes and the lakes natural hazard history.

Keywords

Subaquatic landslide, limnic eruption, volcanic lake, subbottom profiling, sediment cores, geohazard.

1. Introduction.

On August 15, 1984 in Lake Monoun and August 21, 1986 in Lake Nyos, two catastrophic limnic eruptions (i.e. sudden outgassing of CO^2 from meromictic crater lake deep waters) occurred in Cameroun and killed 37 and 1700 people, respectively (Sigurdsson et al. 1987; Pourchet et al. 1988; Tazieff 1989). These two events demonstrated that meromictic maar lakes (i.e. lakes where the development of permanent anoxic deep water can favour high concentrations of biogenic or mantle-derived gases) are prone to previously unsuspected specific geological hazards. The possible triggering factors and the evolution of processes during limnic eruptions are still controversial, but their association with violent waves and subaquatic landslides suggest that these rare events can be recorded in the deep basin infills of maar lakes (Chapron et al. 2010). Lake Pavin is the only meromictic maar lake in France and is surrounded by several contrasted small lakes of volcanic origin, such as lakes Chauvet and Montcineyre (Fig.1). Investigating the basin infill of these three lakes may thus help reconstructing environmental changes in the French Massif Central and evaluating specific natural hazards associated with meromictic maar lakes.

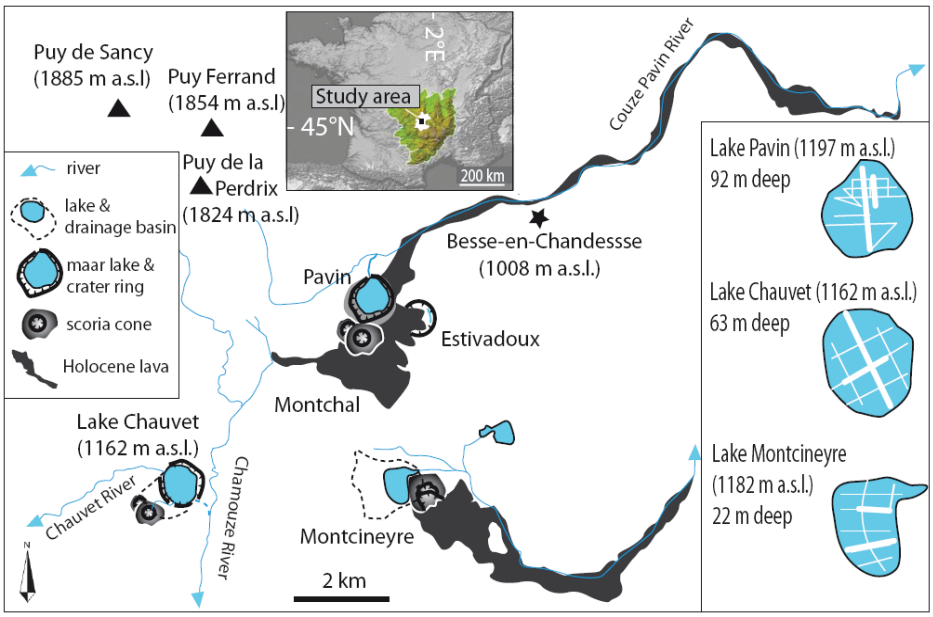


Figure 1. Geomorphologic setting and investigated volcanic lakes location in the French Massif Central, also showing the seismic grids surveyed in each lake and illustrated seismic sections (thick lines). Ice extent (white area in upper panel) during the last glacial period in the Puy de Sancy area is also indicated (after Etlicher and Göer de Herve, 1988).

In this paper, the combination of available bathymetric data and new subbottom profiles from lakes Chauvet, Montcineyre and Pavin with previously available and new sediment cores and radiocarbon ages, are first used to document the dominating sedimentary environments and the timing of subaquatic mass wasting events. We finally discuss the possible triggering factors of these gravity reworking phenomena and evaluate their potential impacts on lake water stabilities and environmental changes.

1.1. Geological setting.

The southern flanks of the Sancy strato volcano constructed between 1 and 0.25 Ma (Boivin et al. 2009) are today culminating at 1885 m above sea level (a.s.l.) and were shaped by mountain glaciers extending down to ca. 650 m a.s.l. during the last glacial period (Etlicher and Göer de Herve 1988). Moraines are locally outcropping near Lake Chauvet outlet and were also documented by Juvigné (1992) in trenches T1 and T2 around this circular lake (Fig. 2). In the early Holocene, four small nearby volcanoes (Fig. 1) successively developed within a short period, as documented by tephrostratigraphic studies on outcrops and by mean radiocarbon ages of tephra layers associated with these eruptions identified regionally in peat deposits (Gewelt and Juvigné 1988; Bourdier 1980): first Montcineyre (ca. 6027 +/- 660 yr BP, i.e. 6812 +/- 680 cal BP); then Estivadoux (ca. 6760 +/- 130 yr BP; 7635 +/- 115 cal BP); Montchal (ca. 6670 +/- 160 yr BP; 7555 +/- 130 cal BP) and finally Pavin (ca. 6000 +/- 110 yr BP; 6864 +/- 140 cal BP). Lake Montcineyre is dammed by the Montcineyre scoria cone. Lava flows associated to Montcineyre and Montchal scoria cones were essentially developed in fluvial valleys of glacial origin, while Estivadoux and Pavin phreatomagmatic eruptions formed deep craters (Fig. 1). The Estivadoux maar is now a marsh, having been filled successively by a lava flow from Montchal and then pyroclasitc deposits from Pavin (Bourdier 1980). The regional seismicity of the study area is presently moderate (Boivin et al. 2009).

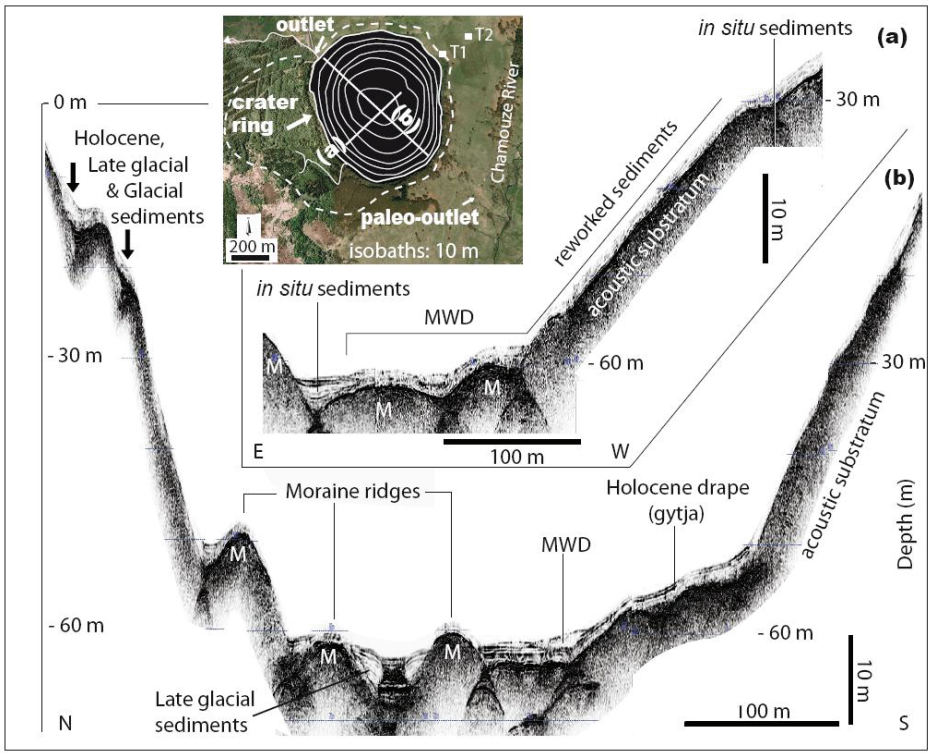


Figure 2. Lake Chauvet geomorphology (upper panel) and seismic sections illustrating the occurrence of Glacial (M), Late glacial and Holocene deposits. Holocene mass wasting deposits (MWD) are visible on two sections in the deep basin and described by Juvigné (1992) from piston cores in shallower environments (black arrows).

Lakes Chauvet, Montcineyre and Pavin have very small drainage basins compared to their superficies (Fig. 1) and are thus dominated by organic rich authigenic Holocene sedimentation. First bathymetric maps realized by Delbecque (1892) revealed that these lakes have different maximum depths, but are all characterized by steep slopes and conical shapes. Based on the irregular occurrence and on the stratigraphic order of well-known regional tephra layers associated with Pavin, Montcineyre and Taphanel eruptions, Juvigné (1992) documented mass wasting events (MWEs) within Holocene fine-grained lacustrine sediments from piston cores sampled in Lake Chauvet. Combining 3.5 kHz seismic profiling, multibeam bathymetry and radiocarbon dated piston cores from the maar Lake Pavin, Chapron et al. (2010) confirmed the age of the Pavin crater (ca. 7000 cal BP) and highlighted two main generations of mass wasting events affecting its basin infill: a slump deposited at ca. 1340 +/- 30 cal BP (AD 610 +/-30) and a slide scar formed more than 800 years ago (before AD 1200).

1.2. Methods.

The lakes were mapped using a 12 kHz Knudsen subbottom profiler and conventional GPS positioning from an inflatable boat in 2009. In lakes Chauvet and Montcineyre, these grids of profiles allowed generating bathymetric and isopack maps using the ArcGIS and Surfer V9 softwares. In Lake Pavin, a Reason Seabat 8101 multibeam echosounder mounted on a Survex mapping vessel including differential GPS positioning and an inertial navigation system allowed to establish a detailed lake floor bathymetric map in 2008 (cf. Chapron et al. 2010). In the present study, this subaquatic dataset has been merged together with a detailed (5 m resolution) digital elevation model of the Pavin crater ring from the French Topographic Institute (IGN) using ENVI and MAPublisher softwares.

Gravity cores were retrieved in Lake Pavin by 20 m (PAV09C5) and 92 m (PAV09B1) water depths in 2009 and by 17.5 m (PAV10E) in 2010 using an UWITEC hammer action corer. Similar gravity cores were retrieved in Lake Montcineyre by 9 m (MO 10G) and 18.5 m (MO 10B) water depths in 2010. Sediment cores retrieved in 2010 were split in two halves and analysed in detail: sediment magnetic susceptibility (MS) and diffuse spectral reflectance have been measured at 5 mm intervals using a Bartington MS2E1 point sensor and a Minolta 2600D hand-held spectrophotometer, respectively. The lithology of each core also established through detailed visual descriptions and digital radiographs using a Siemens Axiom Iconos R200. Two new AMS radiocarbon ages obtained from plant macro remains sampled in cores PAV09C5 and PAV09B1 were dated at the Poznan Radiocarbon Laboratory, Poland. Previously available sediment lithologies, digital radiographs and fourteen radiocarbon ages from piston core PAV08 (cf. Chapron et al. 2010; Chapron et al. submitted) were also used for the present study to establish Lake Pavin sedimentary environments and event stratigraphies.

2. Results.

2.1. Very high-resolution seismic reflection mapping.

In Lake Chauvet, seismic profiling revealed an irregular acoustic substratum morphology locally developing ridges of variable sizes and diffractions in the deep basin and along the northern slopes (Fig. 2). In between these ridges and in the deep basin, up to five meters of fine-grained sediments are identified. They locally develop onlaping continuous horizontal high-amplitude reflections at the base of the basin fill and are draped by a unit bearing only few low amplitude reflections. This upper unit is identified at all water depths, except between 30 m and 50 m, where the acoustic substratum is the steepest. Locally, a chaotic to transparent lense-shaped body is identified in the upper unit below 60 m water depths and along the less-steep south-western slope of the basin (between 30 and 55 m water depths).

In Lake Montcineyre, the acoustic substratum is characterized by two sub-basins (maximum depth: 22 m) and its morphology becomes more irregular above 15 m water depths (Fig. 3). Up to 3 m of fine-grained sediments are identified in the deepest parts of the sub-basins. The basin fill is made of a transparent acoustic facies developing a draping geometry that thins quickly laterally above 10 m water depths, as shown by the sediment thickness isopack map (Fig. 3d). Gas pockets also locally prevent the penetration of the acoustic signal above 10 m water depths. Two basin-wide higher amplitude and continuous reflections are also identified: one at ca. 0.5 m below the water-sediment interface (R1) and the other just above the acoustic substratum. This lowermost reflection is only observed in the deepest part of the sub-basins and may reflect regional tephra layers).

Locally, an up to 2.5 m thick and 100 m wide transparent to chaotic lense-shaped body caped by R1 is identified along the southern slope of the northern sub-basin. At the edge of the southern sub-basin below 16 m water depths, the lake floor and R1 are also locally developing a few hummocks (Fig. 3c) suggesting the possible occurrence of a small lense-shape body underneath, hardly distinguishable from the transparent acoustic seismic facies of the drape unit.

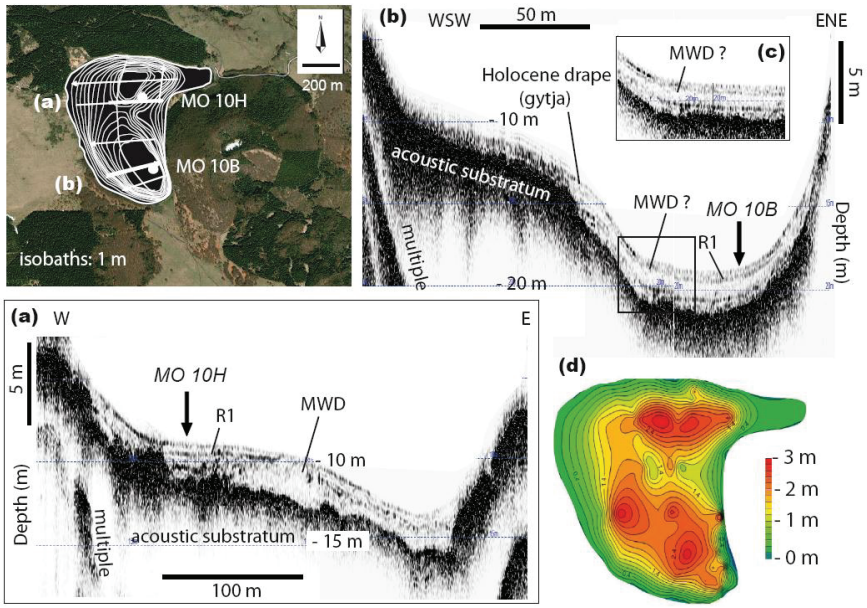


Figure 3. Lake Montcineyre geomorphology (left upper panel), seismic sections (a & b) illustrating the basin fill geometry in each sub-basin together with gravity core locations. A zoom in a section (c) illustrating a possible MWD and a sediment isopack map (d) are also shown.

In Lake Pavin, the acoustic substratum shows a subaquatic plateau with an hummocky morphology along the northern part of the basin (between 20 m and 50 m water depths) while elsewhere, it forms diffractions along the very steep slopes developing a conical shape (Fig. 4). In the deep flat basin, the penetration of the acoustic signal is very limited due to the presence of gas in the sediments. Up to 5 m of fine-grained sediments are visible above the plateau, while the steep slopes of the basin are elsewhere almost free of any sediment. Three main acoustic facies are identified on the plateau with the 12 kHz subbottom profiler: (i) a littoral facies (between 26 m water depths and the shore line) that thins quickly upslope and develops a transparent facies and a high-amplitude reflection at the water-sediment interface; (ii) an up to 5 m thick acoustically well-stratified facies composed of continuous and high-frequency low-amplitude reflections draping the underlying morphologies and (iii) an up to 3 m thick and 100 m wide chaotic to transparent lense-shaped body deposited above the acoustic substratum hummocks.

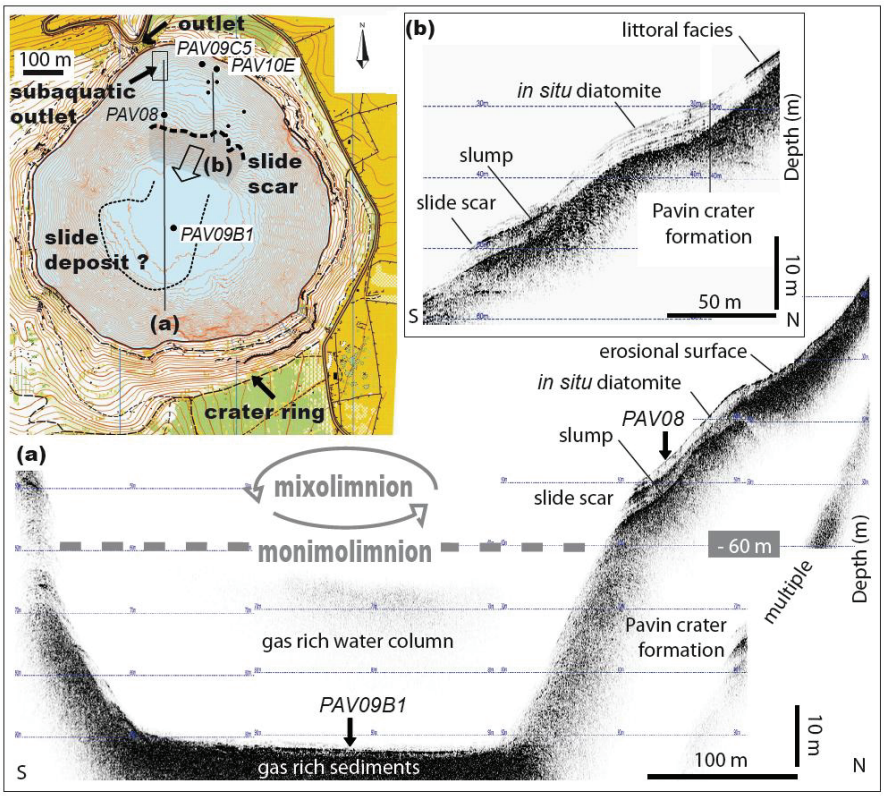


Figure 4. Lake Pavin geomorphology (upper panel) and seismic sections (a & b) illustrating contrasting deposits in the deep basin, on a sub aquatic plateau and along the littoral. Also shown are the locations of the studied sediment cores and the occurrence of a monimolimnion rich in gas in the deep waters of the lake.

At the southern edge of the plateau, the sediment depocentre is ending abruptly and an up to 4 m high slide scar (well-identified in the bathymetry) is developing diffractions on seismic profiles. South of the lake outlet and close to a subaquatic outlet clearly identified by multibeam bathymetry (cf. Chapron et al. 2010), an erosional surface is also recognized at the lake floor, while below, the penetration of the acoustic signal is quickly limited either because of enhanced gas content or coarser sediment grain size.

2.2. Basin fills lithologies and chronologies.

Lake Chauvet basin fill lithologies were only documented in Juvigné (1992) by two piston cores retrieved in the north-western part of the basin by 13 m and 20 m water depths (see Fig. 2), respectively. They consist (from top to base) in (i) dark mud rich in diatoms and organic macro remains (of lacustrine and terrestrial origin) where the Pavin, Montcineyre and Taphanel regional Holocene tephra layers are not systematically in chronological order ; (ii) light grey clays slightly organic bearing the Godivelle T4 (ca. 12 250 cal BP) and T5 (ca. 12730 cal BP) regional Late Glacial tephra layers (in chronological order); and (iii) a mixture of silts and thrachyandesite stones of variable size similar to the moraine deposits identified in trenches T1 and T2 near the lake. These lithologies are in good agreement with the seismic facies presented in this paper. Glacial deposits can be correlated to the ridges of the acoustic substratum observed on seismic profiles in the north-western part of lake and in the deep basin. The basal seismic facies can also be related to Late Glacial sediments essentially observed in between moraines ridges, and the upper drape can be linked to Holocene organic-rich sediments as shown in Fig. 2. In this upper unit the reworked tephra layers are suggesting that subaqueous MWDs identified on seismic sections occurred sometime after the most recent regional volcanic event (i.e. the Pavin eruption, ca. 7000 years ago). Because these MWDs are identified near the lake floor, they are, however, probably much younger in age.

Lake Montcineyre recent sedimentation is only documented by cores MO 10H and MO 10B (Figures 3 and 5) which consist of light- to dark-brownish mud rich in organic terrestrial macro remains (leaves). The sediments are homogenous both visually and on radiographs (not shown). Several sub units are however identified based on sediments MS and diffuse spectral reflectance (Fig. 5), especially with the b* parameter considered as a good proxy for diatom content in bioturbated or anoxic sediments (Debret et al. 2006). In core MO 10H, fluctuations in b* and in MS may thus reflect recent environmental changes. Between 55 and 65 cm, abrupt changes in b* and MS can be correlated to R1 on seismic sections. Similarly, R1 occurs between 50 and 60 cm in core MO 10B. Estimating the age of this reflection can constrain the age of MWDs identified just below on seismic sections in both sub basins (Fig. 4). A rough estimation of the ages of these MWDs can be proposed based on the age of the formation of this lake and on the thicknesses of the basin infill in each sub-basin at the coring sites. Because of the large uncertainties proposed by Gewelt and Juvigné (1988) for the formation of Montcineyre volcano (6812 +/- 680 cal BP), and because this eruption is older than the Estivadoux eruption dated around 7635 +/- 115 cal BP, the age of R1 is here estimated using the most probable age for the Montcineyre eruption (ca. 7495 cal BP). This estimation suggests a mean sedimentation rate of ca. 0.3 mm/yr at both coring sites, and an age of around 1900 cal BP (ca. AD 50) and around 1800 cal BP (ca. AD 150) for R1 at sites MO 10 H and MO 10 B, respectively. Taking into consideration dating uncertainties, these two MWDs can eventually be contemporaneous (on going radiocarbon dating on samples from core MO 10H will be used to test this assumption).

In Lake Pavin, three main sedimentary environments identified on seismic profiles (along the littoral, on the plateau and in the central basin) can be ground-truthed by sediment cores and their chronologies are either constrained by radiocarbon dating, pollen and diatom assemblages or by biochemical varve counting from a freeze-core (Stebich et al. 2004; Schettler et al. 2007; Chapron et al. 2010). The acoustic substratum has been sampled (Fig. 5c) by piston core PAV08 and related to the Pavin crater formation (Chapron et al. 2010). The lacustrine sedimentation developing a stratified facies on seismic profiles is characterized by the *in situ* diatomite facies, made of biochemical varves in the basin (core PAV09B1, Fig. 5b) and on the plateau (PAV08, PAV10E, Fig. 5a & 5d). This facies is characterized by a dark brown to greenish colour, very low MS values but finely fluctuating values of sediment lightness (L*) and b* throughout PAV09B1 and below 20 cm core depth in PAV10E (Fig. 5). The annual laminations were counted on thin sections in the deep basin (Schettler et al. 2007) but are only locally visible visually or by radiographs. The varve chronology highlighting high sedimentation

rates in the basin is in agreement with the age of leave debris sampled at 94.5 cm in core PAV09B1 (500 +/- 30 years cal BP). This further supports that a plurimetric MWD covered by a large turbidite deposit documented in the deep basin by piston coring between 650 and 220 cm below the lake floor (Schwalb et al. 2009) dates around AD 1200 (cf. Chapron et al. 2010) and is related to the large slide scar identified at the edge of the plateau (Fig. 4). On the plateau, the lense-shaped body with a chaotic to transparent facies was also sampled by core PAV08 (Fig. 5a) and interpreted as a slump deposit. This slump is made of terrestrial and lacustrine material and is caped by many leave debris dated to ca. AD 610 (Chapron et al. 2010). Littoral facies identified on seismic profiles down to 26 m water depths have been sampled in core PAV09C5 and in the upper 20 cm of core PAV10E. In this environment, the sediment is generally composed of light brow to greenish coloured homogenous fine-grained mud rich in diatoms (high values in b*) and with frequent thin layers made of leaves and leave debris (Fig. 5f). Two erosive horizons are also identified on PAV09C5 (Fig. 5e): a 1 cm thick sand layer at 10 cm core depth, and a 1 cm thick striking layer at 18 cm very rich in leaves also containing few pebbles and some fine sands. This organic and erosive layer is dated to 1300 +/- 30 cal BP (AD 650 +/- 30). On core PAV10E, a 2 cm thick sandy layer (identified visually, on radiographs and from MS data) matches the transition from a littoral facies to a diatomite facies. This abrupt change in sedimentationfrom a deeper to a shallower environment occurring below 17.5 m water depth indicates a rapid lake level drop of ca. 6.5 m at that time (taking into consideration that first human infrastructure around 1855 at the outlet induced a lake level rise of ca. 2 m).

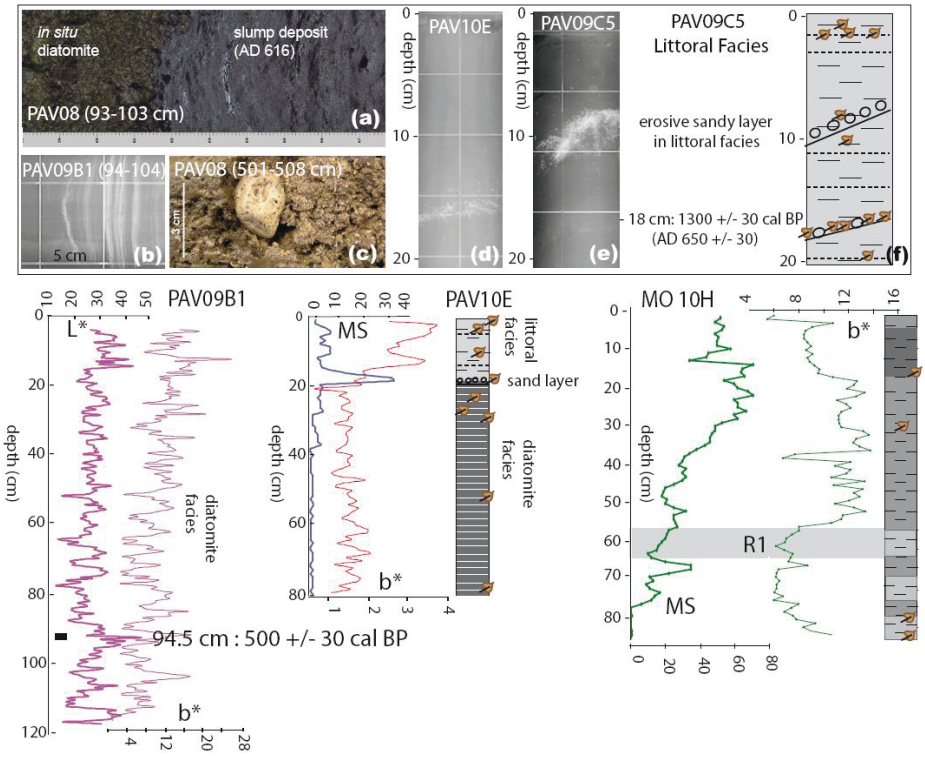


Figure 5. Multiproxy characterization of sedimentary facies from cores retrieved in lakes Pavin and Montcineyre. Core photographs (a & c), radiographs (b, d, e), lithological log (f), sediment lightness (L) magnetic susceptibility (MS) and diatomite content (b*) allows distinguishing background sedimentation from sedimentary events. Also illustrated are macro-remains and sands*

3. Discussion and conclusions.

This study highlights a range of Late Holocene mass wasting events (MWEs) in three small lakes of volcanic origin dominated by authigenic sedimentation: one main event in Lake Chauvet, one or two small events in Lake Montcineyre and two main events in Lake Pavin. The largest events are found in meromictic Lake Pavin and well-dated at ca. AD 610 and AD 1200. Radiocarbon ages from gravity cores in the two other lakes are still needed to precisely date these MWEs and establish if they are contemporaneous and regional. This will be essential to identify the most probable triggering factors for these MWEs (sediment overloading of natural or anthropogenic origin, regional earthquake shaking and/or abrupt lake level change, cf. Chapron et al. 1999; 2006; Schnellmann et al. 2002; Girardclos et al. 2007) and to carry out risk assessment in this young volcanic province of the French Massif Central.

Lake Chauvet seismo-stratigraphy strongly supports Juvigné (1992) paleoenvironmental reconstructions and confirms that it is most probably a maar lake formed in a subglacial or a proglacial setting during the last glacial period. The incision of the present outlet into a moraine ridge suggests that the lake level dropped 5 m, once the Chauvet glacier retreated outside of the lake basin. This lake level fall may have been abrupt (outburst event?) and favoured a MWE during the Holocene.

The identification of two possible craters in Lake Montcineyre provides further evidence for phreatomagmatic eruptions associated with the construction of Montcineyre scoria cone and lava flow ca. 7500 years ago (Brousse and Horgues 1969; Boivin et al. 2009). Gas occurrence in lacustrine authigenic sediments locally identified on seismic profiles may thus either be biogenic or mantle-derived. It is well-known that free gas in lacustrine sediments can strongly reduce the stability of the basin fill along steep slopes and favoured MWEs (cf. Chapron et al. 2004; Ledoux et al. 2010).

MWEs in Lake Pavin were previously related to high gas content in authigenic sediments and possibly to abrupt lake level changes associated with crater outburst events (Chapron et al. 2010). The erosive layer at 18 cm in core PAV09C5 identified by 20 m water depth in the littoral environment is contemporaneous to the slump deposit on the plateau. This confirms that this slump in ca. AD 610 was large enough to be associated with violent waves in Lake Pavin. Such exceptional waves can favour erosion at the outlet and a rupture of the Pavin crater ring resulting in: (i) abrupt lake level drop and (ii) the spill over of a debris flow downstream in the Couze Pavin valley. Such violent waves may also result from a limnic eruption. Another striking erosive layer at 10 cm in core PAV09C5 is rich in littoral sands and probably resulted from violent waves or abrupt lake level drop. This second erosive event may be associated with the second MWE identified on Lake Pavin. Abrupt lake level drop of ca. 6.5 m identified in core PAV10E by a sand layer at the transition from a diatomite to a littoral facies may either result from the first or the second MWE identified in Lake Pavin. This abrupt lake level drop can be related to a rupture of the crater ring (outburst event) and imply a sudden discharge of ca. 2.8 million m3 (2.8 billion litres) down stream Lake Pavin in the Couze Pavin River (Fig. 1). Such outburst event would trigger a large debris flow in the Couze Pavin River and could also favour a limnic eruption. Radiocarbon dating just above erosive layers in the littoral facies are in progress and will be used to determine the timing and impact of MWEs in Lake Pavin. Future studies should also include field work to track former lake shorelines and numerical modelling in order to test the generation of waves in association with MWEs in Lake Pavin and with debris flows in Couze Pavin River. Finally, the identification of a significant reservoir age in radiocarbon dates from bulk sediment in core PAV08 above the AD 610 slump suggest that MWEs in Lake Pavin may have supplied significant amount of gas in the deep waters and favoured the onset of its meromicticity (Chapron et al. submitted). Thus geochemical modelling of Lake Pavin waters evolution through time should not only includes subaquatic water inflows and outflows, in addition to carbon cycle, but also gas release in the deep waters resulting form subaquatic MWEs.

Acknowledgements.

The authors would like to acknowledge the MEEDDAT for funding, JL Bourdier (ISTO) for scientific discussions, D. Jézéquel (IPGP Université Diderot, Paris) and master students from Université d'Orléans (2009 and 2010) for their contributions to coring operations and Dr. J. Sitbon and A. Barroca (RES radiology, Orléans) for digital radiographies. The digital elevation model of the Pavin crater was kindly provided by the city of Besse-St-Anataise.

Annexe 1.5, ***Article 8, Vannière et al. (soumis CP)***

Received: 4 September 2012 – Accepted: 10 September 2012 – Published: 24 September 2012

Climate of the Past Discussion, 8, 4701-4744, doi: 10.5194/cpd-8-4701-2012.

Orbital changes, variation in solar activity and increased anthropogenic activities: controls on the Holocene flood frequency in the Lake Ledro area, Northern Italy.

B. Vannière[1], M. Magny[1], S. Joannin[1,2], A. Simonneau[3], S. B. Wirth[4], Y. Hamann[4], E. Chapron[3], A. Gilli[4], M. Desmet[5], and F. S. Anselmetti[6]

1 CNRS, UMR6249, Besanc¸on, France

2 LGL TPE, Universit ´e Lyon 1, Villeurbanne, France

3 ISTO, UMR7327, Orl ´eans, France

4 Geological Institute, ETH Zurich, Switzerland

5 GEHCO, University of Tours, France

6 Geological Institute, University of Bern, Switzerland

Correspondance to: B. Vannière (boris.vanniere@univ-fcomte.fr).

Abstract

Two lacustrine sediment cores from Lake Ledro in Northern Italy were studied to produce chronologies of flood events for the past 10 000 yr. For this purpose, we have developed an automatic method that objectively identifies the sedimentary imprint of river floods in the downstream lake basin. The automatic counting of flood deposits was based on colour data extracted from processed core photographs, and the count data were processed to capture the flood signal. Automatic quantification was compared with naked-eye counting. Counts were performed twice on the proximal and distal cores to provide an objective and reproducible record of flood frequency. Geophysical and geochemical analyses made it possible to distinguish event deposits from background sedimentation. Flood frequency and reconstructed sedimentary dynamics were compared with lake-level changes and pollen dynamics inferred from vegetation data. The data suggest a record marked by low flood frequency during the early and middle Holocene (10 000–4500 cal BP). Only modest increases during short intervals are recorded at ca. 8000, 7500, and 7100 cal BP. The last third of the Holocene is characterised by a shift toward increased flood frequency at ca. 4500–4000 cal BP. With the exception of two short intervals around 2900–2500 and 1800–1400 cal BP, which show a slightly reduced number of floods, the trend of increasing flood frequency prevailed until the 20th century, reaching a maximum between the 16th and the 19th centuries. Brief-flood frequency increases recorded during the early and middle Holocene can be attributed to cold climatic oscillations. On a centennial time scale, major changes in flood frequency, such as those observed at ca. 4500 and 500 cal BP, can be attributed to large-scale climatic changes such as the Neo-glacial and Little Ice Age, which are under orbital and possibly solar control. The role of climate as the main forcing factor in flood activity is supported by the lake-level records: the major lake-level

rises are synchronous with flood frequency increases. However, in the Bronze Age and during the Middle Ages and modern times, forest clearing and land use are indicated by pollen and archaeological data. These human activities have clearly affected the sediment record of flood activity, and they can partially explain the amplitude of the increases in flood activity.

1. Introduction.

Understanding the respective roles of climate and land-use change on long-term ecosystem dynamics have become an important issue of palaeo-studies (Dearing et al., 2006; Hoffmann et al., 2010), particularly since the Ruddiman's hypothesis about the anthropogenic greenhouse era (2003, 2007). One of the main questions addresses the tipping elements that indicate ecosystems dynamics (Lenton et al., 2008) over the Holocene controlled by climatic or human forcing factors (Magny et al., 2009; Hoffmann et al., 2008). For instance, at the end of the Holocene Thermal Maximum ca. 5000 yr ago (Renssen et al., 2009), Southern European ecosystems experienced great changes, as observed in glacier dynamics (Matthew et al., 2008), lake-levels (Magny et al., 2011), fire activity (Vannière et al., 2011) and flood records (Macklin and Lewin, 2003). In contrast to this period, the Bronze Age (4200–2800 cal BP) in Italy and across Europe was a crucial period for societal development, involving important technological innovations and changes in land-use strategies (Valsecchi et al., 2006; Vannière et al., 2010; Zolitschka et al., 2003).

River floods are among the most common and widespread natural disasters, and there is a societal debate about whether the frequency of such flood events varies due to changes in human land-use and/or anthropogenic climate change (Coulthard and Macklin, 2001; Chapron et al., 2005; Moreno et al., 2008). Several climate scenarios may trigger flood events. Flood chronologies from several regions suggest that times of rapid climate changes are associated with a greater frequency of large and extreme floods (Macklin et al., 2006; Vasskog et al., 2011). Records of palaeofloods show that natural floods resulting from excessive rainfall, snowmelt, or both combined are highly sensitive to even modest changes of climate (Knox, 2000). Land use and human-driven land cover changes are also considered important forcing/controlling factors of flood activity and global sediment flux (Macklin and Lewin, 2003; Dearing and Jones, 2003).

Lakes provide valuable records of environmental changes because they are such sensitive ecosystems (Battarbee and Bennion, 2011), but also because their sediment accumulations offer exceptionally high-resolution, continuous terrestrial archives of past changes and a long-term perspective on ecosystem trajectories (Dearing et al., 2006). Lake sedimentation is very good at preserving river-flood activity at the event scale and offers continuous records of sedimentary flood deposits, which enables the estimation of long-term event frequency (Gilli et al., 2012; Støren et al., 2010; Wilhelm et al., 2012).

This paper presents a lacustrine approach to establish a Holocene flood record in Southern Europe. This flood dataset is based on the chronological occurrence of detritital deposits in the sediment record of the perialpine Lake Ledro (Alps, Northern Italy). Two sediment cores were studied, and an automatic method was developed that objectively identifies the sedimentary imprint of river floods in the downstream lake basin. The automatic quantification was made twice on the proximal and the distal cores to produce a reproducible record of flood frequency. Geophysical and geochemical analyses made it possible to distinguish event deposits (flood and mass-wasting events) from background sedimentation. The reconstruction of flood frequency was compared with (1) lake-level changes, which respond to longer-term variations in the hydrological regime, and (2) land-cover changes from pollen data, which also document land-use history. The principal objective of this paper is to highlight the main shift of Holocene ecosystem dynamics and to discuss the magnitude of such changes in the context of climatic versus human forcing factors.

2. Materials and methods.

2.1. Study site.

Lake Ledro (45°52'N, 10°45'E, 652m a.s.l.), located on the southern slope of the Alps in Italy, is a small lake (3.7 km2) with a maximum depth of 46m (Fig. 1). The catchment area covers 111 km² and includes several mountains that culminate between 1500 and 2250m a.s.l. Two tributaries feed the lake: the Massangla and the Pur rivers. The lake was dammed by a moraine (Beug, 1964) that was partially cut by the outflowing Ponale River, which flows into nearby Lake Garda (65m a.s.l.). Triassic, Liassic and Cretaceous limestone mainly constitutes the geological substratum. Some morainic tongues and alluvial deposits of calcareous and siliceous composition fill the bottom of the valleys. Lake sediments are dominated by autochthonous carbonate lake-marl that forms a rim of white platform along the shore. The vegetation around the lake is dominated by *Fagus* mixed with *Abies*. Higher in the Ledro Valley, between 650–1600m a.s.l., the forest is dominated by *Picea*. Above 1600 m, grassland replaces forest. At Lake Ledro, the modern climate conditions can be considered sub-continental. The coldest and the warmest months have average temperatures of 0 _C and 20 _C, respectively. The annual precipitation ranges ≈750 to 1000 mm.

On the River Ponale, between Lake Ledro and Lake Garda, the pumped-storage plant "Centrale idroelettrica del Ponale" was built in 1928–1929. Water is pumped in penstocks from Lake Garda to Lake Ledro, which is 532 m higher. This artificial water regulation strongly modifies the sedimentary dynamics. Consequently, the sedimentary record since 1929 cannot be compared to the older parts of the record or used as a reference. During construction of the pumped-storage plant, the remains of a Bronze Age pile-dwelling village (over 10 000 piles) were discovered on the eastern shore of the Lake. Lake settlements started around 4000–3800 cal BP and ended with abandonment between 3200–2800 cal BP (Pinton and Carrara, 2007).

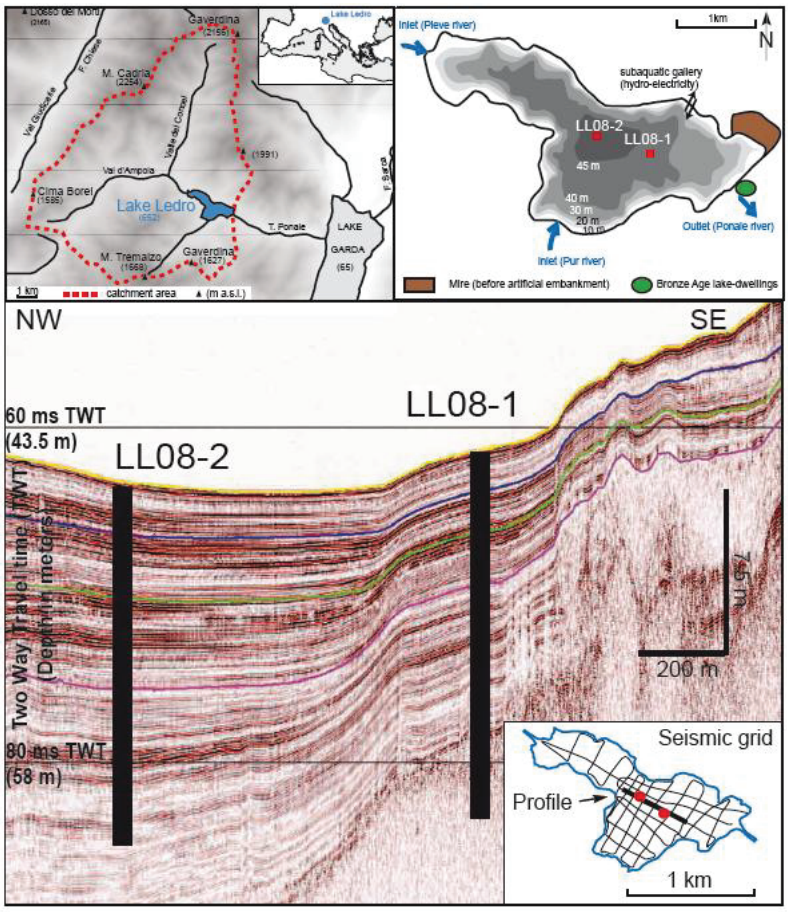


Figure 1, *Location of Lake Ledro Trentino, Italy) and its catchment top-left panel); the bathymetryof the lake and positions of the coring sites, inlets, outlet and archaeological site (top-right panel); a NW-SE seismic profile, with positions of cores LL08-2 and LL08-1 (bottom panel).*

2.2. Sismic survey and coring.

A seismic reflection survey using a single-channel 3.5 kHz pinger source provided the lake bathymetry and high-resolution sub-bottom profiles used to establish a seismic stratigraphy of the well preserved part of the basin infilling (Fig. 1; Simonneau et al., 2012). Cores LL08-1 and LL08-2 were located in the deep basin within a well stratified seismic facies highlighting continuous and high-frequency reflections, i.e. by avoiding chaotic and larger mass-wasting deposits (MWD). Core LL08-1 is in a relatively distal position from the two main deltas constructed by the lake tributaries, whereas core LL08-2 is more proximal to the inflow of allochthonous particles. The sediment water interface was properly recovered by using a gravity corer equipped with ø 63mm PVC liners. Sediment cores were retrieved using a piston corer with the same liners (UWITEC system). Duplicate cores were taken from each site (LL08-1 and LL08-2).

2.3. Geophysics logging.

Magnetic susceptibility (MS) and Gamma-ray attenuation bulk density (GD) were measured in the cores at 5mm resolution with a Geotek multi-sensor core logger (Gunn and Best, 1998). GD was logged on whole cores and MS was measured on split cores with the MS2E1 surface-scanning sensor from Bartington Instruments, which was adapted for fine-resolution volume magnetic-susceptibility measurements (Vannière et al., 2004). These analyses allow us to establish stratigraphic correlations useful for constructing the master sequences (LL08-1 and LL08-2), guaranteeing complete records without any gaps or redundancies. Colour properties were analysed with a line scan camera with 3 CCDs (2048 pixels each). Colour data are reported in the RGB and Lab-colour systems at a resolution of 70 µm, providing a continuous record of the master sequences at very high resolution.

2.4. Geochemical analysis.

The chemical composition of sediment core LL08-1 was analysed using an Avaatech XRF core scanner at a resolution of 0.2mm (presented here: Si, Ca, K, Ti) and 2mm (Zr). The XRF measurements were carried out on split cores with a measurement duration of 20 s. A 10 kV voltage and a 2000 µA current were applied to detect lighter elements (Si, Ca, K, Ti), and 30 kV and 1000 µA settings were used for the heavier elements (Zr). Because of the influences of variable water content and grain size on the sediment matrix, the XRF scanner only provides a rough estimate of the geochemical composition, and the acquired counts are semi-quantitative. The Ca, Si, K, Ti and Zr results are presented for a short section to complete the lithological characterisation (Fig. 2b). To calibrate the XRF measurements and to analyse selected layers, 49 samples from the laminated facies of LL08-1 were processed for inductively coupled plasma-atomic emission spectrometry (ICP-AES) measurements. Approximately 80mg of sediment were fully dissolved under pressure at 100°C using a mixture of 2ml each of suprapure grade HCl, HNO3 and HF. After evaporation, the residues were mixed again with HNO3 and diluted with MilliQ water. Certified reference materials (BCSS1, JSD1, PACS1 and BCR2), 5 “white samples” (i.e. lacking sediment), and 5 duplicates were added to the set of samples. Only Zr and Ca elemental concentrations (ppm) are presented.

2.5. Organic matter characterisation.

Twelve samples were taken from unlaminated brown and light grey deposits of LL08-1 for organic matter petrographic observations. Petrographic study (palynofacies) involves microscopic examination of total OM in transmitted and reflected light after acid hydrolysis of carbonates and silicates. Taking into account the chromatic and textural aspects of particles (Meyers and Lallier-Verge`s, 1999), the analysis aims to identify and quantify the organic compounds (relative percentages of surface particle area) and establish the ratio between allochthonous and autochthonous components. Terrestrial OM (TOM) includes particles weathered from the

catchment and/or windblown grains, while lacustrine OM (LOM) consists of particles derived from aquatic plants and phytoplankton (Millet et al., 2007).

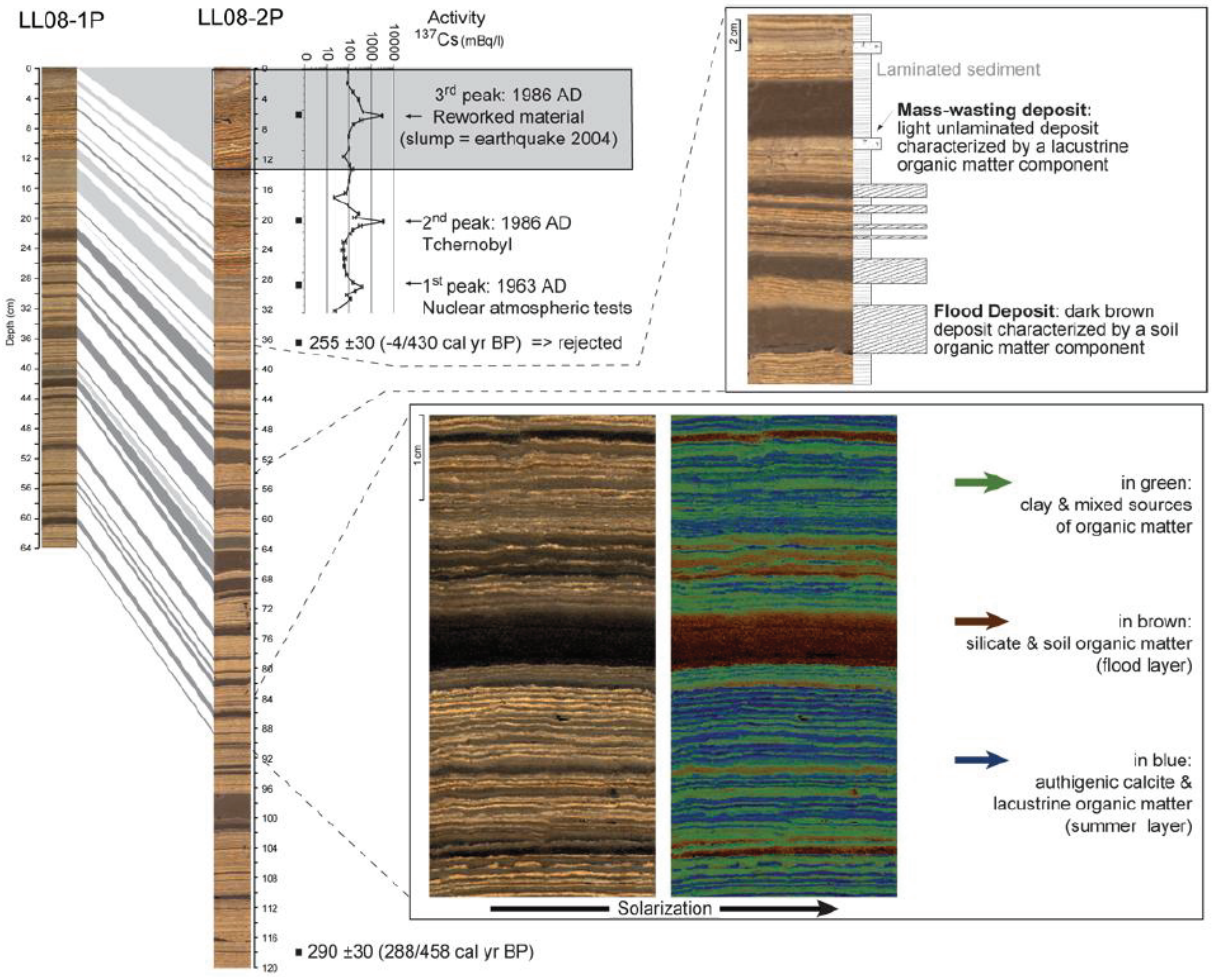


Figure 2a, *Scans, ^{137}Cs measurements and radiocarbon dates from gravity cores (1P and 2P) sampled at sites of cores LL08-1 and LL08-2. Visual inspection of the cores from Lake Ledro shows a laminated yellow-grey sediment (background sediment) interspersed with fine-grained brown units that are usually rich in terrestrial organic matter corresponding to allochthonous event layers or flood deposits (FD; bottom zoom-box). Unlaminated mass-wasting deposits (MWD) were also identified and could be easily distinguished from FD by their light colour and their lacustrine organic component (top zoom-box). All of these deposits are considered to be instantaneous and were removed from the age-depth models (Fig. 4). Solarisation is an effect used in photography that causes an image recorded on a negative to be reversed in tone.*

2.6. Pollens analyses.

For pollen analyses, the mean sampling resolution (1 cm^3 and 1 cm thickness) on the whole LL08-1 sequence is 5 cm. Samples were taken from laminated parts of the series. Samples were treated chemically (HCl, KOH, HF, acetolysis) and physically (0.5mm sieving and decanting) following standard procedures (Moore et al., 1991). Lycopodium markers (Stockmaar, 1971) were added to estimate pollen concentrations (grains cm^{-3}). For the identification of pollen types, we used keys (Beug, 2004; Reille, 1992–1998) as well as the reference collection at the University of Franche-Comté. At least 300 terrestrial pollen grains were counted in total, excluding dominant terrestrial taxa, water and wetland plants, as well as spores of pteridophytes. This paper presents only arboreal and non-arboreal pollen (AP/NAP) curves and an “anthropic” pollen-sum curve (Cerealia type, Secale type, Triticum type, Cannabis-humulus type, *Plantago lanceolata*, *Rumex*, *Urticaceae*). A

related paper (Joannin et al., 2012) is dedicated to the reconstruction of detailed vegetation dynamics around Lake Ledro.

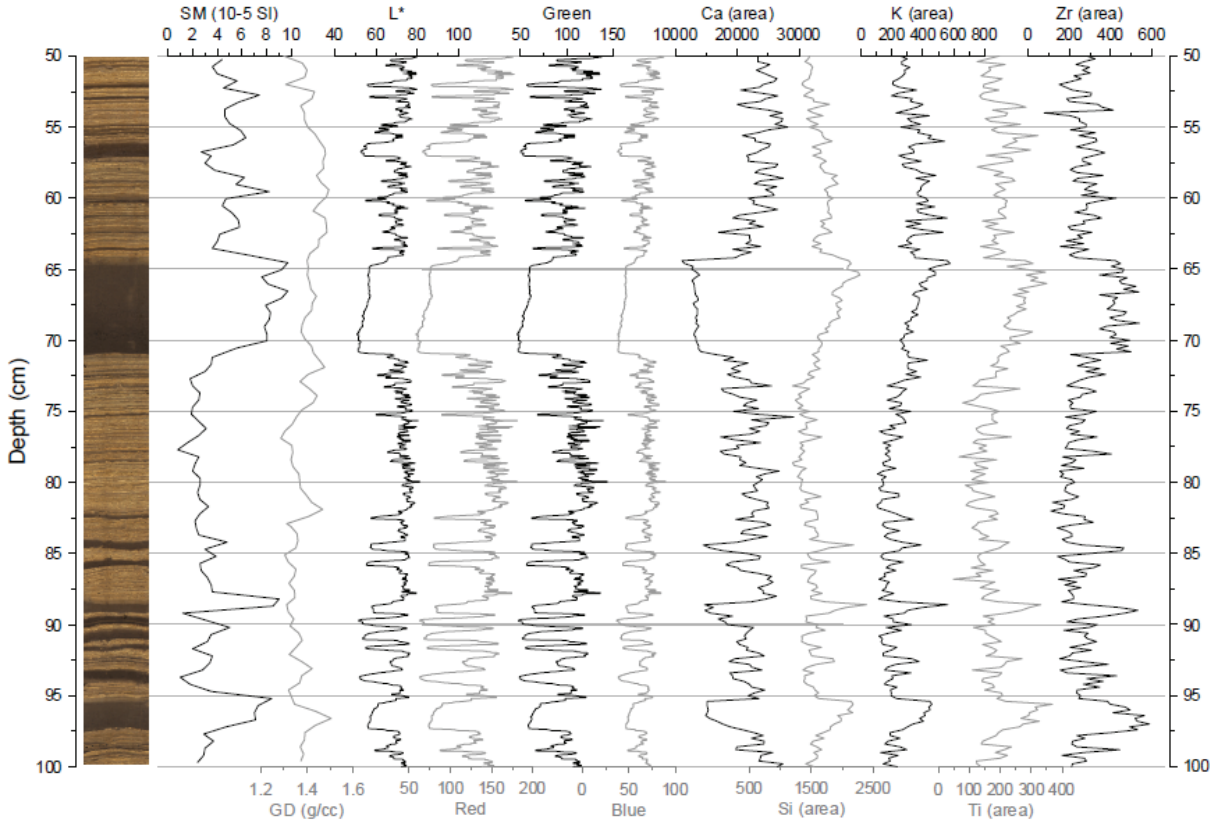


Figure 2b, *Scans, Magnetic Susceptibility (MS) and Gamma Density (GD) measurements, CIE L* and RGB colour data, and main elements from XRF measurements of a 50 cm long section from core LL08-1. Flood deposits are characterised by higher MS and Zr values and by lower L*, RGB and Ca values than the background sedimentation. There is no clear variation in GD. Si, K and Ti values increase from the base to the top of the layers within the brown flood deposits. These reflect the fining-up of the majority of these layers by coarse silt material at the base and silty clay on the top. Their dark colour is due to a high content of organic matter that is reworked from soils.*

2.7. ^{14}C and ^{137}Cs measurements.

The chronology is based on 19 AMS ^{14}C ages measured on terrestrial plant macrofossils and on ^{137}Cs measurements taken from the topmost 32 cm of the sediment record with a well-type GeLi detector following procedures detailed in Fanetti et al. (2008; Table 1 and Fig. 2a). For radiocarbon analyses, selected terrestrial macrofossils were isolated from sediment samples (thickness of 1 cm) by sieving with a 100 µm mesh under water. All radiocarbon ages were calibrated using the program Calib 6.06 (Reimer et al., 2009). All ages are reported on each master core (LL08-1 and LL08-2) according to lithological correlation (Fig. 2a). The results from radiocarbon and short-lived radio-isotope analyses were combined to produce an age-depth model for each sequence using a smooth cubic spline model available within the "Clam" software by Blaauw (2010).

Table 1: Radiocarbon and ^{137}Cs ages from cores LL08-1 and LL08-2 with the correlated depth between both cores.

Radiocarbon age core LL080-1 (1 cm thick sample)				Correlation with core LL08-2			^{14}C Age	Calibrated age*	Material
Lab. code	Sect° Name	Sect° Depth	MC Depth	Sect° Name	Sect° Depth	MC Depth	BP	2s cal BP	
POZ-27888**	P1a (P2)	21 (30)	16.5	LL082-P	38.5	21.7	255 ± 30	-4 - 430	Wood-Peat-Charcoal
POZ-30216	P1b	17	82.2	LL082-P	113.5	96.7	290 ± 30	288 - 458	Wood-Peat-Charcoal
POZ-30218	P1b	77	142.2	LL082-A1a	53.5	190.7	1020 ± 30	802 - 1048	Wood-Peat-Charcoal
POZ-30219	A2a	68	193.8	LL082-A1a	148	285.2	1445 ± 30	1297 - 1386	Wood-Peat-Charcoal
POZ-30220	A2a	113	238.8	LL082-A1b	40.5	335.1	1945 ± 30	1823 - 1970	Wood-Peat-Charcoal
POZ-30221	A3a	36	298.8	LL082-B1a	17.5	443.1	2520 ± 35	2487 - 2743	Wood-Peat-Charcoal
POZ-27890	A3a	88	350.8	LL082-B1a	112	537.6	3095 ± 30	3244 - 3383	Wood-Peat-Charcoal
POZ-30222	B2a	21	402.6	LL082-B1b	46.5	626	3030 ± 35	3082 - 3354	Wood-Peat-Charcoal
POZ-27891	B2a	80	461.6	LL082-A2a	40	713.3	4080 ± 35	4441 - 4810	Wood-Peat-Charcoal
POZ-30223	A3b	91	499.2	LL082-A2a	91	764.3	4550 ± 35	5051 - 5319	Wood-Peat-Charcoal
POZ-27892	B2b	20	562.4	LL082-A2b	73	896.9	5720 ± 40	6412 - 6634	Wood-Peat-Charcoal
POZ-30224	A4a	46	616	LL082-B2a	54	1011.3	7270 ± 50	7981 - 8180	Wood-Peat-Charcoal
POZ-27894	A4a (B2b)	71.5 (109)	641.5	LL082-B2a	104.5	1061.8	8385 ± 35	9303 - 9486	Wood-Peat-Charcoal
Radiocarbon age core LL080-2 (1 cm thick sample)				Correlation with core LL08-1			^{14}C Age	Calibrated age*	Material
ETH-39232	A1b	8.5	303.1	A2a	84.5	210.5	1765±35	1569 - 1812	leaf remains
ETH-40410	B1a	68	493.6	A3a	65	328.1	2890±50	2876 - 3208	leaf remains
ETH-40411	B1b	86.5	666	B2a	43	424.9	3575±35	3728 - 3978	leaf remains
ETH-39233	A2b	16	839.9	A3b	127	535.8	5200±35	5902 - 6170	leaf remains & needles
ETH-39234	A2b	136.5	960.4	A4a	19	589	6530±40	7330 - 7558	needles
ETH-39235	B2a	108	1065.3	A4a	73	643	8405±40	9306 - 9521	needles
^{137}Cs age core LL080-2 (0.5 cm thick sample)				Correlation with core LL08-1			^{137}Cs Age		
^{137}Cs86d	P	10.25					1986 doubling		sediment bulk
^{137}Cs86	P	23.25	6.45	P1a	8.75	4.55	1986 real	-37 - -35	sediment bulk
^{137}Cs63	P	31.25	14.45	P1a	15.5	11.3	1963	-14 - -12	sediment bulk

* Calibrated with Calib 6.0 (Reimer et al., 2009) ** Age rejected

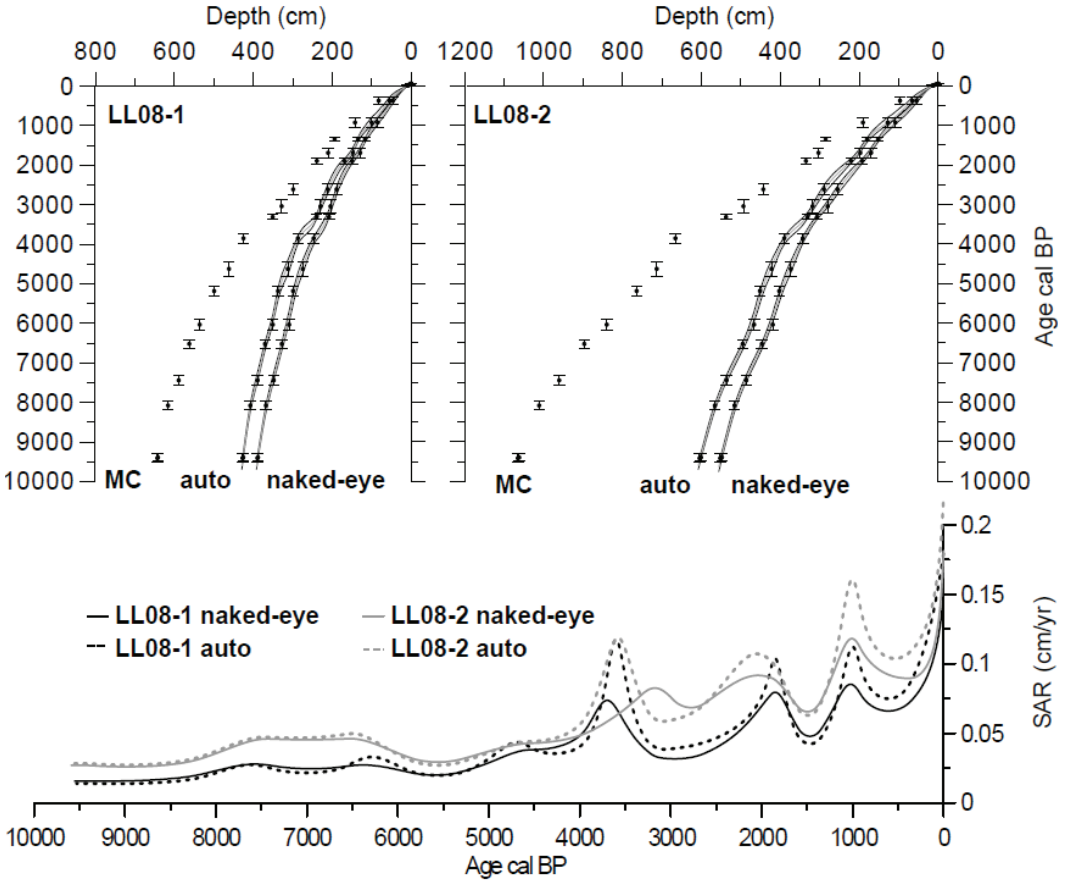


Figure 3, *Age-depth models and respective Sediment Accumulation Rate (SAR) from cores LL08-1 and LL08-2. MC: master core; auto: without automatic count of flood deposits and naked-eye mass-wasting deposits; naked-eye: without naked-eye count of sedimentary events (flood deposits and mass-wasting deposits).*

3. Results.

3.1. Lithological classification: laminated facies and sedimentary events.

Because Lake Ledro is situated in a carbonate catchment, the autochthonous sedimentation is dominated by calcite precipitation and biogenic lake productivity (Fig. 2a), accompanied by the sedimentation of allochthonous material such as clay and organic particles. This results in a laminated and continuously deposited facies, referred to as "background" sedimentation. In detail, the background-laminated sedimentation is composed of two layers: one white carbonated and one grey clayed. The season of the biochemical calcite layer deposit is summer, whereas for the grey layer it is undetermined but could occur during winter. The solarisation (saturated and inversed colour) of core images allows to easily identify the 2 different laminae that characterise background lacustrine sedimentation in Lake Ledro, highlighting that this finely laminated facies is frequently intercalated by numerous event deposits of two different types (Fig. 2a). The first type of sedimentary event corresponds to graded dark-brown deposits of various thicknesses (from 1mm to 38 cm). The stratigraphic position of these intrusive event layers within the background sedimentation attests to their seasonal deposition (Mangili et al., 2005). It is impossible to determine the season of the flood layer deposit because of the relative conservation of the laminations and because the possibility of sedimentation disturbance during the flood deposit (erosive deposit) cannot be completely ruled out. If the dark-brown layer is covered by the light carbonated summer layer, we might hypothesise that the sedimentary event occurred during spring. If the dark-brown event layer is capped by the grey clayed layer, we hypothesise that it was deposited during autumn; the great majority of our observations have this characteristic. Organic petrography observations show that organic matter included in these deposits is mainly of terrestrial origin (red amorphous organic particles; Meyers and Lallier-Verg`es, 1999). Geochemical and geophysical measurements also allow us to distinguish these dark-brown layers from the background sedimentation (Fig. 2b). They are characterised by higher magnetic susceptibility values that attest to their detritic origin and by lower Ca-content, which is also in accordance with this origin. Only the Zr increase characterises the entire layer, while other detrital elements such as Si, K and Ti show an asymmetric profile and mark only the upper part of each event layer. The grading observed in these deposits is interpreted as the typical signature of hyperpycnal flood deposits in a sub-aquatic basin (Mulder and Alexander, 2001; Simonneau et al., 2012). Based on the grain-size pattern and the high content of terrestrial organic matter, these deposits are interpreted to be composed of allochthonous material, resulting from flood events in the Lake Ledro tributaries. Visual correlations between master cores LL08-1 and LL08-2 show that these layers are thicker in the proximal core LL08-2 than in the distal core LL08-1. Several hundred of these flood deposits are recorded within core LL08-1 and LL08-2 (Table 2).

Floods layers thickness	Core 08-1		Core 08-2	
Counting method	Auto	Eyes	Auto	Eyes
Number of deposits	387	408	507	482
Sum of thickness (cm)	206.1	219.8	378.1	419.8
Minimum of thickness (mm)	0.3	1	0.3	1
Maximum of thickness	15.8	16.0	37.5	38.0
Mean of thickness	0.53	0.54	0.75	0.87
Median of thickness	0.13	0.20	0.15	0.20
First quartile of thickness	0.06	0.10	0.06	0.10
Third quartile of thickness	0.41	0.40	0.42	0.50
Standard deviation	1.32	1.33	2.45	2.60

Table 2: Descriptive statistics of flood deposits quantification from both cores and methods.

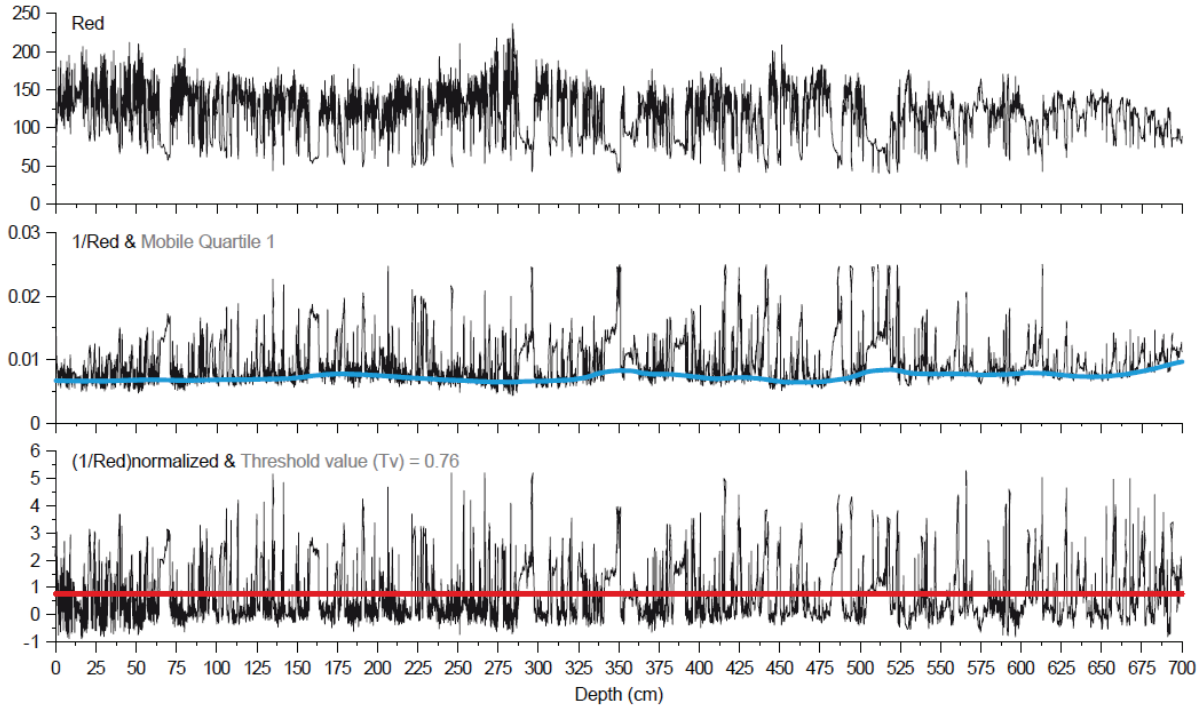


Figure 4a, *Raw and normalised red colour data from core LL08-1, and the threshold value detected with the Gaussian mixture model (Fig. 3b). (1/Red) normalised = (((1/red)-mobile quartile1)/Mobile standard-deviation); the running window is 1000 values.*

In addition to these flood deposits, a second sedimentary event type can be observed as light grey-brown homogeneous deposits (Fig. 2a). The mean granulometry of these event layers is finer, and petrographic observations show that this facies is mainly composed of organic matter of lacustrine origin (grey amorphous particles; Millet et al., 2007). These are the same particles that also characterise the laminated facies, indicating their origin in the lake's biological productivity. Thus, these light grey-brown homogeneous deposits are of lacustrine origin and may correspond to subaquatic mass-movements or mass-wasting deposits (MWD) reworking and mixing lacustrine sediments from the slopes and the shores (Simonneau et al., 2012). This second type of sedimentary event is indicated by thicker layers ranging from 0.1mm to 13 cm. This second type of event deposit is less common than the dark-brown one; 11 and 13 deposits (up to 1.5) have been identified, respectively, in LL08-1 and LL08-2 records, while several hundred flood events deposits have been observed.

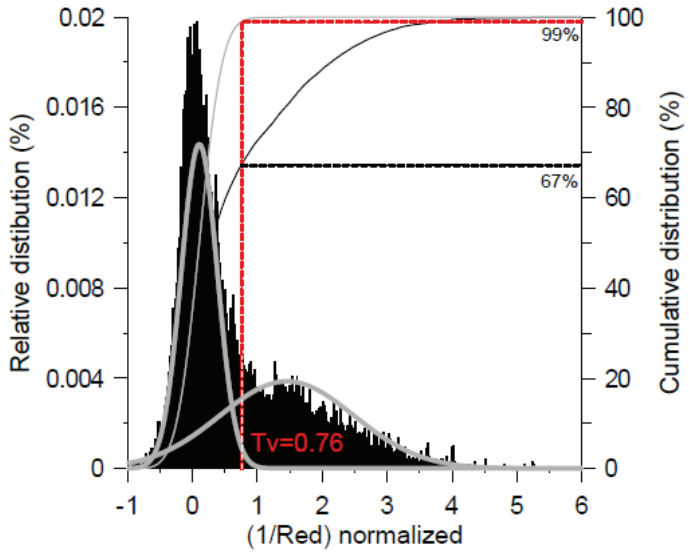


Figure 4b, *Gaussian mixture model of the normalised red colour data (Fig. 3a) used to disentangle two overlapping sub-distributions and to identify the upper limit of the main distribution (threshold value).*

3.2. Chronology and sediment accumulation rates.

Measurements of ^{137}Cs radioactivity in the upper 32 cm of core LL08-2P highlight the occurrence of 3 well-defined peaks at 29 cm, 20 cm and 6 cm (Fig. 2a). The deeper peak at 29 cm reflect the peak level of atmospheric nuclear weapons tests in the Northern Hemisphere in 1963 (Appleby, 2001), whereas the first very strong peak at 19 cm is related to the high contamination in Northern Italy induced by the Tchernobyl nuclear reactor meltdown in 1986 and previously documented within the Southern Alps in lake Como recent sediments (Fanetti et al., 2008). The upper peak at 6 cm also indicates that high contamination is very unusual. Because this high peak in ^{137}Cs reaches similar values as the one associated with the 1986 Tchernobyl accident, and because lacustrine *laminae* are tilted between 0.5 cm and 13 cm of the sediment core, this section of core LL08-2P is interpreted as a slump deposit reworking recent sediments and should therefore not be considered in the development of the age-depth model.

The results from radiocarbon dating and from the analysis of the anthropogenic radionuclide ^{137}Cs were combined to produce age-depth models for both cores using a smooth cubic spline model available within the "Clam" software (Blaauw, 2010; Fig. 3; Table 1). This model allows for the robust estimation of uncertainties and takes into account the entire probability distribution of the calibrated radiocarbon dates, avoiding any arbitrary choices. Taking into account the automatic and the naked-eye method for sedimentary event identification and counting (see next section), two age-depth models were calculated for each sequence. The average confidence interval of the error of the models is 200 yr. The mean Sediment Accumulation Rate (SAR) is higher for LL08-2 than for LL08-1, but both sequences show similar variability. The automatic method does not identify the clay cap of the sedimentary events, and thus it may underestimate the sedimentary event thickness, which explains the slight differences between the models. In general, however, the shape and slope of the curves are very similar. Considering the entire record at the scale of 10 000 yr, the sedimentary dynamics deduced from all these models appears to be relatively continuous and low (SAR < 0.04mmyr−1 for sedimentation without sedimentary events) prior to 4000 cal BP. After this date, a long trend of increasing SAR is recorded, as are abrupt and strong increases that reach maxima at ca. 3600 1800, 1000 yr cal BP and since ca. 1850 cal AD.

3.3. Automatic and naked-eye counting of flood deposits, and frequency analysis.

Core-image treatment by solarisation shows that flood deposits appear in a brown colour that is mainly characterised by the red colour in RGB scale, whereas the laminated facies is characterised by blue for the summer deposit and by the green for the clayed layer (Fig. 2a). Thus, to separate the dark-brown deposits from the background, we selected the 1/Red signal, which represents the highest amplitude over the series in RGB values (Figs. 2b and 4a). Then, we normalised the signal by removing the low frequency trend, following the principle used for reconstruction of fire-event frequency (Long et al., 1998; Vannière et al., 2008). The low-frequency signal is estimated here by the moving first quartile with a running window of 1000 values. The normalisation corresponds to the reduced value (raw value minus the mobile quartile) divided by the mobile standard deviation: (1/Red) normalised = (((1/Red)-mobile quartile1) / mobile standard-deviation). The normalised signal contains two components: the background, which oscillates around zero, and the peak component, which is significantly different from the background. Two populations of values usually represent them: the lowest ones are interpreted as analytical noise, whereas the highest positive ones above the threshold value (TV) are assumed to express intrusive events. A Gaussian mixture model was used to decompose the peak component, i.e. to analyse the histogram plot of the peak-component frequency distribution and to choose the TV (MIXMOD Software; Biernacki et al., 2006; Fig. 4b). This model helps to disentangle two overlapping sub-distributions and to identify the upper limit of the main distribution, which may potentially be the upper limit of the analytical noise-related variation. The distribution of peaks along the sequence is evaluated by the smoothing sum of episodes with a 50 or 100-yr moving time window. The

reconstruction of flood-event frequency, from cores LL08-1 and LL08-2, results from this time-series analysis of the peak components (Fig. 5). According to the lithological classification presented Sect. 3.1, naked-eye counting of the dark-brown flood deposits has been performed three times by three different persons. The results were averaged to produce a naked-eye counting value. Flood event frequency and the sum of thickness per 100 yr are presented in Fig. 5.

Results from both counting methods appear very similar if we consider the number of identified layers, the mean thicknesses or the standard deviations. Between cores LL08-1 and LL08-2, flood-event deposits are quasi-systematically thicker in core LL08-2, i.e. at the more delta-proximal location. Thus, 20% more flood event deposits have been identified and counted in core LL08-2 compared to core LL08-1. However, the mean results obtained from both cores and methods show only thin grey-bands of uncertainty, which indicates the low amount of variability in the signals obtained from the two cores. This confirms that the reconstructed flood signal depends neither on the core location in the lacustrine basin nor on the identification/counting methods used for quantifying sedimentary event deposits.

Flood frequency appears low until 4500 cal BP, except for small increases at ca. 8000, 7500 and 7100 cal BP. Then, an abrupt increase is recorded between 4500 and 2800 cal BP, followed by a slight decrease until 1300 cal BP (650 cal AD). A new strong increase occurs after ca. 450 cal BP (1500 cal AD), reaching a maximum at ca. 150 cal BP (1800 cal AD). The bottom-left diagram of Fig. 5 shows the detailed reconstruction of flood frequency for the last 1300 yr, a period that includes the Medieval Warm Anomaly and the Little Ice Age. Seven periods of elevated flood frequency are recorded around 750, 900, 1150, 1300, 1550 and 1850 cal AD. The sum of flood thickness per 100 yr shows a similar record of flood activity except for four additional short and abrupt increases, which correspond to punctual thick flood deposits in ca. 6600, 5600, 5100 and 2700 cal BP. Mass-wasting deposits are also plotted in Fig. 5: most of the events are recorded during the last 4500 cal BP, only 3 events occur earlier, around 9200, 7200 and 5900 cal BP.

3.4. Background sedimentation changes.

Figure 6 presents geophysical and geochemical descriptors of the whole LL08-1 sequence, including density of sediments, magnetic susceptibility and the Ca/K ratio calculated from core scanning. Calcium can be considered a proxy for autochthonous sedimentation (mainly derived from authigenic precipitation in the water column), while potassium is mainly linked to clays and may be considered a proxy for allochthonous sedimentation. The low-frequency smoothing of the data highlights the main trend of the sedimentary dynamics during the last ten millennia, i.e. the change in sediment composition associated with environmental changes, excluding sedimentary events. The Ca/K ratio that allows us to partially correct for drifts is used to track allochthonous inputs (represented by K) versus mineral autochthonous precipitation (Ca). Ca can also be detritic, as the watershed is dominated by Dolomite. Complementary calcium and zirconium elemental analyses from samples of discrete laminated facies characterise the background sedimentation.

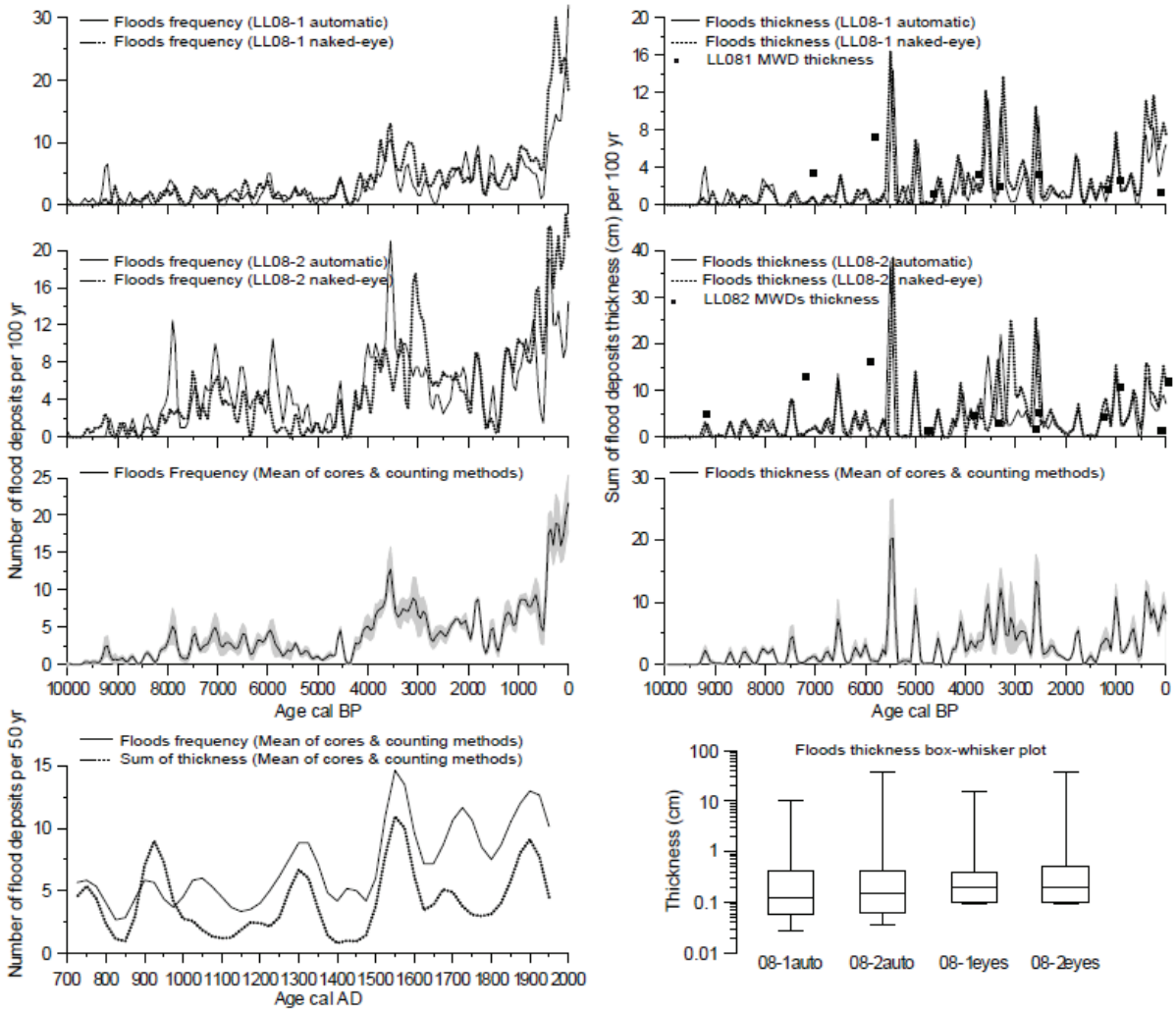


Figure 5, *Flood frequency and thickness sum per 100 yr for both cores (LL08-1 and LL08-2) and from both naked-eye and automatic counting methods; thickness of mass-wasting deposits from both cores; average curves from the four inferred records and their descriptive statistics are presented in the bottom-left diagram and in Table 2, respectively. A magnified view of detailed flood frequency (events per 50 yr) covering the last 1300 yr is plotted at the bottom-left of the figure.*

All of these proxies show a significant change of background lacustrine sedimentation at ca. 4000. This means that, during the Bronze Age, there was an increase in GD, MS and allochthonous components (K, Zr), which indicates higher erosion in the watershed of Lake Ledro. GD, MS and Ca/K show that this high allochthonous contribution to sedimentation continues until ca. 3000–2800 cal BP. This is also indicated by the increase in SAR (Fig. 3). After this period, autochthonous sedimentation becomes dominant during the early and mid-Holocene. Around 1200–1000 cal BP (750–950 cal AD), all proxies record a new increase in detrital input into the lake (SAR, MS, Zr and Ca/K proxies), and a new period of soil erosion and land cover change begins in the catchment, lasting until the 20th century. Just a short interruption is observed in the period of ca. 1200–1400 cal BP (500–700 cal AD).

3.5. Tree cover and pollen inferred land-use dynamics.

Vegetation dynamics around the lake are documented by simplified pollen data shown in Fig. 6. Land-cover changes are in agreement and confirm the interpretation of the sedimentological analyses (Fig. 6). A first phase of landscape opening and land-use occurs between ca. 4100 and 2700 cal BP, during the Bronze Age, following by lower human pressure in the watershed until ca. 2300 cal BP. Between 2300 and 1700 cal BP, during the Roman period, human impact is perceptible but remains relatively low. Then, a new phase of decline

in human activities is recorded until ca. 1200 cal BP (750 cal AD). The third phase of forest clearing and expansion of agro-pastoralism activities around the lake corresponds to the medieval period. The human impact on land crosses a new threshold and intensifies from 1000 cal AD (950 cal BP) until the 20th century, with only a short decrease around the 13th century (600 cal BP).

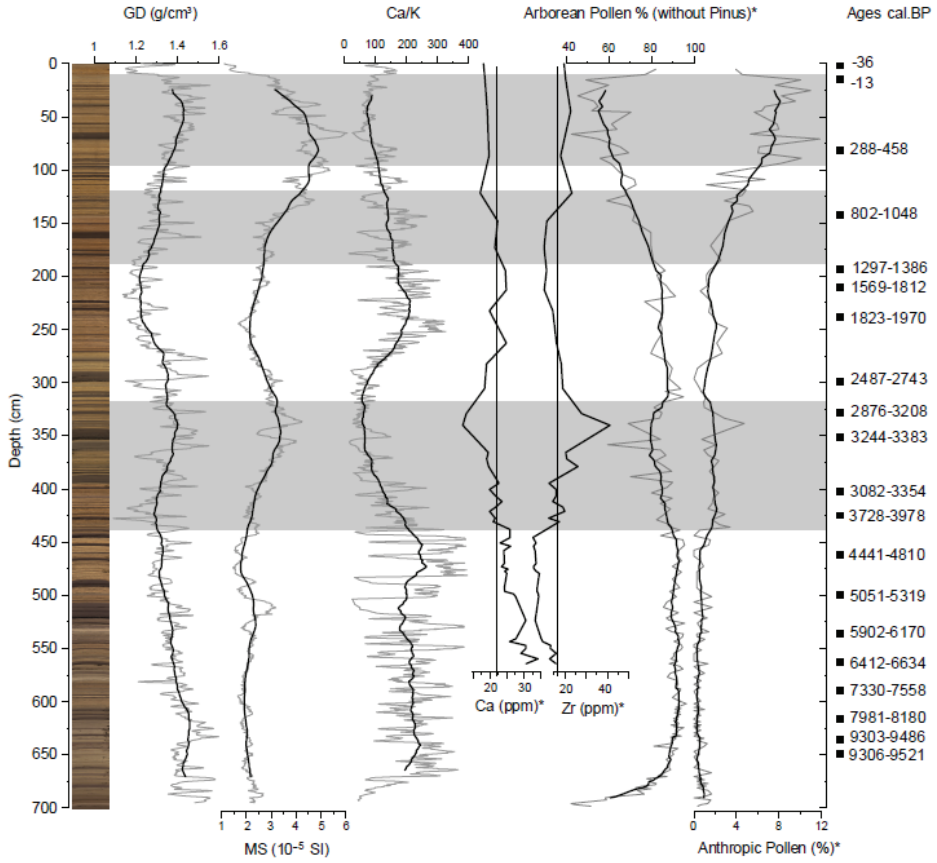


Figure 6, *Geophysical and geochemical proxies from the entire master core LL08-1, with calibrated radiocarbon ages. *Pollen analyses: Zr and Ca ICP-AES concentration measurements have been made on background sedimentation only. The Ca/K ratio is calculated from XRF measurements from the entire master core, as well as Gamma Density (GD) and Magnetic Susceptibility (MS) data.*

4. Discussion.

4.1. Sedimentary event deposits and palaeoflood regimes analysis.

Changes in the amount, frequency and intensity of precipitation have an effect on the magnitude and timing of runoff, and thereby on the flood occurrence. Hence, long-term flood records can be used as valuable proxies of Holocene climatic variability through the analysis of variations in the temporal distribution of floods (Moreno et al., 2008). In the case of Lake Ledro, the Massangla and Pur rivers are occasionally torrential tributaries draining steep slopes. The dark-coloured flood events in the sediments record these intense hyperpycnal flood events (Mulder and Chapron, 2011). The sedimentation of Lake Ledro offers one of the best systems to clearly detect and quantify flood deposits: the background sedimentation is dominated by autochthonous sedimentation (carbonate and lacustrine organic matter), and the flood deposits are marked by a high content of soil organic matter and appear as dark-brown layers that can be easily differentiated from the background in digital pictures. Thus, the colour data represent a more valuable proxy than geochemistry measurements, which are affected by long-term changes in the background sedimentation with the increase in terrestrial inputs since ca. 4000 cal BP (Fig. 6). Using a seismic survey to find the best undisturbed sequences and analysing two cores in a proximal and distal position in the lake guarantees the quality of our record, even though there could be some heterogeneity of deposits in the lacustrine basin (Schiefer et al., 2011).

For the hydrologist, a flood is a river-flow height or volume that exceeds some mean or average water flow state over a period of time. In contrast, the sedimentologist considers floods to be flows of sediment that

exceed some threshold value, such that they induce significant solid particle input into the lake. Because there are numerous geomorphologic characteristics and sedimentological parameters, the thickness of flood deposits cannot be directly associated with the intensity of floods (Giguet-Covex et al., 2012). However, records of flood frequency are dependent on deposit thickness as a minimum thickness that defines the detectable layers, i.e. on floods that have led to the sedimentation of a minimum of allochthonous material. The methods and technique used in this study were selected to detect the greatest portion of flood episodes that have occurred in the Ledro Lake catchment area and to provide the most exhaustive flood frequency reconstruction possible. The results show that, except for small punctuate differences, both frequency and thickness records offer the same pattern: deposit thickness increases when frequency increases, and vice-versa (Fig. 5). Only the rarest, thickest events (> 5cm) seem to occur during periods of low or moderate flood frequency, such as those at ca. 6500, 5500, 5000, 3500, 3200, 2500 cal BP, which may reflect strong remobilisation and discharge of material stocked in the watershed during a low flooding period.

4.2. Four successive periods of palaeoenvironmental changes.

Figure 6 shows that, independent of the event deposits, the background sedimentation of Lake Ledro records four main periods:

Before 4100 cal BP, detrital flux into the lake is very low, and the vegetation around the lake is a closed forest. Pollen-inferred anthropogenic activities indicate low human impact (Joannin et al., 2012).

After 4100 cal BP (2150 cal BC) and until 2700 cal BP (750 cal BC), environmental dynamics are marked by an increase in detrital inputs into the lake (SAR, MS, K and Zr increases) and increased pollen, indicating human activities. Meanwhile, the number of arboreal taxa decreases. This clearly indicates an increase in soil erosion, which fits with human forest clearing and the development of agropastoral activities. This is in agreement with the Bronze Age settlement found on the lake shores by an archaeological survey (Pinton and Carrara, 2007).

The third period, from 2700 to 1200 cal BP (750 cal BC and 750 cal AD), encompasses the Iron Ages and the Roman and Early Medieval periods. During these periods, human activities seem relatively limited: the forest recovers and erosion strongly diminishes. Only a small increase in anthropogenic pollen (from 2300 to 1700 cal BP) indicates a human presence in the watershed that is most likely less marked by pastoralism than by crop cultivation, which in turn has a reduced effect on the forested area (Joannin et al., 2012). From 1700 to 1200 cal BP, the reduction of agro-pastoral activities may be associated with the massive migration period (Tinner et al., 2003; Büntgen et al., 2011).

The last period of environmental change is from 1200 cal BP (750 cal AD) to the 19th century, i.e. the Middle and Modern Ages. A new increase in allochthonous input into the lake follows the opening of the forest and the expansion of human activities around the lake. This fourth period is abruptly and briefly interrupted around 700 cal BP (1350 cal AD), at the time of the European Black Death and Great Famine (Bu¨ntgen et al., 2011). In the 19th century, the sedimentation appears strongly modified by the human control of lake-level for hydroelectricity production; consequently, the record cannot be used for palaeoenvironmental reconstruction.

4.3. Variability in flood frequency in the early to mid-Holocene and possible orbital control.

Over the last 10 000 yr, Lake Ledro's flood record shows two distinct periods, with clustering of flood events at 8000–7000 BP and after 4500–4000 cal BP (Fig. 8). In detail, the 5 high frequency variability, i.e. above the millennial trend, notes a secular variability that appears under climatic control during the last millennium and that perfectly correlates with the Ledro lake-level reconstruction (Magny et al., 2012). Figure 8 shows similar increases in flood activity in the nearby Lake Iseo (50 km south-west of Lake Ledro; Lauterbach et al., 2012), in Southern Italy (Piccarreta et al., 2011), in the Alps (Debret et al., 2010) and in Germany (Hoffmann

et al., 2008). All of these authors postulate that flooding periods are climatically driven and mainly associated with colder and moister periods, at least until 4000 to 2000 cal BP.

The three successive increases in flood frequency and lake level 8000, 7500, and 7000 cal BP appear to be the most prominent events in the early to mid Holocene at Lake Ledro. They seem synchronous with a major change in reconstructed summer temperature deviation in South-Western Europe (Fig. 8; Renssen et al., 2009). Also at this time, the Holocene SST record from marine core MD90-917 in the Adriatic Sea highlights major negative anomalies (Siani et al., 2010). This period, 8000–7000 cal BP, corresponds to the highest rate of change in annual insolation for the Holocene (Zhao et al., 2010) and a prolonged period of decrease in the residual atmospheric radiocarbon (Stuiver et al., 1998). The higher flood activity may have been driven by a combination of orbital forcing and change in solar activity. In a broad sense, these increases in flood frequency occur during periods of global cooling marked by major glacier advances in the Alps (Matthews et al., 2008). Between ca. 7000 and 4500 cal BP, Ledro's flood frequency is relatively low, except for a few very thick deposits that are synchronous with a lake-level rise around 5800–5300 cal BP. This coincides with a major worldwide cooling event (Magny et al., 2006).

Around 4300–4000 cal BP, the ecosystems of the Alps and the Northern Mediterranean experienced a major change (the Neoglacial; Zanchetta et al., 2012), including reduced fire activity (Vannière et al., 2011), rising lake levels (Magny et al., 2009) and glacier advances (Matthews et al., 2008). Superimposed on this multicentury climate variability, the multimillennial trend of summer temperature shows a decline (Fig. 8; Renssen et al., 2009). Such a trend is in line with the precessional signal found in insolation at 60°N (Berger and Loutre, 1991): the decreased seasonal contrast of insolation reached its halfway point at this time. Synchronously, the period of flood frequency increase around 4500–4000 cal BP at Lake Ledro suggests a change in the long-term palaeohydrological regime, with a long-term repetition of period of high flood frequencies, which is also at the European scale (Fig. 8). This rupture may reflect a non-linear climate response to the orbitally driven gradual decrease in summer insolation, which controls the millennial trend toward wet conditions during the late Holocene (Mayewski et al., 2004; Zhao et al., 2010).

4.4. Variability of flood frequency during the mid- to late-Holocene and imprint of human activities.

The millennial trend of Lake Ledro's flood frequency shows two marked steps changes in the rate of increase around 4500–4000 cal BP and 500 cal BP, coinciding with known global climate changes. These changes in flood dynamics are also synchronous with forest openings, soil erosion and an increase in land use in the Lake Ledro watershed; the earlier one is contemporaneous with protohistoric lake-dwelling settlements (Fig. 8; Pinton and Carrara, 2007). This suggests that at least part of the flood activity and/or the repetition of intense events, as shown by the increase of mean thickness increase of flood deposits, is linked with human activities. At the regional scale, pollen data provide strong evidence for regional anthropogenic influence, such as forest clearings and agricultural activity (Mercuri et al., 2006; Valsecchi et al., 2006). In the Western Swiss Alps, changes in Holocene vegetation are characterised by continuous landscape denudation that begins at ca. 4300 cal yr BP, with several distinct pulses of increasing deforestation. Each pulse can be attributed to an increase in pollen-inferred human impact and corresponds to increased landslide activity in the Lake Schwarzsee catchment area, as recorded by higher sedimentary event frequencies in the sediment record (Dapples et al., 2002).

Similarly, Macklin and Lewin (2003) reconstruct the flood frequency in Britain through the Holocene. A significant increase around 4500–4000 cal BP in their data suggests that land use has increased the sensitivity of both lowland and upland British environments. They conclude that land use plays a key role in moderating or amplifying the sensitivity to climate. A database of 506 fluvial 14C ages from Germany (Fig. 8; Hoffmann et al., 2008) and comparison with palaeoclimatic and proxy data of human activities confirm that because 4500–4000 cal BP, the increased soil erosion is at least partially due to the growing population and intensive agricultural activities during the Bronze Age and cannot be unequivocally attributed to climate. Across Central and Southern Europe, studies reveal a striking synchronism in soil impacted by land use. This suggests similar land-use practices over wide areas, marked by the fire and grazing development that characterises the Bronze Age

(Rius et al., 2009; Vannière et al., 2008). During this period, around the Mediterranean basin, the fire regime switches from being predominantly climate-forced to being human-driven (Vannière et al., 2010, 2011).

These observations raise the question, how were the Bronze Age populations able to transform large areas so rapidly? Although the relative contributions of climate and land-use are difficult to quantify, the results obtained from Lake Ledro help to answer questions about the magnitude of ecosystem changes and about the timescales. During the period 4500–4000 yr ago, the Bronze Age population was most likely large enough to contribute to a widespread and strong increase in land erosion, but the major changes in the hydrological regime, recorded in particular by lake-level variability (Magny et al., 2012) at lake Ledro, primarily suggest orbitally driven climate change, and we postulate that the Neoglacial initiation leads to the flooding increase.

4.5. Variability in flood frequency during the last millennium and possible solar control.

To assess the main drivers of flood frequency during the last centuries and to interpret long-term changes in flood frequency, chronologies of high- and low-frequency variability were compared with independent and regional flood records and climate reconstructions (Fig. 7). The first comparison concerns the debris-flow calendar from Lago di Braies (150 km north-east of Lake Ledro; Irmler et al., 2006). Taking into account the uncertainty in the radiocarbon chronologies, both records show strong similarities in their time series. Prior to 700 cal BP (1250 cal AD), flood and debris-flow frequency is relatively low, with three slight increases at ca. 1200, 1050 and 900 cal BP (750, 900 and 1150 cal AD). A stronger increase is recorded in both records around 650 cal BP (1300 cal AD), followed by a break of a few centuries, then followed by a major increase that reaches its first maximum at ca. 400 cal BP (1550 cal AD) and a second maximum at ca. 100 cal BP (1850 cal AD). These periods of maximum flood frequency since 1500 cal AD have also been reported by Schmocker-Fackel and Naef (2010) from Northern Switzerland, and they appear to be synchronous with multiple records of Spanish flood activity (Barriendo and Rodrigo, 2006; Benito et al., 2003), suggesting that these flood patterns result from large-scale climate changes at the European scale or larger. The long-term trend of increased flood frequency during the last millennium also contains two successive periods of low and high flood frequency, which coincide with the Medieval Warm Period (MWP) followed by the cooler Little Ice Age (LIA) from ca. 1500 to 1850 cal AD. This is also in agreement with the increase in flood activity during the LIA in many Mediterranean river basins (Benito et al., 2008; Moreno et al., 2008; Wilhelm et al., 2012). The comparison with Alpine summer temperature series reconstructed from tree-ring data (Bu¨ntgen et al., 2011; Corona et al., 2011) highlights a general synchronicity between summer-temperature decreases and flood-frequency increases, such that climate appears to be the main driving factor of flood frequency variability. Finally, the comparison with the total solar irradiance record, from Beryllium-10 ice-core records (Delaygue and Bard, 2011), suggests that during the last 1300 yr, flood frequency increases occurred during all minima of solar irradiance. This timing of flood frequency increases implies that, superimposed on the local flood-producing mechanism, solar variability during the last millennium has induced a response in the hydrological regime through indirect and complex atmospheric circulation patterns (Hu et al., 2003; Mayewski et al., 2004).

The recent synthesis of seasonal characteristics of flood regimes across the Alpine–Carpathian range by Parajka et al. (2010) indicates that, in the region of Lake Ledro, the annual maximum daily precipitation is distributed between late August and November. The annual maximum flooding occurs during autumn from flood-producing storms due to southern air flows driven by the meridional southern circulation patterns. However, spring and summer floods occur before the extreme precipitation season due to increasing soil moisture from the late spring snow melt, whereas extreme events are more likely to occur as late as November. Gaume et al. (2009) also documented a marked seasonality of flash floods and in many parts of the Alpine range suggesting a mechanism involving extreme storms and southerly circulation patterns that cause warm and moist air to be advected from the Mediterranean Sea. All of these may explain the good correlation observed in Fig. 7 between Alpine summer temperature reconstruction and Lake Ledro's flood frequency variability. From the MWP into the LIA, the trend toward higher flood frequency could have resulted from the steepening of the meridional temperature gradient as the Alps cooled more rapidly than the Mediterranean. The spring flood deposits at Lake Ledro are absent during the MWP but not the LIA period (Wirth et al., 2012).

These spring signals could be in agreement with the persistent positive North Atlantic Oscillation (NAO) mode that Predominated during the MWP and with the transition to more negative NAO conditions during the LIA (Trouet et al., 2009) which would have increased winter and spring precipitation on the southern slopes of the Alps and in the Northern Mediterranean regions causing flood frequency to increase during this season.

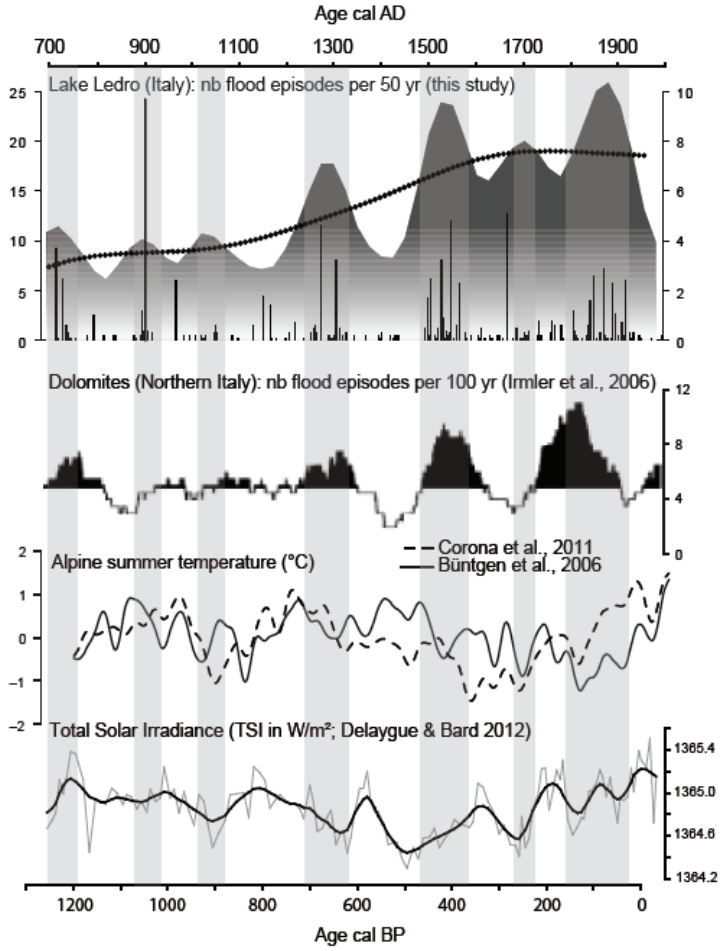


Figure 7, *Lake Ledro's flood frequency for the last 1300 yr, compared with debris flow records from Lago di Braies (Dolomite Alps), 150 km NE from Lake Ledro (Irmler et al., 2006), with Alpine temperatures reconstructed from tree-ring studies (B¨untgen et al., 2006; Corona et al., 2011) and with total solar insolation reconstructed from 10Be records (Delaygue and Bard, 2012).*

5. Conclusions.

A combination of non-destructive core-scanning techniques, detailed analysis of sediment facies and AMS 14C dating of terrestrial macro-remains was used to detect and characterise the Lake Ledro sediment record. Very high-resolution and continuous colour data appear to be the most relevant proxy to identify flood event deposits and to separate them from the continuous background sediments. During the earlyto mid-Holocene, flood activity appears limited to short episodes of weak increases in flood frequency during periods of high lake levels, which indicate cooler and wetter climate conditions between 8000 and 7000 cal BP. After ca. 4500–4000 cal BP, flood frequency and layer thickness strongly increase synchronously with an abrupt and long-term lake-level rise at Lake Ledro. This period of flood frequency increase corresponds to a major change in hydrological regime around Lake Ledro and is in accordance with other European records of river activity, glacier extent and other proxies of climate change under global forcing factors such as insolation. The role of climate as the main forcing factor in flood activity is documented, but, since the Bronze Age and later during the Middle-Ages and modern times, forest clearing and land use, as shown with pollen and archaeological data, have strongly increased soil erosion and flood intensities, and these factors could explain the increases in the amplitude of flood activity. In lakes, allochthonous sedimentation, and in particular extreme inputs such as flood deposits, are controlled by the physiographic setting of a catchment and are moderated by climate and land-cover/land-use change.

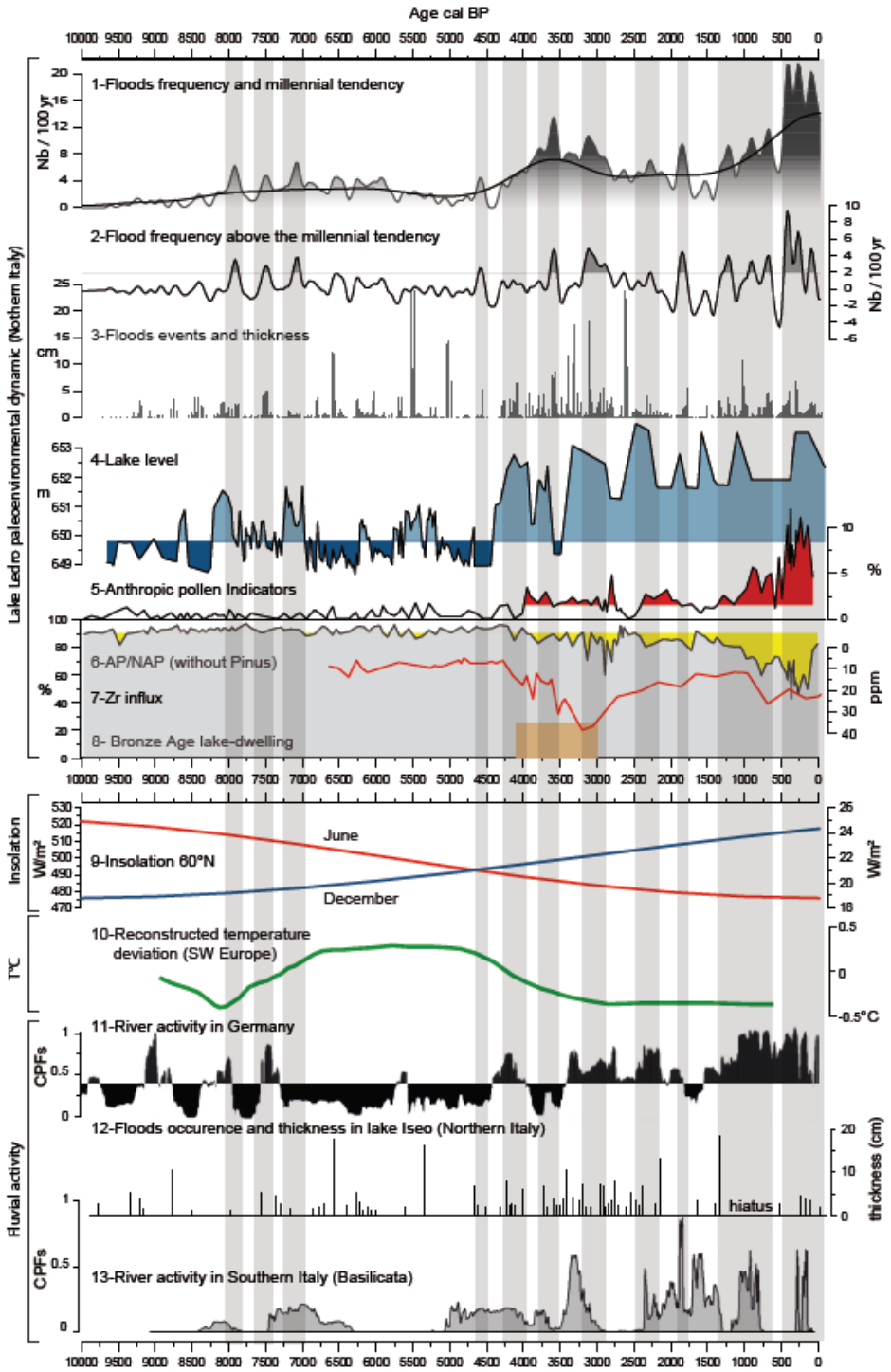


Figure 8, *Lake Ledro's results compared with other regional and continental records of climate andenvironmental changes. 1 – flood-deposit frequency, with the millennial trend; 2 – submillennial flood deposit frequency, i.e. above the millennial trend (dashed: 2 times greater); 3 – flood events and thicknesses (1 to 3: Lake Ledro deep cores LL08-1 and 2; this study); 4 – Lake Ledro lake levels (littoral cores; Magny et al., 2012); 5 – anthropogenic pollen (see text for the list of taxa); 6 – arboreal pollen (5 and 6: Ledro deep core LL08-1; Joannin et al., 2012); 7 – Zr ICP-AES concentration (Ledro deep core LL08-1); 8 – chronology of the Bronze Age lake dwellings (see location on Fig. 1; Pinton and Carrara, 2007); 9 – June and December insolation at 60°N (Berger and Loutre, 1991); 10 – reconstructed deviation of summer temperatures from pollen data for SW Europe (Renssen et al., 2009); 11 – cumulative probability density functions of ^{14}C dates associated with major floods in Germany (Hoffmann et al., 2008); 12 – flood events and thicknesses from Lake Iseo (50 km SW from*

Lake Ledro; Lauterbach et al., 2012); 13 – cumulative probability density functions of 14C dates associated with major flooding in Basilicata, Southern Italy (Piccarreta et al., 2011).

Based on these approaches and results, our data emphasise: (1) variability of flood activity during the past 10 000 yr in the catchment area of Lake Ledro has been marked by two major changes ca. 4500–4000 cal BP and 650–450 cal BP (1300–1500 cal 25 AD); (2) coherence between Lake Ledro's flood record and a large number of flood records available from western and Southern Europe, which document the influence of North-Atlantic climate variability on flood frequency at the southern edge of the Alps; (3) strong human impacts resulting in an increase in allochthonous inputs into the lake since the Bronze Age, which is also most likely a general phenomenon in Europe during this period of cultural change and demographic increase. Independently of the forcing factors that cause this major shift in sedimentary flux, the period ca. 4500–4000 cal BP appears to have been crucial in determining the trajectory of Western European ecosystems. Disentangling human and climate impacts on ecosystems dynamics is quite difficult because the influence of climate on societal development is not well understood, and past societal impacts on palaeoclimate change are most likely underestimated.

Acknowledgements.

Financial support for this study was provided by the French ANR "LAMA" project (directed by M. Magny and N. Combourieu-Nebout, MSHE N. Ledoux, Besançon, France), and the Swiss National Science Foundation project "FloodAlp". Many thanks go to A. Stock and J. Didier for their help in conducting fieldwork and laboratory analyses.

References.

Voir références.

Annexe 1.6, ***Article 9*****, Simonneau et al. (2012)**

Revue du Sud Ouest Européen, n°33, 2012, à paraître.

Archives lacustres de l'évolution du climat et des activités humaines récentes dans les Pyrénées ariégeoises au cours de l'Holocène (Etang Majeur, vallée du Haut Vicdessos, Pyrénées, France)

Lacustrine archives of climate and recent human activities evolutions in Pyrenean mountains during the Holocene (Etang Majeur, Vicdessos valley, Pyrénées, France).

Archivos lacustre de la evolucion del climàt y de las actividades humanas en los Pirineos durant el Holoceno (Etang Majeur, Vicdessos, Pyrénées, France).

Simonneau, A (1)* ; Chapron, E (1) ; Courp, T (2) ; Tachikawa, K (3) ; Le Roux, G (4, 5) ; Galop, D (6) ; Garcia, M (3) ; Desmet, M (1, 7) ; Bard, E (3).

* anaelle.simonneau@univ-orleans.fr

(1) Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, Université d'Orléans, BRGM, UMR 7237 du CNRS/INSU, 1A rue de la Férollerie, 45071 Orléans Cedex 2, France.

(2) Laboratoire CEFREM, UMR5110, Université de Perpignan via Domitia, 52 Avenue Paul Alduy, 66860 Perpignan Cedex, France.

(3) CEREGE, Université Aix-Marseille, CNRS, IRD, Collège de France, Technopole de l'Arbois, BP80, 13545 Aix en Provence, France.

(4) CNRS ECOLAB, 31326, Castanet Tolosan, France.

(5) Université de Toulouse, INP, UPS, EcoLab (Laboratoire Ecologie Fonctionnelle et Environnement), ENSAT, Avenue de l'Agrobiopole, 31326 Castanet Tolosan, France.

(6) GEODE, UMR 5602 CNRS/Université de Toulouse 2, Allée A. Machado, 31058 Toulouse Cedex, France.

(7) E.A. 6293 GéHCO, GéoHydrosystème COntinentaux, Université F. Rabelais de Tours, Département Géosciences-environnement, Faculté des Sciences et Techniques, Parc de Grandmont, 37200 Tours, France.

Résumé

Dans le cadre de l'Observatoire Homme Milieu du Haut Vicdessos, des archives lacustres sont utilisées pour distinguer les impacts de l'Homme ou du climat au cours de l'Holocène sur le versant nord des Pyrénées (Ariège, 42°N). Associée à des prélèvements de versant, la cartographie acoustique de l'Etang Majeur et les analyses multiparamètres de carottages mettent en évidence un lac d'origine glaciaire dont la morphologie s'articule autour de deux verrous rocheux délimitant trois sous bassins lacustres. Le remplissage sédimentaire peut atteindre 6 m au plus épais et semble correspondre à l'enregistrement du dernier cycle climatique. La sédimentation Tardiglaciaire apparaît silteuse, dense et riche en titane tandis que la sédimentation Holocène est grumeleuse, peu dense, pauvre en titane mais très riche en matière organique. Cette dernière est essentiellement associée au détritisme organique issu de l'érosion des tourbes présentes sur les versants sauf lors de périodes hydrologiques marquées, datées en 1200, 1950, 3400 et 4550 cal BP, elles, associées à l'intensification des apports d'un canyon drainant les zones d'altitude. Depuis AD1907, la construction de deux barrages régule le niveau d'eau en fonction des besoins hydroélectriques de la centrale de Bassiès. Un marnage de 10 m est alors possible et affecte 37% de la surface du lac. Il a pour conséquence une remobilisation accrue du matériel glaciaire et post glaciaire issu des berges, remobilisation qui se traduit par une augmentation de la productivité algaire, (2) une augmentation du détritisme minéral au dépend du détritisme organique et (3) un doublement des taux de sédimentation durant le XX^{ème} siècle.

Mots clé

Pyrénées, lac glaciaire, Holocène, sismique réflexion, détritisme organique, détritisme minéral, hydroélectricité.

Abstract

As part of the Human-Environment Observatory from the Haut Vicdessos valley, sediment archives from Pyrenean lakes (42°N, France) are used to distinguish human or climate impacts on the environment during the Holocene. Soil samples from the catchment area are associated with high-resolution seismic profiling and multiproxy analysis of sediment cores from Etang Majeur. The morphology of the lake is composed of two rock bars delimitating three subbasins and that this small basin is of glacial origin. Sediment infill is up to 6 m thick and corresponds to the last climatic cycle. Lateglacial sediments are silty, magnetic, dense and titanium rich whereas Holocene ones are not. Holocene sedimentation is essentially characterized by high organic content caused by terrigenous inputs related to peat erosion. More humid periods dated at ca. 1200, 1950, 3400 and 4550 cal. yrs BP are also detected downsteam from a canyon by pulses of minerogenic terrigenous inputs. Since AD1907, the lake is used to produce hydroeletricity and two dams are regulating its water level. The 10 m tidal range caused by these activities influences 37% of the lake and remobilize fine grained material along the lake shore line. As a result, algae production is favoured, mineral inputs are increased and sedimentation rate is doubled during the twentieth century.

Key word

Pyrenees, glacial lake, Holocene, seismic profiling, minerogenic and organic terrigenous supply, hydroelectricity.

Resumen

Usemos archivos lacustres en la vertiente Norte de los Pirineos (42°N, Francia) para reconstruir el impacto del clima y de las actividades humanas en el ambiente pirineo durante el periodo Holoceno. En este trabajo, muestras de suelos en la cuenca del Etang Majeur, están usado junto con perfiles de sísmica reflexión de alta resolución y análisis de testigos mostrado en el lago para reconstruir cambios ambientales. La morfología del lago se caracteriza con la ocurrencia de tres sub-cuencas que resulten de fenómenos de erosión glaciares. En este lago el último ciclo climático resulto en una acumulación máxima de 6 m de sedimentos. Los sedimentos del periodo Tardiglacial son siltosos, magnéticos, densos y ricos en titanio, mientras que los sedimentos del

Holoceno son muy orgánicos y resulten sobre todo de la erosión de los suelos desarrollados en la cuenca. Periodos mas húmedos fechado en 1200, 1950, 3400 y 4550 anos atrás (cal BP), están también identificado en la sedimentación lacustre debajo de un canyon con pulses de depósitos arenosos. Desde AD 1907, el lago fue cambiado en un embalse y sirve para la producción de hidroelectricidad. Una fluctuación máxima de 10 m en el nivel del embalse afecta hasta 37 % de la superficie del lago y removiliza sedimentos finos de la zona litoral. Esto resulta en una aumentación importante de la sedimentación clástica y doblo la tasa de sedimentación mediana identificada durante el periodo Holoceno.

Pirineos, lago glaciares, Holoceno, sísmica reflexión, sedimentación clástica de tipo orgánico y mineral, hidroelectricidad.

1. Introduction.

Historiquement, les étangs de Bassiès sont soumis à l'impact humain croissant et quasi continu depuis la période protohistorique (Galop et Jalut, 1994). Dans le but de préserver ce patrimoine naturel, l'Observatoire Homme Milieu (OHM) du Haut Vicdessos se propose de comprendre les interactions passées et présentes entre l'Homme et son environnement au travers d'archives variées (Galop et al., 2011). Les remplissages lacustres sont des archives naturelles capables d'enregistrer l'évolutions environnementale induite par les forçages naturels (climat et tectonique par exemple) ou anthropiques (Desmet et al., 2005 ; Anselmetti et al., 2007 ; Chapron et al., 2007 ; Magny et al., 2008).

Contrairement à leurs homologues alpins, les systèmes lacustres pyrénéens sont peu étudiés. Des reconstitutions climatiques basées sur les régimes d'incendies soulignent cependant que l'Holocène pyrénéen répond à un contrôle climatique de grande échelle mais est également largement influencé par les activités humaines locales (Rius et al., 2011 ; Galop et al., 2011). La haute vallée du Vicdessos et son bassin versant sont un exemple de paysage où différentes phases d'activités humaines dominées par le pastoralisme et le charbonnage (Galop et Jalut, 1994 ; Davasse, 1998) se sont succédées au cours des derniers millénaires. Sculptée par les glaciers qui se sont retirés il y a environ 25 000 ans (Delmas et al., 2011; Jalut et al., 1992 ; Andrieu-Ponel et al., 1988), cette vallée est façonnée par une succession d'ombilics, de verrous et de cirques glaciaires. Aujourd'hui, ce paysage se partage entre de nombreux lacs ou étangs interconnectés avec des zones humides où se développent des tourbières à sphaignes. Dans le cadre de l'OHM Haut Vicdessos, l'analyse détaillée des archives environnementales et en particulier ici des remplissages lacustres et des sols d'un même bassin versant soumis aux effets du climat et des activités anthropiques permet (1) de mettre en évidence leurs conséquences sur le milieu naturel (arrêt de l'industrialisation récente, pastoralisme et anthropisation Holocène) et (2) d'identifier les sources de sédimentation.

L'approche multiparamètres proposée dans cet article repose sur une stratégie source / puit qui consiste en une caractérisation des sols (source de matériel érodable) et des zones d'accumulation que constituent les pièges lacustres au sein d'un même bassin versant. *In fine*, l'objectif est de documenter l'évolution de l'environnement dans le passé tout en précisant la part du climat et/ou de l'Homme sur la dynamique de l'écosystème.

2. Site étudié.

Le bassin versant du Haut Vicdessos se situe en haute Ariège (42°7'N-1°42'E, figure 1A). La zone est soumise à un climat atlantique montagnard, caractérisé par d'intenses précipitations estivales orageuses et par un enneigement hivernal important. Le ruisseau du Vicdessos est sous régime nival ce qui signifie que les facteurs climatiques liés à l'altitude tels que les apports saisonniers consécutifs à la fonte des neiges jouent un rôle très important dans l'hydrologie de la zone. Celle-ci s'inscrit au sein d'un massif granitique dont la topographie moutonnée résulte de l'érosion du dernier maximum glaciaire pyrénéen. Compte tenu du relief de type montagnard qui culmine à 2676m d'altitude (Pic Rouge de Bassiès), les pentes sont localement abruptes et atteignent 25% notamment sur le flan sud de l'Etang Majeur où la présence d'un canyon actif témoigne

actuellement des apports détritiques minéraux issus du bassin versant (figures 1B et 2A). Les zones les plus hautes en altitude où la pente est la plus prononcée sont dépourvues de végétation ou partiellement recouvertes de pelouses rases. Le pourtour immédiat des étangs est, quant à lui, bordé de pelouses ou de fructicées à Ericacées (Vaccinium myrtillus, Rhododendron, Calluna) et de zones boisées par des accrues récentes de pins et de bouleaux (CLC, 2006). Enfin, les zones avals des étangs coïncident avec des espaces de transition entre landes et pinèdes (Galop et al., 2011).

D'une surface de 15 km², cette vallée suspendue est caractérisée par la présence de nombreux étangs dont le plus vaste est l'Etang Majeur. Depuis AD1907, cet étang, tout comme le Pla de l'Escale en aval, sont régulés par des retenues qui servent à alimenter la centrale électrique des lacs de Bassiès. Si l'activité pastorale et l'exploitation des forêts pour le charbonnage ont constitué les principales activités humaines dans cette haute vallée au cours du dernier millénaire ; aujourd'hui et consécutivement au mouvement d'exode rural qui a affecté la vallée du Vicdessos depuis les années 60, seules l'hydroélectricité et la fréquentation touristique (principalement halieutique) persistent tandis que de rares troupeaux d'ovins et bovins parcourent encore de manière occasionnelle les versants ou les plats de la vallée.

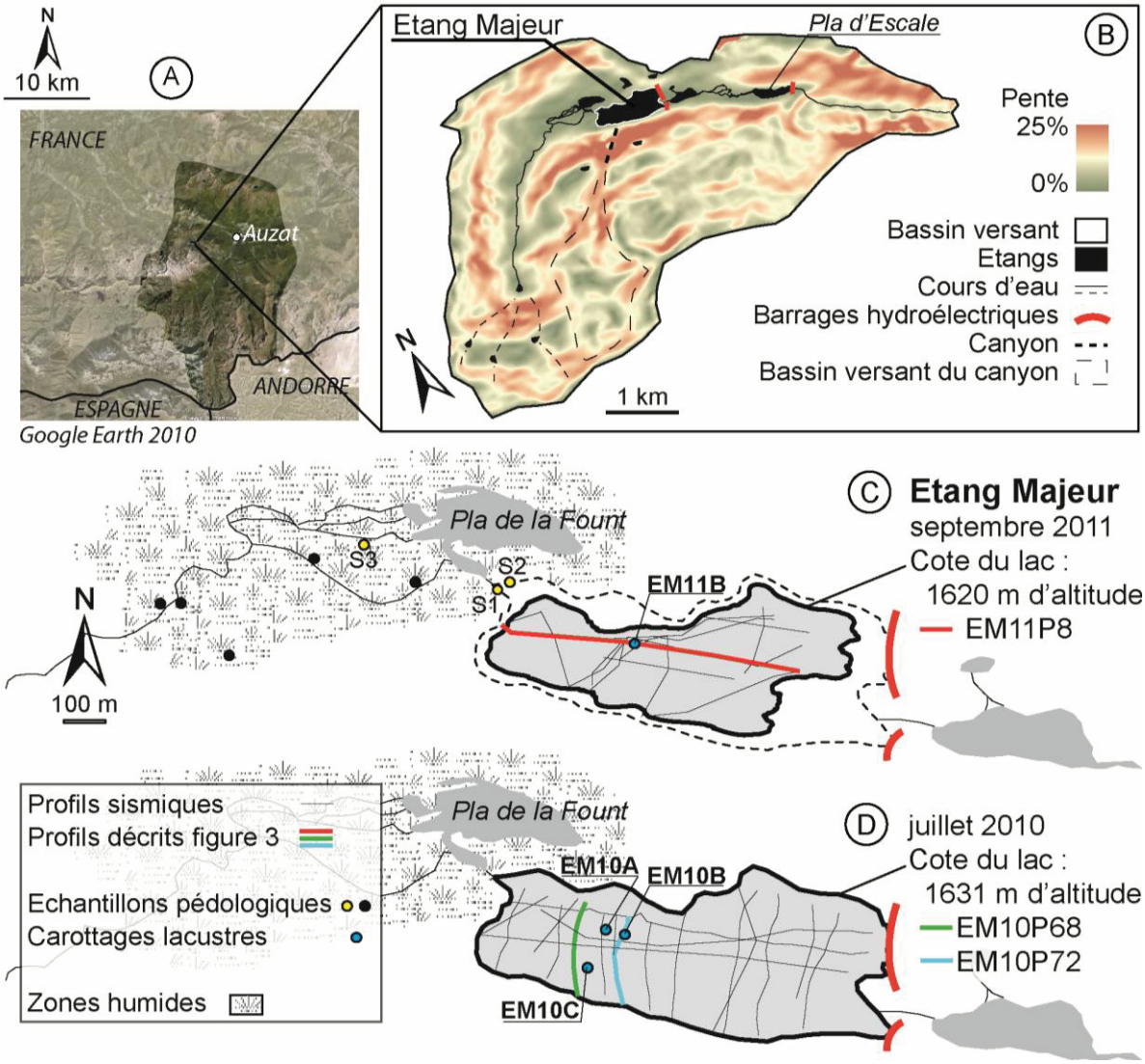


Figure 1, Localisation du bassin versant des étangs de Bassiès au sein du territoire étudié par l'OHM Vicdessos (A). Le bassin versant se caractérise par des pentes pouvant localement atteindre 25%, un canyon actif un sud de l'Etang Majeur et de nombreux étangs dont l'Etang Majeur et le Pla d'Escale qui sont équipés de barrages hydroélectriques (B) qui régissent la hauteur du plan d'eau notamment sur l'Etang Majeur (C et D). Deux campagnes d'acquisition de profils sismiques, de carottages et de l'échantillonnage du bassin versant ont été effectuées.

L'Etang Majeur est localisé en aval de zones humides aux pentes nulles (figures 1 et 2B) et notamment d'une vaste tourbière qui se développe en amont du Pla de la Fount depuis au moins 750 ans cal BP (Galop, 1998). L'Etang du Pla de la Fount est donc en amont de l'Etang Majeur et filtre ses apports détritiques (figure 1C et 1D). L'Etang Majeur est un petit lac (0.2 km², 700 m de long, 300 m de large) d'allongement Est/Ouest et barré par un verrou rocheux. Ce dernier est équipé de deux barrages artificiels qui ont permis d'élever de 6m l'altitude naturelle du plan d'eau. Ainsi, au gré des besoins hydroélectriques, la cote du lac peut fluctuer depuis des altitudes inférieures au seuil naturel en périodes de basses eaux (- 4m, figure 1C) jusqu'à des altitudes supérieures en période de hautes eaux (+ 6m, figure 1D).

3. Méthodes.

Afin d'imager le remplissage lacustre de l'Etang Majeur, deux campagnes de cartographie acoustique ont été réalisées en juillet 2010 (période de hautes eaux, figure 1D) et septembre 2011 (périodes de basses eaux, figure 1C). L'échosondeur paramétrique de type INNOMAR SES-2000 compact (sondeur de sédiments, figure 2C) a été mis en œuvre depuis le limnoraft de l'ISTO en utilisant deux fréquences distinctes (8kHz en 2010 et 10kHz en 2011) afin d'optimiser la résolution et la pénétration du signal acoustique dans le remplissage sédimentaire. A partir de ces données, des sites de carottages ont été sélectionnés dans les zones de biseaux sédimentaires qui constituent des cibles propices à l'enregistrement d'une histoire sédimentaire la plus longue possible dans une épaisseur de sédiment réduite.

Au cours des campagnes 2010 et 2011, six carottages gravitaires ont été effectués en utilisant les carottiers gravitaires UWITEC et BOBCORER depuis le limnoraft (figure 2D). Quatre carottes principales (figures 1C et 1D) d'en moyenne 1.30m de long ont été sélectionnées pour ouverture et description.

Parallèlement, en septembre 2011, huit échantillons pédologiques ont été prélevés dans le bassin versant de l'Etang Majeur, dans les zones de faible pente, où l'accumulation de matériel est possible (figures 1C et 2A). Le pluton granitique n'a pas été échantillonné mais l'arène issue de son altération a été décrite.

La description des sédiments lacustres a été effectuée au laboratoire ISTO et repose sur des mesures indirectes à haute résolution de la susceptibilité magnétique mesurée tous les 0.5cm à l'aide du capteur MS2E de Bartington, de la spectrophotométrie acquises tous les 0.5cm avec le spectrophotomètre Minolta CM-700d et de la micro-fluorescence des rayons X (XRF exprimé en teneur relative) détectée tous les 1mm par un scanner ITRAX (Cox Analytical System), au CEREGE d'Aix en Provence. Les indices d'incohérence (« Compton scattering ») ou de cohérence (« Rayleigh scattering ») issus du scanner ITRAX correspondent respectivement à la dispersion du signal de fluorescence par les éléments lourds ou légers.

La pyrolyse Rock-Eval effectuée à Orléans sur les échantillons issus de l'étang et du bassin versant permet (1) de décrire le degré d'altération de la matière organique et (2) de discriminer les sources de cette matière organique associée aux types I (algaire), III (végétaux terrestres) ou II (mélange entre les deux) définis par Van Krevelen (1961) et Espitalié et al. (1977). Cette caractérisation repose notamment par la détermination de différents indices dont ceux relatifs à la quantité d'hydrocarbures et de composés oxygénés libérés pendant la phase de pyrolyse (IH en mg HG/g COT ou S2 en en mg HG, et IO en mg CO_2/g COT).

Une analyse quantitative du palynofaciès a également été réalisée. Elle permet d'identifier et de quantifier les constituants de la fraction organique des échantillons (Tyson, 1995 ; Noël, 2001) après élimination des carbonates et des silicates par attaques successives des acides chlorhydrique et fluorhydrique. Les particules organiques sont observées au microscope et sont classées selon leurs propriétés optiques (couleur et réflectance), leurs formes (amorphe ou figurative) et leurs origines (autochtone, algaire ou allochtone, terrestre). L'ajout d'une concentration connue de solution standard permet d'exprimer la quantification en milligrammes par gramme d'échantillon (Graz et al., 2010).

Sur la période récente, la chronologie du remplissage lacustre repose sur les datations radionucléides (^{210}Pb, ^{137}Cs) faites à l'Observatoire Midi-Pyrénées de Toulouse sur la carotte EM10B. Echantillonnés tous les

centimètres sur les 20 premiers centimètres, les échantillons sont conditionnés et analysés selon la méthode décrite par Pinglot et Pourchet (1995).

Pour la période Holocène (11500 dernières années), quatre datations radiocarbones ont été effectuées au laboratoire de Poznan (Pologne) sur des restes végétaux (aiguilles de sapin) par spectrométrie de masse (AMS). Ces âges sont calibrés en utilisant le module clam (Blaauw, 2010) sous le logiciel R ® suivant la courbe de calibration IntCal09 (Reimer et al., 2009).

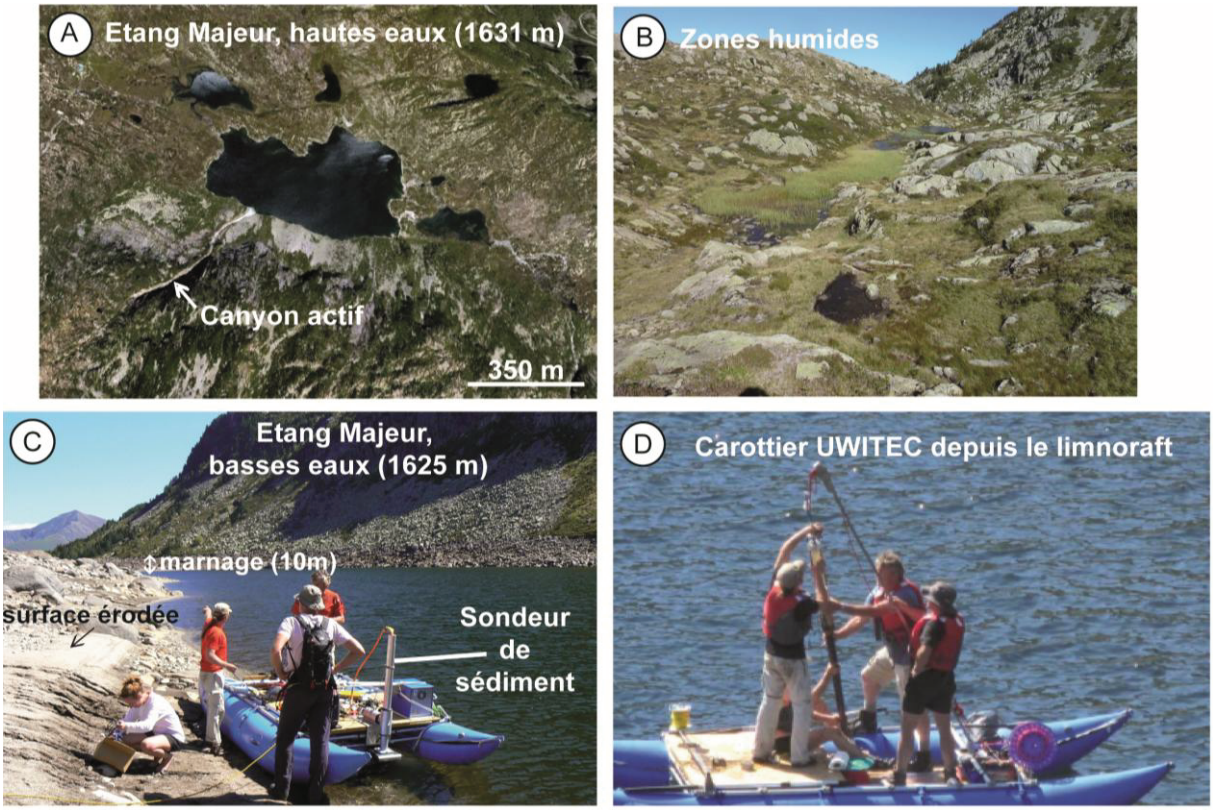


Figure 2, Illustration de l'Etang Majeur lors des périodes de hautes et basses eaux ainsi que du matériel mis en place pour l'étude du remplissage lacustre. Le canyon actif (A) où les zones humides amont (B) aliment le lac en éléments détritiques. Le marnage lié à l'hydroélectricité expose une large surface érodée, composée de débris organique et d'argiles grises (C). Depuis le limnoraft, sondeur de sédiment (C) et carottier gravitaire (D) sont mis en œuvre.

4. Résultats des analyses et caractérisation sédimentologique.

4.1. Sismique.

Les deux campagnes de cartographie acoustique réalisées en 2010 et 2011 ont permis de générer la carte bathymétrique de l'Etang Majeur dont la profondeur maximale atteint 28m en période de hautes eaux (1631m). Les profils mettent en évidence la présence de deux verrous rocheux délimitant trois sous bassins lacustres se succédant d'Ouest en Est (figure 3A). Si le sous bassin Ouest ne montre pas la présence d'un delta et piège peu de sédiment, l'ensemble des profils indiquent que le remplissage sédimentaire peut atteindre près de 6m d'épaisseur dans les parties centrale et Est de l'étang. De façon générale, ce remplissage tend à s'affiner sur les flancs du bassin pour former des biseaux sédimentaires (figures 3B et 3C).

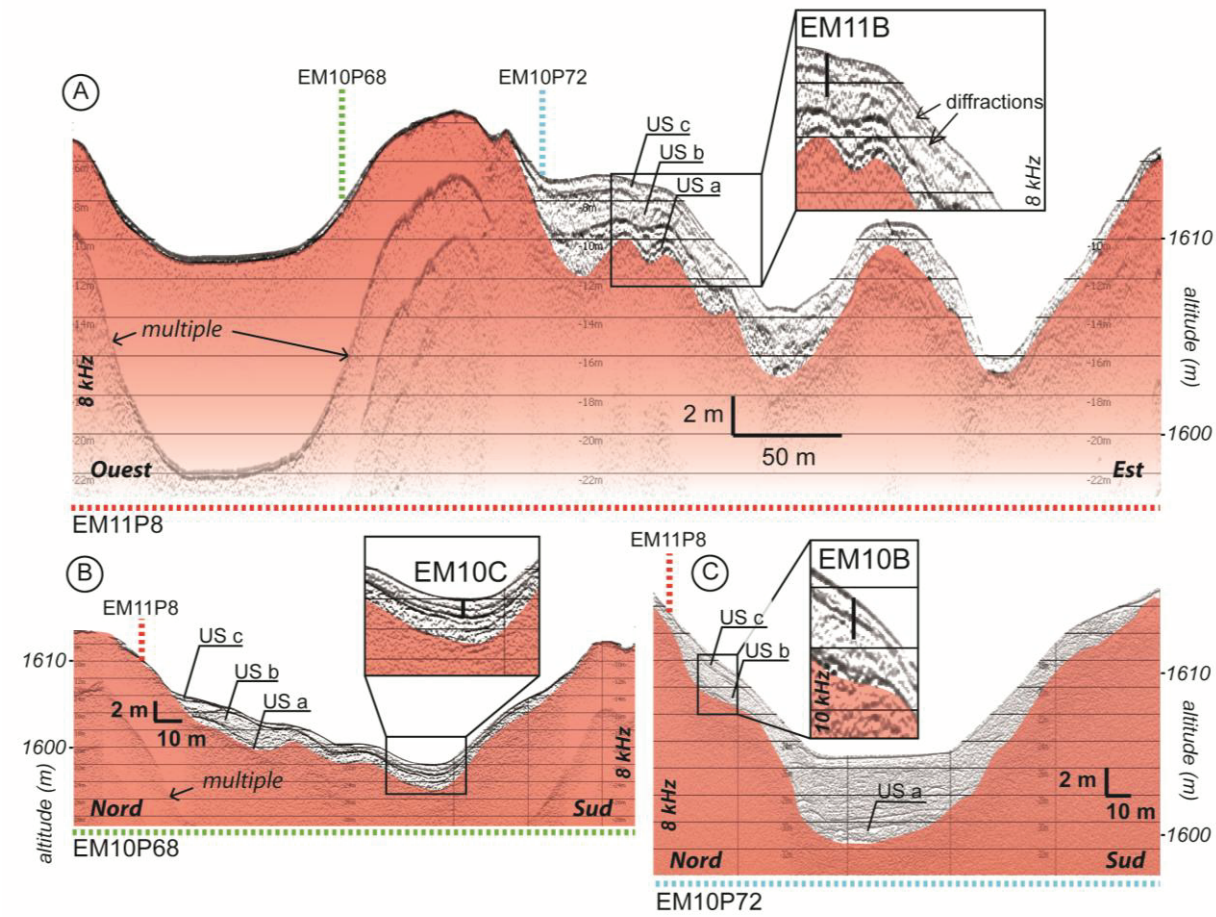


Figure 3, Illustration des profils sismiques acquis sur l'Etang Majeur et position des carottages. Les profils et les carottages sont localisés dans la figure 1. Le profil longitudinal EM11P8 d'orientation Est-Ouest montre une succession de trois sous bassins qui témoignent de l'origine glaciaire du lac. Les profils transversaux EM10P68 (B) et EM10P72 (C) montrent que le remplissage sédimentaire peut atteindre 6 m d'épaisseur.

Trois unités sismiques (US a, b et c) sont identifiées depuis la base vers le sommet du remplissage (figure 3).

L'US-a est uniquement observée dans le sous bassin central. Son épaisseur peut varier entre 1 et 2m. Elle se caractérise par un faciès acoustique chaotique et l'existence de réflexions discontinues de forte amplitude.

L'US-b est observée dans les sous bassins central et Est. Son épaisseur moyenne est de 2m et son faciès acoustique transparent devient plus chaotique vers le sommet.

L'US-c est la seule unité sismique observable dans tout le bassin. Son épaisseur est métrique. Elle se caractérise par un faciès transparent au sein duquel des réflexions continues de plus fortes amplitudes sont localement identifiées notamment au large du canyon au niveau de la carotte EM10C (figure 3B).

Outre ces unités stratifiées, certaines zones montrent des réflexions internes témoignant de dépôts chaotiques entre autre observés à la transition des unités c et b (figure 3C). Des diffractions du signal acoustiques sont également observables dans les zones de fortes pentes (figure 3A), où unités et réflecteurs ne sont pas continus latéralement.

4.2. Carottages lacustres.

Quatre carottages gravitaires lacustres (EM10B, EM10A, EM10C et EM11B, figures 1 et 5) ont été sélectionnés pour calibrer les faciès acoustiques identifiés en sismique réflexion. La carotte EM11B recoupe les unités sismiques US-b et US-c (figure 3A) tandis que les carottes EM10B, EM10A et EM10C ne recoupent que l'unité sismique sommitale US-c. La base de la carotte EM10B correspond à un faciès acoustique chaotique (figure 3C).

L'utilisation du paramètre de spectrophotométrie L*, proportionnel à la clarté du sédiment (variant de 0 (noir) à 100 (blanc)), permet d'identifier différentes unités sédimentaires.

EM11B est la plus longue carotte prélevée (166 cm). Elle se caractérise par la présence de six unités sédimentaires. Ces faciès lithologiques (numérotés de U0 à U5 depuis la base vers le sommet, figure 4) ne seront pas détaillés ici mais se distinguent par des valeurs variables de L* (de 20 pour U4 à 50 pour U0). Il apparaît également que les unités les plus claires (U0, U1 et U3) sont de texture silteuse tandis que les unités sombres (U2 et U4) sont grumeleuses et riches en débris organiques. U5 présente un signal L* intermédiaire et se différencie d'U4 et U2 par l'absence de débris organiques macroscopiques. Le signal semble homogène pour chaque unité excepté pour l'unité U4 ponctuée par des pics de L*. Ces pics correspondent le plus souvent à la présence de passées sablo-graveleuses ou d'éléments grossiers anguleux pouvant être de taille centimétrique.

EM10C, EM10A et EM10B sont uniquement constituées des unités sédimentaires U4 et U5. Ces dernières montrent les mêmes caractéristiques que dans la carotte EM11B y compris en ce qui concerne l'identification de passées sablo-graveleuses, présentes dans l'ensemble des carottes. Ces dépôts sableux permettent de corréler stratigraphiquement les séquences EM10A et EM10C et d'émettre des corrélations potentielles, notamment avec la carotte longue EM11B (lignes rouges, figure 4).

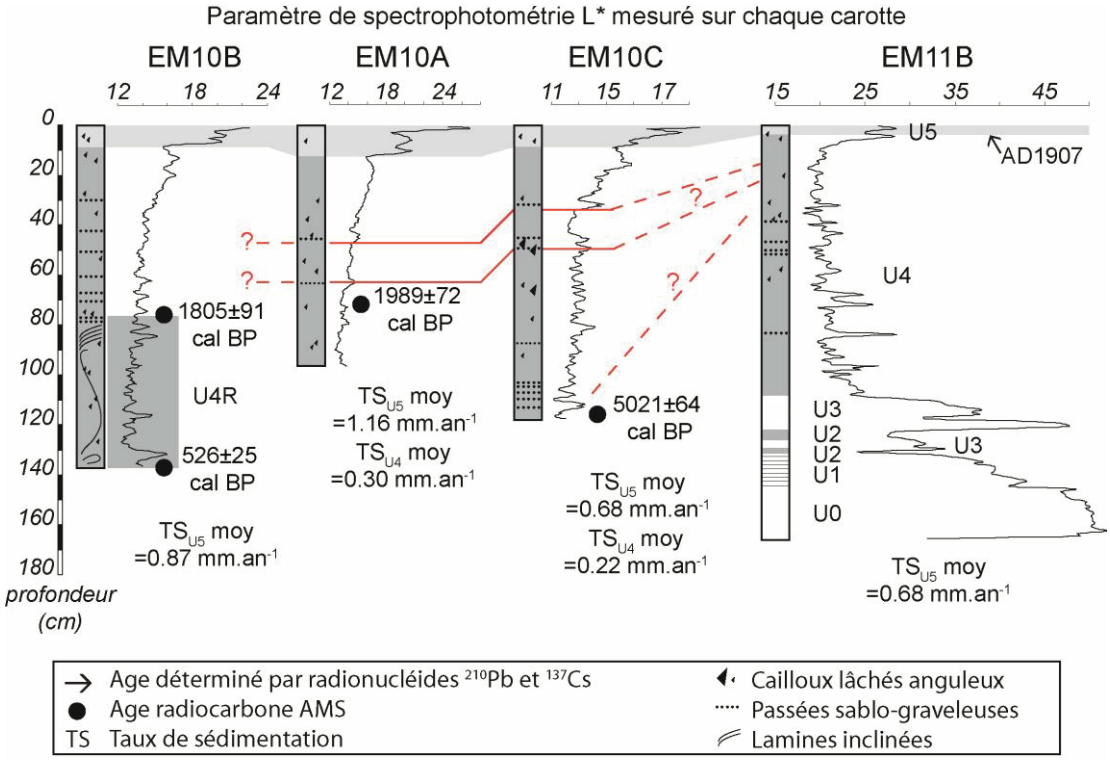


Figure 4, Lithologie et caractérisation des unités sédimentaires des carottes EM10B, EM10A, EM10C et EM11B. Le paramètre L met en évidence cinq unités depuis la base vers le sommet : U0, U1, U2, U3, U4 et U5. Les passées sableuses identifiées dans U4 corrèlent stratigraphiquement les différentes séquences (lignes rouges). Les datations radionucléides datent la transition U5/U4 en AD1907. Quatre datations radiocarbones AMS mettent en évidence (1) deux dates inversées à la base de la carotte EM10B résultant d'un remaniement gravitaire (U4R) et (2) permettent de dater U4 pendant l'Holocène récent.*

Le diagramme S2 *versus* COT (figures 6A et 6B) permet de mettre en évidence des familles de même composition organique (Ariztegui et al., 2001) et celui de Van Krevelen (Van Krevelen, 1961) de comparer l'ensemble des échantillons terrestres et lacustres (figure 6C).

Dans la carotte EM10B, les mesures de susceptibilité magnétique (figure 5A), d'intensité XRF en titane (figure 5B), de rapport d'intensité XRF d'incohérence sur cohérence (figure 5C), de carbone organique total (figure 5D) et de palynofaciès quantitatif (figure 5F) permettent de préciser la présence des deux unités sédimentaires mises en évidence par L* (figure 4) et correspondant aux descriptions visuelles et radiographiques (figure 5E). Il apparaît que le rapport incohérence sur cohérence n'est pas corrélé avec la teneur en eau (R=0.06, figure 5G) mais est corrélé avec le carbone organique total (R=0.79, figure 5H) comme cela a été décrit dans des sédiments issus de lacs alpins d'altitude (Guyard et al., 2007). Les résultats sur sédiment total issus du RE (figure 6A) suggèrent une composition différente entre U5 et U4 (en moyenne, IH(U5)=375mg HC.g^{-1}Corg et IH(U4)=407mg HC.g^{-1}Corg). Cependant, l'ensemble des échantillons d'origine lacustre se caractérise par des IH supérieurs à 300mg HC.g^{-1}Corg et se positionne donc dans le domaine intermédiaire de type II (figure 6C) relatif au mélange entre la production algaire autochtone et les apports terrestres allochtones (Ramanampisoa and Disnar, 1994 ; Calvert, 2004).

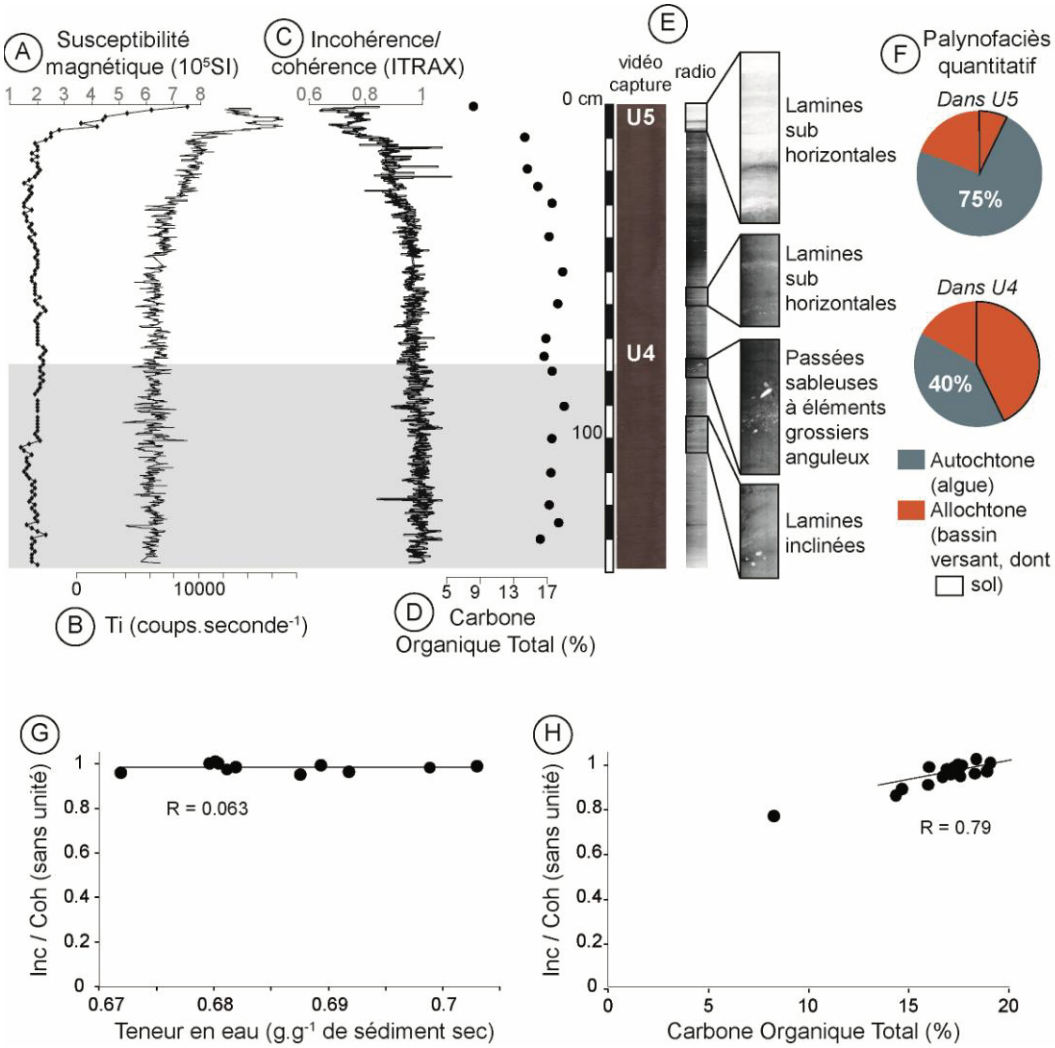


Figure 5, Caractérisation des unités sédimentaires U5 et U4 de la carotte EM10B. La susceptibilité magnétique (en SI, A), la teneur en titane (en coups, B) et le rapport incohérence sur cohérence (C) sont mesurés en continu sur la carotte. Le carbone organique total issu de la pyrolyse Rock-Eval est exprimé en % et est mesuré tous les 10 cm (D). L'image et la radiographie X sont également acquises (E). Les résultats du palynofaciès quantitatif illustrent deux populations correspondant aux productions autochtone (gris) et allochtone (orange, F). Le paramètre incohérence sur cohérence est comparé à la teneur en eau (G) et à la teneur en carbone organique total (H).

Dans la carotte EM10B, l'unité sédimentaire U5 (de 0 à 10cm) est un faciès sombre, silteux, dépourvu en débris organiques et parsemés de débris rocheux anguleux de petite taille. Dense et stratifiée, il se défini par sa plus forte susceptibilité magnétique ($7.5.10^{5}$SI) et sa richesse en titane (>10000 coups par seconde). Le rapport incohérence sur cohérence est plus faible (0.7) tout comme les teneurs en carbone organique total (7%). Le palynofaciès quantitatif montre que l'unité est composée à 75% de particules amorphes grises et 25% de particules ligno-cellulosiques et amorphes rougeâtres.

L'unité sédimentaire U4 (de 10 à 138cm) est un faciès noirâtre, silteux, riche en débris organiques macroscopiques et en passées sablo-graveleuses. Il n'est pas dense et se caractérise par des valeurs plus faibles de susceptibilité magnétique (2.10^{5}SI) et de teneur en titane (6000 coups par seconde) mais élevées pour le rapport incohérence sur cohérence (0.95) et le carbone organique total (17%). La proportion de particules amorphes grises est de 40% et 60% de particules ligno-cellulosiques et amorphes rougeâtres. L'ensemble des paramètres mesurés illustre un signal monotone dans cette unité, cependant la radiographie met en évidence la présence de lamines sub-horizontales de 10 à 78cm qui évoluent vers des lamines inclinées au-delà de 78cm (figure 5E).

4.3. Marqueurs organiques des versants.

Les profils S1 et S2 sont localisés sur l'arène granitique autour de l'Etang Majeur (respectivement à 1640 et 1632m) tandis que le profil S3 (1647m) est situé en amont du Pla de la Fount (figure 1).

La texture du sol S1 est sableuse et homogène sur 110cm. Les deux horizons pédologiques qui le composent se différentient par leur charge en éléments grossiers siliceux progressant des graviers aux blocs avec la profondeur.

Le sol S2 est localisé sur la berge de l'étang. Il est composé de trois horizons pédologiques dont la texture est silteuse en surface puis devient silto-argileuse et sableuse en profondeur. Les graviers siliceux sont très abondants jusqu'à 90cm.

Le profil pédologique S3 se développe le long de l'affluent du Pla de la Fount. Les deux horizons pédologiques sablo-silteux et silteux qui composent ce solum sont séparés par une bande de graviers grossiers à 20cm de profondeur. La base du profil est marquée par l'occurrence de blocs émoussés siliceux.

Les résultats de géochimie organique issus des échantillons de versant (sols : losanges jaunes et rivière : carré bleu, figure 6B) montrent que quelle que soit leur typologie et leur teneur en COT, tous ont une signature identique caractéristique d'une même composition terrestre (en moyenne, IH=456mg $CO_2.g^{-1}$Corg). La diminution d'IH, associée à l'augmentation d'IO (figure 6C), témoigne de différents degrés de dégradation entre les échantillons. Ainsi l'ensemble des sols présents à Bassiès se caractérise par des IH supérieurs à 400mg $CO_2.g^{-1}$Corg, typiques des horizons de litières ou de tourbes (Disnar et al ., 2003, 2008). Seuls 4 échantillons ont des degrés de dégradation plus avancés, notamment ceux issus du sol S1 (figure 6C).

Les palynofaciès quantitatifs réalisés sur ces échantillons pédologiques ne sont pas illustrés ici mais montrent qu'ils sont essentiellement constitués d'amorphes rougeâtres et de débris ligno-cellulosiques.

4.4. Chronologie.

Sur la carotte EM10B, la comparaison des mesures de ^{137}Cs et des ^{210}Pb permet de dater le pic de ^{137}Cs (113 $Bq.kg^{-1}$) à 1.5cm de profondeur entre AD1982 et AD2010, soit AD1996+/-14 (figure 7). Ce pic est donc corrélé avec l'accident de Tchernobyl de AD1986 (Nomade et al., 2005) déjà enregistré en Ariège (Roussel-Debet et al., 2007). Le taux de sédimentation constant moyen issu des données ^{210}Pb et calculé à partir d'un modèle CRS (Appleby and Oldfield., 1992) est de 0.7mm.an^{-1}. Il permet d'estimer l'âge de la transition entre les unités sédimentaires U5 et U4 en AD1907, date de mise en service du barrage hydroélectrique (figure 4).

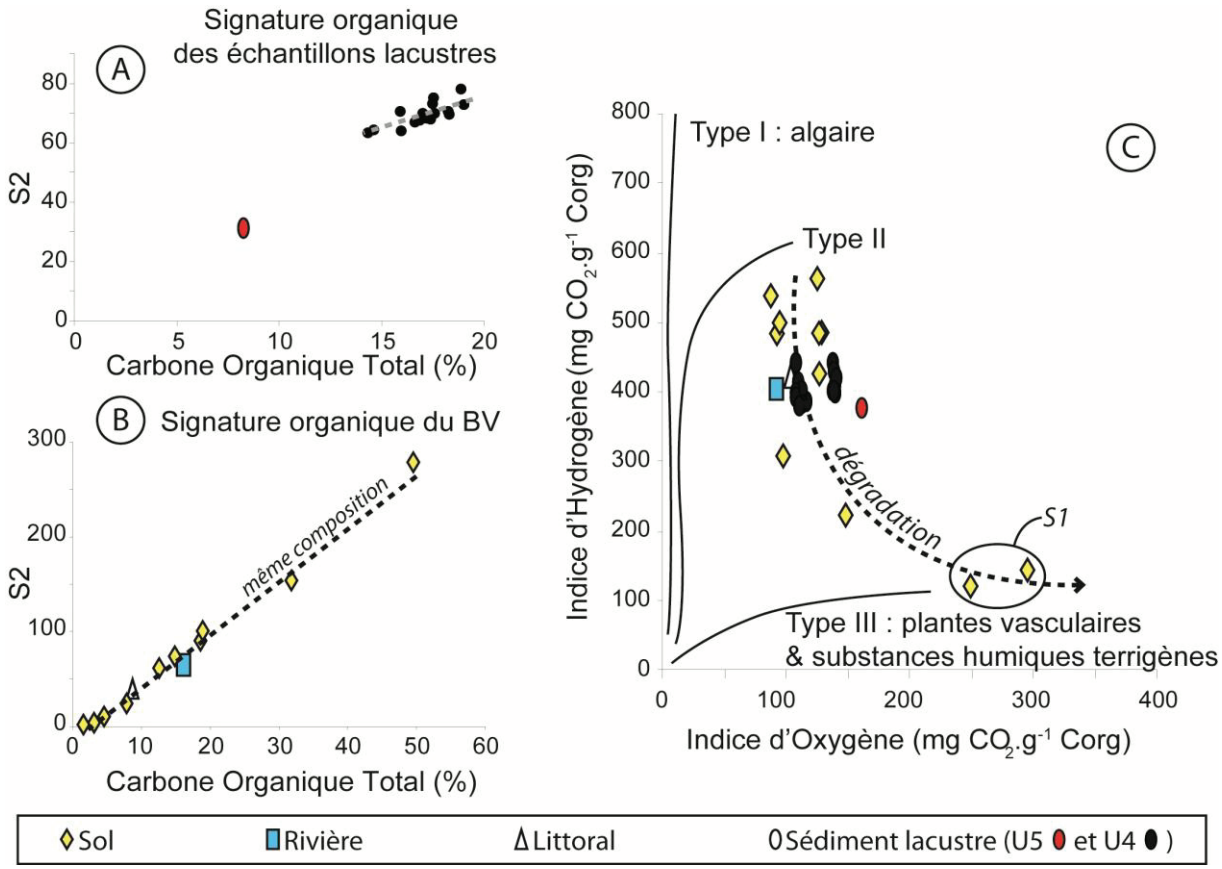


Figure 6, Caractérisation organique par pyrolyse Rock-Eval des échantillons issus du bassin versant (sol, rivière) et du lac associé à ce bassin versant (sédiment lacustre et littoral).

Les âges obtenus sur les carottes EM10A et EM10C (table 1 et figure 4) indiquent que l'unité sédimentaire U4 est Holocène et se dépose depuis au moins 5000 ans. Ceux issus de la base de la carotte EM10B sont inversés (1808+/-91 et 526+/-25 cal BP, respectivement à 80 et 140cm) et suggèrent que dans cette carotte la base de l'unité U4 est remaniée (figures 4 et 5). Ces âges ne sont pas affectés par la remobilisation des tourbes en amont du Pla de la Fount puisqu'ils sont plus vieux que celles-ci (750 ans BP).

Les taux de sédimentation calculés dans U5 sont d'en moyenne 0.8mm par an (figure 5). Calculés pour EM10A et EM10C, les taux de sédimentation moyens dans l'unité U4 sont respectivement de 0.3 et 0.2mm par an. Ils permettent d'estimer des âges préliminaires pour les principales passées sableuses dans chacune des carottes. Les estimations chronologiques obtenues sont cohérentes entre EM10A et EM10C et mettent en évidence quatre principales phases de dépôts sablo-graveleux répertoriés dans tout le lac et datés en 1200, 1950, 3400 et 4550 ans cal BP. Comme mentionné précédemment, EM10C comporte davantage de dépôts sableux que les autres carottes et ceci s'explique par sa proximité au canyon actif présent sur le flan sud de l'Etang Majeur. Ainsi, en plus des quatre phases sableuses précédemment identifiées, trois autres phases sont uniquement enregistrées dans la carotte EM10C. Leurs âges sont respectivement estimés à 2550, 4300 et 4800 ans cal BP.

5. *Interprétations et discussion.*

La calibration des données sismiques par les carottages gravitaires permet de corréler l'US-c avec le faciès U4 et l'US-b avec les faciès antérieurs à U4. En effet, la résolution du sondeur de sédiment ne permet pas de distinguer les unités sédimentaires d'épaisseur réduite comme U5 ou U2 par exemple. Le faciès sismique US-c est donc corrélé avec la sédimentation lacustre holocène. La présence de diffractions acoustiques au sein

de cette unité suggère que les zones de pente au sein du bassin ne sont pas stables et qu'elles peuvent être affectées par des glissements gravitaires comme c'est le cas à la base de la carotte EM10B (ce qui est confirmé par la présence des lamines inclinées et l'inversion des âges radiocarbones sur cette même carotte). Le faciès acoustique chaotique et la présence de réflexions discontinues de fortes amplitudes dans l'unité US-a est typique de dépôts glaciaires (Van Rensbergen et al., 1999). Cette unité correspondrait donc à la dernière période glaciaire pyrénéenne. Comprise entre l'US-a et l'US-c, l'unité US-b serait donc contemporaine du Tardiglaciaire. Le remplissage sédimentaire de l'Etang Majeur correspondrait donc à l'enregistrement continu du dernier cycle glaciaire. De nouveaux contrôles chronologiques permettront de préciser la chronologie de ce remplissage.

Table 1, Résultats et calibration des ages radiocarbones AMS.

Matériel	*Carotte et profondeur (cm)*	*Laboratoire*	*Ages radiocarbones (BP)*	*Ages radiocarbone calibrés (cal BP)*
Aiguille de pin	*EM10B (81.5 cm)*	*Poz-38193*	*1880+/-40*	*1805+/-91*
	EM10B (138 cm)	*Poz-38192*	*500+/-30*	*526+/-25*
	EM10A (71.5 cm)	*Poz-42006*	*2030+/-30*	*1989+/-72*
	EM10C (118 cm)	*Poz-42019*	*4445+/-35*	*5021+/-64*

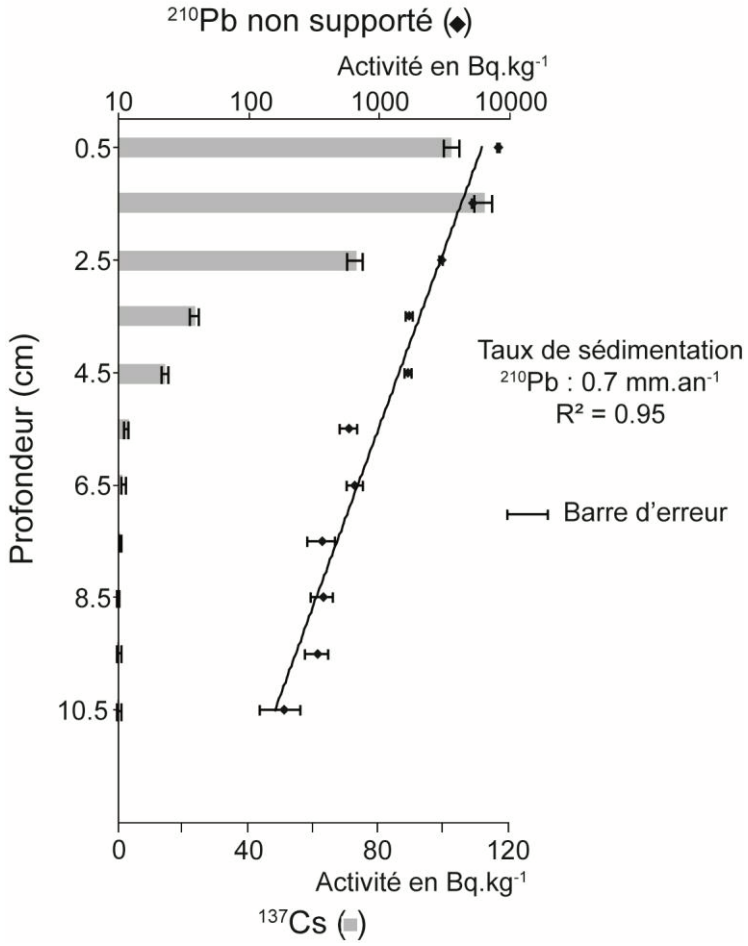


Figure 7, Mesures de radioactivité gamma effectuées sur la carotte EM10B en fonction de la profondeur. Basé sur 11 mesures, le taux de sédimentation moyen issu du profil de désintégration du ^{210}Pb est estimé à 0.7 mm.an-1. La comparaison avec les mesures de ^{137}Cs suggère que le pic à 1.5cm de profondeur soit associé avec l'accident de Tchernobyl de AD1986.

Les unités sédimentaires se distinguent en deux familles : les sombres (U2, U4 et U5) et les claires (U0, U1 et U3). Les unités claires sont clastiques (davantage magnétiques et riches en titane): des caractéristiques fréquentes dans des faciès glaciaires ou proglaciaires, c'est-à-dire des environnements dominés par les apports détritiques minéraux liés à l'érosion mécanique glaciaire du bassin versant (Karlén, 1981 ; Leonard, 1986 ; Chapron et al., 2008). A l'inverse, les unités sombres holocènes (U4 et U5) sont très riches en matière organique et composées d'un mélange entre les productions autochtones (amorphes grises issues des blooms algaires, Tyson (1995)) et allochtones (marqueurs organiques similaires à ceux identifiés sur les échantillons pédologiques) dont les proportions sont variables d'une unité sédimentaire à l'autre. La distinction entre les unités claires ou sombres est aisée notamment grâce à l'utilisation du paramètre L* de spectrocolorimétrie. Dans ce contexte précis, cet outil permet de documenter en continu les périodes de connexion ou de déconnexion entre les systèmes glaciaires et lacustres ainsi que d'estimer la vitesse des dernières fluctuations glaciaires dans cette partie des Pyrénées.

Les unités lacustres holocènes très riches en matière organique et de composition mixte sont définies comme étant des gyttjas (Hansen, 1959). Elles illustrent la réduction des apports détritiques minéraux d'origine glaciaire (farine glaciaire) et suggèrent donc le retrait des glaciers dans le bassin versant (Karlén, 1981).

Le rapport surface du bassin versant sur surface du lac (74) indique que la sédimentation lacustre tend à être dominée par les apports de versant (Campy et Meybeck, 1995). En effet, les gyttjas holocènes résultent ici essentiellement de l'érosion des sols présents autour de l'Etang Majeur et notamment de l'érosion des tourbes amont qui se traduisent par des valeurs de IH dans les sédiments voisines de celles mesurées dans les tourbes. De plus, la proportion de matériel organique associée au lessivage des versants atteint 60% dans l'unité U4 soulignant leur importance dans la sédimentation lacustre pendant l'Holocène récent (Talbot and Livingstone, 1989 ; Meyers and Ishiwatari, 1993). Cette érosion naturelle a pu s'intensifier sous les effets conjoints du climat et des activités anthropiques. Cependant, des analyses complémentaires sont nécessaires pour démontrer l'impact du déboisement ou de l'activité pastorale sur le système.

L'Holocène récent est également marqué par la présence de nombreux cailloux lâchés (dropstone) piégés dans la sédimentation organique. Ces débris anguleux ont pu être véhiculés pendant des périodes d'englacement du lac et sédimenter lors des phases de dégel.

La présence de passées sablo-graveleuses correspondant aux réflecteurs continus de fortes amplitudes mis en évidence dans l'unité sismique US-c est également remarquable pendant cette période. Localisés au large du canyon actif, ils correspondent vraisemblablement à des phases de réactivation du système lors de périodes hydrologiques plus marquées telles que la fonte des neiges ou les précipitations orageuses. Quatre épisodes majeurs de détritisme datés respectivement de 1200, 1950, 3400 et 4550 ans cal BP sont enregistrés dans tout le remplissage sédimentaire de l'étang. Des épisodes de plus faible intensité, datés de 2550, 4300 et 4800 ans cal BP sont également identifiées à proximité immédiate du canyon. L'ensemble de ces passées sablo-graveleuses semblent correspondre à des périodes plus humides documentées en Europe (Magny et al., 2003 ; Debret et al., 2010). Dans cette partie des Pyrénées, la seconde moitié de l'Holocène apparaît donc à la fois ponctuées de phases humides résultant de phénomènes à grande échelle mais est également influencée par des manifestations climatiques à l'échelle plus locale. L'absence de passées détritiques entre le XIVe et le XIXe siècle dans le remplissage de l'Etang Majeur suggère cependant que le Petit Age Glaciaire du Moyen Age (dernière grande avancée glaciaire largement documentée dans le massif alpin) n'a pas été associé à des changements hydrologiques prononcés dans cette partie des Pyrénées. Des études similaires à celle présentée dans cet article et menées dans les vallées voisines permettraient de valider ces résultats préliminaires sur la paléohydrologie holocène pyrénéenne.

L'augmentation récente des apports minéraux, marquée par l'augmentation conjointe de la susceptibilité magnétique et des teneurs en titane dans l'unité U5, se fait au détriment des apports détritiques organiques et induit une augmentation des taux de sédimentation qui sont quasiment doublés. Datée en AD1907, la formation de cette unité semble pouvoir être directement corrélée avec la mise en œuvre du barrage hydroélectrique. L'altitude du plan d'eau peut alors varier depuis des périodes de hautes eaux à des périodes de basses eaux (figures 8A et 8B). Depuis la mise en place du barrage, le marnage peut atteindre près de 10 m, multipliant par deux la surface exposée (figure 8C) par rapport au lac naturel. Celle-ci représente 78635 m², soit 37% de la surface du lac lorsque celui-ci est en pleine eau. Constituée d'une fine pellicule organique recouvrant des faciès gris silteux identiques aux unités sédimentaires U0, U1 ou U3, les silts

glaciaires et post glaciaires se retrouvent ainsi mobilisés à chaque baisse prolongée du barrage. C'est là la signature directe de l'impact anthropique récent lié à la mise en œuvre des barrages hydroélectriques. Cette remobilisation des berges de l'étang se traduit notamment par un doublement du taux de sédimentation du système lacustre. Nous mettons également en évidence qu'en plus de modifier la dynamique de sédimentation, la composition organique du sédiment lacustre est, elle aussi, influencée par la mise en œuvre des barrages, suggérant que les régimes trophiques naturels du lac puissent être modifiés par les usages anthropiques.

Le bassin versant des étangs de Bassiès est partiellement végétalisé (landes et pins à crochets) et essentiellement recouvert d'une fine pellicule organique qui ne constitue pas une couverture pédologique vraie. Seuls les profils S1, S2 et S3 sont des sols subdivisés en horizons pédologiques. La texture et l'épaisseur du profil S1 le rattachent aux Arénosols. Surplombant l'Etang Majeur, ce type de sol n'est jamais saturé en eau permettant une nette minéralisation de sa matière organique. Sa texture sableuse est liée au substrat géologique granitique. La pédogenèse pouvant se mettre en place dès le retrait glaciaire, nous estimons que ce profil est en réalité un affleurement quaternaire de la déglaciation pyrénéenne. Il se distingue clairement des profils S2 et S3 dont l'engorgement en eau est quasi permanent. En effet, les berges de l'Etang Majeur, tout comme les rives du ruisseau affluent, sont des endroits constamment humides voire même submergés pendant une partie de l'année. Cette saturation en eau limite la décomposition de la matière organique mais n'empêche pas son accumulation. Les faibles tranches d'eau en présence permettent alors à la végétation hydrophile de se développer. Les sols S2 et S3 sont caractéristiques de ces environnements humides et répondent au nom d'Histosols (tourbes). La pédogenèse de S2, en bordure de l'étang, est régit par le processus d'atterrissement (comblement lacustre progressif) tandis que S3, en bord de ruisseau et en amont du Pla de la Fount, est lui influencé par la dynamique d'incision fluviatile. Son développement dépend donc d'un régime de paludification (passage rapide de conditions sèches à humides, Baize et al., 2008).

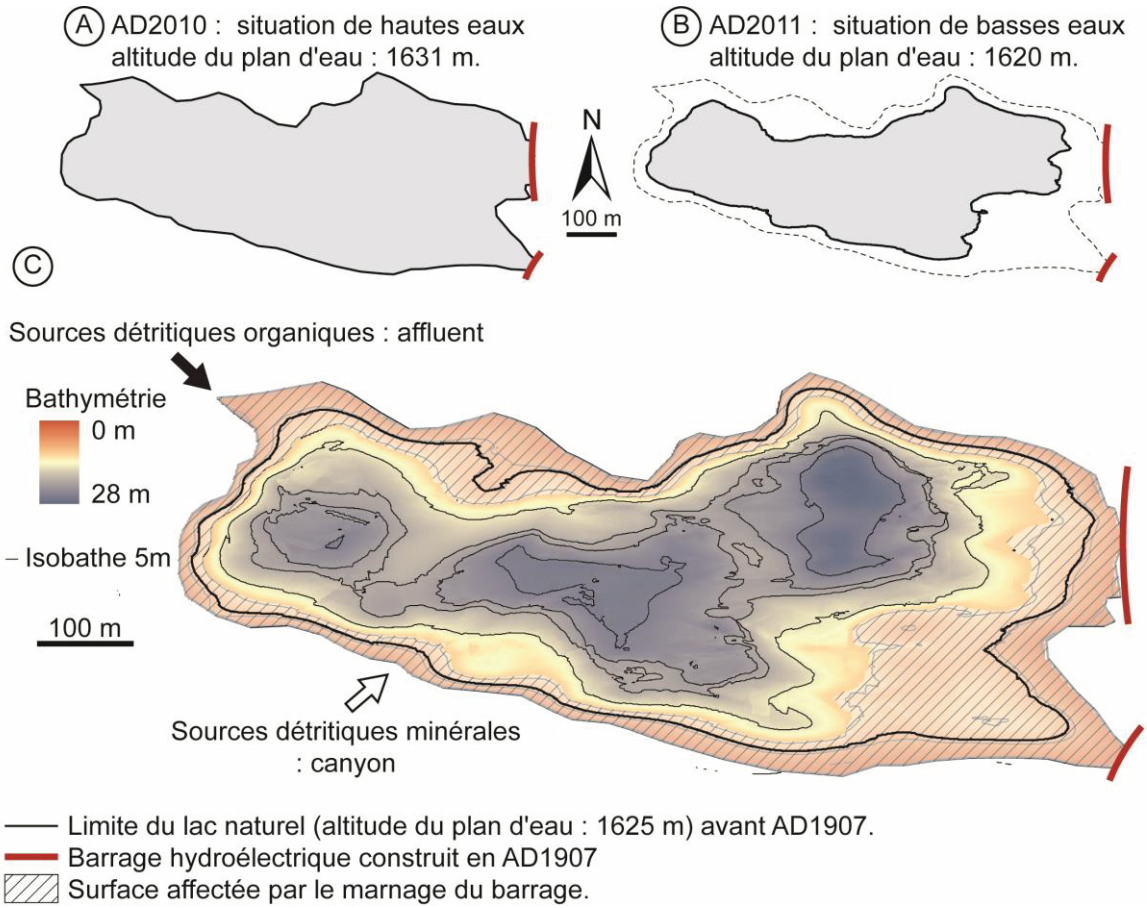


Figure 8, Illustration de l'impact du barrage hydroélectrique sur le système lacustre de l'Etang Majeur. Les situations de hautes eaux (A) et de basses eaux (B) sont cartographiées afin de mettre en évidence la surface influencée par le marnage du lac.

6. Conclusions.

La géomorphologie du bassin versant des étangs de Bassiès est héritée du dernier maximum glaciaire. Elle dévoile un relief moutonné où les verrous et les ombilics délimitent les lacs et des surfaces pentues peu végétalisées. Il en résulte une couverture pédologique peu diversifiée, composée d'Arénosols qui témoignent de la déglaciation et d'Histosols (tourbes) qui traduisent la présence des zones humides dans les surfaces planes.

La cartographie acoustique de l'Etang Majeur permet d'illustrer la morphologie glaciaire de ce lac, caractérisée par deux verrous rocheux qui délimitent trois sous bassins. La puissance du remplissage sédimentaire peut atteindre six mètres d'épaisseur dans l'axe du système et se concentre essentiellement dans les sous bassins central et Est en formant des biseaux sédimentaires sur les bordures. Trois unités sismiques ont été identifiées et associées à des dépôts glaciaires, Tardiglaciaires et Holocènes suggérant que ce remplissage couvre le dernier cycle climatique.

Dans ce contexte, l'utilisation des paramètres tels que la brillance du sédiment permet de documenter pour la première fois et en continu les fluctuations glaciaires du dernier cycle glaciaire, dans cette partie des Pyrénées. Le Tardiglaciaire s'illustre par un faciès acoustique et une sédimentation clastique silteuse typiques des environnements glaciaires ou proglaciaires. Suite au retrait des glaciers, la sédimentation Holocène évolue vers un dépôt organique de type gyttja dont la composition est essentiellement liée au détritisme organique issu de l'érosion des tourbes présentes sur les versants. Au cours des 5000 dernières années, des périodes plus humides ont également été mises en évidence par la présence de passées sablo-graveleuses associées à la réactivation d'un canyon au sud de l'étang. Quatre phases de dépôts sont répertoriées dans tout le lac et semblent être liées avec des phénomènes climatiques de grande échelle. Leurs âges sont pour le moment approximatifs mais cohérents d'une carotte à l'autre. Ils sont estimés en 1200, 1950, 3400 et 4550 ans cal BP et correspondent à des périodes plus humides documentées en Europe. D'autres passées sableuses sont également documentées à proximité immédiate du canyon actif. Leur présence est restreinte au flan sud du lac et suggère des périodes humides de plus faible intensité et liées à des manifestations climatiques de plus petite échelle. Leurs âges sont estimés en 2550, 4300 et 4800 ans cal BP et correspondent également à des périodes humides documentées. L'influence du Petit Age Glaciaire dans cette partie Est des Pyrénées semble moins marquée que dans les Alpes. Cependant, l'analyse détaillée d'autres marqueurs tel que le rubidium semble indiquer une augmentation du détritisme minéral pendant cette période. Cela demande encore à être confirmé par l'ajout de datations.

Aujourd'hui, nous démontrons que les étangs de la vallée du Haut Vicdessos sont des cibles intéressantes pour l'étude des impacts croisés du climat et des activités humaines. Nous soulignons ici que les barrages hydroélectriques actuellement mis en œuvre sur l'Etang Majeur modifient son mode de sédimentation et la dynamique naturelle du système. D'autres analyses telles que la palynologie ou l'isotopie ainsi que l'ajout de datations radiocarbones sur la carotte longue EM11B permettront de confirmer les résultats préliminaires présentés dans cet article et de mieux contraindre la chronologie de la déglaciation dans les Pyrénées ariégeoises. Elles apporteront également des compléments d'information vis-à-vis de la part du déboisement ou du pastoralisme sur l'érosion des sols mise en évidence durant tout l'Holocène. De même, la mise en place d'approches similaires à celle-ci dans des vallées voisines permettra de confirmer les pulses d'humidité ici suggérés par l'identification de passées sablo-graveleuses.

Remerciements

Cette étude a été possible grâce aux supports financiers de l'Institut de l'Ecologie et de l'Environnement français (INEE) au travers des projets de l'Observatoire Homme Milieu (OHM) Haut Vicdessos (EMPAL 2010 et ALTOS 2011) et du Réseau des OHM (ROHM, ARCHIVOS 2011). Un remerciement particulier s'adresse à Patrick Bart pour son aide à l'acquisition des données sismiques et des carottages lacustres réalisés en 2010. Nous remercions Rachel Boscardin et Marielle Hatton (ISTO) pour leur aide à la préparation des échantillons et plus particulièrement Jean-Robert Disnar pour l'accès au Rock-Eval et la vérification des résultats. Merci également à Thomas Houet pour les crédits photographiques et son aide lors de la campagne 2011. Nous remercions également les examinateurs anonymes de ce travail pour leurs précieuses remarques.

Annexe 2

Rapport d'analyses du paléolac Chirens.

En collaboration avec l'Université J. Fournier de Grenoble, nous avons participé à la description et l'étude du paléolac de Chirens, situé tout juste à 4 km au sud du lac de Paladru (voir chapitre 1.3, 1ère partie). Notre analyse s'est essentiellement consacrée à la description des faciès sédimentaires lacustres et tourbeux (établissement de log synthétiques), dont les transition d'unités ont été précisées par l'acquisition de données de susceptibilité magnétique et spectrocolorimétrie (pas de 1 cm), et l'analyse des constituants organiques des sédiments, par pyrolyse Rock-Eval (24), palynofaciès quantitatif (réalisés uniquement sur les faciès lacustres) et palynologie (24, réalisée par F. Guiter, laboratoire IMBE, Aix-en-Provence). Sur la séquence CHI07-1, six âges radiocarbones ont été acquis sur macrorestes végétaux (4) et sur tourbe (2). Les résultats de ces analyses sont présentés ci après.

Analyses synthétiques de la séquence CHI07-1 :

Les analyses réalisées sur la séquences CHI07-1 (figure 1) montrent très clairement la distinction entre le faciès tourbeux : peu magnétique (2.10^{-5} SI), sombre (faibles valeurs de L*, en moyenne de 20), riche en matière organique (COT>20% et $RADB_{660-670}$>0.2), le faciès lacustres carbonaté : non magnétique (voisin de 0 SI), très clair (fortes valeurs de L*, en moyenne de 60), très peu riche en matière organique (COT≈ 0% et $RADB_{660-670}$<0.05), et le faciès argileux : magnétique (>2.10^{-5} SI), très clair (fortes valeurs de L*, en moyenne de 60), très peu riche en matière organique (COT≈ 0% et $RADB_{660-670}$<0.05). L'indice d'hydrogène (IH) donne des indications quant au degré d'hydrogénation de la matière organique et peut être typique de certains pôles organiques (terrestre<300 $mgHC.g^{-1}TOC$ ou algaire>600 $mgHC.g^{-1}TOC$). La composition des cortèges organiques est homogène au sein des faciès sédimentaires c'est pourquoi les données de palynofaciès quantitatif sont représentées sous forme de camembert. Réalisées dans les faciès lacustres, ces résultats mettent en évidence des sédiments essentiellement constitués (respectivement à 74 et 82 % dans les faciès lacustres argileux et carbonatés) de particules amorphes grisâtres (gAP) typiques de la production algaire (Patience et al., 1995). Comparés aux IH mesurés, ces résultats nous indiquent une matière organique peu hydrogénée dans le faciès lacustre argileux qui le devient plus dans le faciès lacustre carbonaté. Si aucun marqueur d'origine pédologique (particules amorphes rougeâtres, rAP) n'est décrit au sein de ces faciès, il semble intéressant de noter la présence de pyrite en quantité non négligeable, surtout dans le faciès lacustre argileux. Sous forme de rhomboèdres, cette pyrite semble indiquer des conditions anoxiques dans les faciès lacustres du paléolac Chirens.

La susceptibilité magnétique permet de mettre en évidence une transition progressive depuis le faciès lacustre argileux vers le faciès lacustre carbonaté, entre 700 et 630 cm. Le paramètre L* , ainsi que le rapport $RADB_{660-670}$, mettent, eux, en évidence la transition progressive entre le faciès lacustre carbonaté et la tourbe, entre 290 et 230 cm.

Modèle d'âge de la carotte CHI07-1 :

Sur les six datations radiocarbones réalisées sur la séquence CHI07-1, deux dates apparaissent remaniées (en italique table 1, *SacA 24110 et SacA 24111*). En effet, d'après Eicher et al. (1981) le comblement du système lacustre de Chirens a lieu au début de l'Holocène. Ainsi, ces deux dates, pourtant réalisées sur macrorestes végétaux, ne son pas intégrées dans le modèle d'âge (figure 2). De fait, il est possible que des racines de végétaux supérieurs aient pu pénétrer en profondeur des sédiments, expliquant alors l'inversion des dates mesurées.

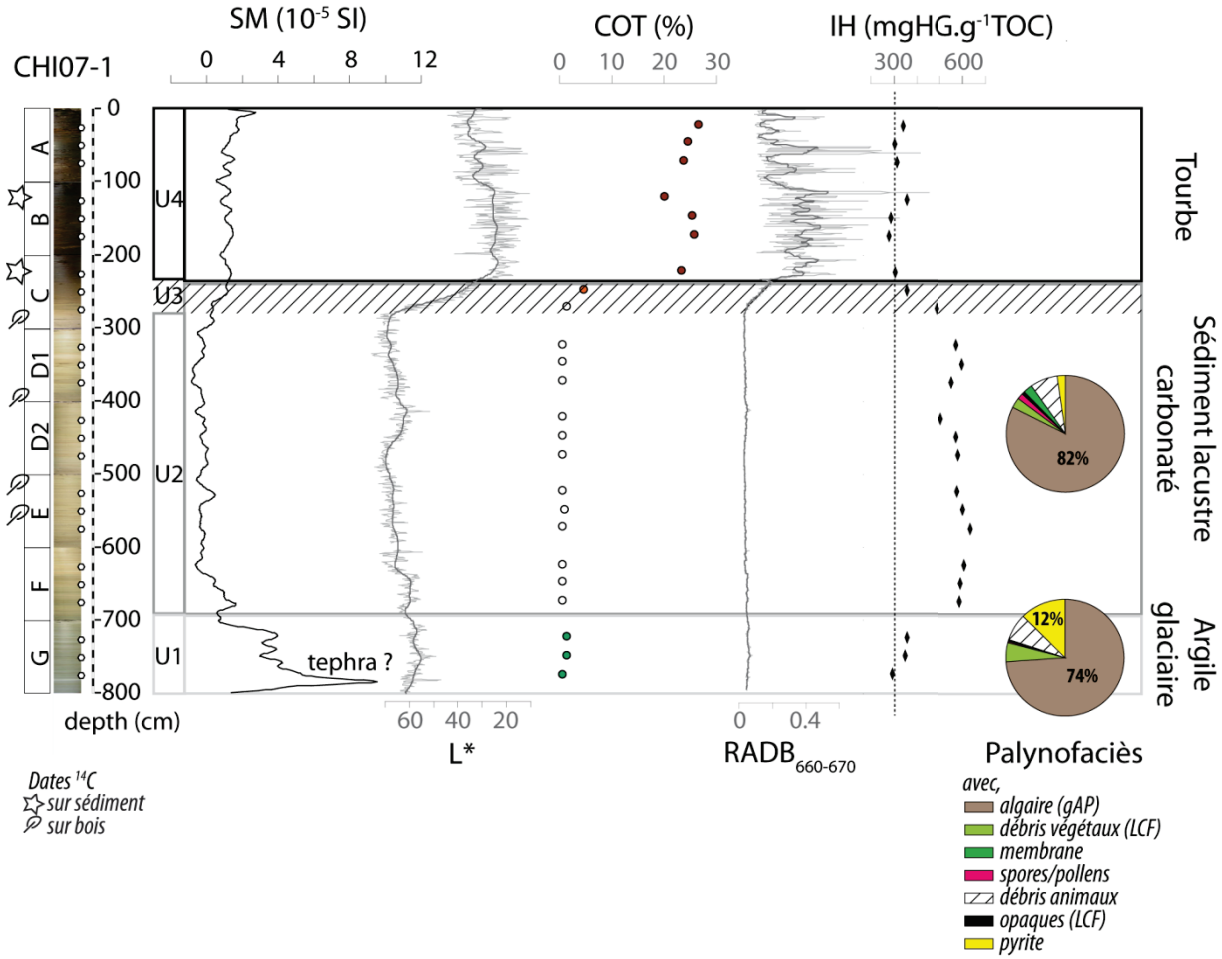


Figure 1, Analyse multiparamètres de la carotte CHI07-1, prélevée dans le paléolac Chirens. Les analyses ici présentées se déclinent en susceptibilité magnétique (SM), spectrocolorimétrie (ici représentée par le paramètre L caractéristique de la brillance du sédiment et le rapport RADB660-670), teneur en carbone organique total (COT, donnée par pyrolyse Rock-Eval), indice d'hydrogène (IH, donné par pyrolyse Rock-Eval) et palynofaciès quantitatif.*

Le modèle d'âge a été interpolé selon une fonction spline, grâce au module clam développé par Blaauw (2010). L'interpolation est linéaire au-delà du dernier calage chronologique, c'est-à-dire au-delà de 577 cm.

Table 1, Dates radiocarbones obtenues sur la séquence CHI07-1. La calibration des âges radiocarbones a été faite selon la droite de calibration de Reimer et al. (2009).

Matériel	Laboratoire	Côte réelle (cm)	Ages radiocarbones (BP)	Ages radiocarbones calibres (cal. BP)
Tourbe	SacA 23722	125	5200±35	5950±50
Tourbe	SacA 23723	225	8625±45	9605±75
Végétal	*SacA 24110*	*308*	*5660±35*	*6450±55*
Végétal	*SacA 24111*	*411*	*6160±35*	*7060±95*
Vegetal	SacA 24112	534	11490±60	13340±130
Végétal	SacA 24113	577	13030±60	15760±590

D'après ce modèle, la transition faciès lacustre argileux/faciès lacustre carbonaté est datée en 15695±1245 cal BP. La transition faciès lacustre carbonaté/tourbe est progressive. Elle est datée entre 9415±280 et 10675±420 cal BP. Les taux d'accumulation dans le lac Chirens sont de l'ordre de 1.2 mm par an pendant le Tardiglaciaire. Ils diminuent de façon exponentielle au sein du faciès lacustre carbonaté et de la tourbe, entre 14000 et aujourd'hui.

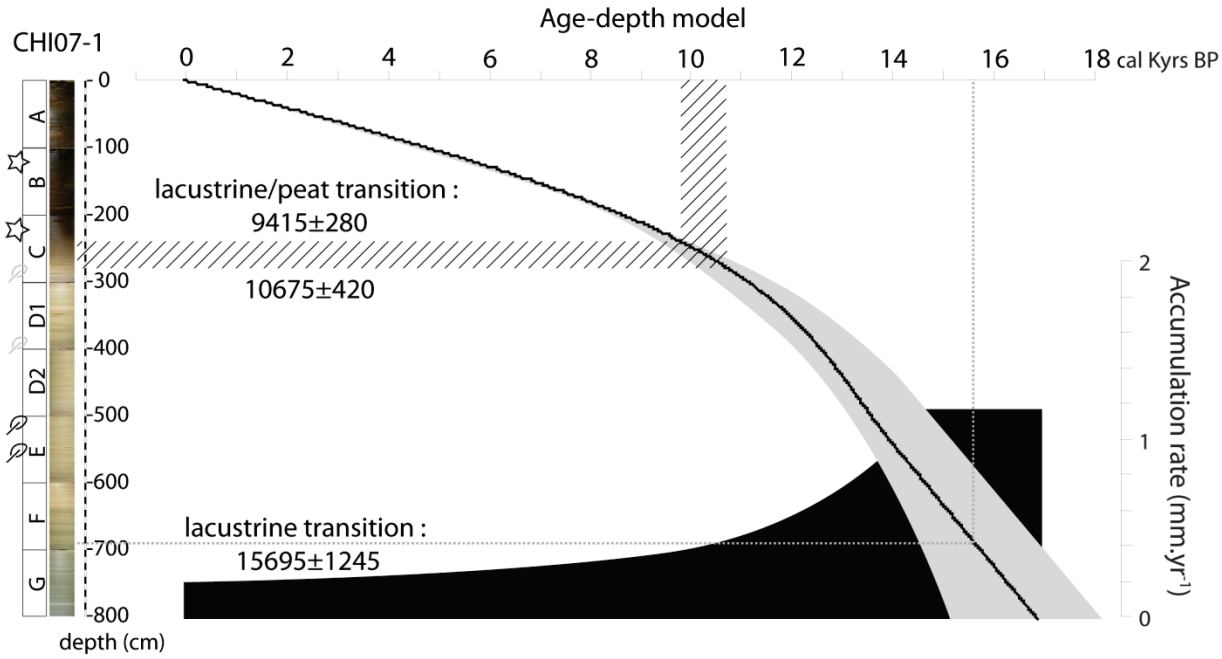


Figure 2, Modèle d'âge et évolution du taux d'accumulation interpolés sur la séquence CHI07-1.

Etude palynologique de la séquence CHI07-1 :

Les cortèges de pollens ont permis de définir les chronozones polliniques depuis la déglaciation würmienne jusqu'à la période Holocène. Ces chronozones suggèrent des différences en terme de chronologie par rapport au modèle d'âge précédemment exposé. L'exemple le plus frappant est la période du Bølling. En effet, du point de vue des pollens, l'entrée dans le Bølling est caractérisée par un pic du bouleau dans les archives continentales. D'après le modèle d'âge radiocarbone, le Bølling, daté classiquement entre 12700 et 12000 ans BP (c.f. chapitre 1.1, 1ère partie), est enregistré dans le faciès lacustre carbonaté, à environ 400 cm de profondeur. Or, le pic de pollens de bouleau dans la séquence est enregistré à 625 cm de profondeur. Ce décalage entre le modèle radiocarbone et les données polliniques soulignent (i) la difficulté à établir une chronologie solide sur la période Tardiglaciaire et surtout (ii) la nécessité de couplée modèle radiocarbone et palynologie sur de telle période de temps. Par contre, les chronologies polliniques et radiocarbone convergent pour dater le début de l'Holocène.

L'histoire du remplissage du paléolac Chirens est donc basée sur les chronozones polliniques pour la période Tardiglaciaire, et sur le modèle radiocarbone pour la période holocène.

Conclusions : mise en commun des différents résultats et interprétation de la séquence CHI07-1.

D'après les données polliniques, la fin du Würm (enregistrée vers 650 cm) est contemporaine de la transition faciès lacustre argileux/faciès lacustre carbonaté. Ceci suggère que le faciès argileux soit d'origine glaciaire (argiles glaciaires) et lié à la présence du glacier de l'Isère à proximité du lac Chirens qui était alors en situation proglaciaire. Le modèle d'âge radiocarbone étant « faux » pendant cet intervalle de temps, aucun âge précis du début de la pédogenèse (transition faciès argileux/faciès carbonaté, voir discussion chapitre 3.1, 3ème partie avec Paladru) n'a pu être proposé dans la vallée de l'Ainan (c.f. chapitre 1.3, 1ère partie).

Il semble que ce retrait est cependant été assez rapide puisqu'il a permis l'établissement d'une végétation supérieure à proximité du lac, aussi bien documentée par les pollens que par la présence de débris issus de la végétation supérieure (données palynofaciès). D'un point de vue limnologique, le lac Chirens semble être en conditions anoxiques, au site de carottage, c'est-à-dire en sa bordure nord.

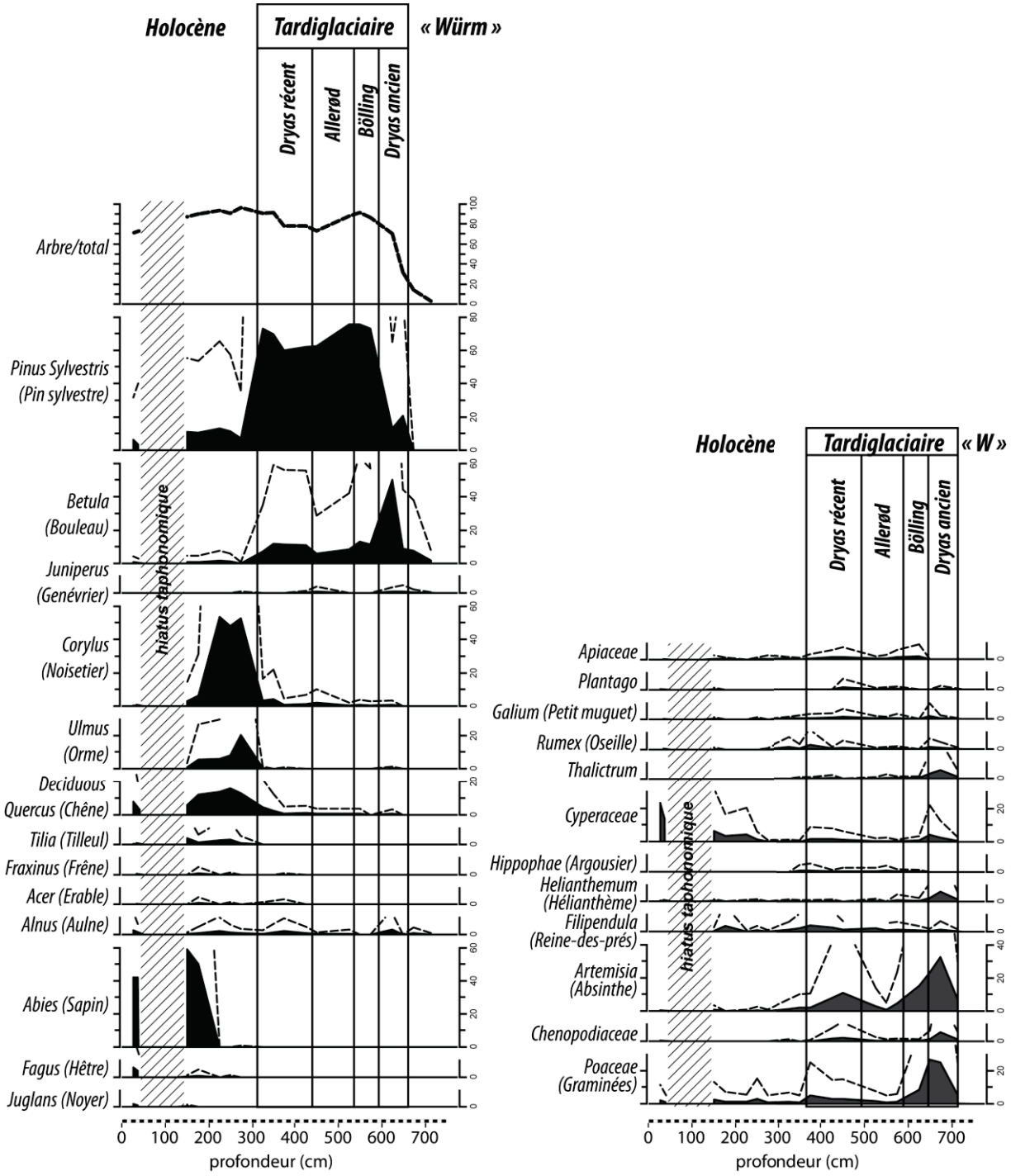


Figure 3, Diagramme palynologique réalisé par F. Guiter sur la séquence CHI07-1.

D'après F. Guiter, « les assemblages polliniques du Dryas ancien témoignent d'une végétation pionnière herbacée de type "steppes froides". Le rapport AP/T (pollen arboréen/somme pollinique totale) est au minimum, traduisant la prédominance des herbacées sur les végétaux ligneux; seul *Betula* est significativement représenté. L'interstade Bølling/Alleröd débute par un optimum transitoire de *Betula*,

rapidement supplanté par *Pinus sylvestris*. Cette succession écologique est caractéristique de l'interstade : le réchauffement climatique favorise une première recolonisation par des ligneux pionniers tels que *Betula*, *Pinus sylvestris* ou encore *Hippophae rhamnoides*. Cette dynamique "préforestière" s'opère au détriment de la strate herbacée, comme en témoigne les valeurs optimales du rapport AP/T. L'enregistrement du Dryas récent reste hypothétique en raison du faible nombre d'échantillons disponibles pour cette période. La zone est marquée par une chute transitoire du rapport AP/T et de la recrudescence de taxons herbacés tels qu'*Artemisia* ou encore les Chénopodiacées. Cette dernière pourrait s'interpréter comme une régression des ligneux au profit des plantes steppiques "froides" en relation avec le coup de froid du Dryas récent ».

Le paléolac Chirens, d'une superficie d'environ 1 km² s'est comblé pendant le Tardiglaciaire, en à peine 4000 ans. Si on assimile ce lac à un pavé, cela représente $3.8.10^6$ m^3 de sédiments, soit des taux d'accumulation moyens de l'ordre de 0.95 mm par an, soit 3 fois plus vite dans les taux de sédimentation enregistrés dans le lac de Paladru à la même période (c.f. chapitre 2.2, 2ème partie).

La transition majeure correspond finalement au comblement du lac, c'est-à-dire à son passage en tourbière dès le début de l'Holocène. Cette période est marquée, dans le diagramme pollinique, par « la reprise transitoire de *Pinus*, très rapidement supplanté par *Corylus*, une essence forestière pionnière. Le développement très rapide du noisetier est caractéristique du début de l'Holocène dans les Alpes non méridionales. Puis, ce taxon cède la place à une végétation forestière méso-thermophile à *Quercus deciduous*, puis *Abies* et *Fagus*. Il faut remarquer que la période holocène est peu documentée dans ce diagramme, notamment en raison d'un important hiatus taphonomique » (interprétation F. Guiter). Dans ce hiatus, « les grains présents dans les niveaux concernés sont rares et très fortement corrodés » (interprétation F. Guiter). D'après le modèle d'âge radiocarbone, ce hiatus est daté entre 5840±50 et 2410±30 cal BP. D'après l'étude menée sur le lac de Paladru (chapitre 2.2, 2ème partie), cet intervalle de temps correspond à une période de forte anthropisation de la zone. L'exploitation du territoire (de la tourbière) par les sociétés de l'époque pourrait expliquer un tel hiatus. Toutefois, ce genre de hiatus au sein des séquences peut être également lié à « une oxydation partielle de la tourbe, liée par exemple à des fluctuations récentes de la nappe (aujourd'hui la tourbière est protégée, mais elle a été exploitée par le passé) qui auraient pu altérer la qualité de l'archive paléoécologique. En dépit de la faible représentativité statistique des grains identifiés dans ces niveaux, il faut remarquer que la composition spécifique observée reste conforme aux dynamiques forestières classiquement observées à partir de l'Atlantique » (interprétation F. Guiter).

Annexe 3

Tables.

Bilan des analyses que j'ai acquises et/ou discutées dans le manuscrit.

Sites	**Piedmont alpin**			**Pyrénées**	**Haute altitude Alpes**	
	Chirens	**Paladru**	**Ledro**	**Bassiès**	**Blanc Huez**	**Bramant**
Sismique **Carottages**	 Juin 2011	Sismique (2008) Nov. 2009	Sismique (2008) 2008	Juillet 2010 Juillet 2010 Sept. 2011	Sismique (2004) 2006	Sismique (2004) 2006
Echantillons bassin versant	Novembre 2009		Juillet 2011	Sept. 2011	Aout 2008	Juin 2011
Analyses physiques	Spectro* SM*	Spectrocolorimétrie* Susc. Magnétique* Densité* T. en eau (206) XRF* MEB (15)	Densité (24) T. en eau (24)	Spectro* SM* Densité (54) T. en eau (54) XRF*		XRF*
Analyses chimiques	RE (24) Palynofaciès (17)	LA ICP-MS (49) Calcimétrie (95) Rock-Eval (221) Moléculaire (75) Palynofaciès (95)	RE (180) Palynofaciès (135) Moléculaire (15)	LA ICP-MS (13) RE (67) Palynofaciès (17)	LA ICP-MS (30) Rock-Eval (76) Palynofaciès (50)	LA ICP-MS (14) RE (44) Palynofaciès (25)
Acquises en collaboration	*Mercure, Pollens, datations*	*Granulo, pollens, datations*	*SM*, densité*, granulo, XRF*, pollens, datations*	*Pollens, datations*	*Spectro*, SM*, granulo, datations*	*Spectro*, SM*, pollens, datations*

Avec :
Spectro : Spectrocolorimétrie
SM : Susceptibilité magnétique
RE : Rock-Eval
T. en eau : Teneur en eau
XRF : microfluorescen des rayons X (ITRAX)
MEB : Microscopie Electronique à Balayage
LA ICP-MS : ICP-MS laser
Granulo : granulométrie laser

Les chiffres précisés entre parenthèse représentent le nombre d'échantillon analysés par méthode et par site.Les étoiles précisent les résultats acquis en continus (voir pour chaque méthode chapitre 1.3).

Annexe 3.1, Données obtenues sur le lac Blanc Huez.

Table présentant les résultats des analyses organiques réalisées sur la carotte LBH06 du lac Blanc Huez, ainsi que sur les roches et les sols prélevés dans le bassin versant du lac Blanc Huez.

section	côte tube	LBH06	Rock-Eval					poids	Palynofaciès quantitatif					
	(cm)	(cm)	S2 (mgHC .g^{-1})	Tmax (°C)	TOC (%)	IH (mgHC .g^{-1}TOC)	IO (mgCO$_2$ .g^{-1}TOC)	(g)	rAP	gAP	∑ TLC	Opaques	Zoo.	Pyrite
									(mg.mg^{-1} échantillon)					
1A	6	6						1.07	0.0004	0.0014	0.0002	0.0013	0.0002	0.0000
1A	30	30		357	0.76	78	313							
2A/1A	50/37	37	0.61	418	0.55	111	358	0.97	0.0000	0.0001	0.0001	0.0001	0.0000	0.0000
2A/1A	60/47	47	0.45	356	0.53	85	355							
2A	70	57	0.31	418	0.37	84	505							
2B/1A	82/69	69	0.4	416	0.53	75	725							
1A	71	71	1.02	383	0.92	111	256	0.73	0.0009	0.0040	0.0002	0.0026	0.0005	0.0000
2B	90	77	1.22	400	1.21	101	260							
2B	92	79			2.78	102	203	1.13	0.0048	0.0121	0.0021	0.0095	0.0012	0.0000
2B	100	87	1.13	405	1.17	81	668							
1B	11	97	2.61	395	1.83	143	249	1.07	0.0013	0.0032	0.0009	0.0008	0.0001	0.0000
2B	120	107	1.22	414	1.13	108	251							
1B	31	117	2.02	384	1.4	107	469	0.78	0.0020	0.0059	0.0018	0.0016	0.0011	0.0000
2B	130	117	1.65	397	1.54	145	218							
2C	2.5	144			2.78	114	194							
2C	7.5	149			1.13	108	251							
2C	13	155.5	1.23	412	1.16	106	291							
2C	16.5	159			4.01	116	205							
2C	22	164.5	0.99	414	1.02	97	623							
2C	32	174.5	1.61	414	1.52	106	255							
2C	40	182.5	4.8	402	3.2	150	394							
1B	98	184	4.73	386	2.97	159	246							
1C	8	192	1.05	396	1.01	104	238							
2C	50	192.5	2.09	411	1.76	119	259							
1C	13	197	0.86	391	0.89	97	257	1.11	0.0001	0.0023	0.0000	0.0014	0.0000	0.0000
1C	15	199	0.87	371	0.92	95	221	0.97	0.0012	0.0064	0.0001	0.0013	0.0004	0.0000
2C	58.5	201	0.88	407	1	88	554							
1C	19	203	2.55	389	1.9	134	235							
1C	23	207	0.9	383	0.94	97	250	0.89	0.0005	0.0027	0.0000	0.0015	0.0004	0.0000
2C	65	207.5			1.10	84	562							
2C	70	212.5	1.39	403	1.41	99	625							
1C	36	220	1.34	384	1.21	111	231	0.94	0.0032	0.0061	0.0012	0.0026	0.0016	0.0005
2C	80	222.5	0.92	412	1.1	84	562							
1C	46	230	1.3	399	1.24	105	249	0.91	0.0030	0.0180	0.0011	0.0046	0.0000	0.0000
2C	89.5	232	1.08	401	1.26	86	594							
1C	53	237		400	0.95	104	240							
1C	56	240	0.98	366	2.54	106	1026	0.98	0.0007	0.0045	0.0013	0.0015	0.0002	0.0000
2D	6	246	0.59	357	0.76	78	313	0.52	0.0000	0.0011	0.0006	0.0002	0.0000	0.0000
2D	10	252.5	2.07	410	1.63	127	463							
2D	14	254	2.83	400	2.78	102	203	0.50	0.0001	0.0024	0.0000	0.0002	0.0001	0.0000
2D	19	259	3.71	390	2.32	160	201							
2D	20	262.5	3.13	410	2.26	138	519							
2D	25	265	3.67	404	2.78	114	194	0.53	0.0015	0.0001	0.0000	0.0001	0.0002	0.0000
2D	30	272.5	5.02	404	3.37	149	248							
2D	34	274	4.65	399	4.01	116	205	0.59	0.0013	0.0032	0.0000	0.0003	0.0001	0.0000
2D	40	282.5	9.09	416	4.96	183	389							
2D	45	285	6.69	402	5.38	124	193	0.58	0.0004	0.0041	0.0000	0.0004	0.0007	0.0000
2D	51	293.5	6.06	408	3.92	155	240							
2D	55	295	2.48	401	2.68	93	197	0.52	0.0007	0.0012	0.0002	0.0002	0.0000	0.0000
2D	60.5	302.5	9.35	417	4.55	205	345							
2D	64	304	9.26	411	4.92	183	147	0.50	0.0005	0.0039	0.0003	0.0002	0.0003	0.0000
2D	70	312.5	7.25	413	3.93	184	358							
2D	75	315	7.02	402	5.07	138	170	0.52	0.0004	0.0022	0.0001	0.0001	0.0007	0.0000
2D	82	322	8.99	402	5.54	162	162	0.54	0.0002	0.0020	0.0003	0.0001	0.0002	0.0000
2D	89	331.5	10.96	410	5.75	191	363							
2D	94	334	15.25	408	7.98	191	144	0.50	0.0002	0.0017	0.0000	0.0001	0.0002	0.0000
2E	1	340	12.96	402	6.88	188	137	0.52	0.0010	0.0016	0.0003	0.0003	0.0003	0.0000
2D	100	342.5	9.04	414	4.36	207	336							
2E	10	352.5	8.26	415	3.99	207	313							
2E	14	353	8.56	413	4.73	181	126	0.51	0.0004	0.0014	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000
2E	20	359	2.25	400	2.09	108	156	0.59	0.0001	0.0009	0.0002	0.0004	0.0002	0.0000
2E	25	364	14.38	403	7.36	195	124	0.50	0.0002	0.0014	0.0004	0.0003	0.0005	0.0000
2E	222.5	365	12.7	412	5.6	227	310							
2E	32	371	9.67	383	6.99	138	160	0.51	0.0000	0.0010	0.0001	0.0001	0.0000	0.0000
2E	230.5	372.5	8.74	403	6.27	139	236							
2E	34	373	4.45	384	4.18	106	177	0.51	0.0002	0.0043	0.0000	0.0004	0.0008	0.0000
2E	241	383.5	7.63	403	5.27	145	407							
2E	45	384	6.5	373	6.13	106	205	0.50	0.0001	0.0028	0.0003	0.0001	0.0003	0.0000
2E	250	392.5	6.07	399	5.06	120	287							
2E	55	394	4.58	370	4.71	97	223	0.59	0.0000	0.0020	0.0000	0.0001	0.0006	0.0000
2E	260	402.5	4.14	381	4.5	92	613							
2E	64	403	3.19	355	3.62	88	212	0.52	0.0001	0.0012	0.0001	0.0002	0.0007	0.0000
2E	270	412.5	3.2	370	3.87	83	646							
2E	73	416	4.65		4.71									
2E	280	422.5	2.41	366	2.99	81	667							
2E	84	423	2.99	353	3.38	88	182	0.49	0.0001	0.0021	0.0000	0.0003	0.0008	0.0000
2E	290	432.5	1.51	395	1.85	82	424							
2H	25	642	0.54	355	1.25	43	157	0.52	0.0001	0.0018	0.0001	0.0015	0.0008	0.0000
2H	47	664	3.02		2.7	112	387							
2H	57	674	2.69		2.89	93	479							
2H	60	677	3.82	380	4.02	95	218	0.56	0.0000	0.0016	0.0000	0.0004	0.0001	0.0000
2H	63	680	3.11	383	3.2	97	233	0.50	0.0014	0.0006	0.0001	0.0005	0.0001	0.0000
2H	64	681	2.96		3.05									

Résultats sur les roches

			S2	Tmax	TOC	IH	IO		
roche 1			0.14	404	41.09	0	17		les roches sont à 100% constituées de particules opaques trapues (voir planche photographique, 1ère partie, figure 1.3.).
roche 2			0.31	332	5.19	6	42		
roche 3			0.21	423	1.71	12	59		
roche 4			0.26	357	7.58	3	27		
roche 5			0.29	606	7.92	4	34		

Résultats sur les sols

Ech.		Prof.	S2	Tmax	TOC	IH	IO	poids	rAP	gAP	∑ TLC	MOF	Zoo.	Pyrite
sol 1			73.23	430	14.52	504	144							
sol 2-O		2	50.76	330	13.72	370	165	5,7	0.0019	/	0.0003	0.0001	0.0000	0.0000
sol 2-A		7.5	28.57	428	7.21	396	159	5.9	0.0017	/	0.0006	0.0001	0.0000	0.0000
sol 2-C		14	16.25	419	6.98	233	196	6.6	0.0018	/	0.0006	0.00005	0.0000	0.0000
sol 3-O		2.5	44.06	424	12.40	355	198	6.1	0.0015	/	0.0001	0.0001	0.0000	0.0000
sol 3-A		7.5	5.88	413	2.71	217	403	6.1	0.0019	/	0.0002	0.0000	0.0000	0.0000
sol 3-C		12.5	3.66	357	2.12	173	575	9.4	0.0016	/	0.0003	0.0000	0.0000	0.0000

Table présentant les données issues des sédiments de fond du Lac Blanc Huez et calculées pour la mise en œuvre du modèle de De Ploey (voir chapitre 3.2, 3ème partie).

A	B	C	D	E	F	G	H	I
Ages cal BP	rAP ($mg.mg^{-1}$ sédiment analysé)	Poids de sédiment analysé (mg)	%rAP dans le sédiment	%sol dans le sédiment	Volume de sol (m^3)	P (mm)	Taux d'accumulation ($mm.a^{-1}$)	**Pannuelle (mm)**
-17	0.004	1070	0.036	1.2	3.4	7171	1.4	**2049**
41	0.001	680	0.011	0.4	1.0	2136	1.3	**534**
439	0.009	730	0.130	4.3	12.3	25677	0.7	**3668**
545	0.048	1130	0.424	14.1	40.2	83703	0.7	**11160**
660	0.005	510	0.103	3.4	9.7	20303	0.6	**2538**
820	0.011	890	0.126	4.2	11.9	24856	0.5	**2616**
1010	0.013	1070	0.118	3.9	11.2	23234	0.5	**2112**
1214	0.020	780	0.263	8.8	24.9	51888	0.4	**3991**
1314	0.002	840	0.030	1.0	2.8	5866	0.4	**419**
1750	0.0005	850	0.006	0.2	0.6	1149	0.3	**64**
2523	0.0005	570	0.008	0.3	0.8	1595	0.2	**69**
2617	0.001	1110	0.009	0.3	0.9	1851	0.2	**79**
3296	0.012	970	0.125	4.2	11.8	24662	0.2	**931**
3522	0.043	980	0.441	14.7	41.8	87067	0.2	**3225**
4107	0.032	940	0.335	11.2	31.8	66244	0.2	**2409**
4699	0.030	910	0.332	11.1	31.5	65544	0.2	**2383**
5105	0.007	980	0.074	2.5	7.1	14693	0.2	**544**
5439	0.0001	520	0.001	0.0	0.1	230	0.4	**17**
5800	0.001	500	0.026	0.9	2.4	5090	0.2	**224**
6100	0.002	530	0.038	1.3	3.6	7458	0.2	**269**
6398	0.003	590	0.051	1.7	4.8	10050	0.2	**342**
6822	0.004	580	0.077	2.6	7.3	15177	0.3	**820**
7127	0.007	520	0.131	4.4	12.4	25872	0.3	**1522**
7375	0.005	500	0.097	3.2	9.2	19141	0.3	**1235**
7689	0.004	520	0.075	2.5	7.2	14917	0.4	**1065**
7876	0.002	540	0.039	1.3	3.7	7798	0.4	**600**
8057	0.002	500	0.031	1.0	3.0	6200	0.4	**496**
8231	0.010	520	0.194	6.5	18.4	38419	0.4	**3341**
8542	0.004	510	0.073	2.4	6.9	14385	0.5	**1370**
8681	0.001	590	0.021	0.7	2.0	4136	0.5	**394**
8797	0.002	500	0.049	1.6	4.7	9738	0.5	**974**
8958	0.0002	510	0.004	0.1	0.4	889	0.5	**85**
9004	0.002	510	0.045	1.5	4.2	8813	0.5	**839**
9257	0.001	500	0.014	0.5	1.4	2858	0.5	**272**
9487	0.0002	590	0.003	0.1	0.3	653	0.5	**62**
9694	0.001	520	0.011	0.4	1.1	2198	0.5	**209**

Annexe 3.2, Données obtenues sur le lac Bramant.

Table présentant les résultats des analyses organiques réalisées sur les carottes BRA02 et BRA01 prélevées dans le lac Bramant, ainsi que sur les roches et les sols prélevés dans le bassin versant du lac Bramant.

section	cote tube	**cote BRA02C**	Rock-Eval					Poids	Palynofaciès quantitatif					
			S2	Tmax	TOC	IH	IO		rAP	gAP	TLC	Opaques	Zoo.	Pyrite
	(cm)	(cm)	(mgHC .g^{-1})	(°C)	(%)	(mgHC .g^{-1}TOC)	(mgCO$_2$ .g^{-1}TOC)	(g)	(mg.mg^{-1} échantillon)					
BRA2C	2	402	0.34	390	0.36	93	67							
BRA2C	12	412			0.22			0.58000	0.00005	0.00009	0.00007	0.00007	0.00000	0.00000
BRA2C	15	415	0.35	353	0.44	80	56							
BRA2C	20	420	0.33	382	0.40	82	44							
BRA2C	22	422			0.30			0.56000	0.00073	0.00180	0.00033	0.00009	0.00007	0.00000
BRA2C	25	425	0.39	342	0.47	84	90							
BRA2C	35	435			1.17			0.50000	0.00000	0.00038	0.00007	0.00002	0.00007	0.00000
BRA2C	37	437	2.37	388	1.84	129	141							
BRA2C	45	445			1.56			0.51000	0.00005	0.00107	0.00006	0.00002	0.00006	0.00000
BRA2C	55	455			1.46			0.53000	0.00000	0.00120	0.00013	0.00005	0.00005	0.00000
BRA2C	59	459	0.67	359	0.74	90	83							
BRA2C	65	465			0.40			0.55000	0.00050	0.00043	0.00009	0.00005	0.00043	0.00000
BRA2C	68	468	0.48	353	0.55	86	72							
BRA2C	71	471	0.28	362	0.44	63	76							
BRA2C	72	472	0.34	370	0.50	68	71							
BRA2C	75	475			0.37			0.53000	0.00046	0.00022	0.00024	0.00005	0.00001	0.00000
BRA2C	80	480			2.30			0.49000	0.00009	0.00140	0.00021	0.00008	0.00001	0.00003
BRA2C	83	483	4.74	400	2.75	172	117							
BRA2C	84	484	3.48	385	2.62	133	142							
BRA2C	90	490			2.72			0.50000	0.00001	0.00122	0.00032	0.00002	0.00002	0.00000
BRA2C	92	492	4.17	395	2.66	157	96							
BRA2C	95	495	3.64	374	2.73	133	152							
BRA2C	97	497	4.92	396	2.90	170	104							
BRA2C	99	499	4.98	409	2.62	190	78							
BRA2C	105	505			3.33			0.52000	0.00000	0.00200	0.00035	0.00005	0.00003	0.00000

section	cote tube	**cote BRA01**	S2	Tmax	TOC	IH	IO	poids	rAP	gAP	TLC	Opaques	Zoo.	Pyrite
	(cm)	(cm)	(mgHC .g^{-1})	(°C)	(%)	(mgHC .g^{-1}TOC)	(mgCO$_2$ .g^{-1}TOC)	(g)	(mg.mg^{-1} échantillon)					
BRA1A	28	20			0.53			0.50	0.00016	0.00026	0.00021	0.00002	0.00000	0.00004
BRA1A	44	44			0.27			0.50	0.00000	0.00032	0.00030	0.00005	0.00000	0.00000
BRA1A	91	91			1.35			0.49	0.00018	0.00028	0.00073	0.00001	0.00000	0.00000
BRA1B	16	115			0.67			0.47	0.00024	0.00013	0.00074	0.00008	0.00000	0.00004
BRA1B	24	124			2.01			0.49	0.00071	0.00038	0.00140	0.00008	0.00000	0.00001
BRA1B	32	132			1.29			0.56	0.00003	0.00090	0.00096	0.00005	0.00000	0.00034
BRA1B	42	142			0.64			0.56	0.00028	0.00020	0.00017	0.00002	0.00000	0.00000
BRA1B	49	149			4.36			0.69	0.00040	0.00137	0.00115	0.00001	0.00000	0.00179
BRA1B	61	161			0.56			0.70	0.00018	0.00038	0.00038	0.00001	0.00000	0.00056
BRA1B	65	163			5.28			0.51	0.00054	0.00090	0.00100	0.00000	0.00000	0.00096
BRA1B	74	174			5.98			0.68	0.00051	0.00065	0.00116	0.00002	0.00008	0.00102
BRA1B	78	178			6.42			0.53	0.00018	0.00037	0.00093	0.00005	0.00000	0.00079
BRA1B	85	185			3.01			0.50	0.00034	0.00025	0.00046	0.00000	0.00006	0.00070

section	profondeur	S2	Tmax	TOC	IH	IO
	cm	(mgHC .g^{-1})	(°C)	(%)	(mgHC .g^{-1}TOC)	(mgCO$_2$ .g^{-1}TOC)
S1	7	1.24	415	0.92	134	303
S1	24	0.17	417	0.25	66	357
S2	0	1.27	403	1.11	114	420
S3	7	5.03	413	2.24	224	241
S3	19	0.34	414	0.49	70	385
S4	4	3.41	423	1.60	213	237
S4	9	1.03	421	0.83	124	303

Annexe 3.3, Données obtenues sur le lac Paladru.

*Table présentant les résultats des analyses organiques réalisées sur la **carotte P3** prélevée dans le lac Paladru.*

section	cote tube	PAL pilote 3	Rock-Eval					densité	teneur en eau
	cm	cm	S2 (mgHC .g^{-1})	Tmax (°C)	TOC (%)	IH (mgHC .g^{-1}TOC)	IO ($mgCO_2$ .g^{-1}TOC)		(%)
P3	10	0	24.30	290	3.28	740	110	1.50	45%
P3	10.5	0.5	17.55	298	2.56	687	122	1.52	44%
P3	11	1	14.98	307	2.34	640	141	1.49	43%
P3	11.5	1.5	16.03	311	2.42	663	134	1.47	43%
P3	12	2	14.88	308	2.32	642	119	1.51	45%
P3	12.5	2.5	11.32	427	2.06	549	162	1.51	45%
P3	13	3	14.79	302	2.31	640	111	1.49	45%
P3	13.5	3.5	10.99	424	1.96	561	149	1.50	45%
P3	14	4	16.06	305	2.40	669	112	1.53	47%
P3	14.5	4.5	14.41	311	2.27	635	130	1.53	47%
P3	15	5	9.98	315	1.75	570	178	1.53	47%
P3	15.5	5.5	11.23	310	1.80	624	152	1.45	42%
P3	16	6	14.03	306	2.16	649	148	1.47	44%
P3	16.5	6.5	7.49	422	1.68	445	210	1.57	50%
P3	17	7	9.06	313	1.67	541	187	1.51	46%
P3	17.5	7.5	7.77	307	1.47	529	185	1.52	46%
P3	18	8	6.46	420	1.26	513	219	1.34	37%
P3	18.5	8.5	7.37	421	1.37	540	204	1.42	40%
P3	19	9	7.29	424	1.29	564	231	1.41	39%
P3	19.5	9.5	7.04	427	1.24	566	221	1.35	37%
P3	20	10	6.39	426	1.19	536	259	1.40	39%
P3	20.5	10.5	6.27	427	1.17	534	237	1.37	37%
P3	21	11	6.93	425	1.19	584	223	1.34	36%
P3	21.5	11.5	6.08	426	1.09	557	268	1.25	34%
P3	22	12	4.23	422	0.98	431	336	1.35	36%
P3	22.5	12.5	5.75	425	1.09	526	269	1.29	34%
P3	23	13	4.33	427	0.97	445	342	1.29	35%
P3	23.5	13.5	5.73	422	1.05	544	264	1.34	35%
P3	24	14	4.08	427	0.91	450	326	1.33	35%
P3	24.5	14.5	5.60	423	1.04	539	237	1.30	35%
P3	25	15	5.64	421	1.05	540	256	1.35	36%
P3	25.5	15.5	5.74	424	1.08	534	254	1.35	36%
P3	26	16	4.73	422	0.96	492	310	1.33	36%
P3	26.5	16.5	5.90	425	1.08	546	244	1.35	36%
P3	27	17	5.96	423	1.11	538	240	1.31	35%
P3	27.5	17.5	6.01	308	1.06	565	227	1.36	37%
P3	28	18	5.66	421	1.06	535	250	1.36	36%
P3	28.5	18.5	5.71	427	1.06	540	227	1.34	36%
P3	29	19	5.97	429	1.15	521	216	1.35	36%
P3	29.5	19.5	5.04	421	1.00	506	253	1.36	36%
P3	30	20	4.22	425	0.96	438	294	1.37	37%
P3	30.5	20.5	6.22	422	1.12	554	247	1.33	36%
P3	31	21	6.18	423	1.11	555	211	1.37	36%
P3	31.5	21.5	5.90	429	1.12	525	232	1.34	35%
P3	32	22	4.88	425	1.02	478	216	1.26	32%
P3	32.5	22.5	4.88	427	0.90	542	211	1.28	33%
P3	33	23	5.89	430	1.06	555	234	1.35	35%
P3	33.5	23.5	8.62	302	1.34	644	180	1.39	38%
P3	34	24	8.09	428	1.31	619	214	1.36	38%
P3	34.5	24.5	7.85	309	1.29	610	186	1.40	38%
P3	35	25	6.44	423	1.16	555	194	1.39	38%
P3	35.5	25.5	7.59	312	1.27	599	197	1.38	38%
P3	36	26	7.89	307	1.27	622	187	1.38	38%
P3	36.5	26.5	7.27	307	1.23	590	171	1.39	38%
P3	37	27	6.93	312	1.19	584	190	1.37	37%
P3	37.5	27.5	7.51	303	1.27	593	177	1.38	38%
P3	38	28	7.38	430	1.25	592	191	1.39	38%
P3	38.5	28.5	7.23	429	1.27	570	211	1.41	39%
P3	39	29	7.32	424	1.31	559	199	1.41	40%
P3	39.5	29.5	7.71	429	1.36	567	194	1.42	40%
P3	40	30	8.23	423	1.47	562	208	1.44	41%
P3	40.5	30.5	8.30	422	1.54	541	199	1.45	41%
P3	41	31	8.25	427	1.55	532	212	1.42	41%
P3	41.5	31.5	7.99	311	1.48	539	177	1.45	41%
P3	42	32	7.66	426	1.54	498	278	1.45	41%
P3	42.5	32.5	7.18	423	1.44	497	218	1.43	41%
P3	43	33	7.57	426	1.48	511	206	1.45	41%
P3	43.5	33.5	7.36	424	1.44	510	198	1.41	40%
P3	44	34	7.28	422	1.43	509	178	1.40	39%
P3	44.5	34.5	6.68	421	1.41	474	226	1.43	40%
P3	45	35	6.45	428	1.38	467	226	1.45	40%
P3	45.5	35.5	6.62	426	1.38	480	217	1.42	39%
P3	46	36	7.79	426	1.52	513	209	1.42	40%
P3	46.5	36.5	6.86	426	1.36	504	194	1.39	39%
P3	47	37	7.94	314	1.49	532	169	1.42	39%
P3	47.5	37.5	7.54	419	1.46	517	207	1.42	39%
P3	48	38	7.45	426	1.44	516	208	1.40	39%
P3	48.5	38.5	6.63	312	1.34	494	165	1.37	38%
P3	49	39	6.68	420	1.35	495	199	1.37	37%
P3	49.5	39.5	7.36	319	1.42	517	170	1.37	37%
P3	50	40	6.40	424	1.38	465	188	1.37	37%
P3	50.5	40.5	7.06	356	1.46	485	166	1.40	38%
P3	51	41	5.94	421	1.27	469	202	1.39	38%
P3	51.5	41.5	7.11	425	1.34	530	176	1.38	38%
P3	52	42	6.39	419	1.30	491	195	1.38	38%
P3	52.5	42.5	5.81	422	1.23	472	193	1.39	38%
P3	53	43	6.08	423	1.22	497	182	1.38	37%
P3	53.5	43.5	6.02	426	1.26	476	191	1.38	37%
P3	54	44	6.96	426	1.33	524	204	1.38	38%
P3	54.5	44.5	7.25	421	1.39	523	176	1.37	36%
P3	55	45	6.49	425	1.30	498	216	1.34	36%
P3	55.5	45.5	6.15	422	1.26	489	222	1.36	36%
P3	56	46	6.25	424	1.28	489	218	1.37	36%
P3	56.5	46.5	6.30	422	1.25	505	204	1.35	36%
P3	57	47	6.55	424	1.28	511	209	1.35	36%
P3	57.5	47.5	6.06	427	1.25	486	211	1.33	36%
P3	58	48	6.64	426	1.32	504	184	1.37	37%
P3	58.5	48.5	6.91	426	1.37	504	199	1.36	37%
P3	59	49	5.28	429	1.24	424	219	1.36	37%
P3	59.5	49.5	6.20	425	1.37	453	156	1.37	37%
P3	60	50	6.72	427	1.39	484	170	1.30	35%
P3	60.5	50.5	5.02	429	1.17	428	232	1.36	37%
P3	61	51	7.08	431	1.30	544	212	1.33	36%
P3	61.5	51.5	6.86	426	1.28	537	187	1.35	36%
P3	62	52	6.82	430	1.31	520	204	1.34	36%
P3	62.5	52.5	7.23	425	1.34	540	172	1.33	35%
P3	63	53	7.02	427	1.37	513	176	1.33	35%
P3	63.5	53.5	6.31	423	1.45	434	169	1.32	34%
P3	64	54	7.18	424	1.45	494	173	1.31	34%
P3	64.5	54.5	7.88	425	1.47	536	167	1.33	35%
P3	65	55	5.17	430	1.32	391	213	1.33	35%

Table présentant les résultats des analyses organiques réalisées sur la ***carotte PAL09*** *prélevée dans le lac Paladru.*

Section	Cote tube	PAL09	Rock-Eval					Densité	Teneur en eau	poids	Palynofaciès					
	(cm)	(cm)	S2 (mgHC.g^{-1})	Tmax (°C)	TOC (%)	IH (mgHC.g^{-1}TOC)	IO (mgCO$_2$.g^{-1}TOC)		(%)	(g)	rAP	gAP	TLC	Opaques	Zoo.	Pyrite
											(mg.mg^{-1} échantillon)					
P1	8.5	1	9.04	417	1.71	528	149	1.19	33%	0.79	0.0003	0.0064	0.0004	0.0001	0.0009	0.0003
P1	16.5	9	10.27	424	1.74	590	305	1.53	34%	1.18	0.0001	0.0019	0.0001	0.0002	0.0001	0.0000
P1	24.5	17	4.21	418	0.92	455	221	2.49	7%	2.25	0.0001	0.0032	0.0003	0.0001	0.0000	0.0000
P1	32.5	25	4.55	419	1.05	435	243	1.78	29%	1.45	0.0006	0.0126	0.0000	0.0004	0.0002	0.0000
02Ah	40.5	33	5.16	419	1.21	426	204	1.54	37%	1.25	0.0008	0.0052	0.0006	0.0001	0.0006	0.0000
02Ah	48.5	41	4.73	417	1.14	415	200	1.62	35%	1.34	0.0005	0.0024	0.0002	0.0001	0.0001	0.0000
02Ah	56.5	49	5.44	418	1.19	458	182	1.84	27%	1.51	0.0002	0.0030	0.0001	0.0001	0.0002	0.0000
02Ah	64.5	57	4.87	417	1.25	390	188	1.61	32%	1.33	Problème laboratoire					
02Ah	72.5	65	5.08	419	1.21	419	190	1.48	31%	1.18	0.0003	0.0030	0.0004	0.0001	0.0004	0.0000
02Ah	80.5	73	6.02	419	1.20	503	180	1.62	34%	1.31	0.0005	0.0021	0.0007	0.0002	0.0001	0.0000
02Ah	88.5	81	5.56	420	1.23	454	216	1.61	32%	1.26	0.0001	0.0024	0.0002	0.0001	0.0001	0.0000
02Ah	96.5	89	6.58	417	1.34	492	199	1.79	30%	1.46	0.0000	0.0053	0.0001	0.0001	0.0003	0.0004
02Ah	104.5	97	4.22	419	1.04	406	251	1.81	34%	1.48	0.0010	0.0015	0.0006	0.0001	0.0001	0.0000
02Ah	112.5	105	4.73	420	1.10	430	226	1.56	30%	1.25	0.0005	0.0019	0.0005	0.0001	0.0002	0.0000
02Ah	120.5	113	4.99	419	1.08	464	237	1.49	44%	1.15	0.0009	0.0026	0.0004	0.0003	0.0001	0.0001
02Ah	128.5	121	4.15	417	0.98	421	248	1.77	27%	1.47	0.0012	0.0017	0.0001	0.0001	0.0002	0.0000
03Ah	43	129	4.50	417	1.03	436	230	1.71	31%	1.41	0.0010	0.0029	0.0009	0.0005	0.0003	0.0003
03Ah	51	137	4.93	419	1.11	445	198	1.88	32%	1.57	0.0002	0.0013	0.0006	0.0002	0.0001	0.0002
03Ah	59	145	3.60	424	0.95	379	226	1.87	27%	1.59	0.0003	0.0014	0.0004	0.0002	0.0003	0.0000
03Ah	67	153	4.31	424	1.00	432	234	1.85	29%	1.58	0.0002	0.0016	0.0005	0.0003	0.0000	0.0000
02Ab	25	161	4.95	421	1.22	407	210	1.88	35%	1.63	0.0010	0.0036	0.0004	0.0002	0.0000	0.0003
02Ab	33	169	5.60	421	1.23	456	214	2.04	21%	1.4	0.0010	0.0025	0.0003	0.0000	0.0003	0.0003
02Ab	41	177	3.67	421	0.96	382	264	1.88	35%	1.51	0.0012	0.0022	0.0006	0.0001	0.0007	0.0000
02Ab	49	185	4.90	425	1.22	400	242	2.14	15%	1.3	0.0006	0.0014	0.0005	0.0002	0.0003	0.0009
02Ab	57	193	2.61	418	0.86	303	319	1.85	36%	1.55	0.0001	0.0006	0.0001	0.0000	0.0001	0.0001
02Ab	65	201	3.00	420	0.85	351	285	1.76	33%	1.45	0.0003	0.0015	0.0005	0.0000	0.0001	0.0000
02Ab	73	209	3.30	419	0.95	346	277	1.78	36%	1.5	0.0002	0.0010	0.0006	0.0001	0.0003	0.0000
02Ab	81	217	3.34	420	1.02	327	303	2.26	11%	1.55	0.0009	0.0012	0.0003	0.0001	0.0003	0.0000
02Ab	89	225	2.96	418	0.80	371	308	1.72	35%	1.39	0.0006	0.0012	0.0003	0.0001	0.0000	0.0000
02Ab	97	233	3.93	421	1.17	334	235	1.62	38%	1.32	0.0004	0.0019	0.0011	0.0001	0.0001	0.0000
02Ab	105	241	4.16	418	1.22	341	248	1.58	39%	1.27	0.0008	0.0009	0.0005	0.0001	0.0001	0.0000
02Ab	113	249	4.05	424	1.07	378	250	1.64	36%	1.35	0.0005	0.0008	0.0003	0.0000	0.0001	0.0000
02Ab	121	257	3.92	420	0.82	345	256	1.43	34%	1.43	0.0006	0.0011	0.0006	0.0000	0.0003	0.0000
02Ab	129	265	3.53	420	0.99	356	302	1.07	44%	1.23	0.0003	0.0014	0.0004	0.0001	0.0002	0.0000
03Ab	75.6	273	3.90	420	1.07	363	296	1.22	50%	1.37	0.0013	0.0026	0.0015	0.0002	0.0006	0.0000
03Ab	83.6	281	3.55	419	1.05	337	296	1.17	48%	1.33	0.0000	0.0021	0.0005	0.0000	0.0011	0.0000
03Ab	91.6	289	3.95	419	1.10	342	252	1.14	39%	1.34	0.0002	0.0031	0.0005	0.0002	0.0012	0.0000
03Ab	99.6	297	4.18	420	0.99	421	281	1.28	43%	1.43	0.0008	0.0033	0.0009	0.0003	0.0003	0.0000
03Ab	107.6	305	3.82	421	1.03	370	283	1.31	44%	1.46	0.0003	0.0014	0.0004	0.0001	0.0004	0.0001
03Ab	115.6	313	3.70	421	0.98	379	251	1.41	44%	1.58	0.0004	0.0010	0.0006	0.0000	0.0005	0.0000
03Ab	123.6	321	3.89	420	1.08	361	262	1.28	43%	1.41	Problème laboratoire					
03Ab	131.6	329	3.66	418	1.03	356	279	1.32	43%	1.48	0.0004	0.0008	0.0004	0.0000	0.0002	0.0000
02Bh	48.7	337	3.34	421	0.92	362	310	1.51	43%	1.66	0.0001	0.0007	0.0001	0.0001	0.0003	0.0000
02Bh	56.7	345	2.68	416	0.82	328	322	1.48	44%	1.67	0.0001	0.0007	0.0003	0.0000	0.0003	0.0000
02Bh	64.7	353	3.85	418	1.00	385	275	1.48	46%	1.65	0.0005	0.0019	0.0005	0.0000	0.0002	0.0000
02Bh	72.7	361	2.73	419	0.78	351	330	1.62	38%	1.82	0.0000	0.0005	0.0003	0.0000	0.0003	0.0000
02Bh	80.7	369	1.99	416	0.67	296	377	1.51	36%	1.7	0.0002	0.0006	0.0001	0.0001	0.0002	0.0000
02Bh	88.7	377	2.20	419	0.66	335	384	1.44	34%	1.61	0.0001	0.0011	0.0001	0.0000	0.0001	0.0000
02Bh	96.7	385	2.26	420	0.64	356	373	1.58	34%	1.74	0.0000	0.0014	0.0004	0.0001	0.0003	0.0000
02Bh	104.7	393	2.22	415	0.67	332	319	1.51	35%	1.69	0.0000	0.0015	0.0004	0.0001	0.0001	0.0000
03Bh	17.7	401	1.52	417	0.51	296	408	1.61	30%	1.8	0.0001	0.0008	0.0003	0.0002	0.0001	0.0000
03Bh	25.7	409	1.84	415	0.56	331	376	1.64	30%	1.83	0.0001	0.0012	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
03Bh	33.7	417	1.95	418	0.75	329	350	1.73	30%	1.96	0.0001	0.0009	0.0001	0.0000	0.0004	0.0000
03Bh	41.7	425	2.72	418	0.83	326	300	1.61	30%	1.76	0.0002	0.0017	0.0001	0.0001	0.0005	0.0000
03Bh	49.7	433	2.13	417	0.53	400	293	1.78	27%	1.96	0.0002	0.0016	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000
03Bh	57.7	441	1.93	418	0.50	350	297	1.81	27%	1.95	0.0002	0.0021	0.0002	0.0004	0.0000	0.0000
03Bh	65.7	449	1.69	419	0.53	316	332	1.61	28%	1.72	0.0001	0.0015	0.0000	0.0004	0.0000	0.0000
03Bh	73.7	457	1.82	419	0.48	380	351	1.63	30%	1.76	0.0001	0.0015	0.0001	0.0001	0.0000	0.0000
03Bh	81.7	465	1.87	416	0.45	413	330	1.81	26%	1.98	0.0001	0.0014	0.0000	0.0002	0.0000	0.0000
03Bh	89.7	473	1.81	418	0.48	376	323	1.62	25%	1.77	0.0001	0.0012	0.0000	0.0003	0.0000	0.0000
02Bb	62.3	481	2.46	417	0.69	359	281	1.49	29%	1.61	0.0001	0.0016	0.0000	0.0002	0.0000	0.0000
02Bb	70.3	489	2.62	417	0.68	400	273	1.67	29%	1.78	0.0001	0.0014	0.0000	0.0003	0.0000	0.0000
02Bb	78.3	497	3.01	418	0.70	431	258	1.61	32%	1.71	0.0001	0.0016	0.0000	0.0004	0.0000	0.0000
02Bb	86.3	505	4.61	417	1.06	435	204	1.36	39%	1.5	0.0000	0.0024	0.0000	0.0004	0.0000	0.0000
02Bb	94.3	513	1.88	411	0.70	268	284	1.45	39%	1.61	0.0000	0.0029	0.0000	0.0002	0.0000	0.0000
02Bb	102.3	521	1.31	413	0.70	188	253	1.48	40%	1.63	0.0000	0.0030	0.0000	0.0009	0.0000	0.0000
02Bb	110.3	529	0.72	410	0.42	175	286	1.71	36%	1.86	0.0000	0.0019	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000
02Bb	118.3	537	0.47	412	0.31	153	387	1.75	34%	1.93	0.0000	0.0018	0.0000	0.0002	0.0000	0.0000
02Bb	126.3	545	0.30	418	0.22	135	426	1.67	31%	1.87	0.0000	0.0011	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
02Bb	134.3	553	0.34	393	0.21	164	396	1.76	28%	1.93	0.0000	0.0014	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000

*Table récapitulant les résultats des analyses de **géochimie moléculaire** réalisées sur la **carotte PAL09** prélevée dans le lac Paladru et les analyses **Rock-Eval et géochimie moléculaire** réalisées sur les **sols**, et les charges de fond de rivière prélevés dans le bassin versant du lac de Paladru. L'indetification des types de sols est également précisées (opur plus d'informations, voir chapitre 3.2, 3ème partie).*

Section	PAL09												
	cote tube	PAL09	Rock-Eval					poids	standard	aire standard TIC	aire miliacine IS	aire miliacine TIC	miliacine
	cm	cm	S2 (mgHC.g^{-1})	Tmax (°C)	TOC (%)	IH (mgHC.g^{-1}TOC)	IO (mgCO$_2$.g^{-1}TOC)	(g)	(ng)				(ng)
03Ah	67	153	4.31	424	1.00	432	234	0.57	700	4.05E+09	5.51E+06	3.68E+07	11.17
03Ah	69	155						0.70	700	2.86E+09	3.43E+06	2.29E+07	8.00
02Ab	21	157						0.56	700	3.21E+10	2.01E+07	1.35E+08	5.23
02Ab	23	159						0.61	700	4.35E+09	4.01E+06	2.68E+07	7.13
02Ab	25	161	4.95	421	1.22	407	210	0.58	140	2.89E+09	3.12E+08	2.08E+09	174.36
02Ab	27	163						0.50	700	7.88E+10	1.16E+08	7.73E+08	13.69
02Ab	29	165						0.50	700	8.51E+10	1.25E+08	8.33E+08	13.62
02Ab	31	167						0.56	700	non détectée			
02Ab	33	169	5.60	421	1.23	456	214	0.60	700	4.09E+09	2.78E+06	1.86E+07	5.33
02Ab	35	171						0.57	700	4.50E+09	6.41E+06	4.28E+07	11.61
02Ab	37	173						0.55	700	3.45E+10	4.33E+07	2.89E+08	10.72
02Ab	39	175						0.55	700	9.34E+10	5.83E+08	3.89E+09	52.78
02Ab	41	177	3.67	421	0.96	382	264	0.54	140	1.77E+10	1.37E+08	9.13E+08	13.26
02Ab	43	179						0.61	700	9.45E+10	6.44E+07	4.30E+08	5.22
02Ab	45	181						0.57	700	1.19E+11	7.06E+07	4.72E+08	4.91
02Ab	47	183						0.59	700	9.05E+10	1.10E+08	7.37E+08	9.66
02Ab	49	185	4.90	425	1.22	400	242	0.50	140	1.83E+10	1.95E+08	1.31E+09	19.95
02Ab	51	187						0.49	700	6.19E+10	3.48E+07	2.32E+08	5.36
02Ab	53	189						0.55	700	9.69E+10	5.75E+07	3.84E+08	5.03
02Ab	55	191						0.51	700	non détectée			
02Ab	57	193	2.61	418	0.86	303	319	0.34	140	1.11E+10	9.48E+07	6.34E+08	23.15
02Ab	59	195						0.57	700	6.85E+10	5.12E+07	3.42E+08	6.10
02Ab	61	197						0.52	700	9.27E+10	2.37E+07	1.58E+08	2.28
02Ab	63	199						0.57	700	7.10E+10	6.92E+07	4.62E+08	8.05
02Ab	65	201	3.00	420	0.85	351	285	0.37	140	1.14E+10	6.33E+07	4.23E+08	14.04
02Ab	67	203						0.57	700	3.04E+10	5.21E+06	3.48E+07	1.42
02Ab	69	205						0.56	700	6.42E+10	2.91E+07	1.95E+08	3.77
02Ab	71	207						0.59	700	4.04E+09	3.45E+05	2.31E+06	0.68
02Ab	73	209	3.30	419	0.95	346	277	0.39	140	7.55E+09	4.72E+07	3.16E+08	14.87
02Ab	75	211						0.55	700	3.15E+10	7.05E+06	4.71E+07	1.91
02Ab	76	212						0.50	700	2.99E+10	3.68E+06	2.46E+07	1.16
02Ab	77	213						0.50	700	3.05E+10	1.17E+09	7.79E+09	360.87
02Ab	78	214						0.54	700	non détectée			
02Ab	79	215						0.52	700	4.26E+09	3.52E+07	2.35E+08	75.06
02Ab	80	216						0.50	700	2.98E+10	3.87E+06	2.58E+07	1.21
02Ab	81	217	3.34	420	1.02	327	303	0.42	700	1.23E+10	2.38E+07	1.59E+08	21.74
02Ab	89	225	2.96	418	0.80	371	308	0.44	700	non détectée			
02Ab	97	233	3.93	421	1.17	334	235	0.31	700				
02Ab	105	241	4.16	418	1.22	341	248	0.37	700				
02Ab	113	249	4.05	424	1.07	378	250	0.41	700				

sol, rivière et substratum													
Ech.		Prof.	Rock-Eval					Poids	Standard	aire standard TIC	aire miliacine IS	aire miliacine TIC	miliacine
		cm	S2 (mgHC.g^{-1})	Tmax (°C)	TOC (%)	IH (mgHC.g^{-1}TOC)	IO (mgCO$_2$.g^{-1}TOC)	(g)	(ng)				(ng)
S1		0	10.16	330	3.34	304	129	1.12	140	3.51E+09	7.33E+06	4.90E+07	1.74
S2		0	10.27	331	3.25	316	130	1.09	140	2.25E+10	2.37E+07	1.58E+08	0.90
S3		0	12.31	428	3.46	356	106	non détectée					
S4		0	13.12	417	3.89	337	110						
S4		5	13.96	421	3.97	352	111	1.09	700	8.16E+10	3.74E+07	2.50E+08	1.97
S4		35	3.65	423	1.44	254	129						
S5		20	4.22	411	1.78	238	134	0.99	700	9.63E+10	2.78E+07	1.86E+08	1.37
S5		55	0.95	402	0.66	143	196						
S6		0	7.99	413	2.89	276	142						
S6		10	5.07	407	1.97	257	159	0.95	140	2.26E+10	2.26E+07	1.51E+08	0.99
S6		40	0.65	401	0.38	170	408						
S8		0	24.29	430	7.01	346	129						
S8		5	20.14	432	5.97	337	130	1.04	700	7.72E+10	1.22E+07	8.14E+07	0.71
S8		30	7.30	427	2.73	268	146						
S8		50	2.21	425	1.19	185	176						
S9		0	7.52	416	3.07	245	143						
S9		5	12.29	416	4.39	280	135						
S9		40	1.91	403	1.09	175	193						
S10		0	0.56	437	0.27	209	268						
S12		0	4.34	415	1.75	247	132						
S12		10	5.10	418	1.95	261	131	1.00	700	5.42E+10	1.38E+07	9.22E+07	1.19
S12		50	1.69	412	1.03	165	141						
S12		80	0.48	404	0.41	118	274						
S14		0	36.61	420	11.81	310	139						
S14		3	41.07	331	12.14	338	133	1.09	700	1.05E+11	6.66E+07	4.45E+08	2.73
S14		15	18.70	430	5.36	349	120						
S14		50	2.28	423	0.92	248	122						
S14		77	3.41	433	1.25	274	102						
S14		90	0.60	429	0.31	198	149						
S14		105	0.98	418	0.66	148	127						
S16		0	9.65	419	3.02	319	118						
S16		5	3.02	421	1.31	231	142	1.15	140	1.30E+10	1.31E+07	8.75E+07	0.82
S16		45	0.22	400	0.17	128	574						
S16		80	0.14	337	0.04	405	1360						
Riv. S7		0	23.32	419	6.92	337	117	0.98	700	1.01E+10	5.44E+06	3.63E+07	2.55
Riv. S11		0	3.04	416	1.16	262	149	1.16	700	1.00E+10	7.79E+06	5.21E+07	3.14
Riv. S13		0	1.92	354	0.75	255	144	1.15	700	7.18E+10	4.20E+07	2.80E+08	2.37
Affleur.		0	1.24	409	0.73	168	219						

Unités Cartographiques	Unités Typologiques	WRB 2006	RP 2008
(UCS 1) : Sols très peu épais, non hydromorphes, calcaires, développés sur moraine ou molasse.	UTS 1.1 : Sol mince, argileux, sans charge grossière ni taches d'oxydo-réduction, sous forêt de feuillus, développé sur moraine glaciaire (S3).	Rendzic Leptosol	RENDOSOL argileux, issu de moraine
	UTS 1.2. : Sol mince, argileux, graveleux (calcaire), sans traces d'hydromorphie, sous prairie, développé sur molasse tertiaire (S2, S6).		RENDOSOL argileux, à charge grossière calcaire, issu de molasse tertiaire
	UTS 1.3. : Sol mince, limono-sableux, graveleux (calcaire), sans traces d'hydromorphie, sous forêt de feuillus, développé sur molasse tertiaire (S4).		RENDOSOL argileux, issu de molasse tertiaire.
(UCS 2) : Sols épais, graveleux, non hydromorphes, calcaires.	UTS 2.1. : Sol épais, limono-argileux, graveleux (calcaire), non hydromorphe, développé sur la molasse (S1, S9, S16).	Cambisol	CALCISOL limono-argileux, issu de molasse.
	UTS 2.2 : Sol épais, sablo-argileux, graveleux (quartz), non hydromorphe, développé sur les formations fluvio-glaciaires du Quaternaire (S12).		CALCOSOL sablo-argileux, graveleux, issu des formations fluvio-glaciaires du Quaternaire.
(UCS 3) : Sols épais, localement hydromorphes, calcaires, sur alluvions fluviatiles, des fonds de vallées.	UTS 3.1. : Sol épais, argilo-sableux, graveleux et caillouteux (calcaire, quartz, silex), non hydromorphe, cultivé, développé sur alluvions fluviatiles récentes (S5).	Colluvic Regosol	COLLUVIOSOL, argilo-sableux, issu d'alluvions fluviatiles.
	UTS 3.2. : Sol épais, limono-argileux, carbonaté, graveleux (silex et calcaire), en pâture, présentant des taches d'oxydo-réduction à partir de 40 cm de profondeur, développé sur des alluvions fluviatiles récentes (S8).	Fluvisol	COLLUVIOSOL limono-argileux, carbonaté, à charge grossière siliceuse et calcaire et traces d'hydromorphie dès 40 cm, issu d'alluvions fluviatiles.
(UCS 4) : Sols épais, hydromorphes.	UTS 4.1. : Sol épais, limono-sableux, sans charge grossière mais riche en sable grossier, à horizon de gley dès 30 cm, en zone de marécage, développé sur alluvions fluviatiles récentes (S14).	Stagnosol	REDOXISOL, limono-sableux, à horizon réductique de profondeur 30 cm, sur substrat meuble.

Table présentant les données issues des sédiments de fond du Lac de Paladru et calculées pour la mise en œuvre du ***modèle de De Ploey*** *(voir chapitre 3.2, 3ème partie).*

A	B	C	D	E	F	G	H	I
Ages cal BP	rAP ($mg.mg^{-1}$ sédiment analysé)	Poids de sédiment analysé (mg)	%rAP dans le sédiment	%sol dans le sédiment	Volume de sol (m^3)	P (mm)	Taux d'accumulation ($mm.a^{-1}$)	Pannuelle (mm)
-58	0.00029	790	0.0037	2.9	2133	53329	1.8	4800
-10	0.00011	1180	0.0009	0.7	538	13446	2.0	1338
25	0.00009	2250	0.0004	0.3	221	5533	2.4	664
60	0.00056	1450	0.0038	2.9	2201	55013	1.4	3851
150	0.00082	1250	0.0066	5.1	3771	94287	0.6	2829
290	0.00045	1340	0.0034	2.6	1940	48510	0.5	1213
455	0.00025	1510	0.0017	1.3	948	23698	0.5	592
615	0.00016	1230	0.0013	1.0	768	19203	0.6	528
740	0.00032	1180	0.0027	2.1	1545	38637	0.7	1314
855	0.00046	1310	0.0035	2.7	2026	50641	0.7	1823
963	0.00014	1260	0.0011	0.8	626	15640	0.8	594
1065	0.00001	1460	0.0001	0.1	39	983	0.8	41
1155	0.00101	1480	0.0068	5.2	3900	97488	0.9	4533
1235	0.00053	1250	0.0043	3.3	2448	61210	1.3	3856
1290	0.00091	1150	0.0079	6.1	4520	112997	1.6	9040
1350	0.00117	1470	0.0079	6.1	4552	113811	1.1	6089
1445	0.00098	1410	0.0069	5.3	3977	99414	0.6	2982
1600	0.00016	1570	0.0010	0.8	567	14187	0.4	312
1795	0.00030	1590	0.0019	1.4	1077	26931	0.4	539
1995	0.00017	1580	0.0011	0.8	615	15372	0.4	307
2175	0.00104	1630	0.0064	4.9	3645	91118	0.5	2096
2335	0.00103	1400	0.0073	5.6	4202	105041	0.5	2784
2485	0.00123	1510	0.0081	6.3	4670	116739	0.6	3210
2630	0.00065	1300	0.0050	3.8	2865	71625	0.5	1898
2785	0.00012	1550	0.0008	0.6	449	11234	0.5	275
2945	0.00027	1450	0.0018	1.4	1052	26291	0.5	657
3105	0.00024	1500	0.0016	1.2	925	23122	0.5	578
3275	0.00088	1550	0.0057	4.4	3276	81905	0.5	1843
3465	0.00160	1390	0.0115	8.9	6621	165519	0.4	3310
3680	0.00137	1320	0.0104	8.0	5973	149323	0.3	2538
3930	0.00181	1270	0.0142	10.9	8162	204046	0.3	3061
4215	0.00195	1350	0.0144	11.1	8273	206822	0.3	2792
4505	0.00146	1430	0.0102	7.8	5839	145978	0.3	2117
4765	0.00100	1230	0.0081	6.2	4643	116065	0.3	1857
5000	0.00109	1370	0.0079	6.1	4556	113889	0.4	2278
5184	0.00003	1330	0.0002	0.2	130	3244	0.5	73
5365	0.00016	1340	0.0012	0.9	691	17285	0.4	346
5594	0.00083	1430	0.0058	4.5	3342	83539	0.3	1253
5915	0.00027	1460	0.0018	1.4	1048	26209	0.2	275
6330	0.00043	1580	0.0027	2.1	1544	38592	0.2	347
6790	0.00050	1410	0.0035	2.7	2035	50873	0.2	432
7245	0.00096	1480	0.0065	5.0	3716	92898	0.2	859
7645	0.00072	1660	0.0043	3.3	2496	62400	0.2	686
7990	0.00009	1670	0.0005	0.4	304	7597	0.3	97
8282	0.00174	1650	0.0105	8.1	6044	151092	0.3	2191
8545	0.00005	1820	0.0003	0.2	148	3702	0.3	59
8794	0.00023	1700	0.0014	1.1	786	19659	0.3	324
9040	0.00007	1610	0.0005	0.3	260	6502	0.3	104
9265	0.00005	1740	0.0003	0.2	164	4101	0.3	59

Annexe 3.4, Données obtenues sur le lac Ledro.

*Table présentant les résultats des analyses organiques réalisées sur la **carotte LL082** du lac Ledro. Sont marqués d'une « * » les échantillons issus du sédiment de fond. Sont également représentés les données obtenues sur les prélèvements de versant (sols et charges de fond fluviatiles).*

Section	Prof. (cm)	Rock-Eval					Poids analysés	Densité	Palynofaciès quantitatif					
		S2	Tmax	TOC	HI	OI			rAP	gAP	$\sum$ TLC	Opaques	Zoo.	Pyrite
		(mgHC .g^{-1})	(°C)	(%)	(mgHC .g^{-1}TOC)	(mgCO$_2$ .g^{-1}TOC)	(g)	(g.cm^{-3})	(mg.mg^{-1} échantillon)					
AP	5*	7.91	434	2.46	321	340	0.7	1.11	0.001	0.012	0.002	0.0003	0.001	0
AP	25	6.90	417	1.90	364	215								
AP	29*	3.83	421	1.34	287	392	0.65	1.04	0	0.008	0.001	0.0003	0.003	0
AP	35*	3.91	430	1.56	251	334	0.71	1.35	0.001	0.009	0.002	0	0.001	1.7x10^{-5}
AP	43	2.87	424	1.86	155	362	0.83	1.21	0.008	0.001	0.003	0.001	0.001	6.5x10^{-5}
AP	58	2.23	422	1.51	148	393								
AP	63	3.05	425	2.04	149	408	0.71	1.27	0.002	0.004	0.006	0.001	0	0
AP	65	5.44	429	3.19	171	365	0.62	1.31	0.012	0.001	0.006	0.001	0	0
AP	95	4.39	429	2.57	171	361	0.92	1.32	0.007	0.002	0.003	0	0.002	0
AP	98	4.75	429	2.78	171	330	1.07	1.32	0.014	0.001	0.009	0.003	0.001	0
AP	109*	5.28	408	1.64	268	350	1.05	1.30	0.002	0.007	0.006	0	0	0
AP	125	4.14	430	2.23	186	385	1.03	1.24	0.007	0	0.003	0	0.001	0
AP	135*	3.63	428	2.32	260	382	1.00	1.25	0.002	0.01	0.002	0.001	0	0
AP	136*	4.85	428	2.38	259	263	1.04	1.25	0.002	0.012	0.002	0	0	0
A1a	0*	5.02	425	1.88	268	379	1.03	1.27	0	0.007	0.002	0	0.001	2.4x10^{-5}
A1a	36*	4.86	411	1.87	260	403	0.50	1.23	0	0.01	0.002	0	0.003	0
A1a	55	5.68	424	2.27	250	328	0.69	1.31	0.016	0.007	0.009	0.002	0.001	0
A1a	59	5.76	422	2.26	255	316	0.50	1.28	0.002	0.009	0.003	0	0.001	2.7x10^{-5}
A1a	63	6.54	422	2.20	297	338	0.50	1.28	0.001	0.011	0.002	0	0.005	2.3x10^{-5}
A1a	81	8.48	409	2.22	382	213								
A1a	85.5*	3.83	422	2.17	176	431	0.16	1.23	0.001	0.029	0.004	0	0	1x10^{-4}
A1a	91*	5.54	429	3.10	179	263	0.52	1.25	0.002	0.03	0.008	0	0	0
A1a	95	Pas assez de matériel et premières analyses pas ok pour les paramètres Rock-Eval.												
A1a	117	5.20	419	2.39	217	337	1.02	1.31	0.001	0.006	0.002	0	0.001	0
A1a	118	5.33	420	2.29	232	350	0.98	1.34	0.001	0.010	0.005	0	0.001	0
A1a	145	8.29	427	3.72	223	336								
A1b	26	6.96	423	3.22	216	336	0.51	1.23	0.018	0.014	0.014	0	0.003	0
A1b	45*	7.18	409	2.29	225	312	0.78	1.22	0.002	0.009	0.002	0	0	0
A1b	95*	7.98	413	2.24	226	307	0.92	1.22	0.002	0.01	0.006	0	0	0
A1b	102	5.52	422	2.25	245	335	0.67	1.21	0.002	0.009	0.004	0.001	0.001	7.8x10^{-5}
A1b	105.5	5.83	422	2.44	239	342	0.50	1.37	0	0.014	0.008	0	0.001	2.3x10^{-4}
A1b	112.5*	4.62	424	2.18	212	391	0.50	1.23	0.009	0.025	0.005	0.001	0.001	0
A1b	126	3.98	415	1.93	206	501								
A1b	130*	4.11	421	2.50	214	359	0.60	1.22	0.002	0.009	0.002	0	0	0
B1a	14	4.69	427	2.55	184	187	0.51	1.22	0.007	0.001	0.005	0	0	0
B1a	15*	1.80	421	1.11	163	169	0.71	1.25	0	0.002	0.002	0	0	1.4x10^{-5}
B1a	22.5	5.06	424	2.62	193	265	0.49	1.25	0.012	0.002	0.005	0	0	0
B1a	33*	4.98	425	2.55	163	172	0.60	1.25	0.003	0.010	0.004	0	0	0
B1a	36	4.42	425	2.51	176	188	0.51	1.27	0.01	0.004	0.005	0	0	0
B1a	53	4.07	427	2.21	184	201	0.57	1.33	0.005	0.001	0.002	0	0	0
B1a	63	4.59	402	2.18	211	205	0.56	1.33	0.004	0.001	0.003	0	0	0
B1a	66	1.66	425	1.03	161	194	0.74	1.33	0.005	0	0.003	0	0	0
B1a	82.5*	4.15	408	2.08	200	279	0.82	1.33	0.003	0.009	0.002	0	0	0
B1a	90	4.10	421	2.07	198	162	0.55	1.32	0.006	0	0.003	0	0.001	3.5x10^{-5}
B1a	96	3.43	426	2.25	152	346	0.78	1.44	0.015	0.001	0.005	0	0	0
B1a	99	3.7	425	2.51	147	247	0.88	1.5	0.011	0.001	0.010	0	0.001	2x10^{-4}
B1a	103	3.59	426	2.3	156	214	1.02	1.50	0.012	0.001	0.005	0	0	0
B1a	106	4.3	422	2.64	163	215	1.06	1.53	0.007	0	0.004	0	0.001	0
B1a	109	3.87	424	2.46	157	184	0.99	1.47	0.011	0.001	0.005	0	0	2.9x10^{-5}
B1a	111	2.49	386	1.82	137	187	1.02	1.45	0.011	0	0.005	0	0	0
B1a	119	2.86	419	1.85	155	284								
B1a	122	3.25	427	2.19	148	258								
B1a	125	3.4	422	2.23	152	274								
B1a	128	3.78	424	2.25	168	226								
B1a	131	4.25	425	2.47	172	220								
B1a	134	3.77	423	2.2	171	238								
B1a	138	2.97	401	1.65	180	203								
B1a	148*	3.7	423	1.92	213	311	0.83	1.46	0.003	0.009	0.001	0	0	0
B1b	20	5.01	428	2.62	191	179	0.71	1.46	0.013	0	0.005	0	0	0
B1b	37	5.15	422	2.73	188	259								
B1b	51*	2.69	424	1.34	262	179	0.75	1.22	0.003	0.009	0.001	0	0	0
B1b	65	8.39	423	4.03	208	249	0.61	1.22	0.015	0.001	0.009	0.001	0.001	0
B1b	75*	10.14	405	2.71	374	239	0.75	1.32	0.003	0.008	0.001	0	0	0
B1b	84	8.04	419	3.95	203	232	0.82	1.42	0.023	0.002	0.008	0	0	0
B1b	100	7.52	420	4.14	182	238	0.75	1.36	0.028	0.002	0.011	0	0	1.5x10^{-4}
B1b	104*	10.20	427	2.54	401	125	1.02	1.26	0.001	0.011	0.002	0	0	0
B1b	114*	9.33	425	2.29	407	154	0.76	1.27	0.001	0.012	0.002	0	0.005	0
B1b	119	4.87	423	2.68	182	169								
B1b	130*	7.45	425	1.98	376	143	0.85	1.23	0.001	0.010	0.002	0	0.001	2.4x10^{-5}
B1b	132*	6.77	426	2.26	300	248	1.04	1.29	0.001	0.008	0.003	0	0.003	2.9x10^{-4}
B1b	140	4.72	427	2.38	198	157	0.98	1.37	0.011	0.002	0.006	0	0.001	3.6x10^{-5}
A2a	73	7.69	430	3.25	236	237								
A2a	96*	6.14	427	2.07	350	275	0.85	1.36	0.002	0.009	0.001	0	0	0
A2a	97	6.15	429	3.13	197	175	0.78	1.37	0.009	0.005	0.005	0	0.001	0
A2a	132	6.05	423	3.27	185	228	0.99	1.36	0.009	0.001	0.003	0	0.001	0
A2a	133	3.42	415	1.96	175	201	1.01	1.50	0.003	0.001	0.003	0	0	2.8x10^{-4}
A2a	146	8.27	426	3.27	253	119								
A2a	149*	12.53	461	2.75	456	142	0.79	1.56	0.003	0.004	0.002	0	0.001	0
A2b	5	6.99	422	2.41	291	242	0.93	1.46	0.003	0.007	0.002	0	0.001	6x10^{-5}
A2b	12*	5.04	422	2.30	219	307	1.05	1.37	0.002	0.008	0.002	0	0.001	1.4x10^{-4}
A2b	26	6.95	424	2.97	234	240	0.65	1.32	0.001	0.009	0.002	0	0.001	0
A2b	43	6.42	427	2.74	234	156	0.98	1.36	0.008	0.002	0.003	0	0	0
A2b	69	6.95	426	2.94	236	148	0.98	1.40	0.006	0.001	0.002	0	0	0
A2b	89	7.33	423	3.43	314	239	0.97	1.37	0.001	0.006	0.00	0	0.001	0
A2b	98	7.05	426	2.15	327	170	1.05	1.39	0.001	0.004	0.001	0	0.001	0
A2b	104	6.07	428	1.88	322	307	0.98	1.41	0.001	0.005	0.001	0	0	0
A2b	109	5.39	426	1.54	349	257	0.99	1.41	0.003	0.007	0.002	0	0.002	1.9x10^{-4}
A2b	144	6.31	426	2.97	213	152	1.06	1.36	0.009	0.001	0.004	0	0	5.9x10^{-5}

B2a	0*	7.68	425	2.38	323	347	0.67	1.40	0	0.008	0.001	0	0.002	$5.1x10^{-5}$
B2a	9	6.34	424	3.31	191	164	0.64	1.48	0.010	0.002	0.006	0	0.001	0
B2a	16	5.66	411	3.28	172	145	0.98	1.48	0.011	0.001	0.004	0	0.001	0
B2a	37	5.32	426	2.77	332	145	0.73	1.43	0.001	0.010	0.002	0	0	0
B2a	43*	7.80	424	2.36	330	145	0.44	1.25	0.001	0.013	0.008	0	0.005	0
B2a	49	5.11	427	2.39	213	144	0.90	1.45	0.009	0.002	0.004	0	0.001	$3.5x10^{-4}$
B2a	66	5.13	426	2.65	194	140	0.99	1.47	0.007	0.002	0.002	0	0	0
B2a	73*	4.92	427	2.34	210	306	1.04	1.41	0.002	0.005	0.004	0	0	0
B2a	76*	5.51	427	2.38	231	288	1.02	1.46	0.002	0.005	0.001	0	0.001	0
B2a	82	5.66	427	2.62	216	132	1.04	1.41	0.005	0.001	0.003	0	0.002	0
B2a	93*	5.74	425	1.87	307	144	1.00	1.44	0.001	0.003	0.002	0.001	0.002	0
B2a	98*	4.02	423	1.64	245	155	0.99	1.62	0.001	0.011	0.004	0	0.001	$1.7x10^{-4}$
B2a	126*	4.30	422	1.50	286	123	1.00	1.33	0.001	0.003	0.001	0	0	0
B2a	135	5.26	431	2.80	188	218	1.04	1.43	0.007	0.003	0.003	0	0.001	$3.1x10^{-5}$
B2a	148*	4.80	426	1.53	313	132	1.00	1.44	0	0.001	0	0	0.001	0
B2b	12	3.09	428	1.78	174	267	1.00	1.57	0.005	0.004	0.005	0	0	0
B2b	38	1.31	422	0.74	178	284	1.04	1.64	0	0.001	0.001	0	0	0
B2b	85*	3.54	429	1.58	224	246	1.05	1.53	0.002	0.002	0.001	0	0	$3.7x10^{-5}$
B2b	112*	1.63	428	0.96	170	295	1.03	1.62	0.002	0.004	0.002	0	0	0
B2b	130*	1.00	425	0.82	122	273	1.00	1.66	0.001	0.003	0	0	0	0
A3a	10*	3.09	429	1.31	236	213	1.16	1.51	0.002	0.003	0.002	0	0	$1.8x10^{-4}$
A3a	29*	1.43	425	0.97	148	116	1.00	1.54	0	0.009	0	0	0	0
A3a	33.5*	0.65	427	0.67	97	104	1.07	1.75	0	0.002	0.001	0	0	0
A3a	63*	0.63	429	0.63	100	400	1.03	1.63	0	0	0	0	0	$1x10^{-4}$
A3a	80	0.79	428	0.73	109	173	0.99	1.65	0	0.002	0.001	0	0	$3.5x10^{-5}$
A3a	118*	0.47	425	0.42	112	403								
A3a	130	0.89	419	0.80	111	197								
A3b	0*	0.55	424	0.58	96	360	1.01	1.82	0	0	0	0	0	$1.9x10^{-5}$
A3b	18*	0.36	427	0.32	113	238	1.02	1.79	0	0	0	0	0	0
A3b	32*	0.24	423	0.29	82	885	1.12	1.82	0	0.001	0.001	0	0	0
A3b	48	0.14	427	0.15	94	910	0.98	1.82	0	0	0	0	0	0
A3b	78*	0.23	422	0.30	76	537	1.03	1.87	0	0	0	0	0	$6.7x10^{-5}$
A3b	104*	0.17	430	0.21	83	1014	1.00	1.79	0	0	0	0	0	0
A3b	112*	0.16	439	0.28	58	350	1.03	1.85	0	0	0	0	0	0
A3b	146*	0.15	424	0.15	106	521	1.00	1.85	0	0.001	0	0	0	0
A3b	150*	0.21	426	0.23	91	544	1.04	1.83	0	0	0	0	0	0

section	profondeur	Rock-Eval					teneur en eau	poids	Palynofaciès quantitatif					
		S2	Tmax	TOC	IH	IO			rAP	gAP	∑ TLC	Opaques	Zoo.	Pyrite
	cm	(mgHC $.g^{-1}$)	(°C)	(%)	(mgHC $.g^{-1}$TOC)	(mgCO_2 $.g^{-1}$TOC)	%	g	(mg.mg^{-1} échantillon)					
S1	10	3.32	330	1.53	217	209	7%	2.39	0.0018		0.0005	0.0000	0.0000	0.0000
S1	50	2.44	420	1.15	212	218	8%	2.32	0.0016		0.0004	0.0003	0.0000	0.0000
S3	5	90.55	338	29.38	308	169	70%							
S5	15	2.07	404	1.32	157	234	19%	1.32	0.0008		0.0035	0.0005	0.0000	0.0000
S5	42	1.08	416	0.58	188	273	9%							
S6	15	1.90	420	1.03	184	214	15%							
S6	47	1.89	419	0.91	207	220	14%							
S7	2	52.19	330	16.21	322	192	53%							
S7	8	36.69	417	12.63	291	205	40%							
S8	5	17.20	423	5.50	313	186	20%							
S8	30	5.31	417	1.98	268	180	16%							
S9	3	10.90	409	3.40	321	163	19%							
S9	15	2.53	413	1.06	239	199	15%							
S10	3	3.23	412	1.44	224	194	41%							
S10	17	36.61	389	8.92	410	142	24%							
S10	40	3.12	417	1.36	229	197	18%							
S11	5	1.67	405	1.28	131	257	35%							
S11	50	1.36	411	1.13	121	245	26%							
S11	100	3.53	407	2.05	172	228	28%							
S12	25	1.79	339	0.86	207	232	4%							
S12	60	10.59	424	4.45	238	211	9%							
S14	5	66.90	332	19.75	339	165	50%							
S18	5	2.02	398	1.39	146	210	50%							
S18	15	21.24	413	6.97	305	168	20%							
Riv. S2		0.07	422	0.09	73	389	2%							
Riv. S4		23.75	332	6.58	361	155	72%							
Riv. S13		21.52	337	6.20	347	150	63%							
Riv. S15		9.43	327	3.54	266	160	57%							
Riv. S16		1.23	411	0.61	202	232	28%							
Riv. S17		3.29	406	1.54	213	202	27%							

Unités Cartographiques	Unités Typologiques	WRB 2006	RP 2008
(UCS 1) : Sols très peu épais, non hydromorphes, calcaires, développés sur calcaire.	UTS 1.1 : Sol mince, silteux, sans charge grossière ni taches d'oxydo-réduction, sous forêt ou prairie, développé sur calcaire blanc oolithique (S7, S9, S14, S18).	Rendzic Leptosol	RENDOOSOL silteux, holorganique, issu de calcaire
	UTS 1.2. : Sol mince, sableux, graveleux (calcaire), sans traces d'hydromorphie, sous prairie, développé sur calcaire blanc oolithique (S8, S12).		RENDOSOL sablo-graveleux, holorganique, issu de calcaire
	UTS 1.3. : Sol mince, silteux, graveleux (calcaire), sans traces d'hydromorphie, sous forêt de feuillus, développé sur calcaire blanc compact (S10).		RENDOSOL silto-graveleux, issu de calcaire.
(UCS 2) : Sols épais, graveleux, non hydromorphes, calcaires.	UTS 2.1. : Sol épais, silto-argileux, graveleux (calcaire), non hydromorphe, développé sur calcaire blanc compact (S11).	Cambisol	COLLUVIOSOL silto-argileux, issu de calcaire.
(UCS 3) : Sols épais, non hydromorphes, calcaires, sur alluvions fluviatiles des fonds de vallées.	UTS 3.1. : Sol épais, sablo-silteux, graveleux (calcaire), non hydromorphe, sous forêt de feuillus ou sous prairie, développé sur alluvions fluviatiles récentes à proximité des lits de rivière actuels (S1, S6).	Colluvic Regosol	COLLUVIOSOL, sablo-silteux, issu d'alluvions fluviatiles.
	UTS 3.2. : Sol mince, organique, graveleux (calcaire), non hydromorphe, sous forêt de pins, développé sur des alluvions fluviatiles récentes (S3).	Fluvisol	FLUVIOSOL juvénile, non calcaire, leptique, sur grève alluviale.

Annexe 3.5, Données obtenues sur l'Etang Majeur.

*Table présentant les résultats des analyses organiques réalisées sur les carottes **EM10B et EM11B** prélevées dans l'Etang Majeur. Sont également représentés les données obtenues sur les prélèvements de versant (sols et charges de fond fluviatiles).*

section	cote tube	cote réelle	Rock-Eval					densité	teneur en eau	poids						
			S2	Tmax	TOC	IH	IO				rAP	gAP	TLC	Opaques	Zoo.	Pyrite
	cm	cm	(mgHC .g^{-1})	(°C)	(%)	(mgHC .g^{-1}TOC)	(mgCO$_2$ .g^{-1}TOC)	(g.cm^{-3})	(%)	(mg.mg^{-1} échantillon)						
EM10B	9.5	1	31.08	421	8.26	376	162	1.63	60%	0.61	0.0021	0.0210	0.0011	0.0003	0.0010	0.0000
EM10B	10.5	2						1.63	59%							
EM10B	11.5	3						1.69	58%							
EM10B	12.5	4						1.80	53%							
EM10B	13.5	5						1.74	55%							
EM10B	14.5	6						1.63	60%							
EM10B	15.5	7						1.80	55%							
EM10B	16.5	8						1.74	55%							
EM10B	17.5	9						1.55	62%							
EM10B	18.5	10	63.32	423	14.34	441	139	1.51	63%	0.48	0.0210	0.0170	0.0027	0.0004	0.0036	0.0000
EM10B	19.5	11						1.51	63%							
EM10B	20.5	12						1.51	64%							
EM10B	21.5	13						1.54	63%							
EM10B	22.5	14						1.57	62%							
EM10B	23.5	15						1.50	64%							
EM10B	24.5	16						1.52	64%							
EM10B	25.5	17						1.47	65%							
EM10B	26.5	18						1.49	64%							
EM10B	27.5	19						1.49	65%							
EM10B	28.5	20	64.29	437	14.64	439	108	1.47	64%	0.34	0.0076	0.0130	0.0050	0.0012	0.0015	0.0000
EM10B	33.5	25	70.31	436	15.93	441	108			0.37	0.0170	0.0160	0.0016	0.0004	0.0000	0.0000
EM10B	28.5	30	74.96	422	17.55	427	139	1.38	69%	0.37	0.0070	0.0030	0.0006	0.0000	0.0001	0.0000
EM10B	38.5	40	69.66	419	17.05	409	141	1.40	67%	0.35	0.0500	0.0200	0.0024	0.0004	0.0030	0.0000
EM10B	48.5	50	77.78	436	18.89	412	110	1.39	68%							
EM10B	59.5	61	70.32	434	18.29	385	117	1.39	69%							
EM10B	68.5	70	67.33	420	16.88	399	138	1.37	70%							
EM10B	73.5	75	66.71	437	16.67	400	114	1.39								
EM10B	78.5	80	73.02	419	17.50	417	141		68%							
EM10B	88.5	90	72.78	431	19.04	382	113	1.40	68%							
EM10B	98.5	100	69.84	432	17.61	397	109	1.39	68%							
EM10B	109.5	111	67.86	435	17.43	389	109	1.39	68%							
EM10B	118.5	120	68.23	420	17.22	396	140	1.37	70%							
EM10B	123.5	125	69.35	432	18.34	378	111									
EM10B	128.5	130	63.76	421	15.98	399	139	1.38	69%							

section	cote tube	cote réelle	S2	Tmax	TOC	IH	IO
	cm	cm	(mgHC .g^{-1})	(°C)	(%)	(mgHC .g^{-1}TOC)	(mgCO$_2$ .g^{-1}TOC)
EM11B	6.5	1.5	36.07	425	8.56	421	137
EM11B	10	5	32.16	421	7.75	415	133
EM11B	15	10	54.74	422	11.83	463	131
EM11B	20	15	58.52	423	13.03	449	131
EM11B	25	20	62.32	428	13.79	452	132
EM11B	30	25	67.19	422	15.66	429	129
EM11B	35	30	65.68	423	14.62	449	129
EM11B	40	35	68.42	425	15.94	429	134
EM11B	45	40	34.34	427	8.70	395	146
EM11B	50	45	54.96	421	13.18	417	132
EM11B	55	50	49.14	421	12.15	404	131
EM11B	60	55	55.91	420	13.85	404	132
EM11B	65	60	61.79	418	14.91	414	127
EM11B	70	65	60.52	427	15.27	396	134
EM11B	75	70	56.97	421	14.17	402	129
EM11B	80	75	57.25	427	14.34	399	128
EM11B	85	80	52.74	419	13.40	393	127
EM11B	90	85	44.86	418	11.99	374	132
EM11B	95	90	51.39	419	13.12	392	128
EM11B	100	95	45.73	423	11.86	386	124
EM11B	105	100	37.48	421	9.63	389	121
EM11B	110	105	19.71	420	5.18	381	118
EM11B	115	110	21.41	413	5.45	393	116
EM11B	118	113	5.72	420	1.80	318	123
EM11B	122	117	5.10	421	1.96	260	134
EM11B	123	118	10.20	414	2.97	343	128
EM11B	125	120	0.51	417	0.41	125	182
EM11B	127	122	0.44	414	0.35	126	155
EM11B	130	125	2.40	415	1.20	201	109
EM11B	135	130	10.74	414	2.92	368	110
EM11B	140	135	2.84	414	1.01	281	164
EM11B	145	140	2.57	417	1.31	196	128
EM11B	150	145	1.24	414	0.84	147	132
EM11B	155	150	0.11	419	0.15	74	275
EM11B	160	155	0.05	405	0.09	54	209
EM11B	165	160	0.05	413	0.10	50	255
EM11B	170	165	0.00	323	0.05	0	549

Ech.	Code labo.	cote réelle	S2	Tmax	TOC	IH	IO
		cm	(mgHC .g^{-1})	(°C)	(%)	(mgHC .g^{-1}TOC)	(mgCO$_2$ .g^{-1}TOC)
S1	h0	7	4.52	423	3.13	144	295
S1	h1	17	101.65	418	18.85	539	89
S1	h2	30	1.90	425	1.57	121	249
S2	f1	5	10.20	423	4.56	224	149
S2	f2	40	279.19	415	49.51	564	126
S2	f3	70	61.28	325	12.60	486	130
S3	i1	10	37.42	424	8.76	427	128
S3	i2	40	24.17	420	7.83	309	99
org.	c		154.14	421	31.79	485	94
littoral			37.63	427	8.85	425	105
Riv.	d		65.15	395	16.07	405	93
Riv.	b		74.10	416	14.80	501	96

Empreintes climatiques et anthropiques sur le détritisme holocène:

Etude multiparamètres et intégrée de systèmes lacustres d'Europe Occidentale

L'érosion mécanique des surfaces continentales, ou « détritisme », résulte du forçage climatique mais peut être amplifiée par le forçage anthropique. Cette érosion des sols, et sa compréhension, représentent aujourd'hui un questionnement sociétal majeur. Le présent travail s'est donc intéressé aux relations étroites liant climat, Homme et détritisme, dans les environnements continentaux holocènes. Associée à une démarche analytique multiparamètres, couplant quantification et modélisation de l'érosion des sols, l'étude intégrée et la comparaison de différents systèmes lacustres d'Europe occidentale, d'altitude et de piedmont, alpins et pyrénéens, a permis d'obtenir les informations suivantes.

A long terme, la bipartition climatique Holocène (Optimum Climatique/Néoglaciaire) s'illustre par une augmentation de l'humidité, généralisée en Europe occidentale, et de l'ordre de 800 mm/an dans les Alpes françaises. Cette transition résulterait d'un relais entre le forçage solaire et le couplage océan/atmosphère. A court terme, l'Holocène est ponctué de périodes plus humides ou plus sèches, synchrones à l'échelle de l'Europe occidentale, et culminant avec le Petit Age Glaciaire.

La présence humaine est d'abord mise en évidence dans les systèmes de piedmont et est synchrone à l'échelle des Alpes (Néolithique). Elle paraît plus tardive dans les sites de haute altitude (Âge du Bronze). L'implantation humaine en altitude et en piedmont est régulée par l'accessibilité aux sites, mais également par des rétroactions climatiques négatives. En piedmont, ces rétroactions négatives ne sont effectives que jusqu'à l'Âge du Fer. Si le détritisme est dans un premier temps principalement contrôlé par le climat, il subit les conséquences de l'anthropisation dès le Néolithique dans les Préalpes. Cette anthropisation est limitée aux systèmes de piedmont, où elle explique jusqu'à 50% de l'érosion des sols, notamment pendant l'Âge du Bronze, l'Âge du Fer et le dernier siècle.

Mots-clés : détritisme, forçages climatique et anthropique, archive lacustre, pédogenèse, Europe occidentale, Holocène.

Climatic and anthropogenic imprints on Holocene detritism:

Integrative and multiparameter analysis of lacustrine archives from Western Europe

The mechanical erosion of continental surfaces, or "detritism", results from climatic forcing, but can be amplified by the anthropogenic one. Today, soil erosion represents therefore one of the major issue. The present work is thus focused on the interactions linking climate, human impacts and detrism, on Holocene continental environments. Associated with a multiparameter analytical approach, combining the quantification and the modelisation of soil erosion, the integrative study and the comparison of differents lacustrines archives from Western Europe provide the following informations.

At long time scale, the transition out of the Holocene Thermal Maximum towards the Neoglacial period is defined by the progressive establishment of a wetter climate within Western Europe. In Western French Alps, this is more particularly characterized by an increase of 800 mm per year of the mean annual precipitation.

Human presence is first detected throughout the piedmont plain, and is synchronous accross the Alps (Neolithic period). Human settlements are regulated by the accessibility, but also by negative climate feedbacks, at least up to the Iron Age. Over the Holocene, soil erosion is thereby mainly controlled by the climate but is also influenced by the human activities wihtin the piedmont plain, since the Neolithic period. This anthropogenic pressure explains up to 50% of the soil erosion quantified into the lacustrine archives from the French Prealps. It is more particularly important during the Bronze Age, the Iron Age and the modern period.

Keywords: detritism, climatic and anthropogenic forcings, lacustrine archive, Western Europe, Holocene.

UMR 7327 – CNRS/Université d'Orléans
1A, rue de la Férollerie
45071 ORLEANS CEDEX 2, France.